ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

R Вх. № 45с
21/III-54г.

СОВ. СЕКРЕТНО
Экз. № 120

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

(К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ МАСШТАБА 1 : 200 000)

Под редакцией А. А. БОГДАНОВА

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА 1953

Библиотека Геологического института Академии Наук Арм.ССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Карпаты, Закарпатье и Предкарпатье в течение длительного времени изучались многими польскими, чешскими, венгерскими, румынскими, австрийскими и даже французскими геологами. Литература, посвященная различным сторонам геологического строения этого края, чрезвычайно обширна: по неполным данным, она превышает несколько тысяч названий. На значительных пространствах Предкарпатья и Закарпатья в различные годы были проведены геологические съемки масштабов 1 : 200 000, 1 : 100 000, 1 : 75 000 и более детальные.

Казалось бы, все это обеспечивало полноту изученности геологического строения края. В ряде его районов сосредоточены широкоизвестные месторождения полезных ископаемых: каменная соль Солотвина, начало разработок которой теряется в средних веках; более чем столетней давности разработки озокерита в Бориславе; многочисленные месторождения нефти в различных частях края; крупнейшие в Европе месторождения горючих газов (Дашава, Угерско, Опары); соляные месторождения Предкарпатья, подвергающиеся интенсивной разработке в течение последних 5—6 столетий, — таков далеко не полный перечень полезных ископаемых, с давних пор привлекавших внимание к Карпатам и смежным с ними районам.

В результате работ Карпатской геологической экспедиции МГРИ, проводившихся в течение трех лет (1946—1949), выяснилось, что изученность геологического строения края была крайне низкой. Это относится к разработанности стратиграфии большинства формаций (за исключением флиша Внешних Карпат и тортона Подола), к правильности освещения тектонической структуры Карпат и смежных с ними впадин, а также ко многим другим вопросам.

К изучению строения Восточных Карпат советские геологи приступили практически лишь после Великой Отечественной войны. За короткий срок в познании геологии этой сложной области достигнуты несомненные и чрезвычайно крупные успехи.

Вполне понятен интерес, который вызвали Карпаты у советских геологов, получивших возможность всесторонне изучить новый район, освоение полезных ископаемых которого имеет большое значение для развития народного хозяйства Советского Союза и, в особенности, Украинской ССР. Этот интерес усиливался тем обстоятельством, что Восточные Карпаты представляли мало изученную часть альпийских складчатых сооружений в Европе с большими участками «белых пятен» (особенно в Закарпатье) и областью, на которую с наибольшим успехом распространялась гипотеза шарьяжей в ее наиболее типичном выражении.

В итоге геологических исследований Карпат в советский период разработано совершенно новое представление о строении и развитии этой области, по которому Карпаты не представляют собой системы грандиозных бескорневых шарьяжей, как утверждали геологи «альпийской» школы, а являются единым, но сложным складчатым сооружением, про-

шедшим длинный путь развития. Все составляющие его элементы тесно связаны единством процесса историко-геологического развития, определившим закономерности пространственного размещения фаций и типов тектонических структур.

Этот новый взгляд на общее строение и историю развития Восточных Карпат основан на впервые проведенном комплексном региональном изучении края, которое дало возможность в совершенно новом свете представить также строение, тектоническое положение и историю развития областей, прилежащих к Карпатам: их внешней и внутренних предгорных впадин.

Установленные новые положения имеют принципиальное значение, поскольку с ними связана полная переоценка представлений о закономерностях распространения и о перспективах поисков ряда важнейших полезных ископаемых края.

Разработка этой новой теории, основанной на богатейшем материале изучения геологии края, будет содействовать выполнению широких народнохозяйственных задач по освоению природных богатств нашей Родины. Работы советских геологов на Карпатах показали, к каким крупным ошибкам приводят односторонний, механистический подход к анализу явлений и некритическое отношение к научным воззрениям, даже в какой-то мере оправдавшим себя на первых порах. Следствием этого явилось развитие зарубежными учеными теории шарьяжного строения Карпат, господствовавшей вплоть до начала изучения этого края советскими учеными. Теперь совершенно ясно, почему до этого времени не была разработана общая стратиграфия Карпат, не были сделаны достаточно простые и давно назревшие выводы о характере тектонических нарушений отдельных структурных зон горной страны, почему полностью выпал из поля зрения геологов фациальный анализ и с чем, наконец, связан тот факт, что все выводы, касающиеся распространения полезных ископаемых, носили узко ограниченный характер, ни в какой степени не отражали действительных перспектив и были методически неправильными.

Новая теория общей структуры и развития Восточных Карпат частично уже нашла свое отражение в литературе (мы имеем в виду работы А. А. Богданова, 1949 и 1950 гг. и М. В. Муратова, 1949 г.). На этой теории уже базируются работы промышленных организаций. Но вместе с тем в нашей литературе еще высказываются отдельные взгляды, представляющие собой отзвуки старых представлений о строении Карпат. Этим в первую очередь определяется необходимость опубликования в закрытой печати главных положений и выводов, полученных в результате комплексного изучения геологии и полезных ископаемых Восточных Карпат за последние годы.

Авторами настоящей работы являются руководители съемочных и тематических партий Карпатской геологической экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе и Украинского геологического управления Министерства геологии, непосредственно занимавшиеся в 1946—1950 гг. разработкой проблем геологии и полезных ископаемых Восточных Карпат.

Карпатская геологическая экспедиция была организована весной 1946 г. для изучения геологического строения Восточных Карпат и смежных с ними областей в пределах границ СССР.

Московским геолого-разведочным институтом им. С. Орджоникидзе был укомплектован штат экспедиции, организованы и проведены трехлетние полевые и камеральные исследования, результаты которых изложены в настоящей работе.

Помимо Московского геолого-разведочного института, в организации экспедиции принимало участие Украинское геологическое управление

Министерства геологии, сотрудники которого в различные периоды непосредственно участвовали в полевых и камеральных работах.

Предлагаемая вниманию читателя работа является сводкой полученных материалов. В ней заключены главнейшие сведения о геологическом строении и истории геологического развития края, сведения о месторождениях полезных ископаемых и гидрогеологическая характеристика. Издаваемый одновременно атлас карт содержит составленные экспедицией:

1) геологические карты масштаба 1 : 200 000;
2) карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000;
3) различные обзорные карты масштаба 1 : 500 000.

Чрезвычайно большая работа по подготовке топографической основы для карт, а также вычерчивание, размножение и раскраска всех графических приложений были выполнены картографическим бюро Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе под руководством В. Н. Лунд.

Общее руководство по проведению всех работ экспедиции, а также по составлению и научному редактированию настоящего издания осуществлялось проф. А. А. Богдановым.

ИСТОРИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИЗУЧЕННОСТИ КРАЯ

Первые известные нам опубликованные работы по геологии Восточных Карпат и смежных с ними областей относятся к XVII столетию. Систематизированные и вполне научные труды появились немногим более ста лет тому назад. При рассмотрении материалов по исследованию Карпат встречаются прежде всего трудности с выделением отдельных исторических этапов, отмеченных тем или иным характером и результатами исследования. Эти этапы получаются различными, если подходить с точки зрения стратиграфии, тектоники, заснятости или изучения отдельных крупных районов.

Теперь, когда советские исследования Карпат уже принесли значительные результаты, когда вековое геологическое наследие в значительной степени освоено, наиболее правильным является деление истории исследования области, исходя из принципа рассмотрения советской части Восточных Карпат в целом и приняв за основу деления характер главнейших представлений о тектонике области. При таком подходе история изучения геологического строения Восточных Карпат может быть разделена на три периода: первый — охватывающий XIX столетие и закончившийся в 1905 г., когда впервые к Карпатам была приложена гипотеза шарьяжей, второй — с 1905 до 1945 г., проходивший под знаком этой идеи, и третий — современный.

В пределах выделенных по указанному принципу периодов можно отметить отдельные этапы. К ним относятся этап составления «Атласа Галиции» (1887—1907 гг.), этап создания славянских государств на Карпатах (1920—1940 гг.), характеризовавшийся некоторым оживлением геологических работ, и т. д. В тексте эти этапы не выделены, но упоминаются при характеристике особенностей того или иного десятилетия.

Исследованность и история изучения Восточных Карпат, а также библиография по отдельным этапам или вопросам освещаются в ряде работ советских и иностранных авторов. Необходимо указать на работы: Н. А. Быховера и др. (1941 г.), М. И Клюшникова и А. Д. Кудели (1941 г.), А. К. Матвеева (1941 г.), В. И. Славина (1946 г.), Н. Р. Ладыжинского (1947 г.), отчеты Карпатской геологической экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе за 1947, 1948 и 1949 гг., А. А. Богданова и др. (1949 г.), а также на ряд работ Д. Андрусова (1936, 1939 гг.), В. Улига (1903 г.), Г. Свидзинского (1934, 1938 гг.), В. Гильбера (1882 г.) и М. Неймайра (1871 г.).

Нижеприводимая характеристика геологической изученности Карпат и смежных с ними территорий отнюдь не является полной сводкой и перечнем всех существующих материалов. В ней делается лишь попытка вскрыть общее направление развития тектонических идей геологами, изучавшими Карпаты в течение последнего столетия.

ПЕРВЫЙ ПЕРИОД (НАЧАЛО XIX СТОЛЕТИЯ — ДО 1905 г.)

Систематическое изучение геологического строения областей Западной Украины производилось с начала прошлого столетия Российским горным департаментом. Представителями этого департамента в Польше являлись С. Сташиц, а впоследствии Г. Пуш, которые создали первые представления о строении третичных и меловых отложений окраин Русской платформы. В 1806 г. Сташиц составил первую геологическую карту Польши, которая была им опубликована в Петербурге; объяснительная записка к ней была издана в 1815 г. Последующие стратиграфические исследования велись Е. Эйхвальдом и Н. Барбот-де-Марни вплоть до 70-х годов прошлого столетия. Этот начальный период региональных и стратиграфических исследований окраин платформы заложил прочный фундамент современным представлениям о ее строении.

В 1850 г. была начата первая обзорная геологическая съемка Австро-Венгрии, в пределы которой в то время входили целиком Западные и частично Восточные Карпаты. Эта работа, возглавлявшаяся Ф. Хауером, позволила составить обзорную геологическую карту Австро-Венгерской империи в масштабе 1 : 576 000, которая была напечатана в Вене на 12 листах. Над этой картой работали с 1850 по 1865 г.: Ф. Фёттерле, Ф. Хохштеттер, Э. Мойсисович, М. Неймайр и Ф. Рихтгофен. В процессе этих работ был собран и систематизирован большой материал по стратиграфии, петрографии и тектонике Карпат и смежных с ними западных областей.

Из ранних работ интересны взгляды на природу «утесов» юрских известняков, протягивающихся в виде узкой прерывистой цепочки по внутреннему склону Карпат от района Вены до Мармарошского кристаллического массива. Наличие этих утесов («клиппенов» или «клиппов») сыграло большую роль в развитии взглядов на строение Карпат среди геологов «альпийской» школы.

Впервые проблема происхождения утесов была поставлена Е. Бейрихом (1844 г.), указавшим на более древний — юрский возраст «клиппенов» по отношению к вмещающим породам. Он объяснил возникновение этих образований механическим действием вулканических процессов — взгляд, к которому позже вернулись А. Матейка и Л. Зеленка (1932 г.).

Д. Штур в 1859 г. считал их рифами. Тектоническое происхождение за этими образованиями было признано позже, в 60—70-х годах. Так, Хауэр считал их ядрами протыкания сложных антиклинальных складок. Детально изучивший стратиграфию многих известняковых массивов М. Неймайр (1871 г.) считал, что образование зоны «клиппенов» является тектоническим и синхроничным со складчатостью карпатских песчаников, возраст которых он принимал олигоценовым.

Г. Штах, возглавивший в начале 70-х годов большую работу по составлению детальной геологической карты Австро-Венгрии на 460 листах, также уделил большое внимание известняковым утесам. Он дал достаточно подробное их описание (1871 г.). Происхождение утесов он связывал с «главной линией разлома кристаллического основания Карпат», сформировавшейся в дотретичное время.

70-е годы прошлого столетия тесно связаны с именами К. Пауля и Е. Тице. Ими впервые была разработана общая стратиграфическая схема всех образований, слагающих Восточные Карпаты, и выделены структурные зоны: Мармарошский массив, зона «карпатских песчаников» и неогеновый пояс.

Тектоника наиболее широкой, Песчаниковой зоны Восточных Карпат, сложенной породами от нижнего мела до олигоцена, рассматривается этими авторами (1870, 1876, 1877 гг.) как система складок и взбросов, направленных на северо-восток. «Клиппены», по мнению К. Пауля, представляют собой ядра резко дислоцированных антиклинальных структур.

Позднее (1881 г.) тектоническое расчленение Карпат было уточнено М. Вачеком, который выделил Центральную Карпатскую полосу, сложенную эоценовыми и олигоценовыми породами и обрамленную с северо-востока и юго-запада зонами более древних (меловых) отложений. Этим было положено начало обособлению Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат (Центрально-Карпатской депрессии — в определении польских геологов).

Первое серьезное изучение Мармарошского массива произведено Г. Запаловичем (1886 г.). Считая Мармарошский массив автохтонным древним ядром Восточных Карпат, этот исследователь выделил в пределах его протерозойские и нижнепалеозойские кристаллические породы и установил трансгрессивное залегание на них пермских конгломератов («веррукано») и триасовых карбонатных пород. Г. Запалович отметил, что Мармарошский массив надвинут на флиш в северо-восточном направлении.

В эти же годы Э. Зюссом (1885 г.) была впервые высказана мысль о тектоническом контакте Карпатской складчатой системы с ее предгорьями в форме «плоских надвигов». Однако тогда Э. Зюсс еще не придавал этим надвигам регионального значения.

Таким образом, к середине 80-х годов был накоплен значительный фактический материал и создались первые достаточно обоснованные детальными исследованиями представления о структурном расчленении Восточных Карпат и строении отдельных выделенных зон.

В 1887 г. была начата новая геологическая съемка Восточных Карпат. Это были работы по составлению геологических карт масштаба 1 : 75 000 «Атласа Галиции», которые не были закончены и прекратились в 1907 г. В числе геологов, производивших съемку и составление этих детальных карт, были Р. Зубер, В. Улиг, В. Тейссейр и М. Ломницкий. Некоторые карты «Атласа Галиции» отличаются достаточной точностью и по ряду районов являлись единственным геологическим документом до самого последнего времени. Сопровождающие карты объяснительные записки также содержат в себе ряд ценных сведений. Но надо отметить одну из особенностей методики составления листов «Атласа Галиции», предопределившую наличие во многих картах неточностей, а в некоторых случаях и принципиальных ошибок: картирование велось только путем пересечения вкрест простиранию, без прослеживания контактов и свит по простиранию. Изучение геологического строения Галиции позволило некоторым авторам карт высказать ряд чрезвычайно плодотворных мыслей, оказавших большое влияние на последующих исследователей края.

Например, в 1903 г. Р. Зубер высказал мысль о существовании древнего «Добруджинского вала», протягивающегося, по его мнению, от Добруджи до Келецко-Сандомирского кряжа. Этот «вал» ограничивал геосинклинальный бассейн Восточных Карпат с северо-востока и поставлял в него в меловое и палеогеновое время «экзотическую» гальку зеленых и красных филлитов, известняков, кварца и других пород. Такая мысль впоследствии, в той или иной форме, разделялась почти всеми исследователями Карпат.

В то же время появились первые работы В. Тейссейра (1903, 1907 гг.) относительно связи дислокаций Карпатской горной системы и их предгорий с сопредельными областями. Он установил ряд линий («линий Тейссейра»), по которым, по его мнению, происходили дифференциальные движения глыб древнего фундамента. Схема Тейссейра по его более поздним работам (1921 г.), в которых она наиболее полно и четко изложена, приводится ниже.

В. Тейссейр предложил наличие в предгорной области ряда продольных и поперечных линий дислокаций, разграничивающих горсты и тектонические депрессии (рис. 1).

Одна система линий (*1—7*) представляет собой разломы, радиальные по отношению к Карпатской горной дуге. Это линии древних послекаледонских и послегерцинских дислокаций (докарпатских), замаскированных в складчатых Карпатах. Другая система линий (*I—VII*), наоборот, следует параллельно горной дуге Карпат. Это неокарпатские дислокации, возникшие в период формирования Карпатского горного сооружения.

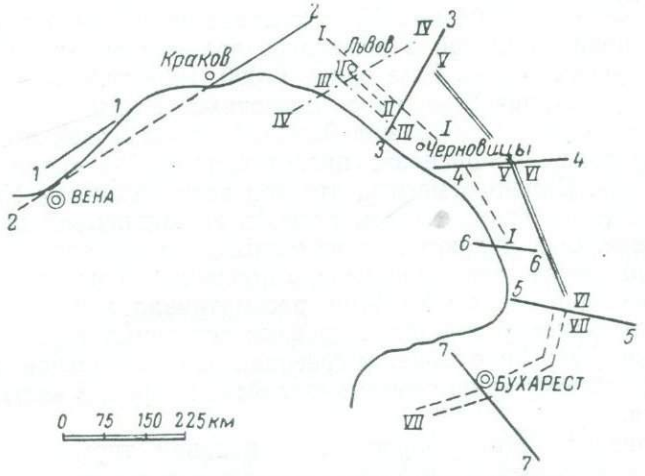


Рис. 1. Схема тектоники предгорья Карпат

1-1—линия Острава Моравская—Цнайм; *2-2*—линия Завихост—Курдванов—Банов; *3-3*—линия Ковалевка—Смыковцы (северный край Подольского горста); *4-4*—линия Черновицы—Перковцы (южный край Подольского горста); *5-5*—линия Пентелец—Рымник; *6-6*—линия Тротуш—Барлад; *7-7*—дислокация Дембовицы; *I-I*—линия Бердо—Нароль—Городиска—Барлад; *II-II*—линия Бобрка—Николаев; *III-III*—линия Городок—Калуш; *IV-IV*—линия Гологоры—Кременец; *V-V*—рифовый вал Медоборы; *VI-VI*—дислокация р. Прута; *VII-VII*—сброс нижнего Дуная. Римскими цифрами обозначены неокарпатские дислокации, арабскими—докарпатские

Предложенная В. Тейссейром схема связи дислокаций Карпат и их предгорий долгое время имела много сторонников. Она была использована целиком Э. Зюссом в его «Лике Земли». Однако взгляды Тейссейра подвергались одновременно чрезвычайно серьезной критике, главным образом со стороны русских геологов — В. Ласкарева (1914 г.) и других, изучавших смежные с Карпатами окраины Русской платформы.

Одна из наиболее полных и интересных сводок этого периода, где нашли свое отражение многочисленные новые факты, полученные при съемке листов «Атласа Галиции», была составлена В. Улигом, опубликовавшим в 1903 г. главу «строение Карпат» в капитальной работе по геологии Австрии, вышедшей под редакцией Э. Зюсса.

В. Улигом выделены в Карпатах следующие структурные области: 1) зона песчаников; 2) Внутренняя зона, подразделяющаяся на: а) зону клиппенов, б) пояс центральных массивов (Высокие Татры), в) Внутренний пояс (Низкие Татры); 3) вулканические горы, обрамляющие внутренний край Карпат.

В зоне песчаников Улиг, вслед за Хоенэггером (1861 г.), различал три комплекса отложений, разделенных несогласием: 1) нижний мел, 2) верхний мел и 3) палеоген, занимающий по меньшей мере четыре пятых всей площади и трансгрессивно залегающий на древних массивах.

Кроме того, он различал две фациальные области: бескидскую и суббескидскую, отличающиеся характером разреза. «Остается нерешенным кардинальный вопрос, — писал Улиг, — старше ли палеоген субкарпатской области, чем магурские песчаники, или часть их может рассматриваться как фация последних». Этот вопрос оставался одним из основных до самого последнего времени.

Тектоника зоны песчаников характеризуется, согласно Улигу, многочисленными взбросами, чешуями и опрокинутыми складками, перемещение которых направлено на северо-восток.

Являясь последовательным контракционистом, Улиг считал, что тектоника внутренней части Карпат определяется жесткими древними центральными массивами. На них центростремительно при боковых сжатиях надвигаются «субтатранские» массы.

Южную зону «клиппенов» Улиг рассматривал как остаток древней Карпатской цепи, поднятой в домеловое время и сильно дислоцированной в последующие фазы. Еще ранее (1890, 1897 гг.) В. Улиг указывал на то, что кристаллическое ядро Восточных Карпат (Мармарошский массив) не образует продолжения Высокой Татры, а является продолжением южной зоны «клиппенов», представляя собой «клиппен исполинских размеров». Важно отметить, что под этим термином Улиг понимал острова-останцы в верхнемеловом море, т. е. приписывал им эрозионное происхождение. Они являются не чем иным, как «просвечиванием древней структуры через тонкое покрывало оболочки» и не служат «знаками надвига». Бескорневые глыбы Улиг рассматривал как блоки «исполинского конгломерата» у подножья древних островных гор.

Аналогичное строение имеет и северная зона клиппенов, содержащая по северо-восточному краю глыбы мезозойских пород, в частности известняков титона.

Рассматривая общие вопросы региональной тектоники края, Улиг считал «линии Тейссейра» реально существующими, хотя и изображенными условно и весьма схематично.

В истории развития Карпат Улиг различал пять фаз складчатости: предпермскую, предверхнемеловую, послеверхнемеловую, олигоценовую (в конце олигоцена) и миоценовую. Первая фаза сформировала структуры центральных массивов, которые в последующем лишь подвергались разломам. Для зоны песчаников главная фаза падает на конец олигоцена. С пятой фазой связаны дислокации миоцена краевой геосинклинали. Вулканизм приурочен к фазам складчатости, завершая цикл.

История Карпат, заключает Улиг, ясно устанавливает закономерность зонального перемещения областей отложений и дислокаций в процессе их развития. Для каждой такой области отмечается своя главная фаза складчатости, в общем ограничивающаяся указанной зоной. В соответствии с этим он считает, что в тектонике Карпат должна существовать тенденция антивергентности в каждой из зон.

Этот вывод, несомненно заслуживающий внимания, в последующем был совершенно забыт.

Даже из этого более чем краткого обзора видно, что в начале XX столетия наука располагала большим количеством фактов и надежно обоснованных общих представлений о геологическом строении Восточных Карпат. Любопытно отметить, что многое из того, что дано в этой работе В. Улига, особенно в области постановки проблем, отвечает, в той или иной мере, нашим современным взглядам.

В течение рассмотренного периода изучение геологического строения Восточных Карпат производилось путем детального картирования, сопровождавшегося фациальным и стратиграфическим анализом, что позволило выделить главнейшие структурно-фациальные зоны. Все это создало прочную базу для дальнейших исследований. Но в это время была перенесена на Карпаты идея шарьяжей, заставившая пересмотреть все сделанные ранее построения.

ВТОРОЙ ПЕРИОД (1905—1945 гг.)

Толчком к приложению теории шарьяжей к Карпатам послужил ее успех на Венском геологическом конгрессе в 1903 г.

Эта идея, оплодотворив на первых порах геологическую мысль, создав новые рабочие гипотезы, допускавшие новое толкование фактов, впоследствии стала тормозом для дальнейшего развития знаний о Карпатах, догмой, мешавшей исследователям двигаться вперед, рассматривать новые факты с новых точек зрения.

Признаки идеи шарьяжей наблюдались, также под влиянием альпийской школы, и до конгресса. В 1903 г. И. Бержерон указал на наличие шарьяжей в Румынских Карпатах. Гипотезу о покровном строении Северных Карпат на Венском конгрессе высказал М. Люжон. Тем не менее родоначальником теории шарьяжей на Карпатах следует считать М. Лимановского (1905 г.), который первый дал широкую картину «шарьяжей» на Карпатах.

В Западных Карпатах он различал несколько покровов: на Судетской платформе лежит «миоцен», на нем — флишевый покров. Последний перекрывается «покровом силезского мела», выше которого находится «динарский магурский флиш». «Клиппены» южной зоны представляют, по образному выражению М. Лимановского, «тектоническую морену» — след движения «магурского флиша».

В основе тектонических построений этого исследователя для Мармарошских Карпат лежал установленный еще Г. Запаловичем (1886 г.) надвиг кристаллических пород массива на флиш, развитый к северо-востоку от него. Этому факту, однако, было придано иное количественное и качественное истолкование, столь же смелое, сколь и необоснованное.

Насколько велико было влияние новой теории и с каким энтузиазмом она была встречена, можно судить по тому, что Р. Зубер в предисловии к работе Я. Новака (1914 г.) назвал идею М. Лимановского гениальной.

В. Улиг подверг свои взгляды также полной ревизии. Если приоритет применения теории шарьяжей к Карпатам принадлежит М. Лимановскому, то первая полная разработка ее была произведена Улигом.

В работе 1907 г. Улигом была дана широкая картина региональных карпатских покровов, тянущихся на сотни километров, с амплитудами, «превышающими — хотя и не в очень большой степени — альпийские».

Фациальные зоны, выделенные им ранее, превратились в шарьяжи. Улиг находил в Западных Карпатах тектонические окна и эрозионные останцы покровов, наличие которых он предполагает и в восточной части Карпат. Известняковые утесы Закарпатья рассматриваются им теперь как лобовые части двух покровов, сближающих две фации, давно выделенные в этой зоне.

Карпаты в целом являются аллохтонным образованием (рис. 2), состоящим из следующих покровов (с северо-востока на юго-запад):

1) суббескидского,
2) бескидского,
3) субпеннинского,
4) пеннинского,

(флиш)

5) высокотатранского (буковинского — в Восточных Карпатах),
6) субтатранского (семиградского — в Восточных Карпатах),
7) покровов внутренних поясов,
8) покровов Венгерских Средних гор.

Все или большую часть покровов В. Улиг считает «плавающими». Они сопоставляются и синхронизируются с системами альпийских покровов (в частности, бескидские — с гельветским, пеннинские — с лепонтинским и т. д.).

Если принять во внимание, что работа Улига была опубликована через четыре года после его первой сводки, где тот же фактический материал привел автора к абсолютно противоположным даже самым общим

выводам, то нельзя не удивиться легкости, с которой он перестроил свои взгляды.

Естественно, что известные в то время факты надвига Мармарошского массива на флиш, надвига внешних складок Карпат на краевой прогиб и наличия в Карпатах нескольких фациальных зон не могли при-

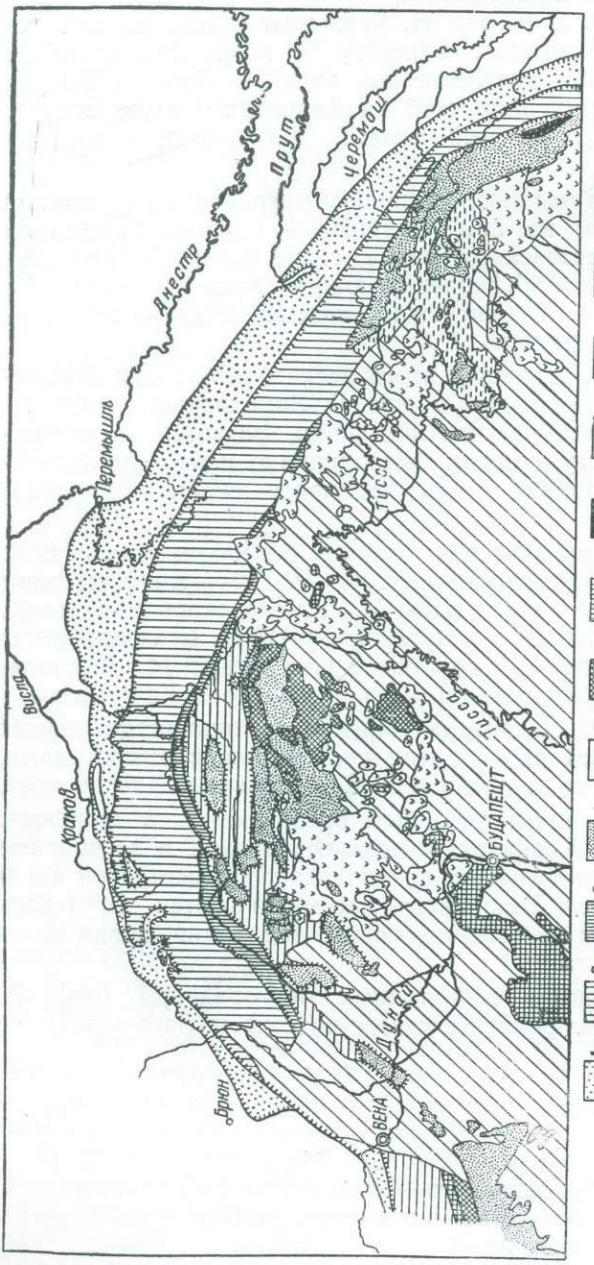


Рис. 2. Карпатские покровы в схематическом изображении В. Улига (1907 г.)

1—суббескидский покров; *2*—бескидский покров; *3*—пенинский, субпенинский покровы и южная зона клиппенов; *4*—высокотатранские покровы; *5*—субтатранский покров (Вост. Альп); *6*—покров внутренних поясов (Вост. Альп); *7*—покров Венгерских центральных массивов; *8*—семигралский покров; *9*—молодые вулканогенные образования; *10*—молодые третичные образования Венского бассейна и Семиградья; *11*—сеноман, сенон и палеоген; *12*—внешняя граница покрова

Рис. 2а. Схематический профиль Карпат (по В. Улигу)
Цифровые условные обозначения (*1*–*7*) те же, что и на рис. 2.

вести к выделению шарьяжей на Карпатах. Шарьяжи здесь явились результатом архимеханистической концепции, созданной в полном отрыве от фактической базы.

Совершенно понятна большая натяжка в рассуждениях Улига об области корней карпатских шарьяжей, которую он мог видеть лишь глубоко погребенной под молодыми отложениями Венгерской низменности. Не меньшей натяжкой является деление по покровам отложений эоцена

Высоких Татр, которые перекрывают, с базальным конгломератом в основании, породы трех древних покровов. Трудностей доказательства этого не скрывал и Улиг, но его попытки дать соответствующие объяснения этим явлениям и тогда выглядели весьма неубедительными.

Идеи В. Улига развивал Я. Новак. В своей работе (1914 г.) он выделил в Восточных Карпатах ряд «плащевин» (покровов): береговую, скольскую, петроса, а также буковинский и семиградский покровы В. Улига. Большое значение он придавал поперечным региональным дислокациям Восточных Карпат — элевациям и депрессиям. Он считал, что в пределах крупных поперечных вздутий (элеваций) находится большая часть нефтеносных структур. Эта мысль в последующем была развита К. Толвинским, и ей придавалось большое значение всеми геологами, занимавшимися изучением нефтеносности Восточных Карпат.

Едва ли не единственным из крупных польских геологов, критически относившимся к взглядам Улига, был Р. Зубер, исследовавший Карпаты в течение нескольких десятков лет. Зуберу принадлежит заслуга создания, после К. Пауля, стратиграфии Внешней антиклинальной и Центральной синклинальной зон «флишевых» Карпат, которая после него изменялась лишь в деталях. Р. Зубер был одним из тех весьма немногочисленных исследователей, которые занимались сравнительным изучением фаций. На рис. 3 приведена его схема размещения фаций во «флишевых» Карпатах.

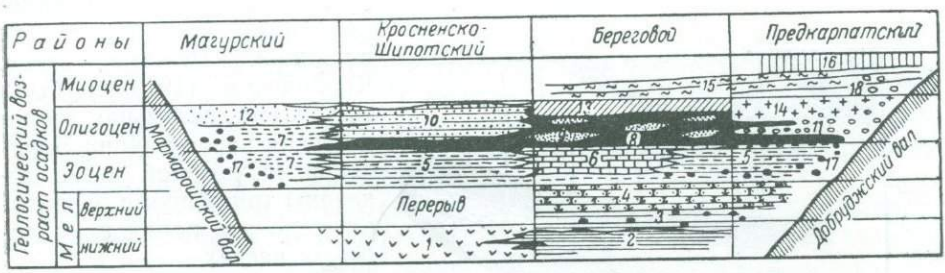


Рис. 3. Размещение флишевых фаций между Мармарошем и Надворной (по Р. Зуберу)

1—силезский нижний мел; *2*—нижнеиноцерамовые слои; *3*—верхнеиноцерамовые слои; *4*—ямненский песчаник; *5*—пестрые сланцы эоцена; *6*—эоцен Пасечны; *7*—беловежские слои; *8*—менилитовые сланцы; *9*—ценжковицкий песчаник; *10*—кросненские отложения; *11*—слободские конгломераты; *12*—магурский песчаник; *13*—поляницкие отложения; *14*—добротовские слои; *15*—соленосные глины миоцена; *16*—угленосный верхний миоцен; *17*—экзотические глыбы; *18*—стебникские слои

На основании тектонических и фациальных особенностей Р. Зубер делит Карпаты на четыре региона (1918 г.): Предкарпатский, Береговой, Кросненско-Шипотский и Магурский[1] (рис. 4). Эти регионы в значительной степени соответствуют выделяемым в настоящее время в Восточных Карпатах тектоническим зонам (Богданов, 1949 г.): Предкарпатский регион отвечает Предкарпатскому краевому прогибу, Береговой — Внешней антиклинальной зоне, Кросненско-Шипотский — Центральной синклинальной зоне, а Магурский — Внутренней антиклинальной зоне.

Придерживаясь в общем идеи покровного строения Карпат и выделяя, вслед за Я. Новаком, ряд «плащевин», Р. Зубер критически относится к крайностям теории шарьяжей. Он сомневается в большой амплитуде магурского покрова и указывает (для Западных Карпат) на отдельные черты фациального сходства слагающих этот «покров» свит с зонами, лежащими непосредственно севернее и северо-восточнее. О работах Улига Зубер отзывается следующим образом: «Особенно вредная

[1] Магурский регион Зубера соответствует бескидскому, а предыдущие два региона — суббескидскому покровам Улига.

путаница в тектонических воззрениях была вызвана Улигом, тем, что этот исследователь принял для флишевых Карпат две фантастически огромные плащевины из неизвестных глубин и расстояний» (1918 г.).

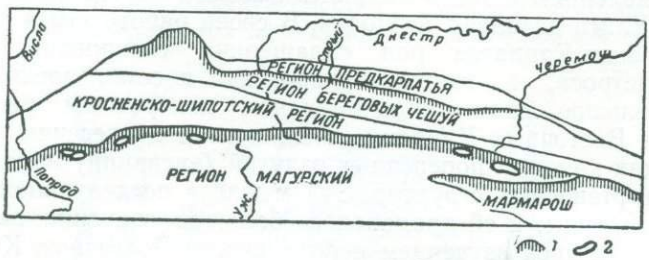


Рис. 4. Тектоническая схема флишевых Карпат (по Р. Зуберу)

1—фронт покровов; *2*—тектонические окна

1919 г. ознаменовался интересным событием, сыгравшим значительную роль в дальнейшем развитии взглядов на геологическое строение Карпат. Б. Кропачек, основываясь на данных буровых скважин, открыл в Бориславе под надвигом Карпат погребенную лежачую Бориславскую складку (рис. 5). Это открытие дало возможность уже конкретно говорить о характере связи строения Карпат с предгорной впадиной. Помимо этого, Кропачеком (1919 г.) была составлена детальная геологическая карта района Бориславa, на которой четко показаны три чешуи с развитием меловых пород в их лобовых частях.

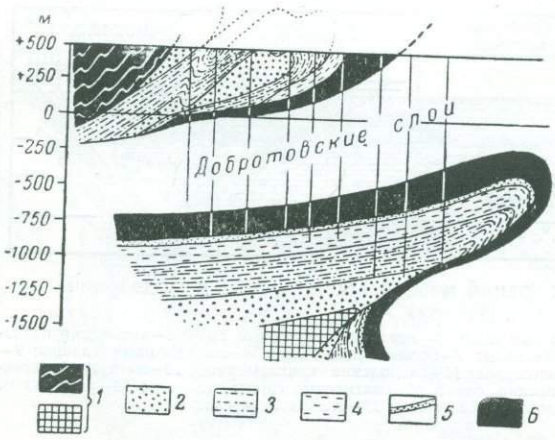


Рис. 5. Бориславская глубинная складка (по Б. Кропачеку, 1919 г.)

1—иноцерамовые слои; *2*—ямненский песчаник; *3*—иероглифовые слои; *4*—попельские слои; *5*—горизонт песчаников; *6*—менилитовые сланцы

Представление Кропачека о чешуйчатом или «скибовом»[1] строении Внешних Карпат в дальнейшем было развито К. Толвинским. Работа его протекала в условиях, когда после временного прекращения исследований в связи с империалистической войной 1914—1919 гг., в Польше проводились интенсивные геологические, в том числе и съемочные работы. Свои воззрения К. Толвинский изложил еще в 1924 г. и затем развивал в многочисленных работах (1925, 1932, 1933, 1937 гг. и др.). В результате работ большого количества геологов (Б. Буяльского, С. Яблонского, С. Вейгнера, К. Толвинского, Г. Сизанкура и других) в 1926 г., а затем в 1938 г. под редакцией К. Толвинского были выпущены геологические карты Польских Восточных Карпат в масштабе 1 : 200 000. На этих картах нашли свое отражение основные результаты стратиграфического изучения Польских Карпат, в котором после Р. Зубера большую роль сыграли К. Толвинский, В. Рогаля, Л. Горвиц, М. Стирналовна и Г. Сизанкур, Б. Кокошинская, С. Краевский, Г. Свидзинский, Б. Буяльский, З. Опольский, Е. Яблонский, С. Вейгнер и многие другие. Работами этих исследователей был выделен во Внеш-

[1] «Скиба» (польск.) — пласт земли, вывернутый лемехом плуга.

них Карпатах комплекс нижнемеловых отложений, расчлененный на две свиты (спасскую и свиту кремнистых мергелей); выделены верхнемеловые отложения, расчлененные на иноцерамовые и ямненские слои [1], а в отложениях палеогена — иероглифовая, менилитовая, кросненская и поляницкая свиты. Помимо этих основных стратиграфических единиц, в ряде районов были выделены отдельные горизонты местного значения: попельские слои, пасечненские слои, выгодские песчаники и др.

Результаты детальных стратиграфических работ позволили разобраться в тектонике Внешних Карпат, чему много внимания уделил К. Толвинский.

Толвинский отмечал, что Внешние Карпаты построены иначе, чем Альпы, и противопоставлял «карпатский стиль» строения альпийскому. Особенностью Карпат являются плоские чешуеобразные надвиги (скибы), тянущиеся на далекое расстояние по простиранию. Для них характерны пологие формы залегания слоев на фоне общей интенсивной дислоцированности района. В пределах «скиб» различаются более мелкие чешуи и складки. Скибовое строение характерно для «Скольско-Буковинского района». Татры, по мнению Толвинского, имеют уже альпийское строение. Однако Толвинский отмечает, что, несмотря на эти различия, «правильно понять строение Карпат можно только детально изучив Альпы и лишь путем применения методов структурного анализа, разработанных А. Геймом», учеником которого он являлся. Как и его предшественники, Толвинский в Восточных Карпатах различает два основных покрова: скольский и магурский.

Начиная от «берега» (края) Внешних Карпат, в пределах скольского покрова он выделял следующие тектонические элементы: 1) Бориславская скиба («глубинная»), 2) Береговая скиба, 3) Оровская скиба, 4) Скольская скиба, 5) скиба Парашка, 6) скиба Зелемянка, 7) скиба Ружанка, 8) Центральная Карпатская депрессия и 9) скиба Воловца, принадлежащая уже к Магурскому покрову.

Толвинский отмечал, что скибы нормально погружаются в сторону Центральной Карпатской депрессии. Происхождение скиб он связывал (1932 г.) с влиянием мощной толщи соленосных отложений, которую он предполагал в их основании. К такому же выводу приходил ранее (1914 г.) Я. Новак. При общем анализе тектоники Карпат Толвинский придавал большое значение поперечным «элевациям» и «депрессиям». Эмпирические данные К. Толвинского, особенно его геологические карты, представляют большой шаг вперед в изучении конкретного геологического строения Восточных Карпат. Наиболее существенным из его работ является правильный вывод о чешуйчатом строении Внешних Карпат. Но, являясь сторонником гипотезы шарьяжей, Толвинский не приложил к изучению Карпат метода историко-геологического анализа и не смог проследить общего хода их геологического развития, а равно выяснить условия формирования их современной структуры. По этой же причине эмпирические данные Толвинского оказались оторванными от его общих выводов, которые во многом являются формалистическими.

Кроме Толвинского, общими вопросами строения Карпат в период 20-х и 30-х годов занимались также другие польские геологи: Г. Свидзинский, Я. Новак, Б. Свидерский.

Наиболее четкие представления этих исследователей относятся к «зоне скиб». За ее пределами авторы обычно ограничивались спекулятивными построениями, простор для которых давало отсутствие съемочных и разведочных работ. В связи с этим следует упомянуть о том, что число покровов в Южных и Западных Карпатах в это время множилось. Л. Кобер (1927 г.), посетив Карпаты, перенес на них свои представления о тектонике Восточных Альп. На покровных позициях стоят Термье, Штауб, Мразек, Попеску-Войтешти и др.

[1] В настоящее время ямненские слои относят к палеоцену

Наибольшее значение из указанных исследователей имел Л. Мразек (1933 г.). Им, как известно, уделялось много внимания изучению дисгармоничных складок в румынской части Предкарпатского краевого прогиба. Разработанная Мразеком теория формирования диапировой складчатости послужила основой для направления мысли некоторых исследователей польской части прогиба (К. Толвинский, 1941 г.[1]). В поисках сил, вызывающих сложную складчатость в прогибе, Мразек высказывал предположение о существовании движения жесткого основания Русской платформы на юго-запад, под складчатую зону Карпат. Однако некоторые румынские геологи критически относились к покровной теории. К ним относятся Маковей и Атанасиу (1934 г.) и Д. Преда (1927 г.), которые считали, что для Карпат альпийский тип строения не является характерным.

В своей работе 1927 г. Я. Новак различает на Карпатах флишевую область и блок глубинных складок. Границей между ними служит южная зона клиппенов, относящаяся к блоку глубинных складок. В глубинном блоке выделяется ряд антиклинальных структур, разделенных полосами синклинального строения. Покровы здесь имеют досенонский возраст — этим автор «исправляет» одну из больших натяжек в конструкциях В. Улига.

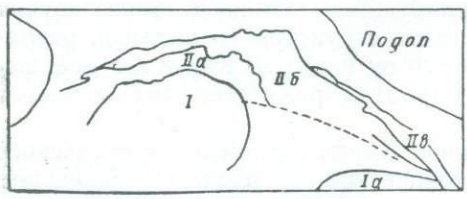


Рис. 6. Тектонические единицы флишевой области Польских Карпат (по Я. Новаку)

I-Iа—юго-западный и юго-восточный блоки глубинных складок; *IIа*—Магурская группа флиша; *IIб*—Средняя группа флиша; *IIв*—Береговая группа флиша

Во флишевой области Новак выделял три тектонических единицы: Магурскую группу, Среднюю группу и Береговую группу (рис. 6).

Магурский покров прослеживается Новаком в юго-восточном направлении до долины р. Лаборцы, опоясывая юго-западный блок, с которым он тесно связан. Юго-восточный блок (Мармарошский массив), являющийся форландом по отношению к юго-западному, вместе с большей частью Карпатского флиша составляет «Среднюю группу», надвинутую на «Береговую группу», в которую входят «глубинные» складки предгорья, Береговая скиба и Покутские складки со «Слободским шарьяжем».

Магурский покров Я. Новак считает бескорневым, но с амплитудой перемещения всего лишь в 20 *км*. Основываясь на данных бурения в Бориславе (обнаружение «добротовских слоев» под погребенной складкой), Новак предполагал наличие здесь еще более глубокой «глубинной» складки (скибы).

Любопытно мнение Я. Новака о непрерывности процессов складкообразования на Карпатах начиная с олигоцена и о синхронности этих процессов с осадкообразованием за этот период.

Другая крупная сводка о геологическом строении Карпат принадлежит Г. Свидзинскому (1934 г.). Он различал в Карпатах группу внешнего флиша и Магурско-Черногорскую группу, имеющие фациальные отличия. Магурская группа надвинута на группу внешнего флиша, причем амплитуда этого надвига в Западных Карпатах равна 20 *км*, что доказывается тектоническими окнами. Г. Свидзинский довольно уверенно прослеживает магурский покров до бассейна р. Уж, однако далее на юго-восток продолжение этого покрова выглядит крайне неопределенно. Он указывает, что его продолжение составляет «скиба Воловца», южнее которой покров сливается с Черногорско-Петрошской группой (рис. 7).

[1] В своей работе 1941 г. Толвинский с большой настойчивостью доказывал широкое проявление диапировой складчатости среди миоценовых образований, выполняющих краевой прогиб.

5456

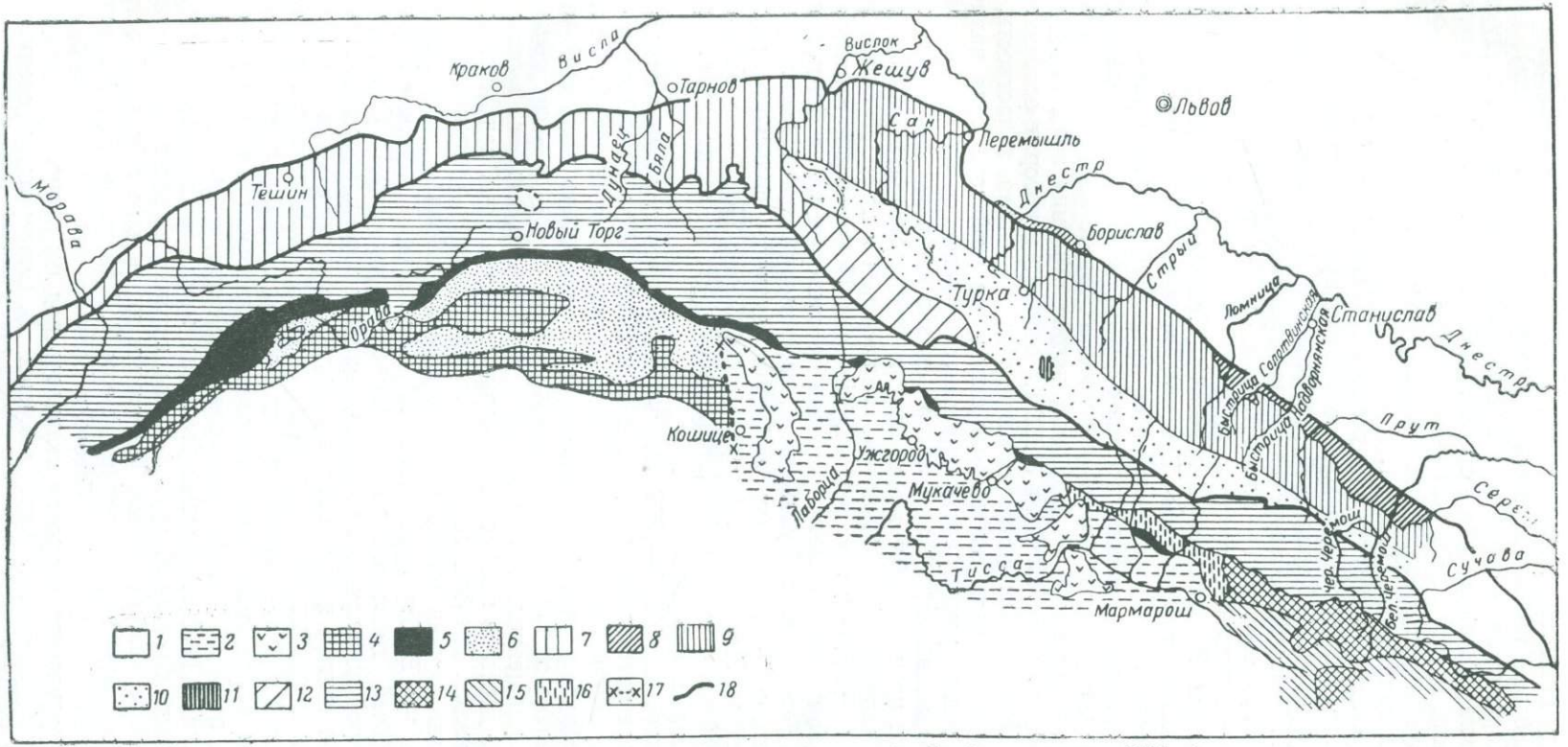


Рис. 7. Тектоническая карта Северных Карпат (по Г. Свидзинскому, 1934 г.)

1—предгорья Карпат; *2*—неоген и четвертичные отложения паннонского типа; *3*—вулканические массивы; *4*—центральный массив „Татры"; *5*—зона клиппенов; *6*—флиш подгальский; *7*—передовая флишевая группа (западный участок); *8*—восточная береговая группа; *9*—Скибовый район; *10*—Центральная Карпатская депрессия; *11*—останец Сможе; *12*—Дукельско-Ужокская зона; *13*—магуро-черногорский покров; *14*—мезозойское кристаллическое ядро; *15*—мармарошский флиш; *16*—флиш Новоселицко-Дугской зоны; *17*—главные дислокации Гернату; *18*—передовые края покровов

Геологический институт АН Армянской ССР
Библиотека

В группу внешнего флиша входят следующие тектонические элементы: Скибовый район (включая береговую группу Я. Новака), Центральная Карпатская депрессия и Дукельско-Ужокские складки. Дукельско-Ужокские складки как структурный элемент были выделены З. Опольским в 1925 г. Он считал, что этот элемент представляет собой остаток крупного покрова, продолжением которого на юге является петрошская плащевина (1930 г.).

Впоследствии эта структура изучалась Г. Тейссейром (1932 г.), который рассматривал ее как переходную фациальную и тектоническую зону между Центральной Карпатской депрессией и магурской плащевиной. По схеме Г. Тейссейра Магурская зона представляет собой аллохтон, Дукельско-Ужокская зона — параавтохтон, а Центральная Карпатская депрессия — автохтон.

Центральная Карпатская депрессия (Песчаниковая зона Вачека; Кросненско-Шипотский регион Зубера) привлекала внимание многих польских геологов. Проведенные в ее пределах съемки и разведочное бурение позволили польским исследователям достаточно детально изучить отдельные районы (преимущественно северо-западные), однако общего представления о характерных чертах строения зоны сформулировано не было. К. Толвинский (1932 г.) отмечал некоторые особенности тектоники Центральной синклинальной зоны, указывая, в частности, на преимущественное развитие прямых складок в этой зоне и на наличие здесь отдельных узких антиклинальных складок с крутым наклоном крыльев. В данном случае этот автор исходил не только из собственных наблюдений, но и из работ ряда других исследователей (Опольский, Горвиц, Свидзинский, Обтулович, Свидерский и др.). Детально рассматривая восточное и западное ограничения Центральной синклинальной зоны, Толвинский отметил, что она прослеживается на пространстве между рр. Черемошем и Дунайцем на расстоянии около 400 *км*.

Остановимся на некоторых взглядах видного польского геолога Б. Свидерского. Наиболее любопытна его работа о Покутских Карпатах, сложном районе, о котором Я. Новак говорил, что он давно служит предметом «путаных дискуссий».

Б. Свидерский (1925—1927 гг.) находил здесь глубокое покровное строение, две плащевины: покутскую, с амплитудой до 10—20 *км*, и слободскую, с амплитудой до 40 *км*. «Тем самым, — замечает Б. Свидерский, — Добруджинский вал должен был проходить в средней части Карпат, далеко от Подола, с которым он и не имеет ничего общего». Скольская плащевина, перекрывающая слободскую, имеет амплитуду в несколько десятков километров с корнями, «возможно, под Мармарошским массивом». Все эти покровы — «плавающие» и «ныряющие».

Насколько сложен вопрос о строении этого района, можно видеть из того факта, что В. Брудерер (1925 г.), исследуя Покутские Карпаты и имея рабочей гипотезой, по его словам, трактовку Б. Свидерского, пришел к противоположным выводам, находя в этом районе автохтонные складки. Он считал, в частности, что часть Покутских складок является продолжением глубинной структуры, идущей от Борислава. Но если Б. Свидерский в отношении трактовки Покутских складок являлся ортодоксальным выразителем идей покровов и шарьяжей, то в отношении магурского покрова В. Брудерер проявляет скептицизм.

Свидерский (1932 г.) первый высказал мысль о палеогеновом возрасте «черных» сланцев Магурской зоны, которые до этого, как правило, принимались за нижнемеловые. Тем самым вновь, еще с большей остротой, был поставлен вопрос, поднятый еще В. Улигом, об одновозрастности магурских песчаников и палеогена Внешней зоны. Фациальное обоснование «магурского покрова» ставилось под сомнение.

Тектоника Магурской зоны рисуется Б. Свидерскому следующим образом. В юго-восточной части Внутренних Карпат имеется черногор-

ская плащевина и плащевина Петроса, продолжающаяся на северо-запад до бассейна р. Латорицы. В Западных Карпатах в аналогичной зоне выделяются магурская и миховская плащевины.

Среди приведенных выше многочисленных схем тектоники Восточных Карпат нет, пожалуй, ни одной, которая сделалась бы особенно популярной. Характерно, что А. Токарский, опубликовавший в 1947 г. схему тектонического деления Карпат, вернулся к старым представлениям Я. Новака. Вместе с тем К. Толвинский в своей последней работе (1950 г.) развивает свои старые идеи, иначе трактуя только тектонику Предкарпатья. В этой области Толвинский неожиданно выделяет новую «плащевину», названную им стебникской (рис. 8, 9).

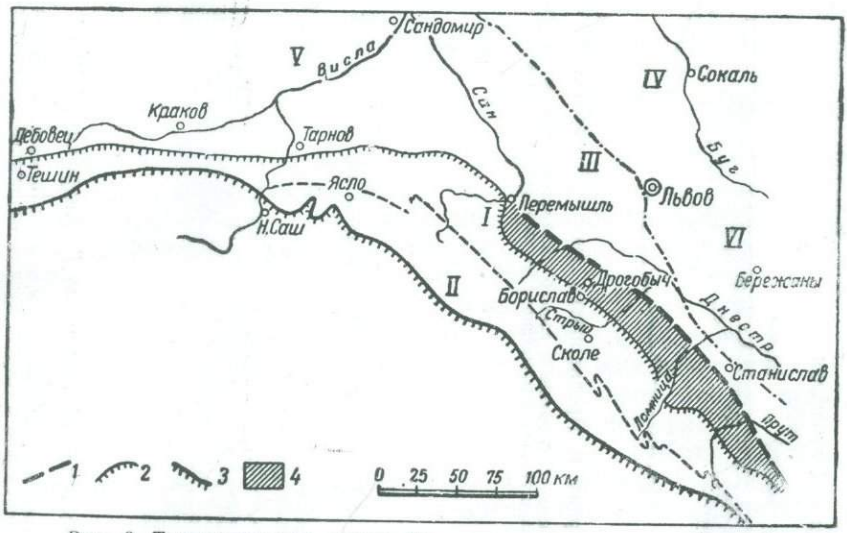


Рис. 8. Тектоническая схема Карпат и прилежащих областей (по К. Толвинскому)

I—северный скибовый регион; *II*—Центральная Карпатская депрессия; *III*—Предгорье; *IV*—Любельская плита; *V*—Малопольское поднятие; *VI*—Подольская плита; *1*—край стебникской плащевины; *2*—край Карпат; *3*—край магурско-черногорской плащевины; *4*—стебникская плащевина

Составленная Толвинским схема строения Внешней зоны Карпат и Предкарпатья (см. рис. 8) выражает принципиальные взгляды этого исследователя на тектонику края. По его последним представлениям, автохтонными являются только миоценовые толщи, слагающие северо-восточную часть краевого прогиба и Подольскую плиту. Все остальные образования являются аллохтонными или парааллохтонными. Вся концепция Толвинского вызывает резкие возражения. Особенно важно подчеркнуть вредность развиваемых «новых» идей о покровном строении прогиба. Повидимому, Толвинский не отдает себе отчета в том, что, допуская аллохтонность миоценовых толщ, заполняющих краевой прогиб, он одновременно утверждает практическую непознаваемость строения складчатого основания прогиба, т. е. объявляет неразрешимой одну из важнейших проблем тектоники Предкарпатья, определяющую поиски и разведку новых нефтяных месторождений. Схема, предложенная Толвинским, противоречит всему существующему фактическому материалу и, по существу ничего не объясняя, может только дезориентировать геологов-поисковиков и разведчиков.

Ряд тектонических схем Карпат был выдвинут также чешскими исследователями.

Геологи чешской геологической службы начали проводить изучение Карпат в 30-х годах. Основные работы ими велись в Западных Карпатах и Татрах. В пределах Закарпатья было снято несколько крупномасштаб-

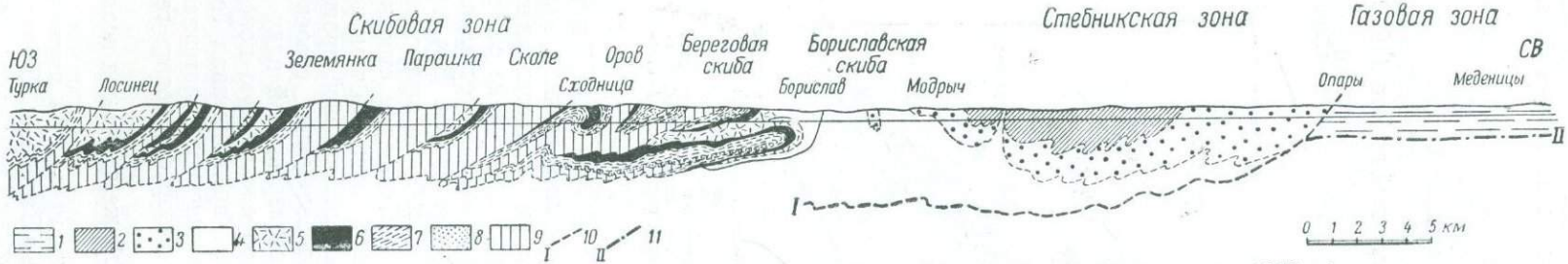


Рис. 9. Геологический профиль Внешних Карпат и Предкарпатья (по К. Толвинскому, 1950 г.)

1—дашавские слои; *2*—верхний тортон; *3*—стебникские слои; *4*—соленосная формация; *5*—поляницкие слои; *6*—менилитовые сланцы; *7*—эоцен; *8*—ямненские песчаники; *9*—иноцерамовые слои; *10*—граница надвига стебникской плащевины; *11*—ангидритовый горизонт

Рис. 10. Поперечный разрез через Восточные Карпаты (по Д. Андрусову, 1936 г.)

1—кристаллические породы; *2*—кристаллические и палеозойские породы пеннинского и субпеннинского покровов; *3*—мезозой; *4*—мезозой пеннинского покрова; *5*—формации древнее верхнего мела; *6*—меловые отложения; *7*—палеогеновые отложения; *8*—покров Крижна или нижний субтатранский; *9*—покров Шоч; *10*—пеннинский и субпеннинский покровы

ных планшетов, охватывающих некоторые части бассейнов рр. Ужа, Латорицы, Рики и Верхне-Тиссенской впадины. Эти съемочные работы производились Д. Андрусовым, А. Матейкой, О. Гини, Л. Зеленкой, Я. Стейскал и др.

На основании части этих работ Андрусовым в 1935 г. была опубликована сводка с приложением тектонической схемы масштаба 1 : 500 000, на которой также изображены покровы. Андрусов различает в Магурской зоне ряд поясов, имеющих разный характер разрезов и соприкасающихся по сложным тектоническим контактам.

Большой интерес имеют взгляды Андрусова на тектоническое положение известняковых утесов Закарпатья (1933 г.). Работами Андрусова и Матейки было установлено наличие двух полос «клиппов», расположенных северо-западнее погружения Мармарошского кристаллического массива. Южная зона утесов, по мнению Андрусова (1938 г.), представляет собой «голову» пеннинских покровов доэоценового возраста. В конце палеогена они были раздроблены, разбиты на ряд чешуй и запрокинуты на юг. Таким образом, это чисто тектонические, но сложные, многофазные образования в общей структуре Карпат (рис. 10).

В последней известной нам сводке (1937 г.) Андрусов излагает тектонику Западных Карпат, где он выделяет большое число покровов, замечая, что «современные данные не требуют признания покровов огромных амплитуд», как это принимал В. Улиг, хотя перемещение масс на 20—30 *км* и более здесь местами наблюдается.

Работы венгерских геологов (1939—1944 гг.) в Восточных Карпатах носили узко практический характер, но сопровождались также незначительными геологическими съемками и стратиграфическими исследованиями. Впервые в Закарпатье ими изучалась микрофауна и были поставлены (в предгорьях) геофизические работы. Работы Л. Майзона, Г. Вайна и других нашли свое отражение в последней сводке Т. Салая (1947 г.), к которой приложена схематическая карта, охватывающая значительную часть Закарпатской Украины. Т. Салай, являющийся ортодексальным последователем Л. Кобера, стоял на крайних позициях гипотезы шарьяжей и нашел в Карпатах почти все зоны, выделенные Коберо м в Альпах. Основным тектоническим элементом Внутренних Карпат, по его мнению, является «магурский покров», амплитудой в десятки километров, с «ныряющей» плоскостью надвигания. Фронтальная часть этого покрова расчленена эрозией на ряд останцов и прорезана окнами (рис. 11), сквозь которые выступают автохтонные образования. Помимо покровов, Т. Салай допускает существование «двух грандиозных разломов», рассекающих Восточные Карпаты вкрест простирания и влиявших на погружения и поднятия этой области. Первый из них идет от Триполи на Новую Землю и «пересекает Карпатскую дугу вдоль ручья Досина» (1947 г.). «Очевидно, — пишет Т. Салай, — это очень длинная структурная линия, пересекающая два континента». Второй разлом проходит от Шпицбергена к востоку от Кошице и далее в направлении на Бенгази (Африка).

Произведенные венгерскими геологами тектонические реконструкции являются настолько фантастичными, что их даже нет смысла подвергать критическому разбору.

Венгерскими работами заканчивается второй период геологического изучения Восточных Карпат.

Фактический материал этого периода был еще явно недостаточным для составления обоснованной общей тектонической схемы Восточных Карпат. Это объясняется тем, что Карпаты долгое время входили в пределы Румынии, Чехословакии и Польши, границы между которыми прихотливо перерезали горное сооружение. При этом капиталистический способ производства, существовавший в этих странах, в котором огром-

ную роль играл иностранный капитал [1], обусловил неплановое, узко утилитарное ведение геологических исследований, оставляя в стороне крупные территории, с которыми не были связаны непосредственные интересы отдельных фирм. О комплексности геологических исследований не было и речи.

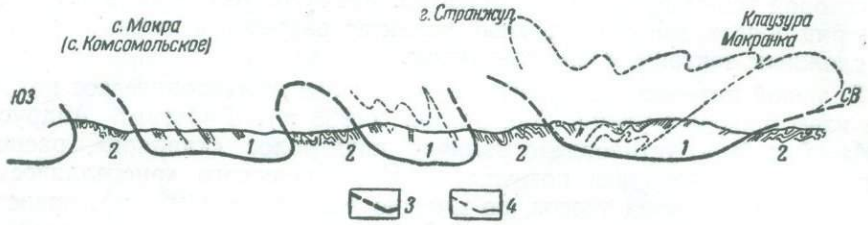


Рис. 11. Профиль по р. Мокранке (бассейн р. Терешвы).
По Т. Салаю (1947 г.)

1—эоценовые отложения магурского покрова; *2*—слои кросно—средний и верхний олигоцен (автохтон); *3*—линия шарьяжа; *4*—надвиги

Все без исключения геологи этого периода принимали гипотезу покровного строения Восточных Карпат. Возникнув чисто отвлеченным путем, как готовая тектоническая концепция, эта гипотеза не подверглась в дальнейшем критической проверке. Более того, зарубежные геологи стремились уложить в нее даже явно противоречивые факты. К каким фантастическим выводам привела эта готовая схема, видно хотя бы на примерах последних высказываний Т. Салая по Закарпатью и К. Толвинского по Предкарпатью.

Многие авторы, придерживавшиеся этой схемы, допускали также крупные методологические ошибки. Так, видный польский геолог Г. Свидзинский писал (1934 г.): «Там, где можно определить, что в двух смежных единицах одновозрастные серии имеют различный характер, или если эти серии, или по крайней мере одна из них, на больших пространствах сохраняет однородный фациальный характер, — там современное их соседство должно быть вторичным явлением, а первоначально их осадочные бассейны находились на больших расстояниях». Абстрактность такого рассуждения ясна сама собой, если только обратиться к конкретным примерам. Невольно при этом вспоминается высказывание великого русского мыслителя А. И. Герцена, сделанное им более ста лет тому назад [2]: «В какие грубые ошибки, например, впадала геология, желая обобщать факты, выведенные изучением Альпийских гор, к другим полосам».

Причиной столь длительной живучести гипотезы шарьяжей в отношении Карпат являлись слабая геологическая изученность этого края, не позволявшая правильно понять его геологическое строение, а также механистическое мировоззрение исследователей того периода, принадлежавших в огромном большинстве к «альпийской» геологической школе.

ТРЕТИЙ ПЕРИОД (ПОСЛЕ 1945 г.)

После воссоединения Западной Украины с Советским Союзом в 1939 г. были начаты обширные работы по планомерному изучению геологического строения края и, в том числе, тектонического строения Карпат. Первоначально эти работы были связаны главным образом с изучением нефтеносных площадей Внешней антиклинальной зоны

[1] Американский, французский и английский.
[2] А. И. Герцен. Письма об изучении природы. Госполитиздат, 1946, стр. 38.

Карпат и краевого прогиба. Однако нападение фашистской Германии на СССР с июня 1941 г. прервало эти работы на три с лишним года.

За этот короткий срок (он фактически сводится только к одному 1940 г.) советские геологи на Карпатах добились крупных успехов.

Группой геологов (Н. А. Быховер, А. К. Матвеев и др.) было составлено по литературным данным полное описание геологического строения Западной Украины, сопровождаемое обзорной геологической картой. В нем были использованы и подвергнуты анализу все главнейшие работы польских и других исследователей. Описание сопровождается первой достаточно обширной библиографией, содержащей более 1000 названий. Этот труд [1], равно как и ряд статей его авторов (П. В. Тархов, 1940 г.; А. К. Матвеев, 1943 г.; Н. А. Быховер, 1940 г. и др.), позволил широкому кругу советских геологов в короткий срок познакомиться с данными польских геологов о геологии Карпат и смежных с ними областей.

К этому же времени относится составление тем же коллективом исследователей сводки по геологическому строению Северной Буковины и Бессарабии (Н. А. Быховер, А. К. Матвеев, П. М. Татаринов, 1946 г.), в которой дан критический анализ взглядов румынских и польских геологов на строение Восточных Карпат.

Таким образом, советские геологи начали изучение Карпат и Предкарпатья с кропотливого сбора разнообразных литературных и фондовых материалов и с критической переоценки всех данных, накопленных ранее польскими, румынскими и другими исследователями, о строении и полезных ископаемых края.

В 1945 г., после окончания Великой Отечественной войны, советские геологи вновь приступили к изучению строения Карпат. Однако теперь поле их деятельности значительно расширилось в связи с воссоединением Закарпатской Украины с УССР. Представилась возможность начать планомерное всестороннее изучение всех зон Восточных Карпат. К этому времени было опубликовано несколько чрезвычайно интересных исследований М. В. Муратова, выполненных на основании изучения литературных материалов.

В первой из этих работ М. В. Муратов (1946 г.) дал принципиально новую трактовку тектонического строения Восточных Карпат. Анализ многочисленных геологических описаний и карт привел указанного исследователя к выводу, что Восточные Карпаты имеют «черты строения, типичные для антиклинальной структуры». При этом крылья этой крупной мегаантиклинали, ядро которой сложено палеозойскими метаморфическими породами, имеют различное строение. «Восточное крыло сильно осложнено складчатостью и надвигами, переходящими в покровы». Западное крыло глубоко опущено и скрыто под мощным комплексом неогеновых образований закарпатских впадин.

Ядром мегаантиклинали Восточных Карпат является Мармарошский кристаллический массив, вытянутый на 220 *км* вдоль оси горного сооружения, от верховьев р. Тиссы на севере до р. Тротуша на юге. Северо-восточное крыло мегаантиклинали расчленяется на две крупные продольные зоны, каждая из которых «представляет самостоятельную чешую, переходящую в покров и объединяющую ряд более мелких складок и покровов». Внутренняя зона, соответствующая магурской плащевине Свидзинского, протягивается на запад до Вены. Внешняя зона (Скибовая — польских геологов) характеризуется асимметричным строением. Ее внутренняя опущенная часть известна под названием Центральной Карпатской депрессии.

В «южной части Восточных Карпат и в Северной Румынии Центральная депрессия сильно сужается и далее на юг исчезает под надвигом Внутренней зоны. Еще далее, южнее р. Быстрицы, она вновь появляется в виде полосы палеогеновых песчаников таркэу».

[1] Подобных работ по Карпатам ранее не существовало.

Таким образом, в своей первой работе, освещающей строение Карпат, М. В. Муратов сильно ограничил гипотезу покровного строения этой области, хотя и принужден был с ней считаться под влиянием единодушных высказываний зарубежных геологов, материалы которых он использовал при составлении своей работы.

В 1947 г. М. В. Муратовым была опубликована статья, специально посвященная тектонике и основным этапам развития Восточных Карпат. Основываясь на литературных материалах, а также частично на личных наблюдениях и предварительных результатах работ Карпатской геологической экспедиции, выполненных в 1946 г., М. В. Муратов со значительно большей полнотой охарактеризовал выделенные им ранее тектонические элементы (рис. 12). На основе краткого анализа стратиграфии и фаций автор выяснил основные этапы развития Восточных Карпат и соседних с ними областей, начиная с нижнемелового времени.

Это развитие рисуется как постепенный рост геоантиклинали Восточных Карпат, которая в нижнем мелу представляла узкую кордильеру, а затем постепенно расширялась и разрасталась, приобретая характер современной мегаантиклинали. Последняя осложнена разломами, объясняющими ее асимметричное строение.

М. В. Муратов рассматривает также вопрос о строении и тектоническом положении массивов юрских известняков — «клиппов» Закарпатья [1]. Полоса Карпатских утесов по своему структурному положению и истории развития является антиклинальной структурой, представляющей непосредственное продолжение Мармарошского кристаллического массива. Вдоль южного и юго-западного крыла она осложнена рядом глубоких разломов миоценового возраста. К подобному же выводу о строении полосы утесов пришел и В. И. Славин (1947 г.), начавший изучать их строение в 1945 г. Таким образом, первые же работы советских геологов поставили под сомнение правильность выводов большинства польских, чешских и других геологов о покровном строении Карпат. Гипотеза шарьяжей при первом же неосторожном к ней прикосновении дала трещину, а в результате последующего детального изучения советскими геологами Карпат совершенно распалась.

В 1946 г. Московским геолого-разведочным институтом им. С. Орджоникидзе были организованы комплексные работы по изучению геологического строения Восточных Карпат, Закарпатья и Предкарпатья, проводившиеся в течение трех лет. Эти работы велись в тесном контакте с исследователями Геологического и Палеонтологического институтов АН СССР и Украинского геологического управления Министерства геологии. В результате детальных биостратиграфических, петрографических и других исследований, региональных съемок и критического пересмотра всех ранее существовавших материалов, коллективом советских геологов были заново разработаны все главнейшие вопросы геологии Восточных Карпат. В проведении этих исследований принимали участие: А. А. Богданов, Е. Е. Захаров, М. М. Жуков, М. В. Муратов, В. И. Славин, А. М. Овчинников, Ю. М. Пущаровский, И. Ф. Трусова, Б. П. Высоцкий, А. Е. Михайлов, Д. П. Найдин, В. М. Григорьев, Н. И. Маслакова, М. Я. Серова, А. А. Максимов и многие другие геологи.

Новое тектоническое районирование края (А. А. Богданов и М. В. Муратов, 1948 г.; А. А. Богданов, 1949 г.) было произведено на базе детального структурно-фациального анализа и выяснения истории развития всех тектонических зон области [2].

В пределах Восточных Карпат выделяются три крупные тектонические зоны, отличающиеся характером разреза меловых и палеогеновых

---

[1] К ним он вновь возвращается в небольшой статье, опубликованной также в 1947 г.

[2] См. тектоническую карту масштаба 1 : 500 000 (в Атласе).

отложений и типом тектонических нарушений: 1) Внутренняя антиклинальная зона, ядром которой является Мармарошский массив кристаллических пород, характеризующаяся сложными разорванными складками, имеющими различную величину и ориентировку; 2) Центральная синкли-

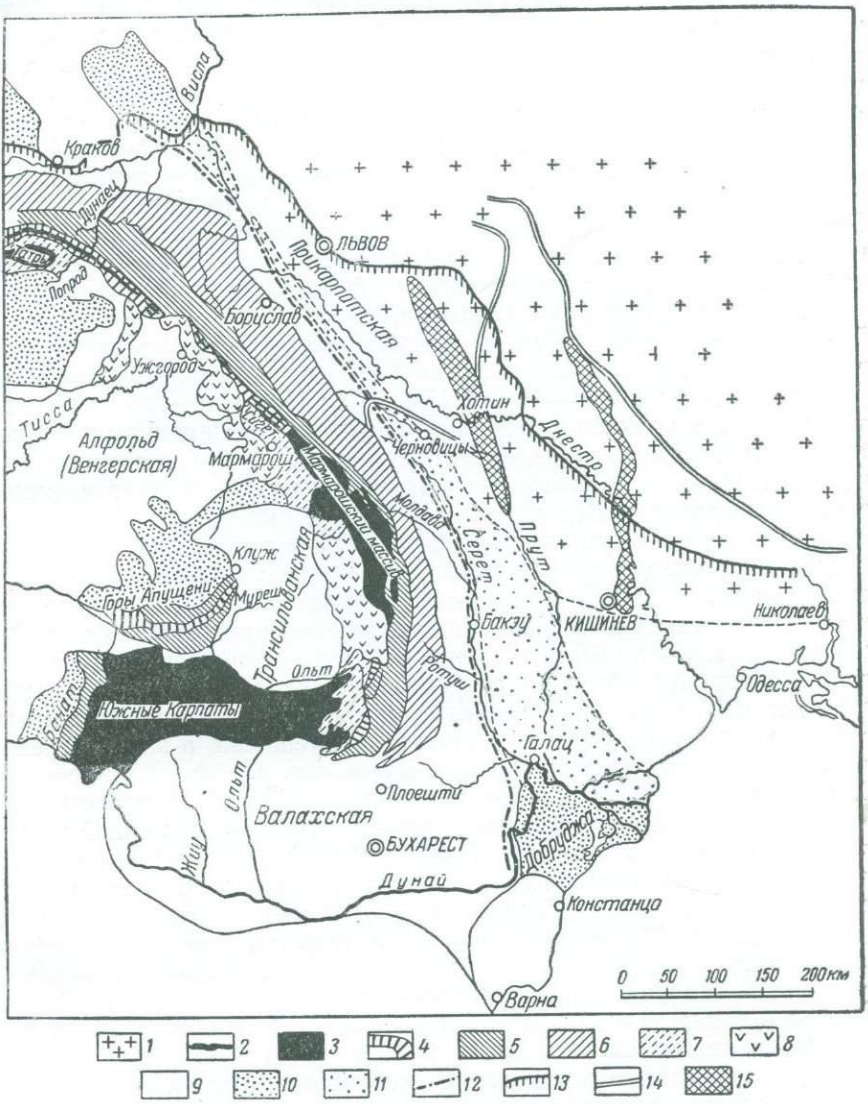


Рис. 12. Тектоническая схема Восточных Карпат
(по М. В. Муратову, 1947 г.)

1—Русская платформа с докембрийским фундаментом, частично покрытая неогеном альпийских краевых впадин; *2*—гряды карпатских утесов; *3*—внутренние палеозойские ядра антиклинальной дуги Карпат; *4*—антиклинали в осевой полосе Карпат и в синклинории Муреша; *5*—внутренняя подзона северо-восточного крыла мегаантиклинали Восточных Карпат; *6*—внешняя подзона северо-восточного крыла; *7*—юго-западное крыло мегаантиклинали Восточных Карпат; *8*—неогеновые эффузии; *9*—неогеновые впадины на палеозойско-мезозойском основании; *10*—выступы палеозойско-мезозойского основания неогеновых впадин; *11*—предполагаемый выступ палеозойского основания впадин, скрытый миоценом (Добруджинско-Станиславская гряда); *12*—нижнемиоценовый край Прикарпатской впадины; *13*—среднемиоценовый и нижнесарматский край Прикарпатской впадины; *14*—контуры средне- и верхнесарматской Прикарпатской впадины; *15*—гряды неогеновых барьерных рифов

нальная зона (Центральная депрессия Толвинского), отличающаяся килевой формой антиклиналей, разделенных широкими и плоскими синклиналями; 3) Внешняя антиклинальная зона («Скибовая» зона польских геологов), расчлененная на ряд чешуй, имеющих различное

строение в ее разных частях. Мощности и фации меловых и палеогеновых отложений изменяются в пределах Восточных Карпат в определенной зависимости от размеров и истории развития перечисленных крупных тектонических элементов.

С северо-востока к Карпатам примыкает глубокий краевой прогиб, выполненный мощной толщей миоценовых отложений. В его пределах выделяются две зоны: Внутренняя — скрывающая под собой погребенные складки окраин Карпат, заполненная смятыми в сложные складки нижне- и среднемиоценовыми образованиями; Внешняя — развившаяся на окраине Русской платформы, характеризующаяся присутствием полого дислоцированных отложений среднего миоцена (тортон — сармат), лежащих на размытой поверхности верхнемеловых отложений платформы.

Краевой прогиб отделяется от платформы системой флексур, отражающих глубокие разломы фундамента. Внешняя и Внутренняя зоны прогиба также разделяются крупными флексурообразными уступами, в ряде мест осложненными надвигами.

По внешнему краю Карпат широко распространены чешуйчатые надвиги, в некоторых местах создающие перемещения разорванных частей складок на 8—10—12 *км*. Надвиги развиты и во внутренних частях горного сооружения. Все они являются осложнениями крупных складок и закономерно обращены от крупных поднятий в сторону глубоких впадин. Однако, несмотря на широкое развитие надвигов, никаких шарьяжей в пределах Восточных Карпат не существует. В результате проведенных работ выяснилось, что за поверхности шарьяжей ранее принимались трансгрессивные контакты или случайные комбинации разнотипных надвигов и крыльев опрокинутых складок. В ряде случаев линии фронта покровов перекрытия оказались просто нарисованными на старых картах и не были подкреплены никакими, даже косвенными, данными. Например, фронт «магурской плащевины» (с карты Свидзинского) идет под углом к простиранию свит, рассекая отлично сохранившиеся складки, не испытавшие никаких перемещений, а затем переходит на границы трансгрессивно лежащих слоев, и т. д.

Личное знакомство с Карпатами позволило авторам уяснить с предельной полнотой, насколько сильно влияла гипотеза шарьяжей на представления геологов-съемщиков. Плохо обнаженные, сложенные чрезвычайно трудно расчленяемыми толщами терригенного флиша, интенсивно смятого в складки, Карпаты являются очень трудным объектом для картирования. Неразработанность стратиграфии, отсутствие хороших топографических карт и картировочных горных выработок — все это вынуждало заниматься главным образом экстраполяциями. Гипотеза шарьяжей в таких условиях для многих съемщиков являлась своеобразным «якорем спасения».

Следует отметить, что некоторые советские геологи до настоящего времени склонны придерживаться гипотезы шарьяжей на Карпатах. Например, О. С. Вялов недавно (1949 г.) опубликовал свою схему строения Карпат. Эта схема (рис. 13) по внешнему виду чрезвычайно сходна со схемой А. А. Богданова. Однако содержание, вкладываемое О. С. Вяловым в выделяемые им тектонические зоны, остается совершенно неопределенным. Зоны: Магуры, Раховская и Мармарошская лишены ясной характеристики. Их, видимо, можно рассматривать как некие неспределенные структурно-фациальные участки или воспринимать как покровы (плащевины). Сопровождающий карту текст не вносит в нее дополнительной ясности. Читатель в зависимости от своих склонностей может по-разному истолковывать содержание карты О. С. Вялова.

В литературе появились работы, посвященные описанию отдельных тектонических зон Восточных Карпат, основанные на прочной фактической базе. А. А. Богдановым и Ю. М. Пущаровским (1950 г.) описано тектоническое строение Центральной синклинальной зоны Восточных

Карпат. На основании сравнительного изучения геологического разреза этой зоны и прилежащих областей установлено, что Центральный синклинорий был областью устойчивого прогибания начиная с верхнемелового времени. Вероятно, в основной своей части Центральная синклинальная зона повторяет план герцинских структур, находящихся в ее основании.

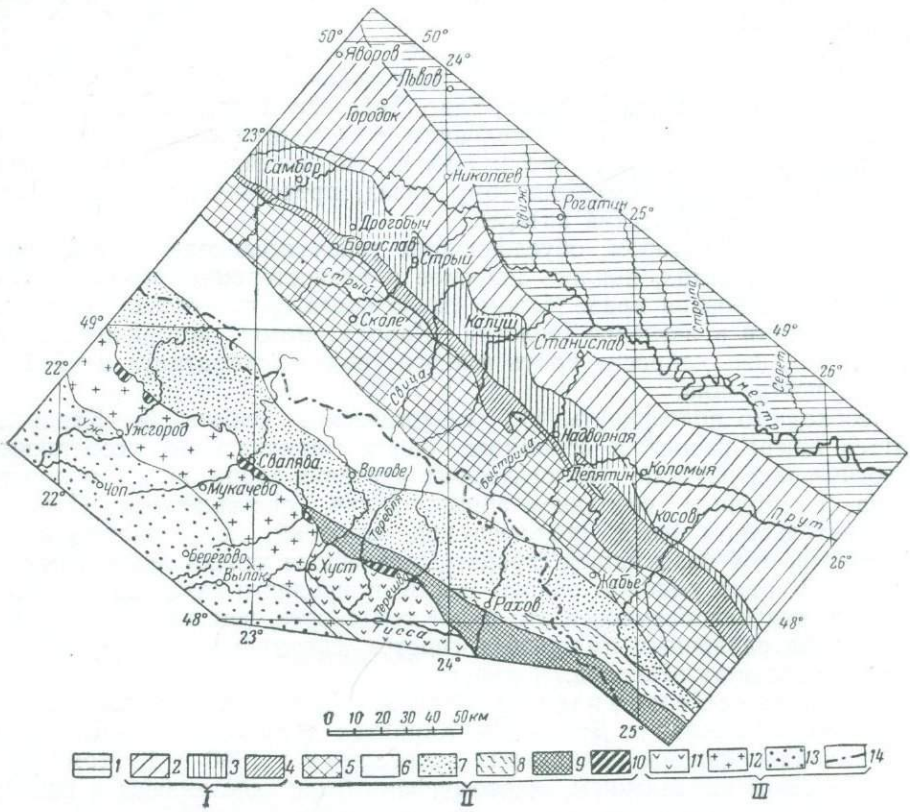


Рис. 13. Тектонические зоны Карпат (по О. С. Вялову)

I—Подольская плита. *I*—Предкарпатская депрессия; *2*— Тортонская мульда; *3*—Стебникский синклинорий; *4*—зона глубинных складок. *II*. Флишевая область: *5*—Скибовая зона; *6*—зона Кросно; *7*—зона Магуры; *8*—Раховская зона; *9*—Мармарошская зона; *10*—Пеннинская утесовая зона. *III*. Область миоценовых предгорий Закарпатья: *11*—Солотвинская котловина; *12*—вулканическая гряда; *13*—Чопская депрессия; *14*—главный водораздел

В пределах этой зоны А. А. Богдановым и Ю. М. Пущаровским выделены два типа тектонических нарушений: это — структуры с узкими килевидными антиклиналями, разделяющими широкие синклинали, или структуры, образованные крупными равновеликими складками. Узкие килевидные антиклинали, сложенные в сводовой части породами менилитовой свиты, авторы рассматривают как вторичные сложные складки, развитые над сводами пологих, простых по форме поднятий.

Много нового дали работы советских геологов для понимания структуры Закарпатья. Исследования И. Ф. Трусовой, И. Б. Плешакова, В. Соболева и многих других позволили выявить основные тектонические элементы этой области.

С юго-запада Карпаты обрезаются системой молодых разломов, вдоль которых в тортоне, сармате и плиоцене происходило излияние мощных потоков лав различного состава. Опустившаяся область фиксируется двумя глубокими впадинами: Верхне-Тиссенской (И. Б. Плешаков, 1949 г.) и Чоп-Мукачевской, заполненными мощными толщами неогеновых осадочных и вулканогенных пород.

Углубленное изучение Восточных Карпат советскими учеными было начато в 1945 г. Этим был открыт третий этап изучения Карпат, который уже в самом начале привел к краху гипотезы шарьяжей. Представляя собой результат остроумных догадок и широких механических интерполяций при весьма свободном толковании действительно наблюдающихся соотношений, эта гипотеза перестала существовать после ее детальной и объективной проверки. Судьба гипотезы шарьяжей в Карпатах оказалась такой же, как и в случаях ее приложения к Уралу (Фредерикс), Восточному Забайкалью (Тетяев) и многим другим местам. Создается впечатление, что исследователи конца XIX столетия (Пауль, в ранних своих работах Улиг, Тейссейр и др.) стояли ближе к нашим современным представлениям, чем многочисленные геологи, непосредственно продолжавшие их работы. Но, конечно, и эти исследования, выполненные полстолетия тому назад, представляют в настоящее время только исторический интерес.

Решающим фактором, обусловившим успех исследований советских геологов в Карпатах, явилось широкое и разностороннее изучение геологического строения края. Можно смело сказать, что только советские геологи внесли в изучение геологии Карпат метод историко-геологического анализа, отбросив прочь всякого рода «схематику» и умозрительные построения.

Необходимо подчеркнуть, что геологические работы в Карпатах ведутся теперь на основе огромного опыта, накопленного советскими геологами при изучении геологического строения территории Советского Союза, и с полным сознанием общих задач, поставленных Партией и Правительством перед геологической службой по развитию минерально-сырьевой базы нашей страны. Дальнейшие успехи геологического изучения Карпат умножат запасы нефти, природного газа, солей и других полезных ископаемых, и это будет тем скорее, чем полнее мы освободимся от различных импортных гипотез, связывавших ранее живую мысль геологов-разведчиков.

Геолого-съемочные работы. Как указывалось выше, геологическая съемка в Восточных Карпатах и смежных с ними областях начала широко и планомерно проводиться с 1946 г. К этому времени Главным управлением картографии были составлены и изданы превосходные топографические карты масштабов 1 : 50 000 и 1 : 100 000, а также проведена аэрофотосъемка в масштабе 1 : 30 000.

С 1946 г. региональные съемочные работы масштаба 1 : 200 000 велись трестом Спецгео и Карпатской экспедицией Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе. Трест Спецгео в 1946 г. проводил комплексную геологическую съемку всей приграничной полосы. Н. Ф. Соловьев охватил съемкой лист M—34—XXXV, Р. А. Хасин — южную половину листа M—34—XXXVI, В. И. Владимирский — лист M—34—XXV и Е. К. Боборыкин провел съемку листа M—34—XXIX.

Упомянутые исследователи дали геологические, геоморфологические, гидрогеологические и почвенные карты. К сожалению, все их работы, при охвате широкого круга вопросов, были проведены в сложном и малоизученном районе лишь в течение одного года. Кроме того, при съемках не велось микропалеонтологических исследований. Поэтому в геологической части результаты работ были неполноценными. Ряд специальных глав и карт, а также наблюдений авторов, содержащихся в отчетах, представляет гораздо бóльшую ценность.

Площадь около 40 000 *км*^{2} была охвачена съемками масштаба 1 : 200 000 Карпатской геологической экспедиции Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе [1].

[1] Главнейшие результаты работ этой экспедиции составляют содержание данной книги и сопровождающего ее Атласа.

Ряд районов был охвачен более детальными съемками масштаба до 1 : 50 000 включительно. В области платформы С. М. Ткалич составил (1945 г.) карту Золочевского буроугольного месторождения, а М. Н. Боженко (1946 г.) — района Олеско (обе карты масштаба 1 : 25 000). Гораздо шире съемками были охвачены зоны краевого прогиба и Центральная синклинальная зона, горные районы Карпат и миоценовые впадины Закарпатья.

Трест «Укрнефть» и ВНИГРИ проводили работы наиболее широкого масштаба. В районе верхнего течения р. Уж сотрудник Укрнефти В. А. Шакин (1947 г.) проводил съемку в масштабе 1 : 25 000, которая позволила выделить здесь ряд толщ эоценового и олигоценового возраста. Той же организацией в 1946 г. (отчет 1947 г.) была проведена съемка района Трускавца в масштабе 1 : 10 000. Г. Ф. Козицкий, М. М. Белоусов и З. А. Грико детально изучили стратиграфию и тектонику района, выделив, в частности, в нижнемиоценовых отложениях «экзотическую толщу» (конгломератов и песчаников).

Кроме того, в 1948 г. в районах Центрального Карпатского нагорья велись съемки в масштабе 1 : 25 000 Нефтяной экспедицией ВНИГРИ и трестом Укрнефть, всего на пяти участках.

В 1940 г. Г. Ф. Козицкий вел съемку в районе Богородчаны, в результате которой дал новую трактовку тектоники этого района.

В 1946 г. И. А. Бондаренко снимал в масштабе 1 : 20 000 окрестности Нагуевичей, С. П. Диденко (1947 г.) провел съемку в масштабе 1 : 100 000 листа М—34—38.

Во Внутреннем антиклинории И. Г. Баранов (1947 г.) провел картирование в масштабе 1 : 50 000 по линии пересечения Карпат по долинам рр. Латорицы и Вечи.

В области изучения развития закарпатского миоцена крупные работы вела также Западно-Украинская экспедиция ВНИГРИ. После предварительных работ И. Б. Плешакова (1946 г.) была предпринята съемка в масштабе 1 : 25 000 почти всей территории Верхне-Тиссенской котловины. В. Г. Корнеевой (1948 г.), В. Н. Забелиным (1948 г.), С. Н. Колтыпиным (1948 г.) и В. А. Шакиным и М. Н. Смирновой (1948 г.) собран богатый фактический материал; составлены весьма интересные карты.

Съемочные работы в той же области, а также в Закарпатской низменности проводил Львовский университет. Работниками университета составлен ряд интересных карт. Отметим работу О. Н. Горбачевской (1947 г.) по району Березинки с хорошей картой в масштабе 1 : 50 000. Съемки производились также Н. С. Вартановой (1947 г.) в районе с. Вышково, Н. П. Ермаковым (1947 г.) по р. Теребле и им же, совместно с В. Ф. Лесняком и М. Б. Рипун, по месторождению лигнита Ильница (1947 г.). Все эти съемки проведены в масштабе 1 : 50 000 и в ряде случаев весьма интересны, в частности — карта Н. С. Вартановой.

Съемку Береговского холмогорья производил Е. Ф. Малеев (1949 г.) параллельно с разведочным бурением, которое велось на каолиновом месторождении. При работах было выявлено геологическое строение этого интересного района и впервые найдена в нем фауна сарматского возраста, устанавливающая возраст толщи липаритовых туфов, которую ранее Н. П. Ермаков и др. (1947 г.) склонны были относить к плиоцену.

Геолого-разведочные работы, сопровождавшиеся, как правило, бурением, внесли очень много в геологическое изучение Восточных Карпат.

Основные работы этого рода были связаны с поисками нефти и газа, в меньшей мере — с угольными месторождениями. Широкие буровые работы велись на нефтяных месторождениях Бориславского и Чарненского районов. Одна из наиболее интересных глубоких скважин (№ 1560) позволила по-новому трактовать тектонику глубоких зон место-

рождения, показав взаимоотношение глубинной складки со структурами автохтонного миоцена.

Большие разведочные работы при помощи глубокого бурения велись трестом «Укргаз» в районе Предкарпатской газоносной полосы (Дашава, Опары, Угерско, Ходновичи и др.). Бурением были разведаны новые громадные запасы газа на старых месторождениях и открыты крупнейшие новые месторождения (Угерско). Данные бурения позволили обоснованно разработать стратиграфию и по-новому рассматривать тектонику миоцена Предкарпатья.

Непрерывно ведутся разведочные работы по калийным солям, озокериту и другим видам полезных ископаемых в Карпатских предгорьях.

В пределах северной части района работ Карпатской экспедиции в последние годы проводилось бурение (Буска, Задворье) на уголь, которым обнаружена угленосная толща визейского и намюрского ярусов, чем было доказано присутствие в Львовской мульде нижнего карбона в донецкой фации. Бурением на нефть в Олеско обнаружены признаки нефтеносности в верхнедевонских отложениях.

Известняковое сырье для цементной промышленности в районе Николаева разведывалось экспедицией Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе (1940 г.). На базе разведанных запасов строится цементный завод.

Разведки в Закарпатье, помимо упоминавшихся уже работ по каолинам Берегово, велись в первую очередь на уголь (Березинка, Ильница, Вышково, Горбки, Липша, Немецкая Кучава и в др. местах). Наиболее крупные работы проводились в первых двух пунктах, на основе изучения которых сотрудниками треста «Львовуглеразведка» производились стратиграфические построения. В отчетах Е. Буреш (1946 г.), А. В. Бойко и В. И. Исакова (1946 г.), Б. И. Денукевича (1948 г.) и др. содержится богатый фактический материал, помогающий уяснить геологию угленосных толщ Закарпатья.

Разведочные работы на соль велись лишь в Солотвино, на действующем месторождении, где изучалась также его гидрогеология. Разведка на нефть производилась (1947, 1948 гг.) у с. Нанково. Результаты бурения до глубины 500 *м* подтвердили возможную нефтеносность Верхне-Тиссенской котловины.

Разведка велась также на минеральные краски (А. Ф. Доброноженко, 1948 г.), отбеливающие глины (Е. Ф. Малеев, 1947 г.), цементное сырье (в районе с. Задне), мраморы (в частности, в районе Требушан, близ г. Рахова) и фосфориты.

Почти все разведочные работы, несмотря на короткий срок их ведения, внесли тот или иной вклад в познание геологии Восточных Карпат. Доступность их результатов геологам, занимающимся региональной геологией, отсутствие рогаток, которые в этом отношении ставили частные фирмы в старой Польше, — факторы, способствующие успехам советских геологов.

Не менее широко были поставлены работы, которые можно назвать тематическими. Эти работы велись в основном Карпатским научно-исследовательским геологическим институтом (КарНИГИ), Львовским университетом, Львовским отделением Украинской академии наук и сотрудниками Карпатской экспедиции Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе.

КарНИГИ основные свои работы проводил во Внешней зоне Карпат.

Верхнемеловые отложения Карпат изучал П. И. Калугин (1948 г.). Объектом его исследований служил главным образом район г. Бориславa. П. И. Калугин изучал иноцерамовые слои и ямненские песчаники. Последние им отнесены к комплексу верхнемеловых отложений. Палеогеновые отложения в том же районе составили предмет исследований Г. П. Алферьева (1948 г.), который детально изучил район, особенно

Таблица 1

Перечень геологических карт по территории работ Карпатской геологической экспедиции Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе, нашедших отражение на карте изученности

№ п/п	Год	Масштаб	Автор	Район съемки
1	1873	1 : 288 000	К. Пауль	Геологическая карта Буковины
2	1925	1 : 200 000	Б. Буяльский, Е. Яблонский, К. Толвинский, С. Вегнер	Геологическая карта Восточных Карпат
3	1926	1 : 200 000	Б. Свидерский	Геологическая карта Покутских Карпат (без топоосновы)
4	1930	1 : 200 000	Б. Буяльский	Обзорная геологическая карта предгорья Польских Карпат (без топоосновы)
5	1939	1 : 200 000	Под редакцией К. Толвинского	Геологическая карта Восточных Карпат
6	1943	1 : 200 000	Сандер и Папп	Геологическая карта железных руд верхнего Мармароша
7		1 : 200 000	И. Обтулович, О. Вышинский	Геологическая карта предгорья между р. Стрый и р. Ломницей
8	1946	1 : 200 000	Р. А. Хасин и др.	Геологическая карта верхнего течения р. Тиссы, листы Хуст и Тячево
9	1946	1 : 200 000	В. И. Владимирский и др.	Геологическая карта верхнего течения р. Тиссы, лист XXXV
10	1946	1 : 200 000	Н. Ф. Соловьев и др.	Геологическая карта верхнего течения р. Тиссы, лист Рахов
10а	1946	1 : 200 000	Е. К. Боборыкин	Геологическая карта бассейна рр. Уж и Сан
11	1947	1 : 200 000	Т. Салай	Геологическая карта Восточных Карпат
12	1932	1 : 150 000	Д. Андрусов, А. Матейка	Геологическая карта бассейнов рр. Латорицы и Вечи
13	1886	1 : 100 000	Г. Запалович	Геологическая карта Покутско-Мармарошских Карпат
14	1925	1 : 100 000	Е. Яблонский, С. Вейгнер	Геологическая карта предгорья Карпат между р. Свицей и р. Ломницей (без топоосновы)
15	1926	1 : 100 000	Б. Буяльский	Государственная польская съемка, лист Надворна
16	1935	1 : 100 000	Т. Хлебовский	Геологическая карта Турки по Стрыю
17	1935	1 : 100 000	К. Толвинский, С. Краевский	Геологическая карта листа Сколе
18	1936	1 : 100 000	Л. Горвиц	Геологическая карта на север от Лютовиска
19	1942	1 : 100 000	Н. М. Киселев	Структурная карта предгорий Карпат по данным сейсмических работ
20	1946	1 : 100 000	В. Н. Смирнов	Геологическая карта нижнего течения р. Рики
21	1947	1 : 100 000	А. В Мухин	Схематическая структурная карта по кровле горизонта высокого сопротивления района Самбор—Калуш
22	1947	1 : 100 000	И. А. Бондаренко	Геологическая карта окрестностей Нагуевичей

Продолжение табл. 1

№ п/п	Год	Масштаб	Автор	Район съемки
23	1947	1 : 100 000	Н. Р. Ладыжинский	Геологическая карта предгорий Карпат
24	1948	1 : 100 000	С. П. Диденко	Геологическая карта листа М—34—38
25	1948	1 : 100 000	А. В. Мухин и К. Л. Райхер	Схематическая структурная карта Дашава—Калуш
26	1880	1 : 75 000	Е. Тице	Геологическая карта окрестностей Львова
27	1906	1 : 75 000	Т. Посевиц	Геологическая карта Венгрии, лист Кобылецкая Поляна
28	1910	1 : 75 000	Т. Посевиц	Геологическая карта Венгрии, лист Брустура
29	1924	1 : 75 000	С. Краевский	Геологическая карта окрестностей Опаки
30	1925	1 : 75 000	К. Толвинский, С. Краевский	Геологическая карта Скольских береговых Карпат
31	1928	1 : 75 000	Б. Буяльский	Обзорная геологическая карта окрестностей Биткова
32	1926	1 : 75 000	Б. Свидерский	Геологическая карта Покутских Карпат
33	1932	1 : 75 000	Б. Яскольский	Геологическая карта окрестностей Турки
34	1932	1 : 75 000	И. Обтулович, О. Вышинский	Геологическая карта предгорья между р. Чечвой и р. Быстрицей Солотвинской
35	1932	1 : 75 000	Я. Чарноцкий	Геологическая карта предгорья Карпат между Перемышлем и Старым Самбором
36	1933	1 : 75 000	Г. Тейссейр	Геологическая карта предгорья между р. Ломницей и р. Быстрицей Солотвинской
37	1934	1 : 75 000	И. Обтулович, Г. Тейссейр, О. Вышинский	Геологическая карта предгорья между р. Ломницей и р. Быстрицей Надворнянской
38	1936	1 : 75 000	Б. Бем	Геологическая карта предгорья Карпат в околицах Фельдштына
39	1936	1 : 75 000	Г. Тейссейр	Геологическая карта предгорья между Самбором и Перемышлем
40	1936	1 : 75 000	И. Обтулович, Г. Тейссейр	Геологическая карта окрестностей Старого Самбора
41	1940	1 : 75 000	Г. Ладыжинский	Геологическая карта Болехов—Долина
42	1943	1 : 75 000	Л. Лоци	Геологическая карта солепроявлений от Хуста до Солотвино
43	1925	1 : 50 000	М. Стирналовна, Г. Сизанкур	Геологическая карта окрестностей Рыбника по р. Стрыю
44	1928	1 : 50 000	С. Краевский	Геологическая карта окрестностей Мальмансталя
45	1934	1 : 50 000	Б. Буяльский	Геологическая карта долины р. Прут
46	1936	1 : 50 000	Г. Тейссейр	Геологическая карта Карпат и окрестностей Жабьего
47	1938	1 : 50 000	Г. Тейссейр	Геологическая схема окрестностей Спрыни, Черхавы и Старого Самбора

№ п/п	Год	Масштаб	Автор	Район съемки
48	1938	1 : 50 000	О. Вышинский, И. Обтулович, Г. Тейссейр	Геологическая карта предгорий Покутских Карпат
49	1938	1 : 50 000	З. Суйковский	Геологическая карта шипотских серий на Гуцульщине
50	1939	1 : 50 000	О. Вышинский	Геологическая карта окрестностей Якубова и Слободы Долинской
51	1939	1 : 50 000	О. Вышинский, И. Обтулович	Геологическая карта антиклинали Погара
52	1947	1 : 50 000	И. Г. Баранов	Литолого-геологическая карта флишевых отложений бассейна р. Вечи
53	1947	1 : 50 000	Н. П. Ермаков, Ф. В. Лесняк, М. В. Рипун	Геологическая карта района Ильпуж
54	1947	1 : 50 000	В. И. Славин	Геологическая карта главного антиклинория в междуречье р. Теребли и р. Лужанки
55	1947	1 : 50 000	Н. П. Ермаков	Геологическая карта левобережья р. Теребли
55а	1947	1 : 50 000	Н. С. Вартанова	Геологическая карта Вышково-Валятинского района
56	1947	1 : 50 000	О. Н. Горбачевская	Геологическая карта района Березинки
57	1948	1 : 50 000	И. Плешаков	Геологическая карта Мармарошской котловины (еще не опубликована)
58	1948	1 : 50 000	Г. Козицкий	Геологическая карта района Майдан
59	1936	1 : 34 000	А. Матейка	Геологическая карта района Волосянки
60	1936	1 : 34 000	Я. Стейскал	Геологическая карта района Луги
61	1849	1 : 25 000	А. Альт	Карта к геологическому палеонтологическому описанию окрестностей Львова
62	1925	1 : 25 000	О. Гиние	Геологическая карта окрестностей Волосянки (границы, возможно, не полные)
63	1926	1 : 25 000	В. Брудерер	Геологическая карта окрестностей Космача
64	1929	1 : 25 000	Г. Тейссейр	Геологическая карта окрестностей Старуни
65	1934	1 : 25 000	Г. Тейссейр	Геологическая карта Слободы Рунгурской
66	1931	1 : 30 000	К. Толвинский	Геологическая карта окрестностей Борислава
67	1932	1 : 25 000	К. Обтулович, О. Вышинский	Геологическая карта антиклинали Погара
68	1933	1 : 25 000	Г. Тейссейр	Геологическая карта окрестностей Черного Потока
69	1934	1 : 25 000	З. Паздро и др.	Геологическая карта Чивчинских гор
70	1936	1 : 25 000	Л. Чепек, О. Гиние	Геологическая карта района нижнего течения р. Терешвы
71	1936	1 : 25 000	И. Обтулович	Геологическая карта окрестностей Борислава
72	1938	1 : 25 000	Р. Краевский, А. Бьялшевский	Геологическая карта Прелучного
73	1938	1 : 25 000	И. Вдовиаж	Геологическая карта краевых Карпат между р. Днестром и р. Воротище
74	1939	1 : 25 000	По данным проф. Я. Новак и Б. Буяльского	Геологическая карта района Молотов—Битков—Манява

№ п/п	Год	Масштаб	Автор	Район съемки
75	1939	1 : 30 000	По данным И. Обтуловича и Г. Тейссейра	Геологическая карта района Богородчаны
76	1940	1 : 25 000	Г. Козицкий	Геологическая карта Богородчанского района
77	1940	1 : 25 000	Ю. Черниковский	Геологическая карта района Молотов—Старуня
78	1941	1 : 25 000	Г. Тейссейр	Геологическая карта края Карпат между р. Днестр и Нагуевичами
79	1942	1 : 25 000	Т. Хлебовский	Геологическая карта окрестностей Калуша
80	1945	1 : 25 000	Н. Ладыжинский	Геологическая карта района между Бориславом и Стрыем
81	1945	1 : 25 000	С. Ткалич	Геологическая карта Золочевского буроугольного района
81а	1946	1 : 25 000	М. Н. Боженко	Геологическая карта района Олеско
82	1946	1 : 25 000	О. Юферов, В. Забелин	Геологическая карта района Спас-Грабов
83	1947	1 : 25 000	В. А. Шалин, М. Н. Смирнова	Геологическая карта левобережья р. Рики
84	1947	1 : 25 000	Г. Козицкий	Геологическая карта района Трускавец
85	1947	1 : 25 000	С. Н. Колтыпин	Геологическая карта Терескинско-Байловского района
86	1947	1 : 25 000	В. Н. Забелин	Геологическая карта бассейна р. Терещны и Тячевца
87	1947	1 : 25 000	В. Г. Корнеева	Геологическая карта Басхевско-Апшицкого района
88	1947	1 : 25 000	Н. Д. Елин	Структурная карта по кровле газового горизонта месторождения Дашава
89	1936	1 : 12 000	И. Обтулович	Геологическая карта Ясеницы Сольной
90	1927	1 : 10 000	К. Толвинский	Геологическая карта района Борислава, Тустановицы, Мражницы
91	1929	1 : 10 000	К. Толвинский	Геологическая карта района Сходницы
92	1940	1 : 10 000	Г. Козицкий	Геологическая карта окрестностей Манявы
93	1946	1 : 10 000	И. А. Бондаренко	Геологическая карта окрестностей Нагуевичей
94	1935	1 : 8 000	К. Толвинский	Геологическая карта района Рыпне-Перегиньско
95	1935	1 : 3 640	А. Матейка	Геологическая карта Ясинского нефтяного месторождения
96	1949	1 : 50 000	Г. П. Никитин	Геологическая карта района Болеков-Баличе
97	1950	1 : 50 000	А. Л. Кривин	Геологическая карта предгорья между р. Чечвой и р. Быстрицей
98	1950	1 : 50 000	В. И. Чулошников	Полевая геологическая карта Чивчинских гор
99	1948	1 : 25 000	В. В. Глушко, З. А. Грико	Геологическая карта площади Хыров—Старая Соль
100	1948	1 : 25 000	Г. Ф. Козицкий, А. В. Зенкина	Геологическая карта района р. Чечва и р. Быстрица Солотвинская
101	1948	1 : 25 000	В. В. Глушко, З. А. Грико	Геологическая карта площади Добромиль
102	1949	1 : 25 000	В. И. Первакова, У. Г. Ишаев	Геологическая карта площади Николаев—Ширец

разрезы менилитовой свиты. В верхах эоцена им выделен горизонт силицитов. Много внимания он уделил минералогии палеогеновых отложений.

Миоценовые отложения изучались В. Г. Юрковой (1946 и 1947 гг.), Ф. С. Путря (1948 г.) и Г. П. Алферьевым (1947 г.). В. Г. Юркова (1946 г.) изучала соленосные отложения в долине р. Воротыще. В результате этого изучения она предложила свою стратиграфию миоцена для этого района.

Более общий характер носит другая ее работа (1947 г.), в которой выделяются циклы седиментации в миоценовое время на основании химизма отдельных горизонтов.

Г. П. Алферьев уделил большое внимание «экзотическим» (трускавецким) конгломератам. Последние, по его мнению, содержатся в различных частях молассовой формации, и отдельные их выходы представляют собой останцы покровов. Большой интерес представляют данные Г. П. Алферьева по петрографическому и минералогическому составу конгломератов.

Чрезвычайно важная и интересная работа была проведена сотрудником КарНИГИ В. И. Славиным в полосе развития юрских пород Закарпатья (так называемые зоны клиппенов). На основании своих трехлетних (1946—1948 гг.) работ им дана стратиграфия юры и нижнего мела этой полосы, выделены фациальные зоны и установлено отсутствие покровного строения в тектонике данных отложений. Основные результаты работы изложены им в статьях (1947 и 1949 гг.).

Значительные тематические исследования проводил Львовский университет. Работы сотрудников университета печатались, в частности, в сборниках Львовского геологического общества, организованного в 1946 г. и выпустившего к 1949 г. три сборника.

Из работ, проведенных университетом, отметим прежде всего большую и интересную работу по эффузивному комплексу Закарпатья, главным образом по петрографии эффузивов (В. Соболев, О. И. Вартанова и О. Н. Горбачевская, 1947 г.). В этой работе по существу впервые дано подробное описание лав различной степени основности, слагающих Выгорлат-Гутинскую гряду.

Экспедиция университета (Н. П. Ермаков, 1947 г.) изучала полезные ископаемые Закарпатья, в первую очередь каолины, а также стратиграфию и тектонику миоценовых толщ. В этой работе Н. П. Ермаков вместе с В. А. Владимирским придерживается мнения о наиболее молодом возрасте кислых лав Закарпатья (в частности, береговских).

В 1948 г. Н. П. Ермаков в статье, опубликованной в сборнике общества, предлагает свою схему стратиграфии миоценовых отложений Закарпатья.

Сотрудник университета В. А. Горецкий с 1948 г. занимается изучением миоценовых моллюсков Закарпатья.

Н. Д. Елин (Укргаз, 1945 г.) описал геологическое строение Дашавского газового месторождения. В пределах месторождения им выделены тортонские и сарматские комплексы. Газоносной структуре Угерско, ее детальному описанию посвящена следующая работа (1947 г.) упомянутого автора.

Соляные месторождения Предкарпатья изучались А. А. Унковским, описавшим Стебникское месторождение (1947 г.) и давшим сводку по соляным месторождениям западных областей УССР (1948 г.). А. А. Иванов много занимался солепроявлениями в Верхне-Тиссенской котловине и месторождением Солотвино, которое описано им в работе 1947 г., а общая характеристика солепроявлений в Закарпатье освещается в отдельной статье (1948 г.). Автор подчеркивает серьезное положение с обводнением месторождения Солотвино и необходимость

надлежащих гидрогеологических исследований и соответствующих мероприятий в шахтах.

В Предкарпатье им описано калийное месторождение Калуш (1944 г.).

Стратиграфию верхнемеловых отложений Росточья и котловины Западного Буга изучали О. К. Смирнова и С. И. Пастернак (1948 г.), впервые обработавшие керны, дополнившие и уточнившие стратиграфию В. Рогаля.

Палеозойские отложения окраины платформы изучались П. Л. Шульгой, Е. А. Новик и Н. Е. Бражниковой (1941 г.), предложившими схему расчленения нижнекаменноугольных отложений по микро- и макрофауне.

Геологии месторождений полезных ископаемых посвящены работы геологов Львовуглеразведки С. М. Ткалича и Г. Н. Лугового (1947 г.), которые предложили для Закарпатья стратиграфическую схему, выделив три углесодержащие толщи: гельветскую, тортонскую и сарматскую. Е. Князев (1945 г.) изучал озокеритовые месторождения Дзвиняч и Старуня.

Единственному в Предкарпатье полиметаллическому месторождению Трускавец посвящена работа М. И. Иициксона и И. З. Хейфец.

В связи с невозможностью дать анализ всех геолого-съемочных работ, проведенных в Восточных Карпатах, нами дается перечень главнейших геологических карт, учтенных при составлении данной работы (табл. 1), и карта изученности (рис. 14).

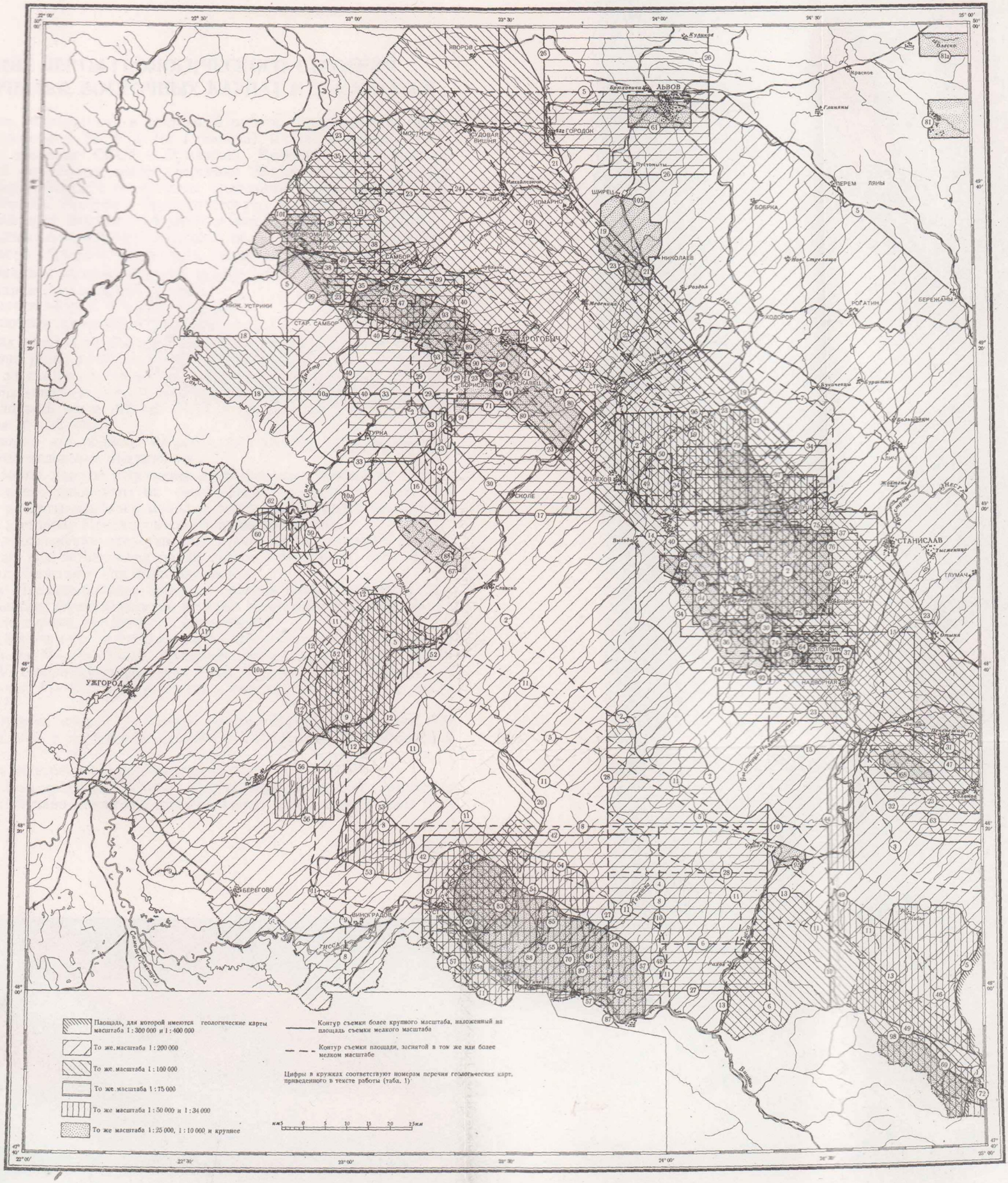


Рис. 14 Карта геологической изученности Восточных Карпат
Составил Б. П. Высоцкий 1949 г.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРЕДКАРПАТЬЯ, ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ И ЗАКАРПАТЬЯ

Территория, описываемая в настоящей работе, ограничена на севере 50° с. ш., на востоке — 25° в. д. (от Гринвича), на юге и западе — государственной границей СССР с Румынией, Венгрией, Чехословакией и Польшей. В ее пределы входят верховья Западного Буга, Днестра и его притоков и Тиссы с ее правыми притоками. Таким образом, она охватывает Ополье, Росточье, Предкарпатскую равнину, значительный отрезок горной дуги Восточных Карпат и ряд закарпатских впадин.

Главнейшими структурно-фациальными областями, входящими в пределы очерченной обширной территории, являются (с севера на юг):

1) юго-западная окраина Русской платформы;
2) Предкарпатский краевой прогиб;
3) складчатая область Восточных Карпат;
4) закарпатские миоценовые впадины.

В пределах каждой из этих областей выделяется в свою очередь ряд зон, достаточно резко различающихся особенностями своего строения.

1. Юго-западная окраина Русской платформы входит в пределы северо-восточной части листа М—34—XXIV, охватывает почти всю площадь листа М—35—XIX и значительную часть северо-востока листа М—35—XXV.

С поверхности эта область сложена тортонскими (среднемиоценовыми) и верхнемеловыми отложениями.

Верхнемеловые породы выражены известняками, мергелями и глинами. Они полого наклонены на северо-запад, в сторону Львовской мульды, где развиты наиболее молодые горизонты верхнего мела, и на юго-запад — в сторону Предкарпатского краевого прогиба.

Тортонские отложения представлены песчаниками, глинами, известняками. Среди них встречаются пачки гипсов. Мощность этих пород незначительна. Залегают они горизонтально.

В сторону Предкарпатского краевого прогиба край платформы опускается ступенями, отражающимися в толще тортонских образований небольшими флексурами продольного направления.

2. Предкарпатский краевой прогиб захватывает восточную часть листа М—34—XXIII, бóльшую юго-западную часть листа М—34—XXIV, северо-восточный угол листа М—34—XXX, пересекает по диагонали лист М—35—XXV и входит в северо-восточный угол листа М—35—XXXI.

Краевой прогиб выполнен мощной толщей отложений миоцена. По характеру разреза и по типу тектонических нарушений Предкарпатский прогиб расчленяется на две резко различные зоны: Внешнюю (северо-восточную) и Внутреннюю (юго-западную).

Внешняя зона краевого прогиба сложена мощной толщей сарматских и тортонских песчано-глинистых рыхлых пород. Для Внешней зоны про-

гиба характерно распространение пологих брахиантиклинальных вздутий и обширных плоских мульд. К подобным складкам приурочены мощные газовые месторождения Дашавы, Опары и др.

Внутренняя зона краевого прогиба сложена еще более мощной и разнообразной по составу толщей осадочных отложений нижнего и среднего миоцена. Фациальные изменения в миоценовой толще внутренней части прогиба происходят как вдоль, так и поперек его простирания. Внутренняя зона характеризуется интенсивной складчатостью. Здесь преобладают сильно сжатые дисгармоничные складки, осложненные продольными надвигами.

3. Складчатая область Восточных Карпат протягивается параллельно и юго-западнее краевого прогиба, пересекая по диагонали область работ экспедиции.

По строению разреза и особенностям тектоники складчатые Карпаты расчленяются на три зоны: Внешнюю антиклинальную, Центральную синклинальную и Внутреннюю антиклинальную.

Внешняя антиклинальная зона складчатой области Восточных Карпат начинается в пределах исследуемой площади в юго-восточном углу листа M—34—XXIII, срезает углы листов M—34—XXIX и XXIV, по диагонали пересекает лист M—34—XXX, затем срезает углы листов M—34—XXXVI и M—35—XXV и косо перерезает лист M—35—XXXI. Она характеризуется широким распространением флишевых отложений мелового и палеогенового возраста. Стратиграфия этих свит разработана весьма подробно.

Характерной чертой Внешних Карпат является их сильная дислоцированность. В их пределах слои смяты в сложную серию сорванных лежачих складок, опрокинутых на северо-восток (в сторону краевого прогиба).

Центральная синклинальная зона протягивается непосредственно с юго-запада вдоль Внешней антиклинальной зоны. Ширина ее колеблется от 30 до 10 *км*. Она сложена флишевыми толщами олигоцена и в меньшей степени эоцена. Из-под эоценовых отложений в местах поднятия складчатого основания этой зоны выходят породы верхнего мела.

Породы, выполняющие Центральную синклинальную зону, смяты в серию острых, часто сильно сжатых и осложненных дисгармоничной складчатостью антиклинальных складок, разделенных широкими и часто плоскими синклиналями.

Внутренняя антиклинальная зона складчатой области Восточных Карпат отличается во многих чертах от Внешней зоны. Она образует широкую полосу, охватывающую область главного водораздела Карпат и их юго-западный склон. Внутренняя зона пересекает под углом листы M—34—XXIX, XXX, XXXV, XXXVI, M—35—XXXI и L—35—I.

В основании разреза находятся древние кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы и кварциты. Они выходят в ядрах наиболее крупных антиклинальных складок, слагая, в частности Мармарошский массив. Выше располагаются известняки, мраморы, порфириты, песчаники и местами конгломераты, относящиеся к триасу и различным горизонтам юры. Над ними лежат песчаники, сланцы и песчано-глинистые образования нижнего мела, а также красноцветные мергелистые породы верхнего мела.

Мезозойские отложения распространены, так же как и палеозойские, в замках крупных антиклиналей. Они образуют систему антиклинальных поднятий, вытягивающихся в северо-западном направлении от Раховского массива вдоль юго-западного края Внутренних Карпат, и местами выходят (гора Петрос) в их центральных частях. Среди мезозойских свит встречаются небольшие интрузивные тела габбро и ультраосновных пород. Выше ложится мощный комплекс флишевых свит палеоге-

нового возраста. В нем выделяется ряд свит, являющихся стратиграфическими аналогами различных горизонтов палеогена Внешних Карпат.

Верхняя часть палеогенового флиша Внутренних Карпат, относящаяся, повидимому, к верхнему олигоцену, сложена мощными песчаниками свиты кросно, которые выполняют синклинальные прогибы. Кросненская (рунская) свита при этом ложится трансгрессивно, с угловым несогласием, на более древние слои.

Все перечисленные толщи смяты в серию удлиненных складок, степень сжатия которых изменяется вполне закономерным образом. На северо-востоке складки сильно сжаты, разорваны и опрокинуты в сторону Внешних Карпат. В центральной части они более прямые. Здесь находится система крупных синклинальных впадин. Юго-восточнее этих синклиналей складки опрокинуты местами на юго-запад. За ними располагается четкообразная система складок главного антиклинального поднятия Внутренних Карпат, вновь опрокинутых на северо-восток.

4. Закарпатские миоценовые впадины входят в пределы листов М—34—XXIX, XXXV и XXXI.

В пределах этой площади выделяются три обособленные зоны, отличающиеся также и составом развитых в них свит. Это Верхне-Тиссенская впадина, Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда и Чоп-Мукачевская впадина.

Верхне-Тиссенская впадина представляет собой участок, в пределах которого приближены к поверхности наиболее древние части разреза миоцена Закарпатья. Они сложены мощной толщей песчаников, конгломератов и глин различных горизонтов миоцена. В низах этой толщи располагаются горизонты соленосной свиты Закарпатья, являющиеся аналогами подобных же свит Трансильвании.

Миоценовая толща собрана в систему укороченных складок, осложненных прорывами мощных масс каменной соли.

Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда образована мощной толщей вулканогенных пород, имеющих верхнемиоценовый и, возможно, плиоценовый возраст. Вулканогенная толща лежит непосредственно выше миоценовой молассы Верхне-Тиссенской впадины.

Рельеф Выгорлат-Гутинского хребта в ряде мест сохранил свою первоначальную форму, связанную с вулканической деятельностью, которая прекратилась в плиоценовое время.

Чоп-Мукачевская впадина полностью закрыта покровом новейших отложений. Судя по отрывочным выходам, в нее погружены миоценовая моласса и краевые фации вулканогенного комплекса. Последний образует ряд изолированных массивов (Берегово и др.). Глубинное строение этой зоны может быть расшифровано только путем применения детальных геофизических исследований и заложения большого количества глубоких буровых скважин.

Охарактеризованные особенности геологического строения Предкарпатья, складчатых Карпат и Закарпатья достаточно детально отражены на геологических картах масштаба 1 : 200 000, а также на карте масштаба 1 : 500 000 (см. Атлас).

ОРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРЕДКАРПАТЬЯ, ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ И ЗАКАРПАТЬЯ

В орографическом отношении территория Западной Украины, обнимающей Восточные Карпаты с прилежащими к ним равнинными пространствами, в советской географической литературе освещена относительно слабо.

Не считая работ, целиком воспроизводящих орографические схемы зарубежных авторов (Быховер, 1941; Соболев и др., 1947 г.), по Западной Украине к 1947 г. была опубликована только одна специальная работа, посвященная историко-географическому описанию Закарпатской области (Анучин и Спиридонов, 1947 г.). В результате работы, проведенной коллективом геоморфологической партии экспедиции Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе (Г. И. Раскатов и др.), были заложены принципиальные основы орографического и геоморфологического районирования площади, важная роль в разработке которых принадлежит М. М. Жукову.

Предлагаемая им схема, имеющая целью введение единообразия в систему орографических наименований Восточных Карпат, построена по принципу выделения крупных морфологических областей с дальнейшим их дробным подразделением по тому же морфологическому принципу с учетом особенностей их геологического строения и основных этапов истории формирования рельефа. Соответственно принципам построения схемы, термины имеют по преимуществу морфологическое содержание, причем для определений используются местные названия.

Описываемая территория может быть разделена по крайней мере на четыре крупные морфологические области: в центральной части района располагается вытянутое в северо-западном направлении горное сооружение Восточных Карпат, представляющих типичные средневысотные горы. С юга Карпаты окаймляются широкой Закарпатской низменностью. У северного подножья гор расстилается наклонная Предкарпатская равнина, граничащая на северо-востоке с краевыми западными частями Волыно-Подольской возвышенности.

Каждая из названных областей в свою очередь подразделяется на более мелкие орографические единицы (рис. 15). Общий характер распределения высот области изображен на гипсометрической карте (рис. 16).

ЗАКАРПАТСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Закарпатская низменность представляет восточную часть обширной Средне-Дунайской или Венгерской низменности, ограниченной с северо-востока внутренней дугой Восточных Карпат.

Впервые в географической литературе такое наименование низменности мы находим у С. Рудницкого (1925 г.). Большинством советских ученых этот термин сохраняется. Из вновь предложенных синонимов можно отметить Чоп-Мукачевскую низменность М. М. Жукова.

Закарпатская низменность характеризуется довольно однообразным рельефом. В ней на фоне равнины местами возвышаются невысокие островные горы или холмы (Береговское холмогорье, горы Запсон, Са-

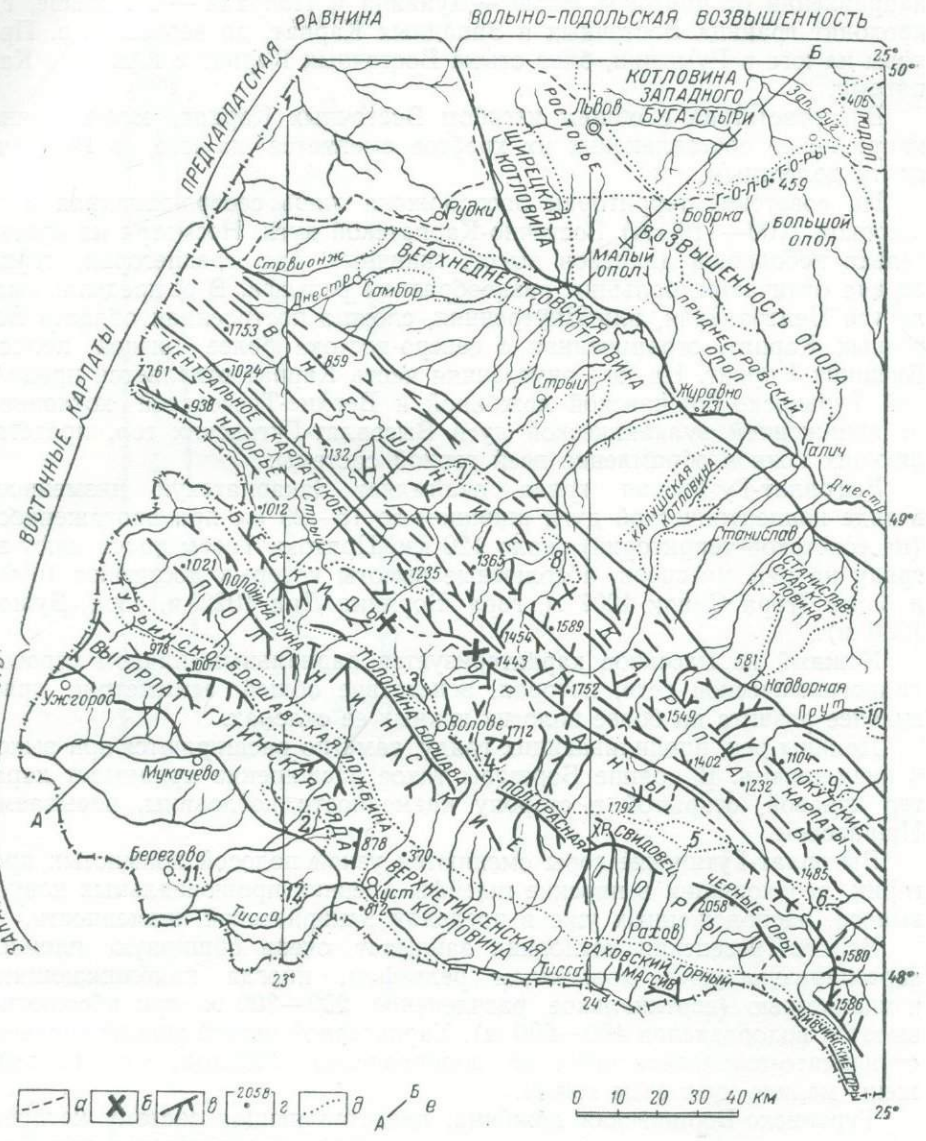


Рис. 15. Схема основных элементов рельефа Восточных Карпат.
Составил Г. И. Раскатов (1948 г.)

1—Санская низменность; *2*—Иршавская котловина; *3*—котловина Волове; *4*—Синевирская котловина; *5*—Ясинская котловина; *6*—Жабьевская котловина; *7*—Сыновудская котловина; *8*—Выгодская котловина; *9*—Березовская котловина; *10*—Коломыйская котловина; *11*—Береговское холмогорье; *12*—Черная гора. *а*—линия водораздела; *б*—перевалы; *в*—хребет; *г*—абсолютные отметки; *д*—границы морфологических единиц; *е*—линия профиля

ланк, Черная и др.). Со стороны Карпат к низменности обращены широкие плоские отроги древних конусов выноса карпатских рек.

Абсолютные высоты центральных частей низменности выражаются цифрами 110—120 *м*; низменность имеет едва уловимый уклон в юго-западном направлении. Превышения островных гор над нею колеблются от 60—80 до 250 *м*.

ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ

Восточные Карпаты состоят из нескольких приблизительно параллельных друг другу хребтов и гряд, протягивающихся в юго-восточном направлении от притоков Вислы—Дунайца и Попрада — в Польше, где проходит граница Восточных и Западных Карпат, до верховьев р. Праховы на юге в Румынии, близ стыка Восточных Карпат с Южными Карпатами.

В соответствии с общим изгибом Восточных Карпат, юго-восточное направление составляющих их хребтов сменяется на юге, в Румынии, почти долготным.

На советской территории расположена лишь северо-западная часть широкой (100—110 *км*) Восточно-Карпатской дуги. Несмотря на сравнительно небольшой диапазон высот, типичных для среднегорья, горная страна отличается большим разнообразием рельефа. В ее пределах выделяется Центральная, или Внутренняя, сложно построенная область Восточных Карпат, ограниченная с северо-востока более низкой полосой Внешних Карпат. На юге внутренняя часть Карпат отделяется продольной Турьинско-Боршавской ложбиной и Верхне-Тиссенской котловиной от пониженной вулканической дуги Выгорлат-Гутинских гор, представляющих южное обрамление всей горной системы.

Выгорлат-Гутинская гряда окаймляет Закарпатскую низменность в виде концентрической дуги шириной до 15—20 *км* при протяженности (на советской территории) около 120 *км*. Притоки Тиссы расчленяют эту гряду на ряд массивов, абсолютные высоты которых достигают 1000 *м* и более (гора Синяк 1007 *м*, гора Борлина Дил 1022 *м*, гора Бужора 1086 *м*).

Каждый из массивов характеризуется радиальным планом строения гидрографической сети, которая, вследствие общей асимметрии гряды сильнее развита на более пологих южных ее склонах.

Долины рек, пропиливающих гряду, заметно расширяются при выходе в низменность. В долине Боршавы такое расширение принимает характер краевой, открытой в сторону низменности котловины, называемой Иршавской.

Выгорлат-Гутинские горы сменяются узкой полосой холмистых предгорий, переходящих в плоские шлейфы древних пролювиальных конусов выноса, расположенных уже в пределах Закарпатской низменности.

Верхне-Тиссенская котловина занимает очень обширную площадь, характеризующуюся холмистым рельефом, иногда приближающимся к низкогорью (вертикальное расчленение 200—300 *м* при абсолютных высотах водоразделов 400—600 *м*). Характерной чертой рельефа является ступенчато-террасовое строение водоразделов. Местами хорошо выражены мелкие куэстовые гряды.

Турьинско-Боршавская ложбина, представляющая систему котловин, соединенных древними продольными долинами, протягивается от г. Хуста вдоль тыловой части Выгорлат-Гутинской гряды.

Современные отрезки продольных рек расчленяют рельеф ложбины на глубину до 200 *м*. Максимальные высоты боковых водоразделов не превышают 350 *м*. Ширина ложбины колеблется от 1 до 5 *км*.

Вдоль южного края Внутренних Карпат широкой полосой протягивается наиболее массивный горный пояс так называемых Полонинских гор. Они характеризуются относительно плоскими вершинами, покрытыми растительностью альпийских лугов. Пояс образует несколько сменяющих друг друга кулисообразных высоких горных хребтов: Полонину Руну (1482 *м* абс. высоты), Полонину Боршаву (1679 *м*), Полонину Красную, хребет Свидовец (1883 *м*), Черные горы и др. В Черных горах расположены самые высокие в пределах советской части Карпат вершины Говерла (2058 *м*) и Поп-Иван (2022 *м*). Они образуют водораз-

Шкала высот в м

Выше 1500
1000
800
500
300
150
Ниже

0 5 10 15 20 25 км

Профиль по линии А-Б

ЮЗ — СВ

Внешние Карпаты — Предкарпатская равнина — Возвышенность Опола — Котловина Зап. Буга

Профиль по линии В-Г

ЮЗ

Выгорлат-Гутинская гряда — Верхнетиссенская котловина — Полонинские горы — Горганы — Внешние Карпаты — Предкарпатская равнина — Возвышенность Опола

Тисса — Днестр — СВ

2000 1500 1000 800 500 300 0

Рис. 16. Гипсометрическая карта Восточных Карпат (1949 г.)

Зак. 1737

дел между верховьями Тиссы и верховьями Прута и его притока Черемоша, который в верховьях состоит из двух ветвей — Черного Черемоша и Белого Черемоша. Характерный для этого района вид представляют верховья Белой Тиссы (рис. 17).

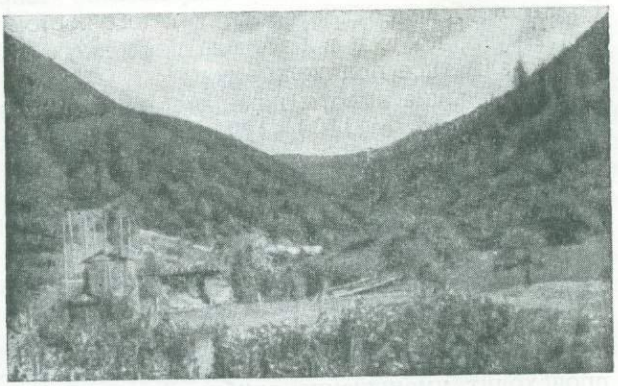


Рис. 17. Верховья р. Белой Тиссы (фото П. П. Мамонтова)

Юго-Восточная, наиболее возвышенная часть Полонинских гор характеризуется значительным развитием ледниковых форм рельефа, оставшихся в наследие от четвертичных оледенений Восточных Карпат. Ледниковые кары группируются на высотах редко меньших, чем 1600—1800 *м*.

С юго-востока к Полонинским горам примыкает Мармарошский горный массив. Значительная его часть уходит за пределы государственной границы СССР. На территории Советского Союза развиты лишь его периферические части, представленные Раховским горным массивом, неудачно именуемым иногда Гуцульскими Альпами (Анучин, 1947 г.; Рудницкий, 1925 г.), и хребтом пограничных Чивчинских гор.

Характерными чертами рельефа Мармарошского горного массива является обилие острых вершин с крутыми склонами, глубоких порожистых ущелий, ледниковых форм, главным образом каров, значительное развитие осыпей и обвалов. Абсолютные высоты здесь несколько ниже, чем в смежной к северу области Черных гор (1500—1700 *м*).

Севернее Полонинских гор проходит современный водораздел бассейнов рр. Вислы, Днестра и Прута, с одной стороны, и Тиссы — с другой. Водораздельная линия не приурочена к какому-то определенному хребту; напротив, она переходит с одного гребня на другой, с чем связано большое разнообразие ее высот. Наиболее низкий участок водораздела — в районе Верецкого перевала (841 *м*), между верховьями бассейна р. Латорицы и р. Стрыя.

К западу отсюда водораздельные хребты носят название Бескид, к востоку — Горган. Бескиды имеют высотные отметки 880—1200 *м*, Горганы выше их и достигают 1200—1600 *м*.

На юго-востоке, в Черных горах происходит слияние гребня водораздельного хребта с гребневой линией Полонинских гор.

Водораздельные хребты отделены от Полонинских гор серией небольших внутригорных котловин, частично сообщающихся между собой. Среди котловин хорошо очерчены котловины Волове, Синевирская и Ясинская. Размеры котловин не превышают 10—20 *км* в длину, контуры их овальные, с удлинением в направлении с северо-запада на юго-восток. Жабьевская котловина расположена севернее Черных гор в долине Черного Черемоша, в области соприкосновения Внешних и Внутренних Карпат.

С севера водораздельную систему хребтов ограничивает низкогорная область Центрального Карпатского нагорья, отделяющая их от хребтов и гряд, составляющих Внешние Карпаты.

Для Центрального нагорья характерно чередование широких продольных долин с линейно-вытянутыми невысокими моноклинальными или синклинальными пологими хребтами. Абсолютные высоты хребтов редко

превышают 900—1000 *м*, при средней амплитуде рельефа всего 200—300 *м*.

Ряд параллельных хребтов Внешних Карпат протягивается в северо-западном — юго-восточном направлении широкой (до 30 *км*) полосой. Гряды постепенно повышаются к юго-востоку вплоть до верхнего течения Прута, но уже в бассейне последнего в Покутских Карпатах отмечается заметное понижение гор.

Наибольшие высоты находятся на внутреннем крае Внешних Карпат, они возрастают от 1100—1200 *м* в бассейне Днестра и Стрыя на северо-западе до 1500—1800 *м* в бассейне верховий Быстрицы. Юго-восточнее излучины, образуемой долиной Стрыя, резко увеличивается амплитуда рельефа, а план эрозионного расчленения приобретает решетчатый или поперечный характер.

Следуя вкрест простирания хребтов к внешнему краю Карпат, можно видеть постепенное понижение гребневых линий вплоть до передовых хребтов, которые вдоль всего фронта гор характеризуются довольно устойчивыми высотами 700—800 *м*. Параллельно со снижением высот происходит уменьшение глубины эрозионного расчленения; продольные хребты с крутыми склонами и довольно острыми гребнями постепенно приобретают асимметричное строение, часто распадаясь на ряд мелких моноклинальных гребней, как это особенно хорошо можно наблюдать на Скольских Карпатах.

Внешние Карпаты крутыми склонами своих передовых хребтов обрываются к обширной Предкарпатской равнине, расстилающейся у северного подножья гор [1].

Отдельные участки их, не имеющие четко очерченных границ, получили местные названия — Самборских, Скольских и Покутских Карпат.

В разделяющих хребты продольных долинах некоторые отрезки, разработанные в малоустойчивых породах, образуют овальные межгорные котловины, из которых заслуживают упоминания Сыновудская котловина у слияния рр. Стрый и Опур, Выгодская — на р. Свице и Березовская — на р. Лучке.

ПРЕДКАРПАТСКАЯ РАВНИНА

С северо-востока к Восточным Карпатам примыкает возвышенная наклонная равнина, получившая в польской литературе наименование предгорья, часто называемого также Предкарпатьем или Прикарпатьем.

Границами этой крупной морфологической единицы являются, с одной стороны, четко выраженный уступ Внешних Карпат, с другой — южный и юго-западный край Подольской возвышенности.

В целом вся предгорная равнина характеризуется очень резкой границей с горами. Переходная зона предгорья здесь практически отсутствует, а если и может быть местами выделена, то только в виде небольших участков у края равнины на междуречье рр. Ломницы и Быстрицы и Стрвионж. Вся же остальная площадь представляет наклонную от гор равнину, расчлененную стекающими с Карпат реками. Наиболее приподнята она на юго-востоке, в бассейне Быстрицы и Ломницы, и понижается на север и северо-запад по направлению к бассейну Сана. Вдоль северо-западного края равнины протягивается долина Днестра. На юго-востоке вдоль нее вытянута долина Прута. Упомянутые реки и их правые притоки расчленяют равнину на отдельные участки.

В северо-западной части равнины преобладают высоты 380—400 *м*, понижающиеся к северо-востоку до 280—290 *м*. Амплитуда рельефа

[1] Характер этого уступа, производящего впечатление крутого «берега», в совокупности с неточным переводом польского слова brzeg — край, как «берег», обусловил то, что для передовых хребтов Внешних Карпат в нашей литературе утвердилось парадоксальное наименование «береговых Карпат».

в этом районе не превышает 60—80 *м*. К юго-востоку от долины р. Свицы высоты края равнины достигают уже 400—500 *м*, снижаясь к Днестру до 340—350 *м*. Соответственно амплитуда эрозионного вреза изменяется от 160—180 до 60—100 *м*.

Особенно характерным элементом Предкарпатской равнины являются широкие плоские впадины или котловины, отвечающие расширенным долинам рек, стекающих с Карпат. Площади таких котловин измеряются сотнями квадратных километров. Контуры их, обычно неправильные, вытянуты в направлении стока. Наибольшей является Верхне-Днестровская котловина, называемая также иногда Надднестровской низменностью. Из других достаточно крупных котловин отметим Калушскую, Станиславскую и, более ограниченную по размерам, Коломыйскую.

Все эти котловины характеризуются очень слабой амплитудой рельефа (от 4—5 до 20 *м*) и почти совершенно плоским, по большей части пойменным дном.

ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Волыно-Подольская возвышенность входит в пределы рассматриваемой территории лишь своей западной частью, охватывающей площадь левобережья бассейна Днестра и бассейна верхнего течения Западного Буга. Она образует водораздел этих двух крупных речных бассейнов, принадлежащих Черному и Балтийскому морям.

В морфологическом отношении граница с Предкарпатской равниной выражена южным уступом возвышенности, который, однако, плохо выделяется вдоль края в наиболее приподнятой юго-восточной части Предкарпатской равнины.

Западная окраина Волыно-Подольской возвышенности носит название Опола. Он имеет средние высоты порядка 380—440 *м* и расчленен сетью верхних левых притоков р. Днестра. В отличие от широких уплощенных водораздельных пространств, развитых к востоку от долины р. Золотой Липы, здесь развиты узкие округленные водоразделы. Относительные превышения над долинами Днестра и Буга колеблются от 120 до 170 *м*.

Северный край Опола, морфологически резко очерченный, более приподнят, чем южный. Вдоль него протягивается полоса наибольших (400—470 м) высот Опола, где, следуя гребню гряды Гологор, проходит линия Главного Европейского водораздела.

Северо-западным продолжением Опола является возвышенность Росточья, которая представляет собой узкую водораздельную гряду, разграничивающую бассейны Сана, Западного Буга и Днестра. Она начинается восточнее г. Львова и прослеживается к северо-западу до окрестностей г. Томашева, достигая 130 *км* длины.

Максимальные высоты Росточья приурочены к северо-восточному краю возвышенности. Они достигают 400—410 *м* в окрестностях Львова и постепенно понижаются вдоль гряды к северо-западу.

Краевая пониженная юго-западная часть возвышенностей Опола и Росточья называется Щирецкой котловиной. Амплитуда рельефа в ней не превышает 60—40 *м*. Господствуют широкие плоские водоразделы с очень пологими склонами долин главных рек, дренирующих указанную площадь (притоки Днестра—Верещица и Щерек). Общий очень слабый уклон поверхности направлен в сторону долины Днестра.

К северу от возвышенности Опола—Росточья расположена плоская низменная область верховьев Западного Буга, часто именуемая также Побужьем.

В рельефе плоской котловины Западного Буга господствуют невысокие плоские гряды, абсолютные отметки которых колеблются от 260 до 290 *м*. Ориентировка гряд близка к широтной, соответствуя ориентировке левых притоков Западного Буга.

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Описываемая территория находится в условиях умеренного климата, но довольно большие колебания температур между зимой и летом позволяют считать климат переходным от континентального восточноевропейского к умеренно-теплому, влажному западноевропейскому.

Резкая смена холодного и теплого сезонов накладывает свой отпечаток на режим поверхностных и подземных вод. Пополнение запасов подземных вод происходит главным образом за счет весеннего снеготаяния. Впрочем, и летние интенсивные осадки, вызывающие довольно крупные паводки, оказывают заметное влияние на режим подземных вод.

В горах климат более суров, чем в равнинных частях. Горные долины северных склонов при частых затишьях зимой служат местом скопления холода, вследствие чего возникают температурные туманы. Лето в горах короткое и прохладное, зима более длительная. По мере подъема в горы средние месячные и среднегодовая температуры воздуха снижаются в соответствии с аэротермическим градиентом, равным в среднем 0,53 градуса на 100 *м* (табл. 2).

Таблица 2

Средние месячные и годовая температуры воздуха на различной высоте

Месяцы	Градиенты на 100 *м* высоты	Температура в °С на высоте в *м*								
		300	400	500	600	700	800	900	1000	1100
Январь	0,30	—4,6	—4,8	—5,0	—5,2	—5,4	—5,6	—5,8	—6,0	—6,3
Июль	0,68	19,2	18,5	17,8	17,0	16,2	15,5	14,8	14,1	13,5
Среднегодовая	0,53	7,7	7,1	6,5	5,8	5,3	4,6	4,0	3,4	2,8

Месяцы	Градиенты на 100 *м* высоты	Температура в °С на высоте в *м*								
		1200	1300	1400	1500	1600	1700	1800	1900	2000
Январь	0,30	—6,6	—6,9	—7,2	—7,5	—7,8	—8,1	—8,4	—8,7	—9,1
Июль	0,68	12,8	12,1	11,4	10,8	10,1	9,5	8,8	8,0	7,3
Среднегодовая	0,53	2,3	1,8	1,3	0,8	0,3	—0,2	—0,6	—1,1	—1,6

Горные хребты Восточных Карпат ослабляют циркуляцию атмосферы в прилегающих к ним районах, являясь некоторой преградой для перемещающихся воздушных масс. Они защищают южный склон и предгорья от холодных северных ветров. Вместе с тем горные хребты создают микроклиматические различия, способствующие возникновению местных ветров, нагреву воздуха летом и охлаждению зимой. Увеличивая разницу между летней и зимней температурой, горы усиливают континентальность климата северных предгорий Карпат, главным образом за счет более суровых зим. Климат Закарпатья менее континентален, чем климат Предкарпатья; он отличается сравнительно жарким летом, мягкой зимой, неустойчивостью ветров и значительной увлажненностью.

Температура. Средняя годовая температура воздуха в пределах исследуемой территории не спускается ниже 0° и колеблется в пределах от 4,7° (Синевирская Поляна) до 9,1° (Ужгород).

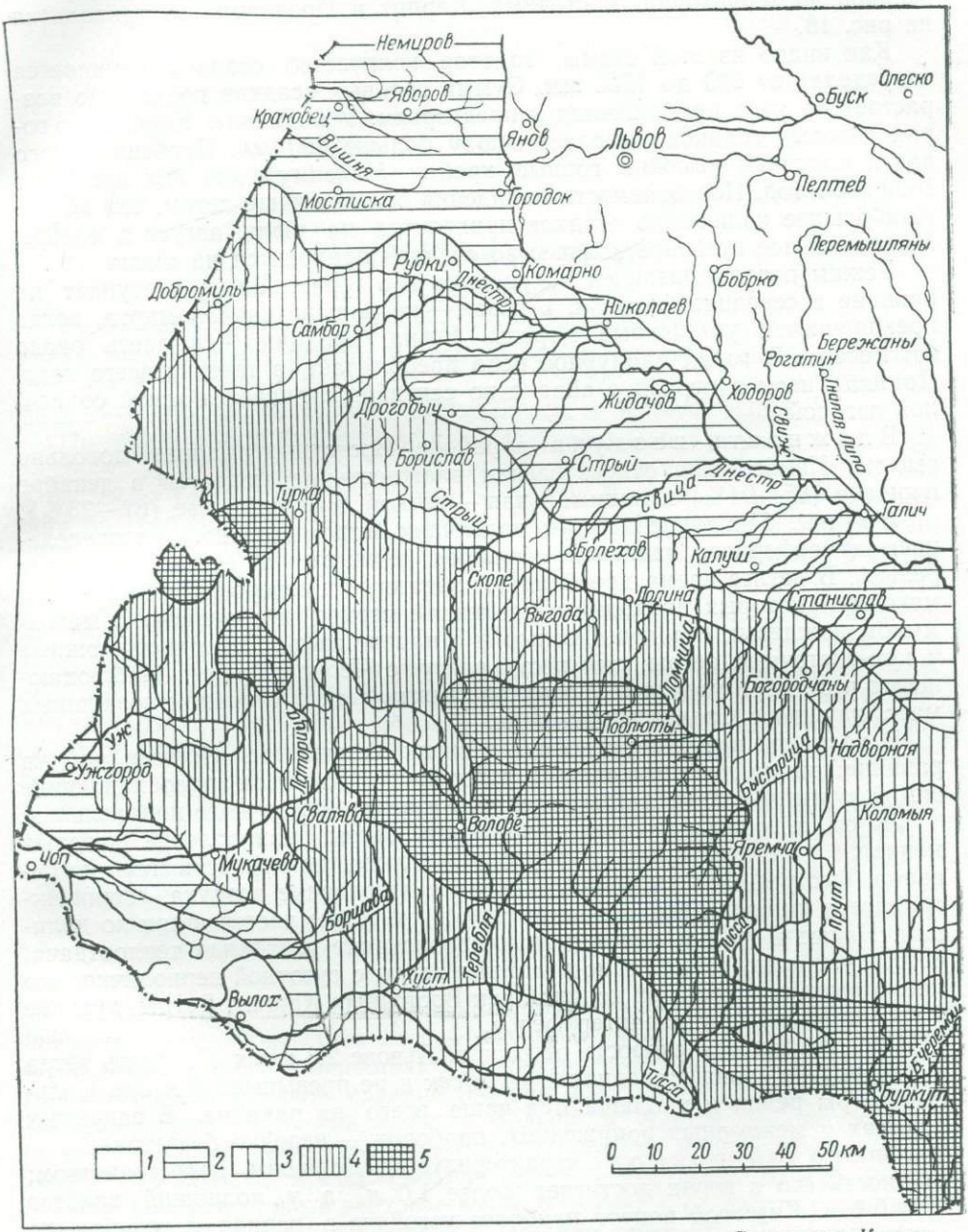


Рис. 18. Распределение атмосферных осадков на территории Восточных Карпат (составила Л. К. Овчинникова)

1—600—700 *мм*; *2*—700—800 *мм*; *3*—800—1000 *мм*; *4*—1000—1200 *мм*; *5*—свыше 1200 *мм*

Наиболее широкое колебание средней суточной температуры наблюдается в горах, где зимой температура колеблется в пределах от —3,5 до 15°, а в летнее время от —5,0 до 30,0°. Максимальные температуры наблюдаются в июле и августе в пределах от 30 до 37°. Минимальные температуры наблюдаются в январе и феврале. Они вероятны в пределах —15 до —35°. Самые ранние заморозки возможны уже в августе,

но чаще они появляются в конце сентября. Морозы иногда наблюдаются до конца мая.

Атмосферные осадки. Схема распределения атмосферных осадков на территории Восточных Карпат и Предкарпатья приводится на рис. 18.

Как видно из этой схемы, годовое количество осадков изменяется в пределах от 600 до 1200 *мм*. Сумма годовых осадков постепенно возрастает по мере приближения к предгорьям. У подножья Карпат и в горах годовых осадков выпадает всюду больше 800 *мм*. Особенно много влаги получают высокие горные хребты. Максимум для них достигает 1600 *мм* в год. Повторяемость выпадения осадков чаще летом, чем зимой. Наибольшее количество осадков приходится на июль, август и ноябрь. Максимальное суточное количество осадков приходится на июль.

Режим погоды различен на равнине и в горах. Весна наступает на равнине в середине февраля, в горах — не раньше начала марта, когда прекращаются устойчивые морозы. Весна продолжается здесь около 2,5 месяца. В горах пасмурное небо преобладает в течение всего года. Долина Тиссы в период с апреля по сентябрь отличается ясной солнечной погодой.

Влажность воздуха в районе Восточных Карпат довольно высока. Наибольшая относительная влажность наблюдается в декабре и январе (85—94%) и минимальная — весной, в апреле—мае (67—78%).

Ветры. Направление преобладающих ветров связано с распределением атмосферного давления; большое влияние на ветры оказывает рельеф. В летнее время преобладают западные и северо-западные ветры, максимум которых приходится на летний период и совпадает с максимумом дождевых осадков. Осенью и в начале зимы более часты южные и юго-восточные ветры; они несут влагу с Черного моря. Наблюдающееся в октябре увеличение осадков связывается с влиянием воздушных масс, идущих с Средиземного моря.

В холодное время года воздух в горах охлаждается сильнее, чем на равнине; он по долинам стекает с гор вниз, усиливая преобладающие зимой сухие холодные ветры северного и северо-восточного направления.

Летом в горных долинах образуются ветры, направление которых меняется в течение суток. С восходом солнца поверхность гор нагревается быстрее. Это вызывает усиленное нагревание воздуха, сопровождающееся уменьшением его плотности, и он устремляется вверх по долинам. Ночью и утром, когда в горах происходит усиленная теплоотдача, ветер дует вниз. Такие горно-долинные ветры с суточной периодичностью летом возникают во всех долинах рек Восточных Карпат. Ветры, дующие с гор, иногда носят характер фёнов.

Средняя годовая скорость ветра в г. Львове 2,3 *м/сек*. Скорость ветра в Закарпатье равна в среднем 3—4 *м/сек* и не превышает 5 *м/сек*. Сильные ветры редки и наблюдаются чаще всего на равнине. В закрытых долинах и межгорных понижениях, наоборот, — нередко безветрие.

Снеговой покров характеризуется большим непостоянством; мощность его в горах достигает более 1,0 *м*, а у подножий хребтов 0,5—0,7 *м*. Снеговой покров наиболее устойчив в период с декабря по март. Для больших высот этот период увеличивается: в исключительно суровые зимы снеговой покров держится до пяти месяцев, с ноября по апрель, а толщина его на больших высотах достигает 250 *см*. Самым ранним месяцем образования снегового покрова является октябрь.

Климатическая изученность отдельных частей бассейнов Днестра и Тиссы весьма различна. Наименее изучено в климатическом отношении правобережье Днестра. Одним из основных пробелов в климатической изученности является недостаточность сведений об осадках в горных частях бассейнов, играющих решающую роль в питании рек и в формировании общего гидрологического режима.

ГИДРОГРАФИЯ КРАЯ

Территория Восточных Карпат и Предкарпатья расположена в пределах трех крупных речных бассейнов: а) в бассейне Вислы (верховья рр. Сан и Западный Буг); б) в бассейне верхнего течения Днестра; в) в бассейне Дуная (правобережье Тиссы и верховья Прута).

По описываемой территории проходят два хорошо выраженных водораздела: Европейский (Главный), разграничивающий сток вод в бассейны Балтийского и Черного морей, и Карпатский, проходящий по гребневым частям Восточных Карпат. Последний резко ограничивает бассейн Тиссы, который частично охватывает и северные участки Закарпатской низменности.

Особенности поверхностного стока бассейнов верхнего течения рр. Днестра и Тиссы, расположенных в пределах Карпат, определяются отсутствием ледникового питания, накоплением твердых осадков в зимнее время и довольно обильными дождевыми осадками в летнее время. Эти особенности позволяют отнести большинство рек Восточных Карпат по типу водного режима к рекам с паводочным режимом (по Б. Д. Зайкову).

Во время весеннего половодья или в период летних, а также осенних паводков уровень воды в реках резко повышается (до 2 *м* и более), заливая большие территории. Разлившиеся реки представляют в горах и предгорьях очень серьезные препятствия; переправа через них в это время затруднена и во многих местах даже невозможна. В это время происходит дополнительное питание грунтовых вод за счет инфильтрации речных вод.

Наличие гористого ландшафта и крутых склонов благоприятствует поверхностному стоку, хотя лесной покров и рыхлые верхние горизонты почвы несколько его задерживают. В соответствии с характером рельефа и распределения осадков, средний годовой модуль стока территории района колеблется от 20—25 *л/сек* и больше в горном районе Карпат до 4—5 *л/сек* на равнинных участках. Наиболее многоводны притоки Вислы — рр Дунаец и Сан (модули стока в верховьях 23—28 *л/сек*), р. Тисса (модуль стока в верховье выше 20 *л/сек*) и р. Днестр с горными притоками — рр. Стрый и Стрвионж (модули стока 10—15 *л/сек*).

Реки северных склонов Карпат берут начало на высоте 800—1800 *м* над уровнем моря и имеют типичный горный характер. В верхнем течении они отличаются большими уклонами, порядка нескольких десятков метров на 1 *км*, быстрым течением и значительным количеством притоков. Долины рек глубоки, изрезаны и извилисты, дно долины и русло каменистые, часто порожистые. По выходе из гор в Днестровскую низменность падение рек резко уменьшается. Расход воды и уровень карпатских рек колеблются весьма сильно, годовой их ход характеризуется частым прохождением паводков.

Наиболее крупной рекой северных склонов Карпат является Днестр, берущий свое начало в 750—800 *м* к востоку от подножья горы Розлуч. В образовании паводков на Днестре карпатские реки играют преобладающую роль. Вследствие изрезанности хребтов Карпат и их отрогов площади бассейнов этих притоков невелики; наибольшую площадь бассейна имеют р. Стрый (2920 *км*²), р. Быстрица Надворнянская (рис. 19), р. Быстрица Солотвинская (2580 *км*²), р. Ломница (1550 *км*²).

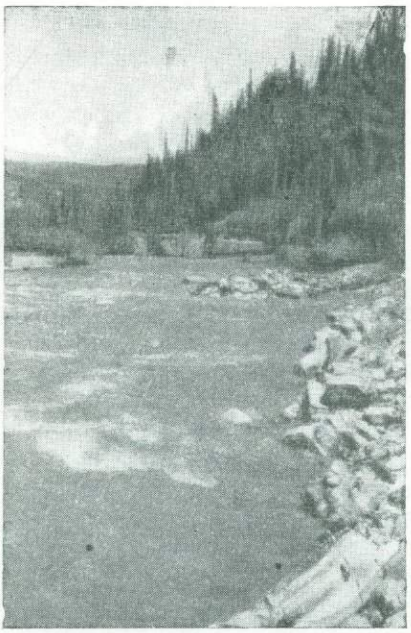


Рис. 19. Долина р. Быстрицы Надворнянской в верхнем течении (фото П. П. Мамонтова)

По характеру водотоков верхнего течения притоки Днестра можно разделить на следующие группы:

1) реки, берущие начало на северных склонах Карпатских гор или у их подножья; к ним, кроме верховьев Днестра, относятся его правые притоки до Надворнянской и Солотвинской Быстриц включительно и часть левых притоков до Стрвионжа;

2) реки Росточья, к которым относятся левые притоки Днестра (рр. Верещица, Шерек, Свирж, Гнилая Липа, Золотая Липа). Эти реки, протекающие в меридиональном направлении, представляют меандрирующие русла среди сравнительно широких пойменных и надпойменных террас. Реки Росточья имеют небольшие скорости течения; падение их колеблется обычно от 0,5 до 1,2 *м* на 1 *км*. Истоки расположены на высоте 300—400 *м*. Долины рек в верховьях узки и глубоки, в среднем и нижнем течении расширяются до нескольких километров; на отдельных участках они заболочены. Большая часть этих рек подпружена во многих местах, чем образованы довольно крупные озера — «ставы», а там, где уровень грунтовых вод перед запрудами резко повышен, возникают кочковатые заболоченные участки. В их образовании, несомненно, большую роль играет подземный сток.

Режим уровней и расходов воды имеет более плавный характер, чем на карпатских реках. Амплитуда колебаний уровня обычно невелика. Максимальные уровни чаще приурочены к весеннему снеготаянию.

Наибольшими паводками в бассейне Днестра являются весенний (с февраля по июль), связанный с таянием снега в равнинной части бассейна, и летний (со второй половины июля по сентябрь), вызываемый таянием снегов в горах и сильными ливнями в верхней и средней части бассейна. Нарастание паводочной волны в реке происходит очень быстро; спад идет медленно и сопровождается небольшими пиками. Паводки вызывают в реке высокий подъем воды и большие скорости течения.

В июле 1948 г. на Днестре имело место большое наводнение после выпадения исключительно больших количеств осадков (15 мая в сутки выпало 46 *мм* осадков, а за июнь — 235 *мм*), когда уровень воды в ночь на 18 июля поднялся выше ординара на 4,77 *м*, затопив обширные пространства первой надпойменной террасы и часть второй террасы. Сообщение между левобережной и правобережной частями бассейна было прекращено на несколько дней. Все огороды и колодцы были затоплены и занесены илом. Наводнение принесло большие бедствия. Еще более высокий уровень подъема воды (+ 5,48 *м*) был отмечен в сентябре 1941 г.

Для Днестра вообще характерно, что летние паводки, вызываемые затяжными дождями, создают более высокий уровень воды, чем весеннее снеготаяние. Скорость в верхнем течении достигает при паводках 4 *м/сек*, а в межень 1—1,5 *м/сек*. Средний многолетний расход Днестра у устья составляет 240 $м^3/сек$, минимальный 85 $м^3/сек$. Средний годовой сток около 7,5 $км^3$. Средний многолетний модуль стока в бассейне Днестра к юго-востоку от р. Збруча колеблется в пределах от 3,5 до 0,5 $л/сек$ на 1 $км^2$.

Днестр замерзает в конце декабря, вскрывается во второй половине марта. Река свободна от льда 280—290 дней. Продолжительность осеннего ледохода 10—15 дней, весеннего 7—12 дней. Толщина льда 0,15—0,20 *м*.

В межень Днестр представляет собой небольшую реку, легко проходимую в некоторых пунктах вброд (рис. 20), что имело место в период исследований 1946 г.

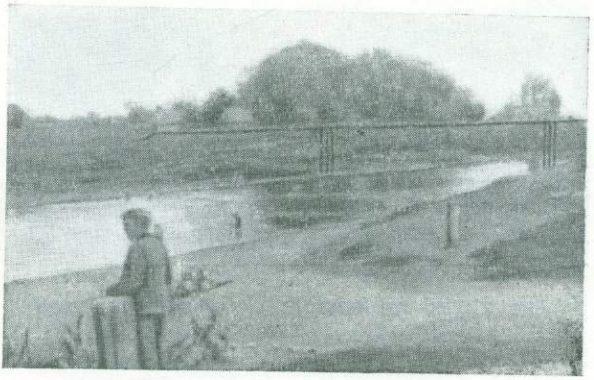


Рис. 20. Река Днестр у г. Николаева в летнюю межень 1946 г. (фото Л. К. Овчинниковой)

Река Прут, левый приток Нижнего Дуная, берет начало на северо-восточном склоне горы Говерла (2058,0 *м*) и впадает в Дунай в 15 *км* ниже Галаца.

В пределах описываемого района находится только верховье Прута (примерно до г. Коломыя). Вначале река имеет направление течения с юга на север (до г. Делятина), затем отклоняется на юго-восток.

Русло Прута очень извилисто. Близость водораздела к реке сказывается на характере притоков. Большинство притоков имеет незначительную длину и течет в глубоко врезанных долинах. Многие притоки летом пересыхают.

Верхнее течение Прута имеет режим горной реки с большим уклоном; от истока до с. Делятина река течет в узкой долине между горами Кукуль (1540 *м*) и Костшица (1513 *м*); начиная от с. Княждвур долина постепенно расширяется.

Большое количество осадков в горной части бассейна Прута (900—1000 *мм* в год) вызывает летние паводки, обусловленные интенсивными ливнями. Осенние паводки обычно менее значительны по высоте. Весеннее половодье начинается примерно в конце февраля — начале марта (начало снеготаяния), за несколько дней до вскрытия реки или одновременно с ним. В верхнем течении половодье запаздывает на 12—15 дней вследствие более позднего таяния снега в горах. Паводок увеличивается еще больше под влиянием весенних дождей в период с конца марта до середины апреля.

Летние дожди, а следовательно, и паводки начинаются в конце мая—июне; наиболее интенсивны июльские паводки. Подъем уровня во время паводков происходит очень резко. Так, при весеннем половодье 1934 г. интенсивность подъема уровня достигала 309 *см* в сутки. Спад происходит значительно медленнее, затягиваясь на продолжительное время. Осенние подъемы значительно менее интенсивны, чем весенне-летние.

В период конец сентября — начало октября наблюдаются минимальные летние уровни. В течение зимы уровни довольно устойчивы, колебания их незначительны; наинизшие зимние уровни отмечаются в конце декабря — начале января.

Прут замерзает ежегодно; для периода ледостава характерны частые вскрытия. Обычно осенний ледоход начинается в конце ноября — начале декабря и продолжается в среднем до 10 дней.

В начале января река замерзает окончательно. Вскрывается река в начале марта.

Наиболее крупным правым притоком Прута является р. Черемош, берущая начало на склоне горы Черна-гура, значительно южнее с. Жабье. Этот приток образуется слиянием р. Черного Черемоша и р. Белого Черемоша. Река Черемош ранее впадала в р. Серет, но так как уровни в Пруте значительно ниже уровней Серета, произошел перехват рек бассейна Серета рекой Прут.

Рис. 21. Река Косовка у впадения в р. Тиссу (фото Л. К. Овчинниковой)

Рис. 22. Водоспуск в верховьях р. Теребля (фото Л. К. Овчинниковой)

Реки южных склонов Карпат. Один из наиболее крупных левых притоков Дуная, р. Тисса берет начало в юго-восточной части исследуемой территории. Протекая в пределах Закарпатской области сначала в меридиональном, а далее в западном направлении, Тисса принимает ряд притоков, из которых только правые расположены на территории Закарпатской Украины. Самые значительные из них: рр. Терешва, Теребля, Рика, Боршава, Латорица и Уж. Две последние, сливаясь в Чехословакии с р. Окдава, образуют р. Болрог, которая впадает в Тиссу у Токая (Венгрия).

В горах долины рек преимущественно узкие, с крутыми склонами, покрытые живописными еловыми и буковыми лесами. Продольные долины обыкновенно шире поперечных, падение их меньше, вследствие чего течение рек более спокойно. К таким рекам относятся: Репина до г. Волове, Теребля до с. Синевир, Турья, Пинис, Дусина.

На пути от главного водораздела Карпат и Закарпатской низменности рекам приходится пересекать ряд хребтов, где происходит сужение долин. При выходе из гор долины рек делаются шире и достигают 1—2 *км* ширины. Падение рек значительно, вследствие чего они обладают большими запасами энергии, использование которой составляет одну из важных задач.

В сухое время года горные реки Закарпатья пересыхают (рис. 21). Во многих местах их можно перейти вброд. В целях обеспечения систематического лесосплава по рекам Закарпатья издавна в верховьях рек устраивались деревянные плотины со специальными водоспусками (рис. 22). Выше плотин, так называемых «кляузур», создаются озера, которые иногда бывают весьма живописными. Раз в неделю из них производится выпуск воды, вследствие чего небольшие ручьи ниже «кляузур»

превращаются в бурные потоки, по которым спускаются заготовленные ранее плоты. Устройство «кляузур» и связанное с ними регулирование рек создают особые черты их режима, влияющие в свою очередь на режим грунтовых вод.

В Закарпатской области располагается лишь верхнее течение Тиссы (до г. Чоп), и то—неполностью. Между устьем р. Боршавы и Чопом река частично протекает по территории Венгрии. В трех местах Тисса служит естественным пограничным рубежом Советского Союза — примерно от устья р. Внишо до Тячева, ниже Вылока и около Чопа.

Тисса образуется из слияния р. Черной Тиссы и р. Белой Тиссы. Исток Белой Тиссы находится на горе Черна-гура (2058 *м*) вблизи истоков Прута; исток Черной Тиссы — у подножья вершины Свидовец (1700—1800 *м*). Слияние Черной Тиссы и Белой Тиссы происходит в 4—5 *км* к северу от г. Рахова, далее река течет в юго-западном направлении, а затем, поворачивая на северо-запад, течет параллельно складкам гор, принимая на пути ряд питающих ее горных потоков. Бассейн Тиссы асимметричен, водосборная площадь нарастает неравномерно: на долю правых притоков приходится 16% от общей величины площади водосбора, на долю левых 51%. Наиболее интенсивно нарастание бассейна на равнине.

Долина Тиссы в верховьях узкая, дно усеяно окатанными валунами. Каменистое русло имеет не более 50 *м* ширины. Глубины незначительны (не более 1 *м*), скорости большие. По выходе из гор долина расширяется (у г. Солотвино до 3 *км*). Правый берег реки, как правило, обрывистый, носящий следы подмыва и разрушения, левый — пологий. Высота берегов над уровнем низкой воды от 3 до 7,5 *м*. Вдоль реки по обеим сторонам расположены террасы; у с. Н. Бочко, где долина расширяется до нескольких километров, террасы достигают высоты 10 *м*.

Величина среднего годового расхода Тиссы в верхнем течении 181—298 *м*³/*сек*. Модуль стока Тиссы в г. Вылок 19,4 *л*/*сек* на 1 *км*². Средний многолетний сток (за 20 лет) Тиссы в г. Солотвино равен 5,9 *л*/*сек* на 1 *км*². Расход воды Тиссы изменяется в полном соответствии с распределением осадков в течение года.

Зависимость между осадками и стоком Тиссы для периода 1891—1900 гг. показана в табл. 3.

Таблица 3

Зависимость между осадками и стоком р. Тиссы у г. Вылок за период 1891—1900 гг.

Расстояние от устья, *км*	Годовое количество осадков, *мм*			Высота слоя стока, *мм*			Коэфициент годового стока, %		
	среднее	минимум	максимум	средняя	минимум	максимум	средний	минимум	максимум
759	1 174	1 036	1 421	600	453	836	51,1	41,1	62,4

При обильных паводках в бассейне Тиссы часто происходят опустошительные наводнения. В частности, такие наводнения были отмечены в 1948 г.

Начиная с 1945 г. в низовьях долины р. Тиссы производились работы по защите от наводнений (за пределами исследуемого района); общая длина сооруженных в системе Тиссы плотин достигает 3555 *км*. Эта система плотин ухудшила условия естественного стока с низменностей, что потребовало в свою очередь проведения работ по созданию осушительной сети. В системе Тиссы за пределами СССР в общей сложности построено 9183 канала и 4230 шлюзов.

Весенний подъем уровня р. Тиссы начинается обычно в конце февраля — начале марта, в среднем за 4—5 дней до вскрытия реки. Вначале

уровень возрастает медленно, затем он повышается в среднем до 1,0 *м* в сутки.

Весенний паводок состоит из нескольких гребней и достигает максимума в начале или середине марта, или он затягивается на продолжительное время и в этом случае максимум, обусловленный весенними дождями, наблюдается в конце апреля — начале мая.

Спад уровня в многоводную весну происходит так же интенсивно, как и подъем, замедляясь при более низких уровнях весеннего половодья. За весенним паводком обычно следуют летние паводки, вызываемые дождями, достигающие наибольшей высоты в июне или начале июля. Максимальный уровень летних паводков иногда превосходит максимум весеннего половодья. В засушливые годы спад уровня идет постепенно, достигая минимума в конце августа.

Осенний паводок, обусловленный дождями, имеет максимум в октябре—ноябре.

Ежегодно в течение 2—2,5 месяца Тисса и ее притоки находятся под льдом. Зимний минимум уровня обычно наблюдается в конце февраля. В суровые зимы лед покрывает реку в течение длительного времени; в теплые зимы ледостав отсутствует совсем, а в зимы с неустойчивым температурным режимом он прерывается отдельными вскрытиями реки в середине зимы. Весенний ледоход на Тиссе продолжается в среднем около 10 дней; в отдельные годы его не бывает совсем вследствие таяния льда на месте. Очищается Тисса в верхнем течении в начале марта.

Притоки Тиссы (рр. Лазещица, Бальзатуль, Шопурка, Терешва, Лужанка, Теребля, Косовска, Середня, Рика, Боршава, Латорица, Уж) имеют такой же характер режима, как сама Тисса.

СТРАТИГРАФИЯ КРАЯ

Структурно-фациальные зоны окраины Русской платформы, краевого прогиба Карпат и закарпатских впадин сильно различаются по составу, возрасту и мощности слагающих их образований. Поэтому описание их дается для каждого крупного стратиграфического подразделения по естественным структурным зонам.

ДРЕВНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЧИВЧИНСКИХ ГОР И РАХОВСКОГО МАССИВА

Древнейшие породы, относящиеся условно к протерозою — палеозою, слагают Раховский массив и Чивчинские горы, где они образуют кристаллическое ядро мегаантиклинория Восточных Карпат. Наиболее широко они распространены далее на юго-восток, в пределах Румынии, в известном Мармарошском массиве. В плане область выходов кристаллических пород на дневную поверхность имеет форму неправильного клина с изогнутыми сторонами. Вершина клина расположена в районе с. Кобылецкая Поляна, к юго-востоку клин резко расширяется и достигает ширины 20 *км*. Восточнее с. Дилове полоса выходов кристаллических пород сужается и уходит в пределы Румынии. Далее на восток кристаллические породы вновь обнажаются только в Чивчинских горах, где они слагают узкую полосу на территории СССР.

Среди метаморфических пород, слагающих Раховский массив и Чивчинские горы, могут быть выделены следующие три свиты (снизу вверх): 1) нижняя свита полевошпатово-слюдяных сланцев с прослоями чисто слюдяных и конгломератовых сланцев; 2) средняя свита кварцитовых и слюдисто-кварцитовых сланцев, слюдистых кварцитов с подчиненными им прослоями (в нижней части) углисто-кварцитовых сланцев и 3) верхняя свита рассланцованных и окварцованных известняков, переслаивающихся со слюдяными сланцами. Среди пород Раховского массива выделяется комплекс слюдяных микроклиновых гнейсов, плагиоклазовых гнейсов и гнейсовых сланцев с бластопорфировой структурой.

Нижняя свита полевошпатово-слюдяных сланцев широко развита в пределах Раховского массива. Слюдяные сланцы являются наиболее древними породами Раховского массива и выходят на дневную поверхность в своде крупных антиклинальных поднятий. В северной части Раховского массива имеется три полосы развития слюдяных сланцев: на севере вблизи края массива слюдяные сланцы прослеживаются полосой шириной 600—900 *м* через г. Менчул (Раховский) в верховья р. Каменного Потока. Вторая полоса слюдяных сланцев шириной 1,5 *км* проходит в долине Берлебаша до м. Вильковаты, где свита слюдяных сланцев погружается под кварцитовую свиту. Третья полоса слюдяных сланцев обнажается в районе с. Дилове.

Слюдяные сланцы очень разнообразны как по своему составу, так и по структурным и текстурным особенностям. Минералогически выде-

ляются следующие разности слюдяных сланцев: 1) полевошпатово-слюдяные сланцы: биотито-мусковитовые и хлорито-мусковитовые и 2) чисто мусковитовые и хлорито-мусковитовые сланцы. В текстурном отношении выделяются разности с очковой текстурой. Последние шире развиты в верхней части свиты слюдяных сланцев на контакте со свитой кварцитовых сланцев. В этой же части разреза встречаются отдельные горизонты конгломератовых сланцев. Последние обнаружены в районе ст. Берлебаш, а также на север и на восток от пос. Дилове.

К верхней части разреза толщи слюдяных сланцев приурочены также сланцы, содержащие примесь углистого вещества.

Видимая мощность свиты около 1500 *м*.

Макроскопически полевошпатово-слюдяные сланцы представляют собой плотные массивные породы темносерого цвета с резко выраженной сланцеватой текстурой. Часто наблюдается прекрасно выраженная плойчатость и гофрировка слюдяных прослоев, собранных в мелкие микроскладки.

В очковых разностях слюдяных сланцев резко выделяются мелкие глазки белого цвета, обжатые и обтекаемые слюдой. Чисто хлоритовые и хлорито-мусковитовые сланцы обладают шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости и зеленой окраской.

Полевошпатово-слюдяные сланцы представляют собой мелкозернистые (0,1—0,3 *мм*) породы со сланцеватой текстурой и гранобластовой структурой. Часто встречаются разности с бластопсаммитовой структурой. В очковых сланцах наблюдается порфирокластовая структура. Порфирокласты представлены кварцем, плагиоклазом и реже микроклином. Встречаются также глазки кварцитового и углисто-кварцитового состава.

В текстуре породы почти во всех разновидностях слюдяных сланцев прекрасно выражена полосчатость: линзовидные скопления и полосы слюды чередуются с полосами лейкократовых минералов. Мощность отдельных прослоев и линз различная, колеблется от 0,3—0,4 до 1—1,2 *мм*. При этом на слюдяных прослоях прекрасно видна микроскладчатость, выражающаяся в хорошо выраженной гофрированности слюдяных прослоев (рис. 23).

В очковых сланцах слюдяные прослои изгибаются и обтекают отдельные порфирокласты. Все слюдяные сланцы в той или иной степени несут следы давления, выражающегося в катаклазе порфирокластов, чечевицеобразной и линзовидной текстуре отдельных лейкократовых прослоев, выжимании кварцевых прожилков в виде отдельных линз и, наконец, в микроскладчатости и гофрированности, прекрасно выраженной на слюдяных прослоях. Кроме того, слюдяные сланцы несут следы и более поздних подвижек, проявленных в развитии катаклазированных зон, идущих либо по сланцеватости пород, либо перпендикулярно сланцеватости.

Главными породообразующими минералами в породе, как правило, являются: кварц, полевой шпат, биотит и мусковит.

Полевой шпат представлен обычно альбит-олигоклазом № 5—7, реже — микроклином. Количество полевых шпатов в породе не превышает 20—25%.

Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, рутилом, цирконом, магнетитом или титаномагнетитом, сульфидом, гранатом и турмалином.

Чисто слюдяные сланцы представляют под микроскопом сланцеватые породы с лепидобластовой структурой, состоящие почти нацело из крупных листочков слюд — биотита и мусковита, — собранных в сноповидные и линзовидные скопления, ориентированные по сланцеватости породы. Характерной особенностью для этой разновидности сланцев является наличие крупных (2—3 *мм*) пластинок слюды, ориентированных перпендикулярно сланцеватости.

Биотито-мусковитовые или хлорито-мусковитовые сланцы почти постоянно содержат примесь углистого вещества.

Конгломератовые сланцы характеризуются массивным строением и очковой текстурой. Глазки светлого цвета резко выделяются среди слюдистой массы темносерого или зеленовато-серого цвета.

Конгломератовые сланцы обладают бластопсефитовой структурой и сланцеватой текстурой. Отдельные обломки достигают по величине 2—4 *мм*.

Рис. 23. Гофрировка слюдяных прослоев в полевошпатовом сланце. Николи ×. Ув. 20

Среди обломочных включений в конгломератовых сланцах преобладают обломки слюдяных сланцев, встречаются обломки кварцитовых и мусковито-кварцитовых сланцев, плагиоклазового гнейса, кварцита и альбито-кварцевой породы жильного типа. Из минералов встречаются крупные (2—2,5 *мм*) обломочные зерна кварца, альбит-олигоклаза, микроклина, листочки мусковита и хлорита, зерна апатита, титаномагнетита и лейкоксенизированного титанита.

Цемент в породе состоит из мелкозернистого полевошпатово-кварцевого агрегата, чешуек серицита и листочков мусковита; реже цемент карбонатный.

Конгломератовые сланцы характеризуются широко развитыми явлениями катаклаза. Наиболее крупные катаклазированные зоны в большинстве случаев ориентированы перпендикулярно сланцеватости пород. В пределах катаклазированных зон конгломератовые сланцы часто обогащены пиритом.

Резюмируя изложенное, следует указать, что свита слюдяных сланцев Раховского массива характеризуется прекрасно выраженным полосчатым строением, широким развитием бластопсаммитовой и бластопсефитовой структур, наличием отдельных горизонтов конгломератовых сланцев и присутствием прослоев углистого вещества. Все эти данные позволяют с большой долей вероятности утверждать, что слюдяные сланцы Раховского массива являются парасланцами.

Минералогический состав слюдяных сланцев Раховского массива свидетельствует о том, что первичные породы отвечали по составу глинистым породам, содержащим в тех или иных количествах примесь песчанистых и алевритистых частиц. Количество обломочного материала повышается в верхней части разреза этого тонкопереслаивающегося осадочного комплекса, на что указывает более широкое развитие слюдяных сланцев с очковой текстурой. В самой верхней части осадочной серии появляются отдельные горизонты конгломератов и осадков, содержащих углистую примесь, что несомненно указывает на некоторый перерыв в осадкообразовании.

Метаморфизм этой осадочной серии пород носит динамотермальный характер, причем отмечается склонность пластинок слюды (биотита и мусковита) расти в слюдяных сланцах поперек сланцеватости. Это указывает на их последующее образование и полную независимость от движений, создавших сланцеватую текстуру пород.

По своему типу слюдяные сланцы Раховского массива — биотитовые, мусковито-биотитовые и мусковитовые и являются характерными породами для средней зоны метаморфизма.

Средняя свита кварцитовых и слюдисто-кварцитовых сланцев, лежащая выше свиты слюдяных сланцев, слагает наиболее крупные антиклинали и ядра более мелких антиклинальных складок.

Наибольшее распространение породы кварцитовой свиты имеют в междуречье Тиссы и Шопурки, западнее последней они погружаются под юрские и меловые отложения.

По своему составу эта свита очень однородна, и только в низах ее, на контактах со слюдяными сланцами встречаются отдельные горизонты углисто-кварцитовых сланцев. Мощность свиты кварцитов превышает 1200 *м*.

Макроскопически кварцитовые и слюдисто-кварцитовые сланцы представляют собой массивные породы серого цвета с прекрасно выраженной плоско-параллельной текстурой и с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости.

Под микроскопом кварцитовые сланцы характеризуются мелкозернистым (0,1—0,4 *мм*), реже неравномернозернистым (0,1—1 *мм*) строением и сланцеватой плоско-параллельной текстурой. Полосчатое строение наблюдается у большинства образцов кварцитовых сланцев. Структура в пределах кварцевых полос гранобластовая, а в пределах слюдяных полос — лепидобластовая. Часто наблюдается также бластопсаммитовая структура.

В структуре кварцитовых сланцев наблюдаются гофрировка, микроскладчатость, а также явления катаклаза. Последние хорошо выражены в углисто-кварцитовых сланцах, где углистые прослои прекрасно фиксируют все мелкие нарушения (рис. 24).

Главными породообразующими минералами в кварцитовых сланцах являются кварц, мусковит и хлорит. Последние, повидимому, развиваются за счет биотита.

Второстепенные минералы в кварцитовых сланцах представлены плагиоклазом, карбонатом, апатитом, титанитом, рутилом, цирконом, турмалином, магнетитом и сульфидом. Характерным для кварцитовых сланцев является относительно высокое содержание циркона.

Как видно из изложенного, свита кварцитовых сланцев и слюдистых кварцитов характеризуется развитием плоско-параллельных текстур, однообразным минералогическим составом и широким развитием катакластических явлений: складок, разрывов и дроблений. Последние особенно ярко выражены в углисто-кварцитовых сланцах. Все эти явления характерны для динамотермально-метаморфизованных чистых полевошпатово-кварцевых пород, которые трудно поддаются изменению и до-

стигают только катакластической стадии метаморфизма. Таким образом, кварцитовые сланцы Раховского массива являются парасланцами, и первичные осадочные породы, за счет которых они образовались, очевидно, обладали почти мономинеральным кварцевым составом. И лишь в низах этого однородного комплекса встречаются углистые породы, наличие которых подтверждает ранее отмеченный перерыв на границе свиты слюдяных сланцев и кварцитовой свиты.

Рис. 24. Микроскладчатость в углистом сланце. При одном николе. Ув. 10

Верхняя свита рассланцованных и окварцованных известняков, переслаивающихся со слюдяными сланцами, развита в пределах Раховского массива в центральных частях синклинальных складок, осложняющих его внутреннее строение.

На Раховском массиве породы данной свиты слагают три полосы: 1) по северной окраине массива — в районе с. Кобылецкая Поляна и на горе Менчул (Раховский), 2) в центральной части массива — ядро крупной Бутинской синклинали и 3) по южному краю массива — в районе Ягдсклош и по р. Белый Поток.

Среди известняков данной свиты в пределах Раховского массива выделяются два основных типа: 1) рассланцованные и мраморизованные известняки с примесью углистого вещества и 2) песчанистые известняки с реликтовой обломочной структурой. Как те, так и другие известняки подвергаются окварцеванию.

Под микроскопом можно видеть, что рассланцованные известняки представляют собой скрытокристаллические (0,01—0,05 *мм*) сланцеватые породы с гранобластовой структурой. Часто они содержат примесь углистого вещества, обогащающего в породе отдельные прослои или распределенного в виде маломощных полосок и струй вдоль сланцеватости породы.

Почти во всех образцах кристаллических известняков содержатся мелкие линзы или полосы мощностью от 0,2 до 1,5 *мм* слюдисто-кварцевого агрегата роговиковой структуры. Кроме того, встречаются линзовидные скопления крупных (0,3—0,5 *мм*) листочков мусковита и хлорита. Повидимому, первичные известковистые осадки содержали примесь глинистого вещества.

Более мощные прослои слюдяных сланцев, встречающихся среди кристаллических известняков, отвечают и по составу, и по структуре этим слюдисто-кварцевым участкам. Они обычно обладают бластопсаммитовой структурой и очковой текстурой. Среди прослоев слюдяных сланцев в свою очередь встречаются линзы и полосы, сложенные карбонатом. Известняковые линзы и прослои обычно распределены среди сланцев в определенной закономерности — на расстоянии 0,3—0,4 *мм* друг от друга, — и, повидимому, подчеркивают первичное тонкое переслаивание известковистых и глинистых прослоев.

Песчанистые разности известняков обладают бластопсаммитовой структурой и сланцеватой текстурой; обломочные включения имеют линзовидную форму и ориентированы по сланцеватости породы. Наиболее крупные (4,5—5 × 1,5—2 *мм*) включения представлены кварцитом.

Реже встречаются линзы массивного или ленточного кварца с крупными листочками мусковита и зернами турмалина. Кроме того, в известняке встречаются крупные (0,5—1 *мм*) обломочные зерна кварца, турмалина и листочки мусковита. В отдельных наименее перекристаллизованных участках сохранились обломочные включения пелитоморфного известняка остроугольной формы. Основная масса в большинстве случаев состоит из мелкозернистого роговикового агрегата кварца, листочков мусковита, хлорита и чешуек серицита. Карбонат слагает отдельные линзы и прослои среди слюдисто-кварцевого агрегата. Таким образом, повидимому, и эти разности известняков обладали первоначально слоистым строением и содержали в значительных количествах примесь глинистого вещества.

Все породы известняковой свиты, так же как и вышеописанные породы, несут следы катакластических процессов.

По минералогическому составу оба типа известняков Раховского массива (мраморизованные и песчанистые) не отличаются друг от друга.

Главными породообразующими минералами в кристаллических известняках и связанных с ними слюдяных сланцах являются кальцит, кварц и мусковит. В качестве второстепенных минералов присутствуют: плагиоклаз, представленный альбит-олигоклазом № 6—7, апатит, титанит, рутил, циркон, турмалин, магнетит и сульфид.

На основании петрографического изучения пород известняковой свиты в первую очередь следует отметить, что все породы данной свиты характеризуются тонкосланцеватой текстурой и могут быть названы «филлитами». Кварцево-серицитовые и известковые филлиты являются типичными представителями динамотермального метаморфизма в пределах верхней зоны, когда преобладает механическая деформация с частичной перекристаллизацией и с образованием силикатов, преимущественно содержащих воду.

Состав первичных осадков, повидимому, был глинисто-известковый с примесью в нижней части толщи углистого вещества. В верхней части увеличивается роль обломочного материала, о чем свидетельствуют горизонты песчанистых известняков и слюдисто-кварцевых сланцев с очковыми текстурами.

Комплекс слюдяных гнейсов, гнейсовых и амфиболитовых сланцев. При петрографической обработке материала и при сопоставлении всего комплекса метаморфических пород Раховского массива удалось выделить следующие породы гнейсового комплекса: 1) микроклиновые и плагиоклазовые слюдяные гнейсы, 2) гнейсовые сланцы с бластопорфировой структурой и 3) амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Породы гнейсового комплекса образуют ряд изолированных выходов на всей площади развития метаморфических пород. Наиболее крупное (4 × 1,5 *км*) тело, сложенное микроклиновыми и плагиоклазовыми гней-

сами, имеет линзовидную форму, обладает северо-западным простиранием и обнажается севернее с. Дилове. Ряд более мелких тел, сложенных гнейсовыми сланцами, обнажается в районе ст. Берлебаш. Амфиболитовые сланцы слагают маломощные (1—2 *м*) прослои среди линзовидного тела плагиоклазовых и микроклиновых гнейсов около с. Дилове. Небольшой выход амфиболитов был обнаружен в средней части потока Берлебаш. Следует указать, что при полевых исследованиях очень трудно оконтурить отдельные тела, сложенные гнейсами и гнейсовыми сланцами. Это удается сделать только при детальном микроскопическом изучении пород всего метаморфического комплекса. По характеру своего залегания породы гнейсового комплекса ближе всего напоминают мелкие интрузивные тела, внедрившиеся вдоль серии разломов северо-западного простирания и приуроченные к осевым частям антиклинальных поднятий.

Рис. 25. Линейно-полосчатая текстура в плагиоклазовом слюдяном гнейсе. Николи ×. Ув. 20

Макроскопически слюдяные гнейсы и гнейсовые сланцы характеризуются массивным линейно-полосчатым строением, темносерой окраской и сланцеватой текстурой. Встречаются узловатые разности или разности с очковой текстурой. Гнейсовые сланцы отличаются более плотным мелкозернистым строением. Для них типична очковая текстура с белыми бластопорфировыми выделениями кварца и плагиоклаза.

Под микроскопом видно, что слюдяные гнейсы обладают неравномернозернистым строением и состоят из крупных (0,5—2 *мм*) порфиробластов плагиоклаза, микроклина и реже кварца и мелкозернистой (0,1—0,3 *мм*) цементирующей массы (рис. 25).

Структура в общем гранобластовая, но встречаются разности с бластогранитовой структурой. Последняя особенно характерна для микроклиновых гнейсов. В пределах мелкозернистой основной массы, особенно в кварцевых участках, часто наблюдается также роговиковая структура.

Гнейсовые сланцы под микроскопом представляют собой мелкозернистые (0,1—0,2 *мм*) гнейсовидные породы с прекрасно выраженной бластопорфировой структурой (рис. 26).

Порфиробласты чаще всего представлены плагиоклазом и кварцем, реже — микроклином.

Наиболее крупные (2—3,5 *мм*) порфиробласты образует микроклин. Отдельные порфиробласты плагиоклаза сохраняют первичные идиоморфные грани. Но чаще порфиробласты кварца и полевых шпатов сдавлены в отдельных частях, корродированы и сцементированы основной массой породы, состоящей из мелких аллотриоморфных зерен кварца, плагиоклаза и листочков слюд и обладающей бластогранитовой структурой.

Встречаются гнейсовые сланцы с роговиковой структурой. Все гнейсовые сланцы характеризуются тонкополосчатой линейной текстурой. Слюдяные гнейсы и гнейсовые сланцы несут следы динамического воздействия. В структуре породы наблюдаются плойчатость и гофрировка слюдяных прослоев. Вдоль определенных зон, ориентированных по гнейсовидности породы, но часто и не совпадающих с гнейсовидностью пород, наблюдаются явления катаклаза.

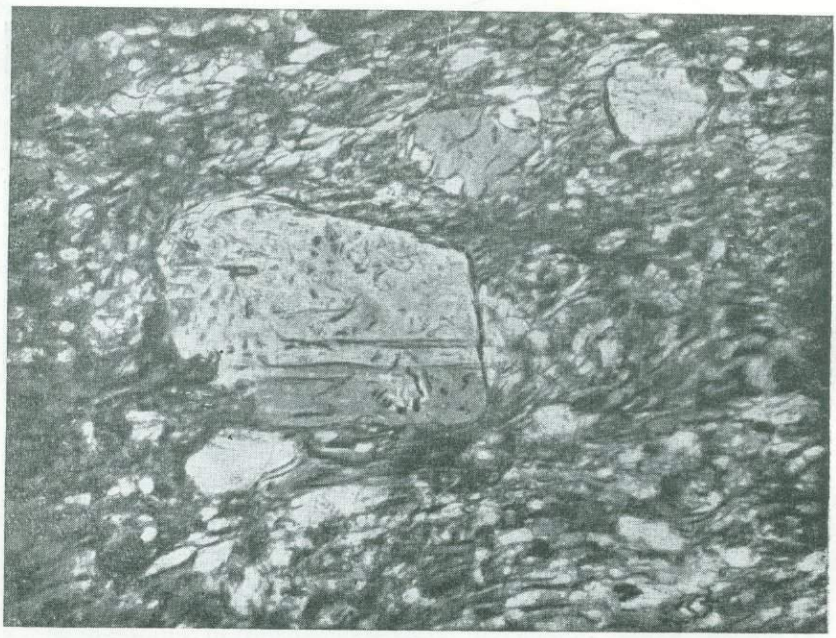


Рис. 26. Бластопорфировая структура в гнейсовом сланце.
Николи ×. Ув. 20

Главными породообразующими минералами слюдяных гнейсов и гнейсовых сланцев являются полевые шпаты, альбит-олигоклаз № 4—5 или олигоклаз № 20, микроклин, кварц, биотит и мусковит. Породы гнейсового комплекса могут быть подразделены на биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные — биотито-мусковитовые и мусковито-биотитовые гнейсы. Иногда биотит замещен хлоритом. Наиболее распространенным второстепенным минералом является гранат. Кроме того, присутствуют апатит, титанит, рутил, циркон, турмалин, магнетит или титаномагнетит и сульфид. К вторичным минералам относятся хлорит, серицит, эпидот, агрегат соссюрита и лейкоксен.

Таким образом, для пород гнейсового комплекса характерны: 1) широкое развитие реликтовых структур — бластогранитовой в гнейсах и бластопорфировой в гнейсовых сланцах; 2) наличие очковых разностей с крупными порфирокластами кварца и полевых шпатов при полной перекристаллизации основной массы; 3) присутствие переходных разностей от порфирокластических очковых гнейсов к типичным кристаллизационно-сланцеватым биотито-плагиоклазовым гнейсам.

При динамотермальном метаморфизме гранитов в первой стадии образуются очковые текстуры, более ярко выраженные в случае, если

первичные породы обладали порфировой структурой. В следующую стадию метаморфизма происходит перекристаллизация мелкозернистой массы, в то время как порфиробласты могут либо подвергаться изменению, либо нет. Конечным продуктом при этом является среднезернистый кварцево-полевошпатовый гнейс.

В пределах Раховского массива имеются налицо все стадии динамометаморфизма гранитоидных пород от очковых гнейсов и гнейсовых сланцев до типичных кристаллизационно-сланцеватых слюдяных кварцево-полевошпатовых гнейсов. Все это подтверждает первоначальное предположение об интрузивном характере гнейсов Раховского массива.

Микроклиновые гнейсы, вероятно, образовались за счет нормальных гранитов, в то время как плагиоклазовые гнейсы — за счет плагиоклазовых гранитов и кварцевых диоритов. В отдельных случаях удается даже подметить концентрическое строение первичных гранитоидных массивов (массив около с. Дилове); центральные части сложены лейкократовыми микроклиновыми гранитами, а периферические зоны — плагиоклазовыми гранитами и кварцевыми диоритами.

В свою очередь, гнейсовые сланцы несомненно образовались за счет жильных и гипабиссальных дериватов данного магматического очага, а именно гранит-порфиров и диорит-порфиритов, о чем свидетельствуют их геологическое положение в виде жил и штоков среди метаморфических пород Раховского массива, а также минералогические и структурные особенности. Следует указать, что при описании пород гнейсового комплекса совместно с первичными интрузивными породами нами также описан ряд гнейсов и гнейсовых сланцев, образовавшихся за счет контактово-измененных пород, а местами, возможно, и за счет типичных контактовых роговиков. Некоторые указания на наличие таких пород среди первичной ассоциации пород дает нам развитие роговиковых и ситовидных структур в отдельных образцах гнейсов и гнейсовых сланцев. Возможно, что и гранат образовался ранее, в фазу контактового метаморфизма, о чем свидетельствует его локальная приуроченность только к контактовой зоне мелких интрузивных тел. Но, повидимому, в большинстве случаев следы контактового метаморфизма нацело стерты более поздними и более интенсивными процессами динамометаморфизма.

С описанным интрузивным циклом связан ряд мелких жильных и дайкообразных тел основного состава, превращенных в результате метаморфических процессов в амфиболитовые сланцы.

Макроскопически амфиболиты и амфиболитовые сланцы характеризуются черно-зеленой окраской, массивным сложением и сланцеватой текстурой.

Под микроскопом устанавливается, что амфиболовые сланцы состоят из зерен серицитизированного плагиоклаза и желто-зеленой роговой обманки. Последняя замещается хлоритом и эпидотом. Структура породы нематобластовая. Текстура породы сланцеватая. В отдельных участках породы заметны реликты габброидной структуры.

Микроскопически амфиболит представляет собой мелкозернистую (0,3—0,4 *мм*) породу, состоящую из лабрадора и сине-зеленой роговой обманки с углом угасания $C : Ng = 17°$. Структура породы нематобластовая, текстура гнейсовидная.

Амфиболиты и амфиболитовые сланцы, повидимому, образовались за счет пород габброидного состава. Они характеризуют последнюю фазу магматической деятельности, о чем свидетельствует их жильное залегание среди пород гнейсового комплекса Раховского массива.

Геологическая история формирования метаморфического комплекса Раховского массива рисуется в следующем виде.

Метаморфические породы Раховского массива в основной своей массе являются парасланцами. Нижняя свита слюдяных сланцев образовалась

в результате метаморфизма тонкопереслаивающейся серии песчанисто-глинистых пород, представленных первоначально полевошпатово-кварцевыми песчаниками и алевролитами с глинистым цементом и глинами. В верхней части этой серии присутствовали отдельные горизонты конгломератов и осадков, содержащих углистую примесь.

Вышележащая свита кварцитовых сланцев образовалась за счет метаморфизма однородной толщи кварцевых песчаников, содержащих небольшую примесь глинистого вещества. В нижней части этой толщи встречаются прослои углистого вещества. Таким образом, на границе песчано-сланцевой свиты и вышележащей свиты кварцевых песчаников намечается перерыв в осадкообразовании, местами сопровождающийся размывом нижележащих пород, о чем свидетельствуют горизонты межформационных конгломератов.

Верхняя известковая свита Раховского массива образовалась в результате метаморфизма глинисто-известковой серии пород, содержащей в нижней части разреза примесь углистого вещества. В верхней части этой толщи увеличивается роль обломочного материала и появляются отдельные горизонты песчанистых известняков и песчаников с глинисто-известковым цементом.

Позже, в последующую фазу складчатости, породы этой осадочной серии были смяты в сложные складки и затем интрудированы кислой магмой. Интрузии микроклиновых гранитов и связанных с ними кварцевых диоритов внедрились вдоль разломов северо-западного простирания в осевые части антиклинальных структур, сложенных нижней песчано-глинистой толщей (свита слюдяных сланцев). Одновременно или несколько позже в более верхние горизонты осадочной серии пород, а именно в толщу кварцевых песчаников (свита кварцитовых сланцев), интрудировала гранит-порфировая и диорит-порфиритовая магма, образовавшая мелкие штокообразные и жильные тела. Эти малые интрузии носили, очевидно, гипабиссальный характер и были приурочены к ядрам антиклинальных складок второго порядка. И, наконец, с последней фазой проявления данного магматического очага связаны дериваты основной магмы габброидного состава, давшие серию жил среди самих гранитных массивов и штокообразные тела в ядрах более мелких антиклинальных структур.

Следующим этапом в развитии метаморфического комплекса Раховского массива является региональный метаморфизм как осадочных, так и изверженных пород.

Общий характер метаморфизма всего комплекса пород Раховского массива динамотермальный. По своему типу слюдяные сланцы Раховского массива и связанные с ними гнейсы являются характерными представителями пород средней зоны, в то время как рассланцованные известняки и слюдяные сланцы верхней известняковой свиты должны быть отнесены к кварцево-серицитовым и известковым филлитам и являются типичными представителями для верхней зоны метаморфизма. Что же касается кварцитовых сланцев, то они характерны для обеих зон. Мелкие тела гнейсовых сланцев, встречающиеся среди кварцитовой свиты, по характеру своего метаморфизма, текстурным и структурным особенностям ближе напоминают очковые текстуры динамометаморфизованных гранитов в пределах верхней зоны. Таким образом, среди пород Раховского массива мы имеем типичных представителей как средней зоны (слюдяные сланцы), так и верхней зоны (кварцево-серицитовые и известковые филлиты).

Следовательно, динамотермальный метаморфизм пород осадочного и изверженного комплексов Раховского массива происходил на значительных глубинах, захватывающих верхнюю часть средней зоны и нижнюю часть верхней зоны, т. е. на глубинах порядка 10—15 *км*.

После основной фазы динамотермального метаморфизма уже сформировавшиеся метаморфические породы массива подверглись катакластическим процессам, вызвавшим образование в них брекчированных зон.

Очень сложным является вопрос о возрасте кристаллических пород Раховского массива и Чивчинских гор. Г. Запалович считал две нижние свиты протерозоем, а верхнюю — палеозоем. Венгерские и чешские исследователи (Л. Лоци, Д. Андрусов и другие) на основании сравнения с кристаллическими массивами Венгрии и Западных Карпат считали их верхнепалеозойскими. Основываясь на наличии в кровле кристаллических пород известняков и графитовых сланцев на Чивчинских горах, З. Паздро сопоставлял их с продуктивной свитой карбона.

Таким образом, в равной степени гипотетичны и протерозойский, и каменноугольный возраст кристаллических пород. Резкое же отличие степени метаморфизма кристаллических пород от вышележащих триасовых и юрских образований говорит скорее всего за более древний, чем верхнепалеозойский, возраст кристаллических пород.

Возраст гнейсов определяется тем, что они прорывают две нижние свиты кристаллических пород и, возможно, верхнюю, но как на Раховском массиве, так и в Чивчинских горах и в смежных районах Мармароша несогласно перекрываются мезозойскими отложениями.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Естественные обнажения палеозойских отложений в пределах исследованной части Русской платформы известны только у восточных границ Ополья, в долине р. Золотой Липы в окрестностях д. Завадовки и д. Козовой. Здесь они представлены песчаниками и доломитами нижнего и среднего отделов девона. К востоку от указанной долины, уже за пределами Ополья, девонские отложения (нижний отдел) широко развиты в основании склонов долины Днестра и его левых притоков — Коропца, Барыша, Стрыпы и др. Близ с. Устечко в долине Днестра появляются силурийские отложения, представленные верхним отделом (готланд).

На Ополье и в Побужье палеозойские отложения вскрыты многими скважинами, пробуренными в течение последних 10—12 лет. Скважинами здесь установлено наличие силурийских глинистых сланцев с подчиненными прослоями известняков и песчаников, песчаников, доломитов и известняков девона, нижнекаменноугольных (частично угленосных) отложений.

Краткое описание стратиграфии палеозойских отложений целесообразно начать с характеристики девонских пород, так как более древние отложения — силурийские — вскрыты в пределах Ополья всего лишь одной скважиной в г. Олеско и поэтому материал по ним пока еще недостаточен.

Нижний и средний девон. В полосе между Опольем и Подолом нижне- и среднедевонские отложения представлены континентальными и реже морскими образованиями общей мощностью порядка 250—300 *м*, постепенно переходящими книзу в отложения готланда. В фациальном отношении отложения нижнего девона относятся к образованиям типа Old-Red. По литологическим признакам в них выделяются две группы. Первая, более древняя, группа представлена в основном переслаиванием песчаников и глинисто-песчаных образований. Песчаники окрашены в светлорозовые, темнокрасные, коричневые, зеленые, желтые, темносерые тона, отличаются различным содержанием слюды и разной плотностью по горизонтам. Общая мощность этих отложений порядка 250 *м*. Вторая группа, более молодая, сложена толстослоистыми, светлосерыми, грубозернистыми песчаниками с диагональной слоистостью. Мощность этих песчаников не свыше 15 *м*.

К востоку континентальные образования обеих литологических групп переходят в морские отложения: сначала в глинистые сланцы оливково-зеленого цвета, а затем в известняки.

На основании детального изучения фауны рыб В. Зых (1927 г.) разделил пестроцветные песчаниковые отложения на следующие горизонты (снизу вверх):

1. Слои, переходные между силуром и девоном. Серые песчаники и песчанистые сланцы с *Pteraspis sturi* Alth.

Нижний девон

2. Жединский ярус. Розовые и серые песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами с *Pteraspis lerichei* Zych var. *rostrata* Zych, *Cephalaspis lyelli* Ag.
3. Кобленцский ярус. Вишнево-красные песчаники с *Pteraspis lerichei* Zych var. *major* Zych; серые песчаники с *Pteraspis lerichei* Zych var. *longirostra* Zych.

Средний девон

4. Эйфельский ярус. Серые песчаники с железистыми конкрециями с *Pteraspis lerichei* Zych var. *elongata* Zych, *Pteraspis lerichei* Zych var. *latissima* Zych и др.
5. Эйфель-живет. Розовые, зеленые, серые песчаники с прослоями глинисто-песчанистых сланцев.

Только в долине р. Золотой Липы, у д. Завадовки и д. Козовой, над серыми, зелеными, розовыми песчаниками с прослоями глинисто-песчанистых сланцев, мощностью около 20 *м* (слой 5—по В. Зыху) залегает тридцатиметровый комплекс серых и желтых доломитов и темносерых, почти черных битуминозных известняков, среднедевонский возраст которых определяется находками *Amphipora ramosa.*

Как было доказано результатами бурения, проведенного еще до 1939 г., нижне- и, особенно, среднедевонские отложения распространяются далеко к северу от Приднестровья — в бассейн Западного Буга, в пределы Волыни (здесь они известны в скважинах Луцка, Дубно и других пунктах, а также в обнажениях у с. Пелчи).

В Приднестровском Ополье, уже на границе с Предкарпатским краевым прогибом, нижнедевонские пестроцветные песчаники, повидимому эквивалентные горизонту 3 схемы В. Зыха, вскрыты буровой скважиной № 8 (трест «Львовуглегеология») в Галичском районе в интервале 420—546,5 *м* (забой скважины).

Верхний девон. До 1947 г. верхнедевонские образования на юго-западной окраине Русской платформы были известны только по скважине в Несвиче. В верхней части толщи светлосерых известняков и доломитов, в основном относящихся к среднему девону, Я. Самсонович (1939 г.) нашел фауну, возможно, относящуюся к франскому ярусу.

Лишь в 1947 г. буровыми скв. 2, 3, 4, 5, 7 «Укрнефтеразведки» в районе г. Олеско, в верхней части вскрытых ими девонских отложений, пройдены известняки, иногда мергелистые, часто битуминозные, чаще плотные, кристаллические, с признаками капельно-жидкой нефти в кавернах. Фауна представлена брахиоподами, которые позволяют говорить о фаменском возрасте вмещающих их известняков. Д. Е. Айзенберг (1948 г.) установил широкое развитие группы *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *archiaci* Murch., *Camaratoechia* ex gr. *livonica* Buch, *Productella* ex gr. *forojuliensis* Frech., *Pr.* ex gr. *herminae* Frech.

Мощность известняков фаменского яруса 200—250 *м.*

Нижний карбон. Каменноугольные отложения вскрыты скважинами в пределах южной части Побужья. Глубина их залегания колеблется от 123 до 434 *м;* в направлении с востока на запад она возрастает, давая незначительные местные отклонения от этого правила.

В скважинах, расположенных в северной части Ополья и в южной части Побужья, вскрыты отложения различных горизонтов верхней части

визейского яруса. В северо-восточном углу Ополья, в районе Олеско и к северо-востоку от него, в районе гг. Горохова и Торчина (Волынская область), были вскрыты турнейские отложения, а также образования, переходные от девона к карбону. К северу, уже в пределах собственно Побужья, бурением установлены также отложения, относимые к нижней части намюрского яруса (Д. Е. Айзенберг и др., 1948, 1949 гг.).

Нижнекаменноугольные отложения представлены сланцами, известняками, песчаниками, алевролитами, каменными углями (рис. 27). Во всех разрезах преобладают карбонатно-глинистые сланцы. В скважинах г. Буска наблюдается много прослоев темных битуминозных известняков и песчаников. Установлено до 20 угольных пластов и пропластков мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 0,7 *м*. В районе Буска установлено три пласта мощностью 0,5—0,7 *м*.

В северных скважинах (гг. Каменка, Сокаль и др.) количество прослоев песчаников и известняков сокращается (прослоев алевролитов здесь еще меньше). В районе г. Сокаля появляются пласты каменного угля промышленной мощности.

Мощность отложений нижнего карбона по материалам бурения определяется в 700 *м*.

Отложения, переходные от девона к карбону, известны в Волынской области в районе г. Торчина (в 70 *км* к северо-северо-востоку от северной границы Ополья). Здесь выше фаменских серых известняков со *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) cf. *archiaci* M u r c h. залегают несколько доломитизированные известняки, содержащие фауну *Spirifer* cf. *julii* D e h é e, характерную для отложений, переходных от верхов девона к низам турне. Мощность переходных отложений равна 30 *м*. В районе г. Торчина известняки переходного возраста перекрываются отложениями турнейского яруса, представленными светлыми доломитизированными известняками с прослоями известковистых песчаников и темносерых песчано-глинистых сланцев. В последних встречены отпечатки *Rhodea moravica* (E t t i n g s h.) S t u r, а в известняках встречены скопления *Eridoconcha* sp.

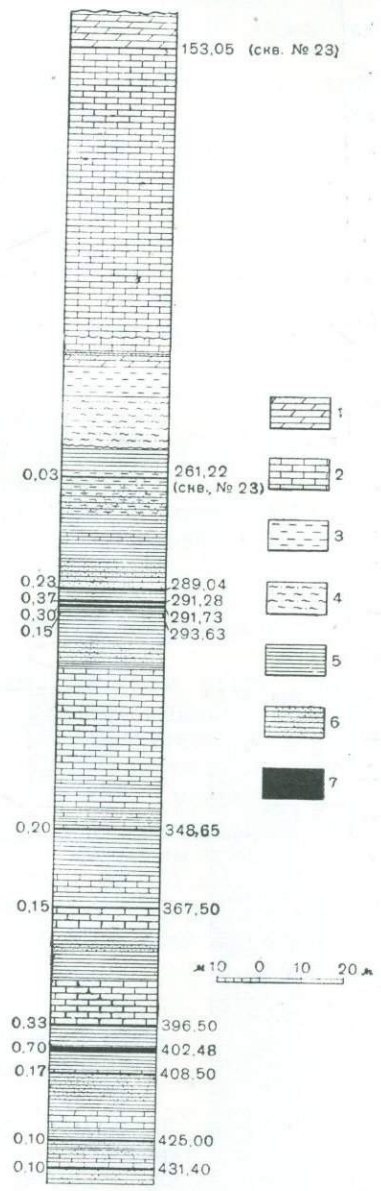


Рис. 27. Разрез каменноугольных отложений (по П. Л. Шульга, Н. Е. Бражниковой и др.)

1—мергель; *2*—известняк; *3*—алевролит; *4*—аргиллит; *5*—сланцы; *6*—песчаник; *7*—уголь

В северо-восточной части Ополья, в Олесском районе, скважинами вскрыта аналогичная толща, отличающаяся менее полной палеонтологической характеристикой и несколько иным литологическим составом. Здесь турнейские отложения представлены чередованием доломитизиро-

ванных известняков с глинами. Известняки содержат *Eridoconcha* sp. (=*Astarte socialis* Eichw.).

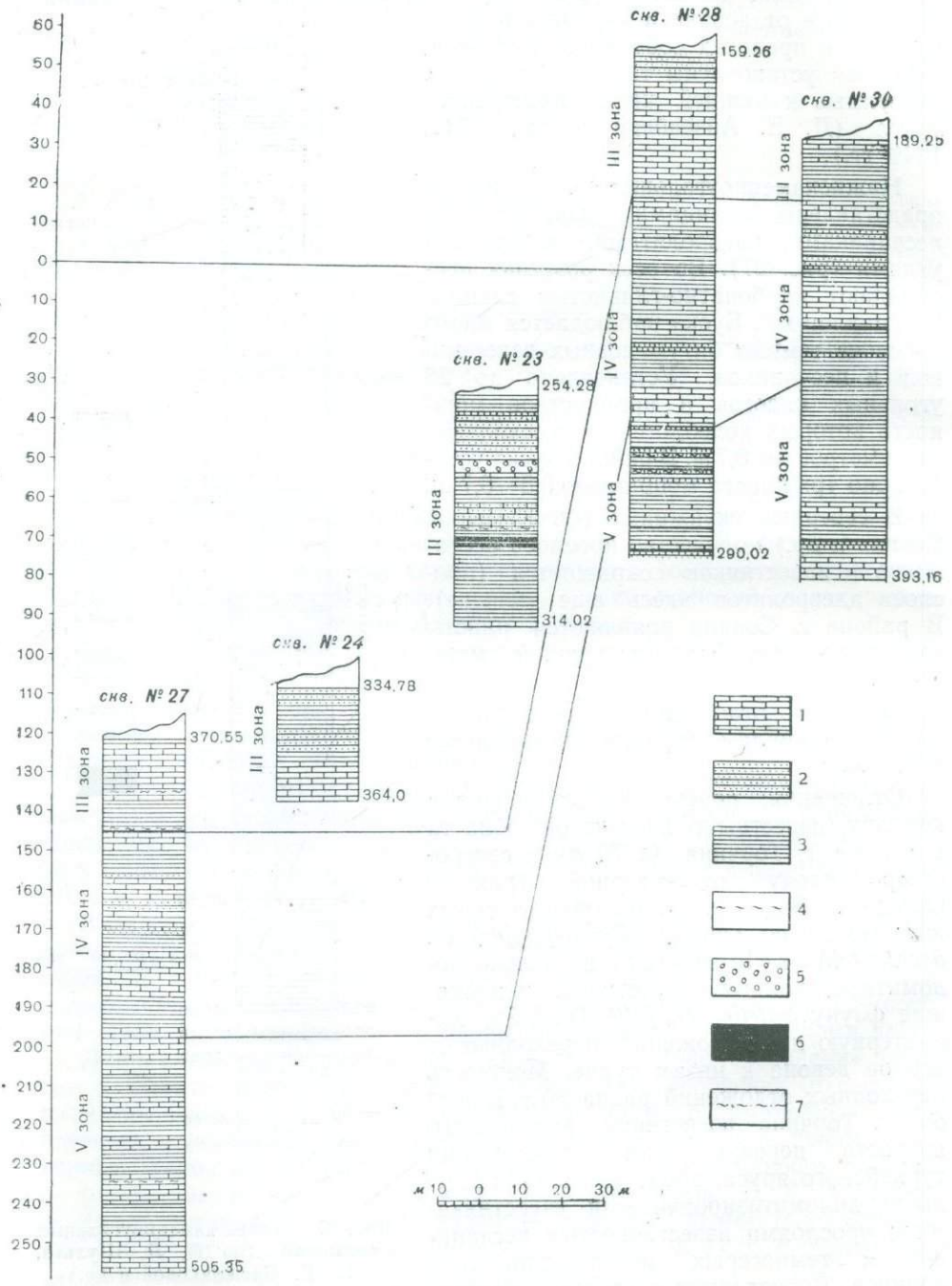


Рис. 28. Стратиграфическое сопоставление каменноугольных отложений, вскрытых скв. 23, 24, 27, 28 и 30 (по П. Л. Шульга, Н. Е. Бражниковой и др.)

1—известняк; *2*—песчаник; *3*—сланцы; *4*—глина; *5*—конгломерат; *6*—уголь; *7*—сланец глинистый

В районе г. Олеско турнейская толща перекрывается темносерыми плотными известняками мощностью до 50 *м*, содержащими достаточно

отчетливый комплекс нижневизейской фауны, соответствующей зоне C_1 донецкого карбона. «Таким образом, здесь из разреза карбона выпадают отложения нижней части визе ($C_I^V a$—$C_I^V b$ Донбасса) и верхняя большая часть разреза турне, так как присутствующие здесь турнейские образования соответствуют только самым низам яруса» (Д. Е. Айзенберг и др., 1949 г.).

Указанные выше нижневизейские известняки, соответствующие зоне C_1^V с Донбасса, П. Л. Шульга (1941 г.) выделяет в так называемую VIII зону. Вышележащие визейские, а затем и намюрские отложения на основании изучения органических остатков, в первую очередь фораминифер, расчленяются на следующие стратиграфические зоны, перечисленные в восходящей последовательности (рис. 28) [1].

VI—VII зоны (визе) соответствуют зонам $C_I^V e$ и $C_1^V d$ Донбасса и тульскому горизонту Подмосковья.

V зона (визе) сопоставляется с нижней половиной зоны $C_1^V f$ и алексинским горизонтом Подмосковья.

IV зона (визе) соответствует верхней половине зоны $C_1^V f$ Донбасса и михайловскому горизонту Подмосковного бассейна.

III зона (визе) соответствует свите C_1^2 или зоне $C_I^V g$ Донбасса, а в Подмосковном бассейне — веневскому горизонту.

II зона отвечает свите C_1^3 Донбасса, стешевскому и тарусскому горизонтам Подмосковного бассейна, которые одними исследователями относятся к самым низам намюра, другими — к самым верхам визе.

I зона (намюр) эквивалентна свите C_1^4 и нижней части свиты C_1^5 Донецкого бассейна. Нижняя ее часть соответствует протвинскому горизонту Подмосковья.

Мощности отложений отдельных зон равны десяткам, редко сотням метров. Так, мощность отложений VI и VII зон, по данным скв. 10 у д. Якторов, определяется в 47,9 и 96,1 *м*. Мощность отложений V зоны в южной части Побужья колеблется от 20 до 90 *м*; мощность отложений IV зоны в этом же районе равна 25—65 *м*. III зона в районе Буска—Задвирья имеет мощность порядка 50—115 *м*, у г. Сокаля примерно 100 *м*, а в окрестностях г. Тартакова (скв. 2) — немногим больше 10 *м*. II зона в скважинах у д. Козлов имеет мощность 40—50 *м*, а севернее, у г. Сокаля (скв. 4), мощность этой зоны равна 90—95 *м*. Для I зоны в районе г. Сокаля установлена мощность 218,2 *м* (скв. 4), в районе г. Холоева — 38,4 *м* (скв. 6).

ПЕРМО-ТРИАС (?) И ВЕРХНЯЯ ЮРА ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Между нижнекаменноугольными и верхнемеловыми отложениями в ряде скважин располагаются пестроцветные песчаники, аргиллиты, доломиты, конгломераты, часто загипсованные или с прослоями гипсов. Еще по первым скважинам 1937—1940 гг. [2] эта пестроцветная толща, уцелевшая лишь в понижениях поверхности нижнекаменноугольных пород и достигающая иногда мощности свыше 80 *м*, была отнесена к верхней юре (П. Л. Шульга, 1941 г.). После получения новых материалов бурения было высказано предположение о возможности отнесения нижней части пестроцветной толщи (песчаники и аргиллиты с гипсами), встреченной, например, в скважинах в с. Задвирье и имеющей мощность около 60 *м*, к карбону (С. М. Ткалич, Г. И. Луговой, 1946 г.). Далее

[1] Скважинами, показанными на рисунке, VI и VII зоны не вскрыты.

[2] Бусский район: скв. 7 (д. Козлов), скв. 9 и 14 (с. Задвирье), скв. 17 (д. Купче); Красненский район: скв. 19 (г. Красное); Глинянский район: скв. 13 (д. Печеня).

было установлено, что в районе г. Буска верхняя часть подмеловых отложений (скв. 27) безусловно должна быть отнесена к верхней юре, так как из них были определены *Astarte* и *Cerithium* несомненно верхнеюрского облика.

С. И. Пастернак и О. К. Смирнова (1947 г.) к пермо-триасу относят вскрытые скв. 24 и 27 (Бусский район) светлосерые, слегка зеленоватые конгломераты мощностью 1—3 *м*. В состав конгломератов входят плохо окатанная галька и гравий черных кремней и буровато-серого песчаника. Эти конгломераты в указанных скважинах располагаются непосредственно на каменноугольных отложениях. В других скважинах на каменноугольных отложениях располагаются пестроцветные (коричнево-красные, желтые, сизые и зеленоватые) породы мощностью до 32 *м*, начинающиеся внизу буро-красными конгломератами с плохо сортированной и слабо окатанной галькой, сцементированной рыхлым глинистым цементом. Состав гальки: кварц, кремень, черные сланцы, пестроцветные глины и др. Кверху конгломераты переходят в пестроцветные песчаники с прослоями глин и гипсов. Отсутствие органических остатков, литологический состав и характер окраски, как полагают Смирнова и Пастернак, указывают на континентальное происхождение этих отложений и позволяют сравнивать их с отложениями пермо-триаса Донбасса и Келецко-Сандомирских гор.

Собственно юрские отложения, вскрытые скважинами котловины Западного Буга, в общей схеме представлены внизу серыми и палевыми кавернозными доломитизированными известняками с *Nerinea* sp., *Cerithium* sp., *Avicula* sp., *Modiola* sp., *Leda* sp., *Pecten* cf. *gracilis* A l t h, *Astarte* sp.

С. И. Пастернак и О. К. Смирнова сопоставляют эти отложения с верхнеюрскими слоями, вскрытыми в скважинах Здолбунова и Люблина. По общему облику их можно сопоставить с верхнеюрскими известняками, развитыми в долине Днестра у Нижнева, Петрылова, Букувны, Незвиски и др.

Расположенная значительно южнее, на северной окраине г. Рогатина, скв. 44 («Львовуглегеологии») в интервале 170—188 *м* также вскрыла известняки, весьма напоминающие те, которые обнажаются в долине Днестра, отнесенные еще А. Альтом (1883 г.) к верхней юре. В интервале 188—203 *м* были пройдены желтовато-белые кавернозные известняки, переполненные отпечатками и ядрами мелких брюхоногих и пластинчатожаберных моллюсков. В нижней части этого интервала располагаются оолитовые известняки с большим количеством кристаллов пирита. Фауна позволяет отнести указанные выше известняки к верхней юре. Ниже 203 *м* и до забоя скважины (312 *м*) была пройдена толща загипсованных аргиллитов с прослоями чистого гипса. Эту толщу Пастернак и Смирнова также условно относят к юре. Однако не исключена возможность сопоставления толщи загипсованных аргиллитов, вскрытых скважиной в г. Рогатине, с пестроцветными отложениями, установленными по данным скважин под заведомо верхнеюрскими образованиями в Бусском районе.

Аналогичные соотношения установлены по скв. 8, расположенной в нескольких десятках километров к югу от г. Рогатина. Этой скважиной, уже упоминавшейся выше при описании девона, в интервале глубин 329—420 *м* были пройдены доломитизированные кристаллические известняки бурого цвета, переходящие книзу в светлосерые карбонатные алевролиты с гипсом. Залегают они непосредственно на пестроцветных песчаниках нижнего девона. Бурые известняки этой скважины также совершенно определенно можно сопоставить с верхнеюрскими известняками, обнажающимися в долине Днестра. Загипсованные алевролиты, относимые В. А. Махниным (1947 г.) к верхней юре, повидимому, пред-

ставляется возможным сопоставить с теми отложениями, вскрытыми в скважинах котловины Западного Буга, которые Пастернак и Смирнова (1947 г.) условно относят к пермо-триасу.

ТРИАС И ЮРА СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ КАРПАТ

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В пределах описываемой обширной территории триасовые отложения выступают на поверхность на очень ограниченной площади Внутренней зоны Восточных Карпат. В пределах Раховского кристаллического массива и в Чивчинских горах в отдельных участках поверх кристаллических сланцев, гнейсов и других пород, слагающих массив, резко несогласно залегает серия разнообразных пород: доломитов, известняков, эффузивов, аргиллитов и кремнистых сланцев. Нижние горизонты их в ряде мест должны быть отнесены к триасу, более высокие части разрезов относятся к юре.

В районе г. Рахова, на склоне горы Соймул, и юго-западнее, на горе Кобыла, триасовые отложения, согласно данным А. А. Максимова, начинаются красными конгломератами с галькой кристаллических сланцев и кварца, которые сменяются известняками и яшмовидными породами, а выше — мощной толщей доломитов, частью брекчированных. Среди них встречаются прослои диабазов. Общая мощность их достигает 200—250 *м*. В Чивчинских горах, на склоне горы Лостун, непосредственно на кристаллические породы налегают доломиты, в основании которых (р. Стрымба) иногда наблюдаются красные конгломераты и песчаники. На р. Тиссе у Каменешти в основании разреза залегают песчаники и затем аргиллиты, сменяющиеся массивными известняками значительной мощности.

Триасовые ископаемые до последнего времени в этой толще найдены не были, и к среднему триасу их относят по аналогии со сходными породами более южных частей Карпат. Там, в пределах Румынии К. Пауль (1876 г.), а затем С. Атанасиу (1899 г.) установили залегание подобных же доломитов без перерыва на отложениях с фауной верфенского яруса. Д. Андрусов относил описываемые доломиты к среднему триасу по аналогии с разрезами Западных Карпат. Однако, как показали наши исследования, Г. Запалович (1886 г.), З. Паздро (1934 г.) и Д. Андрусов (1936 г.) неправильно отнесли к триасу часть вышележащих известняков и эффузивных пород, являющихся юрскими.

Несомненно триасовый возраст нижних горизонтов мезозойского разреза Раховского массива был подтвержден В. И. Славиным (1949 г.) в результате находки фауны триасовых пелеципод.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения юрской системы распространены в пределах Карпат значительно шире, чем триасовые, и образуют две области выходов. Одна из них расположена в пределах Внутренних Карпат и связана с их осевой полосой. Кроме того, за границами исследованной территории, южнее, известны выходы юрских отложений и во Внешней зоне Карпат, в бассейне р. Серета у с. Красна Путна.

В области Внутренних Карпат юрские породы вскрываются в отдельных местах в пределах полосы, протягивающейся от Чивчинских гор до г. Перечина, уходя в обе стороны за пределы советской территории — в Чехословакию с одной стороны и в Румынию — с другой.

На юго-востоке описываемой территории они развиты по периферии Мармарошского кристаллического массива, в Чивчинских горах — в районе Рахова и Косовской Поляны и в ряде синклинальных прогибов

его центральной части (Бутинская синклиналь в долине Тиссы и синклиналь Белого Потока).

Отсюда вдоль сводовой части Внутренней антиклинальной зоны, к северо-западу, юрские породы протягиваются в виде трех отдельных полос, из которых каждая соответствует осевой части антиклинальной структуры, осложняющей общее строение Внутренней антиклинальной зоны.

Самая южная, Драгово-Новоселицкая полоса протягивается от района с. Новоселицы на р. Лужанке (приток Тересвы) в северо-западном направлении через водораздел рр. Большой Угольки и Малой Угольки (гора Термокса), к долине р. Теребли, которую пересекает у с. Драгова. Затем, после некоторого перерыва, она прослеживается в районе Липши на р. Рике, а после этого выступает на коротком расстоянии из-под неогеновых эффузивов и угленосных отложений в долине р. Боршавы у с. Задне. В северо-западном и юго-восточном направлениях она погружается под миоценовые эффузивные и песчано-глинистые отложения, залегающие трансгрессивно на более древних породах.

Вторая полоса, Рахово-Довгинская, протягивается на северо-запад, на продолжении Раховского кристаллического массива. После погружения слагающих его кристаллических сланцев юрские известняки в пределах полосы развиты с большими перерывами и часто в виде отдельных массивов рифового строения, но нижнемеловые известняки тянутся сплошной полосой. Они намечают осевую часть антиклинали, которая пересекает р. Терешву у Дубове, прослеживается вдоль гряды Угольска Плеса и, пересекая верховья Большой Угольки и Малой Угольки, протягивается к долине Теребли. В районе р. Березны она переходит через долину Рики и затем, через район Липецкой Поляны, протягивается в долину р. Боршавы севернее Довге. Здесь, а также в верховьях Угольки, в ядре антиклинали на коротком расстоянии выступают древние кристаллические сланцы, трансгрессивно перекрываемые различными горизонтами юры и нижнего мела. На правобережье р. Боршавы нижнемеловые и юрские отложения, слагающие антиклиналь, перекрыты верхнетретичными эффузивными породами и далее на северо-запад непосредственно не прослеживаются.

Третья полоса протягивается вдоль осевой части антиклинали Черных гор (Петроса—Говерлы). Не достигая долины Тиссы на западе, юрское ядро этой антиклинали погружается, и поэтому далее на запад юрские породы в ее пределах не прослеживаются.

В западной части описываемой территории, к западу от долины Боршавы, развита с большими перерывами лишь одна полоса выходов юрских отложений. Она прослежена по отдельным балкам (притокам р. Дусины) к югу от г. Свалявы, на левобережье р. Латорицы. На правом берегу последней она скрывается под вулканическими образованиями неогена и вновь выходит из-под них только на коротком расстоянии в долине Ужа, непосредственно к северу от г. Перечина, где прослежена между Перечином и с. Новоселица, северо-западнее его в 6—7 *км*. Эту полосу в целом можно назвать Свалявско-Перечинской.

Нижняя юра

Наиболее древние юрские породы, участвующие в строении Карпат, выходят в Драгово-Новоселицкой полосе у с. Задне на р. Боршаве и в Свалявско-Перечинской — у Перечина. На р. Боршаве разрез начинается светлосерыми мергелями с прослоями серых и зеленовато-серых известковистых глин с конкрециями пирита и с более редкими прослоями известковистых песчаников. В глинах В. И. Славин собрал ископаемых, характерных для нижнего лейаса: *Arietites bisulcatus* B r u x., *Gryphaea obliquata* S o w., *Gryphaea arcuata* L., *Cardinia hibrida* S t u t., *Arcomya* sp.

В более высоких горизонтах мергели имеют пятнистую окраску и чередуются с серыми известняками и очень тонкими пропластками глин. Мощность всей этой толщи около 100 *м*.

В верхних мергелях встречены аммониты: *Arietites ophioides* Fuc, *Echioceras raricostatum* Bayl.

В самых верхних частях толщи найдены многочисленные, но плохо сохранившиеся белемниты, определенные Г. Я. Крымгольцем: *Passaloteuthis* cf. *apicurvata* Bl., *Hastates* cf. *fustiformis* Lon, *Argeloteuthis* sp., а также *Spiriferina* ex gr. *alpina* Opp., *Pecten* sp. и др.

Все эти формы указывают на то, что содержащие их мергели соответствуют верхам лотарингского яруса и плиенсбахскому ярусу (самые верхи нижнего и низы среднего лейаса). *Echioceras rariocostatum* Bayl. является руководящей формой верхов лотарингского яруса. Фация пятнистых мергелей очень широко распространена всюду в Западных Карпатах (долины рр. Ваг, Оравы и др.).

В районе Перечина, в карьере, в основании юрских известняков вскрыты розовые и зеленые крупнокристаллические известняки с галькой и черными кремнями. Их перекрывают песчанистые мергели, пятнистые мергели и известняки с *Arietites* sp. и с *Echioceras*. Известняки сильно раздроблены, а выходящие рядом глинисто-мергелистые слои разлинзованы. Поэтому нормальную последовательность разреза здесь установить не удается. Очевидно, что часть описанных здесь пород относится к нижнему лейасу и, вероятно, соответствует по возрасту пятнистым мергелям р. Боршавы.

Более высокие горизонты лейаса развиты на Карпатах много слабее. Только в одном месте—к северу от известкового завода в с. Задне, в овраге Жубраковском, В. И. Славин выделил толщу серых и розовато-серых кристаллических известняков с обломками ископаемых и растительными остатками, которую на основании находок в них белемнитов *Dactyloteuthis incurvatus* Ziet. можно отнести, по мнению Г. Я. Крымгольца, к тоару.

Верхняя юра

Верхнеюрские отложения значительно шире распространены в пределах всех описанных полос, на Мармарошском массиве и в Чивчинских горах. Они всюду налегают прямо на лейасовые и на кристаллические породы. Отложения средней юры в описываемой части Карпат пока не могут быть выделены и, повидимому, отсутствуют. Среди верхнеюрских пород наиболее развиты титонские. Отложения более древних горизонтов — келловея и отчасти оксфорда — распространены меньше и только в более южных (Драгово-Новоселицкой и Свалявско-Перечинской) полосах и на Мармарошском массиве.

Келловейские отложения выходят в пределах Чивчинских гор, западнее Рахова в области кристаллического массива, а также в пределах Драгово-Новоселицкой и Свалявско-Перечинской полос.

Келловей представлен розовыми и серыми органогенно-обломочными, в частности криноидными, известняками. В одном из прослоев криноидного известняка в районе с. Задне на р. Боршаве, на северном склоне горы Вапняная, имеется известняковый конгломерат; в других местах в известняках была найдена кварцевая галька. Известняки местами переполнены обломками раковин и ядрами многочисленных окаменелостей. В них встречаются моллюски, плеченогие, белемниты, аммониты, фораминиферы и кораллы. Из известняков р. Боршавы определены *Terebratula hungarica* Suess, T. *dolphae* Szaj., *Rhynchonella trigona* Quenst. и другие келловейские формы.

Кроме того, Шайноха (1881 г.) описал из района с. Задне *Rhynchonella plicatella* Orb., *Pygope. vicaria* Szaj. и других верхнеюрских

брахиопод. Встречены здесь также и обломки аммонитов родов *Perisphinctes* и *Lytoceras*.

Криноидные желтоватые или розоватые известняки келловея развиты вдоль всей Драгово-Новоселицкой полосы, в долинах Большой Угольки и Малой Угольки, а также, вероятно, на правобережье р. Лужанки на горе Большой Каменец, где они вскрыты карьером в основании известняков верхней юры.

Относимые к келловею отложения представлены здесь красными брекчиями мощностью 5 *м*, состоящими из обломков криноидного известняка, погруженных в красную мергелистую цементирующую массу. Келловейский возраст их не доказан.

В районе Свалявы и Перечина также распространены келловейские известняки с брахиоподами и морскими ежами.

Восточнее, в пределах Мармарошского массива, к западу от Рахова, на водоразделе Тиссы и Косовки развиты темносерые и красные криноидные известняки, залегающие прямо на кристаллических породах с конгломератом в основании. В известняках В. И. Славиным были собраны брахиоподы, среди которых Л. Д. Кипарисова определила келловейские формы *Zeilleria montbizotensis* Roll. и *Rhynchonella* aff. *allmonica* Roll.

Известняки кверху сменяются зеленоватыми яшмовидными породами.

В Чивчинских горах, в долине р. Прелучной, келловей представлен красными оолитовыми известняками с брахиоподами, а также темносерыми слоистыми известняками и яшмовидными породами, подстилающими диабазы. В них найдена *Rhynchonella* ex gr. *hoheneggeri* Suess.

Значительно слабее келловейских развиты породы, относимые к оксфордскому, лузитанскому и кимериджскому ярусам верхней юры.

Доказанные палеонтологически отложения оксфорда—кимериджа обосновываются лишь старой находкой А. Гезеллом (1880 г.) аммонитов, которые позднее определил Л. Лоци (1915 г.) как *Perisphinctes breviceps* Quenst. и *P.* aff. *stenocycloides* Siem. Аммониты были найдены в известняках на южном склоне Мармарошского массива, по р. Тиссе близ сел. Бутина. Известняки в нижних горизонтах криноидные (вероятно, келловей). На них налегают тонкослоистые зеленоватые известняки с прослоями глинистых пород, из которых и происходят названные окаменелости. Такие же по характеру известняки развиты и в овраге Довгорунь у с. Дилове.

В других местах к оксфорду—кимериджу В. И. Славин и другие исследователи относят по стратиграфическому положению пачку пород, подстилающих титонские известняки или перекрывающих келловейские.

На северном крыле Мармарошского массива, западнее Рахова, и в Чивчинских горах породы, покрывающие келловейские известняки, представлены альбитизированными диабазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями. Западнее, в междуречье Косвы и Шопурки, они замещаются по простиранию кремнистыми аргиллитами и зелеными яшмовидными породами, а в Чивчинских горах также и яшмами.

В Рахово-Довгинской полосе юры под титонскими коралловыми известняками местами залегает толща в 50 *м* крепких желтовато-серых известняков. В Драгово-Новоселицкой полосе, в карьере Большого Каменца и на р. Угольке, между предположительно келловейскими и титонскими известняками залегает пачка красных конкреционных известняков, образующих слои по 10—20 *см*, чередующиеся с прослоями темнокрасного мергеля. Нижние горизонты известняков мощностью 8—15 *м* содержат светлые кремни и сами несколько кремнисты.

Все эти породы: эффузивы, яшмовидные породы, слоистые известняки — могут быть отнесены к оксфорду—лузитану—кимериджу только условно, так как никаких доказательств их возраста не имеется. Вполне

вероятно, что при дальнейших исследованиях часть их окажется келловейскими, часть—титонскими.

Наиболее широко распространены и палеонтологически охарактеризованы титонские отложения Карпат (рис. 29). Они распространены в пределах всех перечисленных полос и отличаются значительным разнообразием фаций и мощностей.

В более западных частях Карпат, в разрезах Свалявы и Перечина, так же как в западной части Драгово-Новоселицкой полосы на р. Боршаве, они представлены серыми и желтоватыми крепкими известняками и мергелями. В них на Боршаве у с. Задне В. И. Славин обнаружил титонских *Calpionella alpina* Lor. и аммонитов рода *Perisphinctes*. В более восточной части той же полосы, на р. Лужанке, на горе Большой Каменец титон представлен красными и розовыми крепкими пелитоморфными известняками с прослоями красных мергелистых известняков. Пелитоморфные известняки имеют слабо выраженный конкреционный характер, образуя слои непостоянной мощности с многочисленными утолщениями. Породы мощностью 32 *м* содержат *Calpionella alpina* Lor. Их сменяют зеленовато-серые и темносерые диабазовые порфириты (мандельштейны) с миндалинами кальцита и флюидальной микроструктурой, относимые уже к валанжину.

Эффузивный покров имеет мощность 5—6 *м*. Кверху он сменяется желтым пятнистым известняком с брекчиевидной текстурой. Обломки его состоят из розового кальпионеллового известняка. В. И. Славин собрал здесь много ископаемых, указывающих на нижневаланжинский возраст.

Чуть-чуть севернее в пределах той же полосы, в овраге Тисало, титонские известняки представлены несколько иной фацией светлосерых мергелистых известняков с линзами и прослоями кремней. Известняки пелитоморфные и содержат раковинки *Calpionella alpina* Lor., а в верхах — обломки криноидей и фораминифер. Мощность их здесь 10—15 *м*. Эта фация юры получила название тисальской.

В пределах Рахово-Довгинской полосы титон представлен серыми более мощными (свыше 60 *м*) брекчиевидными известняками с устрицами, кораллами, брахиоподами и члениками криноидей. В некоторых местах они переходят в сплошные коралловые известняки, из которых В. И. Славин собрал, а А. И. Золкина определила *Orbicella* cf. *travisensis* Wells., *Microsolena* aff. *granulata* Münst., *Eugura* sp., *Pseudomotryna* sp., *Myriophyllia* sp. и др. Первые из перечисленных форм свойственны титону и низам валанжина.

Известняки коралловой фации титона хорошо развиты в описываемой полосе на рр. Боршаве, Теребле, Угольке, Лужанке и далее на восток по окраинам Раховского массива.

Титонские известняки на Раховском массиве в районе Кобылецкой Поляны (рис. 30), близ Рахова и в Чивчинских горах сменяются кверху повсюду эффузивными породами основного состава.

На Тиссе близ Рахова, на северном склоне кристаллического массива, в разрезе Каменного Потока светлосерые титонские известняки имеют обломочное строение и заключают многочисленные кальцитовые жилы. В верхней части их наблюдается прослой красноватых аргиллитов, а выше залегают диабазы, диабаз-порфириты, вулканические брекчии из диабазов и туфы этих же пород. Многие прослои включают миндалины кальцита. В отдельных прослоях наблюдаются кремнистые включения в виде тонких линзочек и пропластков яшмовидных пород. Общая мощность эффузивов доходит до 200 *м*.

В Чивчинских горах, по Черному Черемошу и в других местах, развиты брекчиевидные и оолитовые известняки, сменяющиеся эффузивами.

В самой северной полосе выходов юры, в ядре антиклинали в Черных горах, развиты белые, серые и розовые титонские известняки с ам-

монитами, брахиоподами и пелециподами. Из ископаемых здесь еще Г. Запаловичем (1886 г.) определены *Rhynchonella capillata* Zitt., *Phylloceras* cf. *silesiacum* Opp. (=*Ph. calypso* d'Orb.) и другие титон-

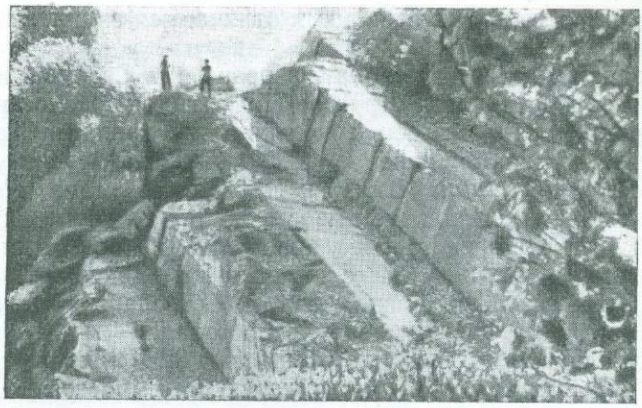


Рис. 29. Титонские известняки, вскрытые в карьере Каменец (фото П. П. Мамонтова)

Рис. 30. Выход титонских известняков близ Кобылецкой Поляны (фото Г. И. Немкова)

ские формы. Титонские известняки покрываются крепкими фарфоровидными известняками с *Calpionella alpina* Lor. и покровом диабаза, сопровождаемым туфами и туфобрекчиями, которые В. И. Славин относит уже к валанжину.

Кроме области Внутренних Карпат, выходы титонских известняков имеются в одном месте в пределах Внешней антиклинальной зоны, за пределами описываемой территории, в Черновицкой области, на р. Серете, у с. Красна Путна. Здесь прямо на кристаллических сланцах располагается мощная толща органогенно-обломочных известняков с галькой зеленых филлитов и других пород. В известняках описана фауна титонских кораллов и пелеципод.

Подобные же известняки в виде глыб и валунов встречаются во многих местах во Внешней зоне Карпат и в виде гальки — в миоценовых конгломератах Предкарпатского краевого прогиба.

Изложенные материалы о стратиграфии юрских отложений Карпат и прилегающей территории приводят к выводу, что по своему распространению нижнеюрские отложения тяготеют только к юго-западному краю Внутренней антиклинальной зоны Карпат. Среднеюрские породы на описываемой территории отсутствуют, и этому времени соответствует перерыв в отложении осадков.

Верхнеюрские породы трансгрессивно налегают на различные подстилающие толщи лейаса и кристаллических пород Мармарошского массива. В южных частях Внутренней зоны Карпат можно предполагать полный разрез верхней юры от келловея до титона. В более северных частях этой зоны, так же как и во Внешней зоне, доказано наличие лишь титонских отложений, и можно считать вероятным, что они здесь трансгрессивно ложатся на древнее основание.

Таким образом, в направлении к югу и юго-западу через Карпаты разрез юрских отложений становится все более полным за счет появления нижних горизонтов.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижний мел

Нижнемеловые отложения в пределах рассматриваемой территории распространены почти исключительно в границах Карпат[1]. Они широко развиты в области Внутренних Карпат и образуют отдельные незначительные выходы во внешней полосе. В промежуточной зоне Центрального Карпатского нагорья они, вероятно, распространены на глубине, но на поверхность не выходят.

Нижнемеловые отложения Карпат вместе с верхнемеловыми и палеогеновыми составляют весьма мощную серию флишевых отложений. Карпатская флишевая формация слагает по существу почти всю горную область Восточных Карпат, за исключением Мармарошского кристаллического массива, участков небольших (по площади) выходов юрских известняков и Выгорлат-Гутинского вулканического хребта.

Кроме того, нижнемеловые отложения в фации известняков, песчаников и конгломератов участвуют в строении Внутренней антиклинальной зоны, где они тесно связаны своим распространением с вышеописанными верхнеюрскими известняками.

Среди нижнемеловых отложений можно выделить три стратиграфических комплекса, разделенных перерывами. Нижний из них, неокомский, охватывает валанжинские, готеривские и барремские отложения. Этот комплекс пород представлен в свою очередь тремя фациальными типами.

К первому типу относятся фации известняков и мергелей валанжина, готерива и баррема, сменяющих без перерыва верхнеюрские (титонские) известняки в юго-западных частях Внутренней зоны, в Драгово-Новоселицкой и Свалявско-Перечинской полосах. Севернее, на Мармарошском

[1] Кроме самого верхнего — враконского горизонта альба, известного на окраине Русской платформы.

Схема стратиграфии меловых отложений Восточных

Геологический возраст		Внутренняя антиклинальная		
		Южное крыло		Северное
		Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика	Литология и мощность
Верхний мел	Датский ярус	Перерыв		
	Маастрихт	Пуховская свита Серые и красные мергели, аргиллиты, известняки и песчаники Мощность 300—400 *м*	*Globotrucana arca* var. *contusa* Cushman, *G. stuarti* (Lapparent), *G. rosetta* (Carsey) и др.	Свидовецкая свита Серые, зеленовато-серые и красные аргиллиты с прослоями и пачками песчаников. В Черных горах преимущественно песчаники Мощность до 850 *м*
	Кампан			
	Сантон			
	Коньяк	Перерыв		Черемошская свита Черные и темносерые аргиллиты с тонкими прослоями песчаников и кремней. В верхней части черные кварцитовидные песчаники Мощность до 400 *м*
	Турон			

Таблица 4

Карпат и юго-западной окраины Русской платформы

зона / крыло	Внешняя антиклинальная зона		Юго-западная окраина Русской платформы	
Палеонтологическая характеристика	Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика	Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика
	Иноцерамовая свита Чередование песчаников, аргиллитов, режемергелей и известняков	*Globigerina triloculinoides* Plummer, *Planulina tailorensis* (Carsey) и др.	Отсутствуют	
	Мощность 1200—1600 *м*	Иноцерамы, аммониты, белемнителлы, *Globotruncana arca* var. *contusa* Cushman и др.	Серые мергели Мощность 50—70 *м*	Слои с *Belemnitella nowaki* Naid.
			Серые мергели Мощность 100—150 *м*	Слои с *Belemnella lanceolata* (Sinzow)
			Серые мергели Мощность 60—100 *м*	Слои с *Belemnitella langei* Schatsk.
Globotruncana conica (White), *G. marginata* (Reuss), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg) и др.	Самборская свита Известняки и мергели с прослоями аргиллитов и песчаников Мощность 300—350 *м*	*Globigerina* ex gr. *elevata* d'Orb., *Anomalina ammonoides* (Reuss) *Planulina* ex gr. *schloenbachi* (Reuss), *Globotruncana linnei* (d'Orb.) и др.	Серые, темносерые и зеленовато-серые мергели Мощность 80—100 *м*	Слои с *Belemnitella mucronata* (Shloth.)
			Светлосерые и белые мергели и мергелистые известняки, реже песчаники и пески Мощность 100—120 *м*	Слои с *Gonioteuthis guadrata* (Blv.) и *Gon. granulata-quadrata* (Stoll.)
			Светлосерые и белые мергели и мергелистые известняки Мощность 80—100 *м*	Слои с *Gonioteuthis granulata* (Blv.), *Actinocamax verus* Mill.
Trochamminoides irregularis (White), *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Parker et Jones), *Reophax* sp.	Отсутствуют (возможно, перерыв?)		Светлосерые и белые мергели и известняки Мощность до 20—30 *м*	Слои с *Inoceramus involutus* Sow., *Actinocamax verus* Mill.
			Белые известняки с черными кремнями Мощность 80—100 *м*	*Inoceramus lamarcki* (Park.), *I. lamarcki* (Park.) var. *apicalis* Woods и др.

Геологический возраст		Внутренняя антиклинальная			
		Южное крыло		Северное	
		Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика	Литология и мощность	
Верхний мел	Сеноман	Тисальская свита Мергели, известняки и известковистые аргиллиты Мощность около 300 *м*	*Aucellina gryphaeoides* Sow., *Neohibolites stilioides* Renng. и др. *Globigerina gaultina* Morozova, *Globotruncana appeninica* Renz. и др.	Песчаники горы Сойкмул Мощность более 100 *м*	Буркутская свита Песчаники и конгломераты Мощность 700—800 *м*
Нижний мел	Альб	Перерыв		Перерыв	
	Апт	Грубые песчаники и конгломераты. Мощность несколько сотен метров	*Orbitolina* ex gr. *concava* Park. et Jon., и др.	Песчаники с прослоями конгломератов. Мощность 10—20 *м*	
	Баррем	Перерыв		Пе	
	Готерив	Известняки и мергели Мощность 60—70 *м*	*Mesohibolites minaret* Rasp., *Hibolites pistilliformis* Blv., *Neolissoceras grasi* d'Orb., *Phylloceras* ex gr. *ptychoicum* Opp., *Lytoceras* cf. *liebige* Opp., *Crioceras duvali* Lev. и др.	Раховская свита Чередование песчаников, аргиллитов, мергелей и известняков. В основании базальный конгломерат Мощность до 1000 *м*	
	Валанжин	Перерыв			
		Эффузивные породы		Пе	
		Известняки желтые			
Верхн. юра	Титон			Извест	

массиве, сохранились лишь нижние горизонты известняков и на них с размывом ложится флишевая толща.

Ко второму типу принадлежат флишевые фации раховской свиты, подстилаемой конгломератами. Раховская свита развита во Внутренней зоне, где обрамляет Мармарошский кристаллический массив и после его погружения к северо-западу протягивается полосой вдоль выходов юрских известняков Рахово-Довгинской полосы.

Третьим типом неокомских отложений являются глинистые породы спасской свиты. Они развиты во Внешней антиклинальной зоне, где образуют ряд выходов, описанных еще польскими геологами в районе Добромиля, Старого Самбора и Рыбника.

Вторым стратиграфическим комплексом нижнемеловых отложений являются пока еще слабо охарактеризованные аптские отложения, выделенные В. И. Славиным в осевой части Внутренней зоны.

Третий комплекс, в строении которого участвуют нижнемеловые

зона / крыло	Внешняя антиклинальная зона		Юго-западная окраина Русской платформы	
Палеонтологическая характеристика	Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика	Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика
В песчаниках горы Соймул найдены *Exogyra columba* Lam. и др.	Свита кремнистых мергелей Кремнистые аргиллиты и мергели с прослоями черных роговиков. В основании грубые песчаники Мощность 150—200 *м*	*Neohibolites stilioides* Renng.	Конгломераты, глауконитовые пески, песчаники, песчанистые мергели, реже известняки Мощность до 25 *м*	Слои с *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Actinocamax plenus* Blv., *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Parahibolites tourtiae* (Weign.)
	Перерыв			
Plicatula cf. *carteroni* d'Orb., *Parahoplites* sp. и др.				
рерыв			Перерыв	
Crioceras duvali Lev., *Spectoniceras* sp., *Leopoldia* sp. и др.	Спасская свита Черные сланцы, песчаные и мергелистые аргиллиты с линзами и конкрециями сидеритов Мощность (видимая) 70 *м*	*Belemnites* cf. *pistilliformis* Blv., *Parahoplites borowae* Uhl. и др.		
рерыв				
няки	Известняки		Доломитизированные известняки и доломиты	

породы, начинается отложениями верхнего альба и охватывает низы верхнего мела. Он, так же как и первый, представлен различными фациальными типами. В юго-западной части Внутренней зоны Карпат развиты карбонатные фации тисальской свиты (мергели и мергелистые песчаники). В области осевой полосы Внутренней зоны, на Мармарошском массиве, развиты песчаники с прослоями конгломератов. К северу от Мармарошского массива во Внутренней и Внешней зонах эти отложения представлены мощной флишевой толщей песчаников, аргиллитов и кремнистых пород.

Верхнемеловые отложения отличаются еще более широким распространением и разнообразием фаций. Они представлены мощными флишевыми толщами в пределах Карпат и мергелисто-известняковыми свитами по окраине Русской платформы. Общая характеристика меловых отложений дается в табл. 4.

Известняковые отложения неокома Внутренней зоны Карпат. В пределах Драгово-Новоселицкой и Свалявско-Перечинской полос выходов юрских известняков неокомские отложения представлены известняками и мергелями. В районе Новоселицы выше титонских известняков и эффузивов, слагающих вершину горы Большой Каменец, залегает маломощный слой известняков, содержащий наряду с титонскими *Calpionella alpina* Lor. ископаемых из нижних горизонтов валанжина: *Neolissoceras grasi* d'Orb., *Phylloceras* ex gr. *ptychoicum* Opp., *Ph.* ex gr. *thetyis* Opp., *Lytoceras* cf. *liebigi* Opp., *Spiticeras*. Известняки перекрыты слоем диабазового порфирита (спилита) с включением обломков известняка.

Выше они сменяются известковистыми конгломератами и песчаниками, вероятно относящимися к верхам валанжина или более высоким горизонтам.

В пределах этой же полосы в районе с. Задне на р. Боршаве присутствие валанжина—готерива палеонтологически не доказано, но непрерывный разрез от титонских кальпионелловых известняков до слоев с барремской фауной говорит за то, что весь неоком здесь представлен известняками, мощность которых измеряется 60—70 *м*. Известняки эти крупнокристаллические, толстоплитчатые, белые, желтоватые и розовые с линзами буро-красных кремней. В. И. Славиным в них встречены *Mesohibolites minaret* Rasp., *Hibolites pistilliformis* Blv., *Ancyloceras* sp. и другие формы, широко распространенные в барремских отложениях Западных Карпат и в вернсдорфских слоях Силезии.

В районе Свалявы неокомские отложения, также без следов перерыва, сменяются титонскими известняками. Нижние горизонты мела представлены мергелями, переслаивающимися с желтоватыми известняками, по виду совершенно сходными с титонскими, но содержащими нижнемеловых аптихов, собранных В. И. Славиным. Отсюда М. В. Муратовым определены *Lamellaptychus didayi* Coq. и *Lamellaptychus angulicostatus* Pict. et Lor. Первая форма бывает всегда связана с верхневаланжинскими отложениями. Вторая характерна для готерива. Из этих же слоев В. И. Славин определил *Beriasella* sp. (валанжин) и *Crioceras duvali* Lev. В вышележащих известняках В. И. Славин указывает наличие барремских форм, как *Mesohibolites minaret* Rasp.

В более северной полосе, на Мармарошском массиве, В. И. Славин в последнее время относит к низам валанжина верхние горизонты известняков, описанных в предыдущей главе как титонские, считая, что здесь валанжин непрерывно сменяет титон. К валанжину он относит и связанную с известняками толщу диабазов, туфов и туфобрекчий значительной мощности. Он считает, что здесь вулканические излияния происходили в начале валанжина.

Более высокие горизонты неокома, представленные конгломератами и флишем раховской свиты, здесь с размывом налегают на эти известняки и эффузивы. Поскольку раховская свита по возрасту относится к готериву—баррему и, может быть, к верхам валанжина, перерыв в отложении осадков здесь соответствует середине или началу валанжина.

Раховская свита резко несогласно налегает на кристаллические сланцы или юрские отложения Мармарошского массива. В основании ее залегают очень крепкие, обычно слюдистые конгломераты. Они состоят из крупных, хорошо окатанных галек главным образом кристаллических пород: кварцитов, слюдяно-кварцитовых сланцев, слюдяных сланцев, углисто-кварцитовых сланцев и кварца. Реже встречается галька эффузивных пород и известняков. Конгломераты местами имеют характер глыбовых, хотя более часта галька со средними размерами от 2 до 10 *см*. Мощность конгломератов изменчива: обычно 2—4 *м* (район Рахова), в Чивчинских горах 30—40 *м*, а в районе междуречья Косовки

и Шопурки 110 *м*. В верхних горизонтах конгломератов встречаются прослои песчаников и слюдистых аргиллитов.

Конгломераты кверху сменяются мощной толщей флишевых отложений, состоящих из ритмичного чередования серых мелкозернистых известковистых песчаников, темносерых или черных аргиллитов и реже мелкокристаллических серых известняков или мергелей. Песчаники полимиктовые и несут на нижней поверхности слоев характерные мелкие нероглифы. Аргиллиты обычно преобладают в разрезе толщи, хотя в отдельных участках преобладающая роль переходит к песчаниковым прослоям. Флишевая толща составляет бо́льшую часть раховской свиты; мощность ее достигает почти 1000 *м*. Но самые верхние горизонты свиты имеют другой состав. В верхах развиты очень тонкослоистые темносерые или черные аргиллиты и глинистые сланцы, чередующиеся с тонкими прослоями алевролитов. В этих черных аргиллитах А. А. Максимовым и Т. П. Бондаревой были найдены аммониты, определенные Е. С. Черновой как *Crioceras* cf. *duvali* L e v. и *Spectoniceras* sp., характерные для верхнего готерива. В частности, род *Spectoniceras*, по Е. С. Черновой, встречается только в верхнеготеривских отложениях Поволжья. Вид *Crioceras duvali* L e v. является руководящей формой верхнего готерива Альпийской зоны.

Низы раховской свиты, вероятно, относятся к верхам валанжина. Об этом свидетельствует сопоставление нижней части раховской свиты с вполне соответствующей ей по стратиграфическому положению и литологическому составу свитой синайя более южных частей Карпат, в пределах Румынии. Свита синайя содержит там валанжинских ископаемых. Верхней части раховской свиты там отвечает свита черных сланцев — одиа, относящихся по возрасту к баррему.

Раховская свита протягивается с севера вдоль кристаллического ядра Карпат от Чивчинских гор до Рахова, с перерывами прослеживаясь вдоль юго-западного склона массива. Встречается она, по данным А. А. Максимова, в отдельных синклиналях и внутри самого массива (Бутинская синклиналь).

После погружения Мармарошского массива к северо-западу обе окаймляющие его полосы раховской свиты сливаются, протягиваясь далее вдоль сводовой части Внутренней антиклинальной зоны в северо-западном направлении. Раховская свита прослеживается непрерывно до долины Терешвы у Дубове, затем пересекает верховья Большой Угольки и долину Теребли севернее Драгова. В районе Липецкой Поляны и в верховьях Большой Угольки развиты мощные конгломераты основания свиты, а флишевые отложения отсутствуют, будучи, видимо, смыты перед верхнеальбской трансгрессией. Северо-западнее, в районе Довге, характер раховской свиты несколько изменяется. Здесь в северном крыле антиклинали, в ядре которой на коротком расстоянии на поверхность выступают древние кристаллические сланцы и известняки юры или триаса, выходят нижние горизонты раховской свиты. В основании их залегают темные, серые с коричневатым оттенком аргиллиты, переслаивающиеся с серыми мелкозернистыми известковистыми песчаниками и с более редкими прослоями крепких темносерых неслоистых известняков. Известняки образуют пласты по 0,3—0,5 *м* мощностью. В них В. И. Славиным и Н. И. Филимоновой собраны многочисленные обломки аммонитов, пелеципод и белемнитов рода *Hibolites*. Из аммонитов Н. П. Лупповым были определены *Olcostephanus* (*Astieria*) *neumayri* и *Leopoldia* sp.

Наличие этих ископаемых позволяет отнести заключающие их слои к неокому.

Выше залегают светлосерые мелкозернистые песчаники с тонкими прослоями темносерых аргиллитов и мергелей, а также с прослоями мелкогалечниковых конгломератов. Толща имеет характер типичного

тонкослоистого флиша. Более высокие горизонты разреза в этом месте не вскрыты, так что видимая мощность раховской свиты здесь всего около 100 *м*.

В долине Большой Угольки раховская свита представлена темносерыми, голубоватыми на свежем изломе, очень плотными массивными мелкозернистыми песчаниками, которые перемежаются с тонкослоистыми темносерыми алевролитами, иногда содержащими значительное количество мусковита. Как песчаники, так и алевролиты сильно известковисты. В песчаниках встречаются линзы сидерита, бурого с поверхности. Изредка в толще можно наблюдать прослои светлосерых мергелистых аргиллитов и черных мергелей, а также темносерых песчаников с мелкой, слабо окатанной галькой кварца. В средней части этой свиты В. И. Славиным найден крупный экземпляр аммонита *Crioceras duvali* Lev. (готерив).

Песчано-известковистые фации района Довге и р. Большой Угольки, повидимому, намечают постепенный переход флишевой толщи в известняковую Свалявской и Дрогово-Новоселицкой полос. К северо-западу от Довге неокомские отложения более северной Рахово-Довгинской полосы скрываются под неогеновыми вулканическими породами Выгорлат-Гутинской гряды.

Спасская свита. Нижнемеловые отложения в пределах Внешней антиклинальной зоны начинаются со свиты темносерых кремнистых аргиллитов, получившей наименование «спасских сланцев» или «черного мела». Мы называем их спасской свитой. Выходы ее известны в трех районах: в Добромильских Карпатах к юго-западу от г. Добромиля; в Старо-Самборских Карпатах вблизи с. Спаса; к югу от Борислава в окрестностях с. Рыбника. Наиболее полный разрез приводит Б. З. Кокошинская (1946 г.) для Старо-Самборских Карпат. Здесь нижними слоями, вскрытыми в разрезах, являются черные мягкие, блестящие аргиллиты, которые сменяются кверху темными, почти черными песчанистыми сланцеватыми глинами со слюдой, переслаивающимися с черными мергелистыми сланцами и небольшими прослоями серых сланцеватых глин с ископаемыми. Сланцеватые глины и аргиллиты заключают линзы и конкреции глинистого сидерита, принимающего при выветривании розовый цвет. Кроме того, в них имеются тонкие прослои черных кремнистых или стально-серых слоистых песчаников. Видимая мощность этих слоев достигает 70 *м*.

В прослоях песчаников, в песчано-глинистых сланцах и в сидеритах обнаружена обильная фауна. Б. З. Кокошинская приводит отсюда большой список ископаемых: *Hibolites* cf. *pistilliformis* Blv., *Parahoplites borowae* Uhl., *Douvilleiceras albrechti austriae* Uhl., *Cerithium sanctae crucis* Pict., *Leda scaphna* d'Orb., *Leda mariae* d'Orb., *Arca bipartita* Pict., *Arca* aff. *carteroni* d'Orb., *Barbatia marullensis* d'Orb., *Grammatodon securis* d'Orb., *Crenella* cf. *bella* Sow., *Pecten carterontanus* d'Orb., *Pecten archiacianus* d'Orb., *Neithea valanginiensis* Pict., *Spondylus gibbosus* d'Orb., *Ctenostreon pseudoproboseideum* Lor., *Acesta* cf. *longa* Röm., *Exogyra boussingaulti* d'Orb., *Alectryonia rectangularis* Röm., *Anomya pseudoradiata* d'Orb., *Astarte numismalis* d'Orb., *Opis* cf. *neocomiensis* d'Orb., *Cardita brouzetensis* Cosm., *Phacoides cornieliana* d'Orb., *Rhynchonella gilbsiana* Dav., *Rhynchonella* cf. *multiformis* H., *Rh.* aff. *renauxiana* d'Orb., *Terebratulina striata* Schloth., *Pentacrinus neocomiensis* Desor.

Несмотря на смешанный характер ископаемых, преобладают барремские формы: из 26 видов 10 барремских, 5 альбских, 10 остальных — более широкого диапазона. На основании этой фауны Б. З. Кокошинская устанавливает барремский возраст свиты. Она называет в этом списке также *Belemnites* (*Neohibolites*) *minimus* List. Однако присутствие

этой же средне- и верхнеальбской формы ею указано в вышележащем слое песчаников. Это заставляет предположить, что упомянутый белемнит, так же как и альбские пелециподы, попал в комплекс верхнебаррем-ских ископаемых из осыпи.

Мощность и основание спасских глинистых пород Внешней зоны остаются неизвестными.

Как фауна, так и литологический состав позволяют провести параллель между этими отложениями и верхними горизонтами раховской свиты, а также вернсдорфскими слоями Силезии. По всей вероятности, осадки этих свит отлагались в едином морском бассейне, о чем также свидетельствуют аналогичные фации и фауна в промежуточных пунктах у Добромиля и Перемышля.

Здесь, уже за пределами СССР, нижний мел обнажается в виде двух полос, слагающих ядра антиклинальных структур. Разрез представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Мергелисто-глинистые сланцы и сланцеватые глины с линзами глинистых сидеритов и прослоями черных кремнистых песчаников. Сидериты иногда образуют крупные, до 1,5 *м* в диаметре, караваи с прожилками кальцита.
2. Черные кремнистые аргиллиты с желтовато-белыми налетами квасцов; сменяются буровато-черными аргиллитами мощностью 20 *м*.
3. Разрез заканчивается свитой серо-зеленых глинистых сланцев с прослоями черных, мощностью 20 *м*.

Общая мощность свиты до 300 *м*.

Рис. 31. Выходы нижнемеловых черных аргиллитов в с. Рыбнике (фото Н. И. Маслаковой)

В нижнем слое, в сидеритовых конкрециях, очень часто встречаются аммониты *Catidiscus reticostatus* d'Orb. *Douvilleiceras albrechti austriae* Hoh., *Crioceras pulcherrimum* var. *tabarelli* Ast., *Crioceras emerici* Lor., *Hamites lorioli* Uhl.

Наличие перечисленных ископаемых позволило еще Висневскому (1897 г.) отнести эти слои к баррему.

Юго-восточнее Самбора нижний мел вскрыт эрозией лишь в двух местах, в ядрах наиболее приподнятых складок.

В овраге Щепник, вблизи с. Долгого обнажаются черные кремнистые сланцы с прослойками слоистых кремней и кремнистых песчаников. Слоистые кремни на 25—30% состоят из радиолярий.

Южнее Рыбника в этих сланцах встречаются пласты зеленых и красных кремней, на 65% состоящих из радиолярий. Эти породы (рис. 31) З. Суйковский (1936 г.) называет радиоляритами. Мощность их всего около 10 *м*. Именно их многие считают гомологом глубоководного радиолярневого ила современных океанов.

Аптские отложения

Во Внутренней антиклинальной зоне выше раховской свиты резко несогласно на ней и на более древних юрских и кристаллических породах на горе Соймул близ г. Рахова залегает толща песчаников с прослоями конгломератов. В основании песчаниковой толщи горы Соймул В. И. Славину удалось собрать комплекс пелеципод и аммонитов, среди которых Т. А. Мордвилко определила *Plicatula* cf. *carteroni* d'Orb. — форму, характерную для аптских отложений, а В. И. Славин определил *Parahoplites* sp. и *Macroscaphites* sp. Присутствие этих ископаемых указывает на наличие аптских отложений на Раховском массиве.

Мощность слоев, содержащих аптские ископаемые, невелика — около 10—20 *м*. Они залегают в основании, повидимому, непрерывной толщи песчаников, содержащих в более высоких горизонтах верхнеальбских ископаемых. Следует отметить, что следов окатанности или переотложения аптских ископаемых, по данным В. И. Славина, не наблюдается. Таким образом, соотношение аптских слоев с покрывающими их альбскими остается не совсем выясненным, так как для непрерывного разреза от апта до верхов альба мощность песчаников слишком мала, а следы размыва внутри толщи не обнаружены.

Северо-западнее, в пределах Рахово-Довгинской полосы выходов юрских пород, установлено широкое развитие толщи грубых песчаников или мелкогалечниковых конгломератов (дресвяников) с крупными *Orbitolina*. Их мощность достигает 600 *м*.

В бассейне Большой Угольки на раховский флиш налегают серые слабо железистые среднезернистые песчаники с аптскими пелециподами и растительными остатками и конгломераты, которые переслаиваются с темносерыми аргиллитами, имеющими подчиненное значение. Конгломераты, залегая несогласно, местами переходят с неокома на известняки юры и прямо на кристаллический комплекс. По составу конгломераты в различных местах очень разнообразны; на отдельных участках, как, например, на горе Кузя в долине р. Теребли, в них преобладает галька известняка, среди которой встречаются огромные глыбы. Юго-восточнее, в долине р. Вульховчик, на горе Каменец несогласно на известняки титона—неокома налегают белые или розоватые очень грубозернистые кварцевые песчаники, иногда плотные — типа сливных. Местами рыхлые песчаники сменяются мелкогалечными конгломератами. Перекрываются они несогласно отложениями верхнего альба.

Толща конгломератов и песчаников прослеживается вдоль сводовой части антиклинальной зоны от р. Терешвы до р. Боршавы. Аптский возраст этих слоев в указанном районе определяется как по их стратиграфическому положению между неокомом и альбом, так и по отдельным находкам аптских ископаемых.

В цементе этих конгломератов обнаружены в бассейне Угольки крупные фораминиферы, определенные Д. Путрей как *Orbitolina* sp. ex gr. *concava* Park. et Jon., *Orbitolina* sp. indet., *Cyclolina* sp. ex gr. *cretacea* d'Orb. В песчаниках найдены и аммониты.

Внутри серии флишевых отложений в пределах описываемой части Карпат аптские отложения, охарактеризованные ископаемыми, пока не обнаружены. Возможно, что к ним относятся нижние горизонты буркутской песчаниковой свиты, описываемой ниже. С другой стороны, концу апта и началу альба во многих районах более южных частей Карпат, возможно, соответствовал крупный перерыв в отложении осадков (М. В. Муратов, 1949 г.). Поэтому не исключено, что аптские отложения к югу развиты слабо и распространение их ограничивается упомянутыми выходами.

Песчаники Соймула. Как уже упомянуто, выше песчаников с аптской фауной на горе Соймул, близ Рахова, залегают песчаники, содержащие верхнеальбских ископаемых. Отсюда еще в 1884 г. Г. Западович собрал коллекцию пелеципод, среди которых Вачек определил ряд верхнеальбских и сеноманских форм (*Exogyra columba* Lam., *Neithea* aff. *quinquecostata* Sow. и др.). В подобных же песчаниках, трансгрессивно налегающих на кристаллические породы Раховского массива, в междуречье Косовки и Шопурки, близ с. Кобылецкая Поляна А.С. Нехотиным, В. И. Славиным и Г. И. Немковым была собрана обильная фауна. Из этих сборов Т. А. Мордвилко определила *Plicatula gurguitis* Pist., *Pinna* aff. *robinaldi* d'Orb. и другие верхнеальбские формы.

Песчаники горы Соймул имеют желтовато-серый цвет; они мелко- и среднезернистые, слюдистые. На нижней поверхности отдельных слоев развиты крупные иероглифы. Кверху они переходят в мелкогалечниковые конгломераты. Общая мощность их более 100 *м*.

Аналогичные песчаники с фауной верхнего альба и сеномана известны и в более восточных частях Мармарошского массива. В пределах Буковины еще Г. Западовичем и А. Альтом (1881 г.) описаны конгломераты, зеленоватые песчаники и мергели с *Exogyra columba* Lam. Впоследствии Шайноха (1890 г.) описал из них довольно богатую смешанную фауну пелеципод и аммонитов верхнего альба и сеномана, среди которых указываются: *Exogyra columba* Lam., *Alectryonia carinata* Schloth., *Trigonia* sp., *Cardium* sp., *Puzosia* aff. *planulata* Sow., *Acanthoceras* cf. *neptuni* Gein., *Mantelliceras mantelli* Sow., *Ptychoides polygyrus* Ag. и др.

В 1932 г. В. Рогаля нашел и в Чивчинских горах обломок аммонита, определенного Б. З. Кокощинской как *Mantelliceras mantelli* Sow.

Тисальская свита. Совершенно иная в фациальном отношении толща альб-сеноманских отложений выделена В. И. Славиным (1946 г.) в пределах Драгово-Новоселицкой полосы юры (рр. Лужанка, Уголька и Боршава) под названием тисальской свиты [1]. Она представлена тонким чередованием голубовато-серых и зеленых мергелей, иногда песчанистых. На р. Лужанке близ с. Верхней Новоселицы в мергелях этой свиты В. И. Славиным были найдены пелециподы, определенные Т. А. Мордвилко как *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. parva* Stob., *Astarte* sp. и *Limatula* sp.

На р. Вульховичке в плотных мергелях тисальской свиты Н. П. Ермаковым были найдены *Neohibolites stilioides* Renng. (определение Г. П. Алферьева). Ауцеллины, так же как и белемнит, являются руководящими формами для верхнего враконского горизонта альба.

Тисальская свита развита местами вдоль южного края Рахово-Довгинской полосы. Она известна на р. Терешве около с. Дубове. Здесь в серых тонкопесчанистых мергелях Н. С. Филимонова обнаружила богатую фауну пелеципод и аммонитов. Среди ископаемых В. И. Славину удалось определить: *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Puzosia* sp. и *Douvilleiceras* cf. *maminiare* Schl.

Кроме того, Т. П. Бондаревой в тисальской свите был найден комплекс мелких фораминифер, представленный *Globigerina gaultina* Morozova, *Globotruncana appeninica* Renz., *Clavulina gaultina* Morozova, *Gyroidina nitida* Reuss var. *infrasantonica* Morozova. Эти формы также свидетельствуют об альб-сеноманском возрасте вмещающих пород. Мощность тисальской свиты около 300 *м*.

В области осевой части Внутренней зоны (на Мармарошском массиве и его погружении) верхний альб, как видно, представлен песчаниковой

[1] В своих последних работах В. И. Славин описывает свиту под именем фуконидной.

толщей с прослоями конгломератов. В области юго-западной периферии этой зоны появляется более глубоководная фация мергелей тисальской свиты. Комплекс ископаемых, встречающихся в этих породах, свойствен вракопскому горизонту альба, для которого обычно присутствие сеноманских видов, а особенно характерны *Aucellina gryphaeoides*.

Тисальская свита налегает резко несогласно на различные горизонты подстилающих пород, вплоть до кристаллических сланцев. Между ней и аптскими песчаниками Большой Угольки, несомненно, имеются перерыв в отложении осадков и угловое несогласие.

Буркутская свита. Северо-восточнее, вдоль края Внутренней зоны, в Полонинских и Черных горах в серии флишевых толщ пока не обнаружены отложения с ископаемыми апта, альба и сеномана. В то же время здесь нет и следов перерыва между свитами, относящимися к нижнему и верхнему мелу.

Непосредственно на раховскую свиту в бассейне верховьев Тиссы севернее Рахова налегает мощная свита, состоящая из песчаников, чередующихся с зеленоватыми аргиллитами. Такая же песчаниковая свита была выделена Паулем (1876 г.) а затем Суйковским (1935 г.) в Черных горах в бассейне Черемоша и названа ими буркутской. Работы Карпатской экспедиции позволили установить, что упомянутые песчаники верховьев Тиссы и буркутские являются одной и той же свитой. Она протягивается от устья р. Левскотин на р. Большой Черемош, через хребет Пневе, к верховьям Белой Тиссы и тянется вдоль нее на северо-запад в верховья Шопурки. Кроме того, она слагает крылья антиклинали Черных гор.

В основании свиты на Б. Черемоше и на Белой Тиссе залегают мелкогалечниковые конгломераты и грубозернистые песчаники с тонкими прослоями алевролитов и аргиллитов. Галька конгломератов, до 5—10 *см* в поперечнике, состоит из кристаллических пород, известняков юры, песчаников раховской свиты и обломков кварца. Выше преобладают слюдистые светлосерые крупно- и среднезернистые полимиктовые песчаники, чередующиеся с алевролитами и зеленовато-серыми аргиллитами. Мощность песчаниковых слоев обычно 20—80 *см* и доходит до 5—6 *см*. В них много листочков слюды, углистого вещества и отпечатков растений. Встречаются линзообразные включения, гнезда угля и линзы глинистого материала.

Хорошо развиты иероглифы течения на нижней поверхности слоев и следы подводных оползневых деформаций. В верхней части свиты увеличивается роль аргиллитов, в то время как мощность песчаных слоев уменьшается. Свита имеет характер толсторитмичного флиша.

А. А. Максимов (1949 г.) отмечает исчезновение конгломератов и преобладание аргиллитов и алевролитов во всей толще к северу, при удалении от Раховского массива, в крыльях антиклинали Черных гор (горы Петрос и Говерла).

Общая мощность буркутской свиты достигает 700—800 *м*.

Несмотря на тщательные поиски, в буркутской свите ископаемые не были найдены; не были обнаружены и фораминиферы.

Буркутскую свиту кверху сменяет свита черных кремнистых аргиллитов, а также серых и пестрых аргиллитов, получивших от Суйковского (1935 г.) наименование «шипотских серий». Последние, как будет показано ниже, относятся по возрасту уже к низам верхнего мела. Таким образом, буркутская свита по стратиграфическому положению может отвечать интервалу, охватывающему аптский, альбский и, возможно, сеноманский ярусы.

Налегание буркутской свиты на раховскую, как это видно в обнажениях, хотя и согласное, но весьма резкое. Близ основания в песчаниках встречаются мелкая окатанная галька или конгломераты. Поэтому можно предполагать между ними скрытые следы размыва. Таким обра-

зом, нельзя быть вполне уверенным, что буркутская свита соответствует всему интервалу от апта до сеномана. Не исключается возможность, что она соответствует только какой-то верхней части этого интервала (альбу—сеноману), а на апт падает перерыв.

Во Внешней зоне Карпат, в районе Добромиля и Старого Самбора, выше аргиллитов спасской свиты, по данным Б. З. Кокошинской (1946 г.), также залегают желтые грубые песчаники с зернами глауконита. В кровле они становятся конгломератовидными и содержат включения черных аргиллитов. Мощность песчаников до 60 *м*. Выше они сменяются толщей кремнистых аргиллитов и мергелей с прослойками черных кремней и темных песчаников. Мощность их 100—150 *м*.

В верхней части этих слоев в конгломератовидном прослое Б. З. Кокошинской были найдены ростры *Neohibolites minimus* List. (точнее *N. stilioides* Renng.), которые указывают на средне- или верхнеальбский возраст этих слоев. По возрасту эта пачка слоев соответствует, видимо, буркутской свите, с которой она имеет сходство и по литологическому составу.

Между барремом и верхним альбом здесь можно предполагать, как и во Внутренней зоне, наличие перерыва в отложении осадков.

Южнее, в бассейне Серета, в районе Красны Путны В. И. Славин обнаружил верхнеальбские глауконитовые песчаники с *Aucellina* вокруг имеющихся здесь выходов верхнеюрских известняков. Песчаники налегают с размывом непосредственно на известняки верхней юры.

Как видно, для верхнеальбских отложений Восточных Карпат можно выделить три фациальные зоны. В области сводовой части Внутренней антиклинальной зоны, к югу от Рахово-Довгинской полосы распространения юры и нижнего мела развиты карбонатные фации тисальской свиты; в области Мармарошского массива и его ближайших окраин — фации конгломератов и грубых песчаников горы Соймул. В области более северной части Карпат, от края Внутренней антиклинальной зоны и до края Внешней зоны, развиты фации мощных песчаников и аргиллитов буркутской свиты, а еще севернее, в пределах самой Внешней зоны — сходные фации песчаников и кремнистых аргиллитов, отличающихся от буркутской свиты значительно меньшей мощностью.

В пределах осевой части Внутренней антиклинальной зоны альб-сеноманские отложения налегают несогласно на подстилающие породы вплоть до кристаллических сланцев палеозоя.

Верхний мел

Верхнемеловые отложения участвуют в Карпатах в строении двух стратиграфических комплексов. Нижний комплекс составляет непосредственное продолжение описанных выше альб-сеноманских отложений. Верхний, сенонско-датский, является вполне самостоятельным.

Широко распространены верхнемеловые отложения и в пределах Предкарпатской низменности и окраин Русской платформы. Здесь они слагают единый комплекс главным образом карбонатных пород, относящихся по возрасту и интервалу от верхнего альба и сеномана до маастрихта. Породы эти несогласно налегают непосредственно на юрские и палеозойские отложения.

Нижние горизонты верхнего мела Карпат (черемошская свита). Выше буркутских песчаников в Черных горах, как уже отмечалось, залегает толща черных аргиллитов, описанная З. Суйковским под наименованием первой шипотской серии. Они представляют собой свиту, в которой преобладают черные и темносерые аргиллиты, чередующиеся с тонкими прослоями кремнистых песчаников. Песчаники очень крепкие тонкозернистые с кремнистым цементом и остроугловатой отдельностью. В аргиллитах нередко встречаются окремнен-

ные прослои в виде темносерых или черных кремнистых аргиллитов и кремней. Иногда аргиллиты несколько известковисты, в особенности в верхней части свиты. Слои эти очень сильно перемяты, образуют мелкие изгибы и складки, причем слои песчаников нередко разорваны и растянуты. В них наблюдаются и следы подводных деформаций в виде мелких расколов и признаков оползания осадка. Нижние горизонты свиты в Черных и Полонинских горах особенно сильно окремнены. Аргиллиты тонкослоисты и образуют пачки слоев, чередующиеся с прослоями кремнистых алевролитов и песчаников мощностью в несколько сантиметров. Общая мощность толщи черных аргиллитов в Черных горах около 180—200 *м*.

Выше черных аргиллитов З. Суйковский (1935 г.) в Черных горах выделил горизонт мощностью 150—180 *м*, представленный почти целиком кварцитовидными песчаниками, которые он называл кварцитами «второй шипотской серии». Толща эта связана постепенным переходом с нижележащими темносерыми аргиллитами. В верхних их горизонтах мощность песчаниковых прослоев становится больше и они начинают преобладать над аргиллитами или образуют толщу более или менее одинаковых слоев песчаников и аргиллитов. Западнее бассейна Черемоша, в верховьях Тиссы и Терешвы, мощность толщи кварцитовидных песчаников сильно уменьшается (до 30—40 *м*). Песчаники эти имеют в общем такой же характер, как и описанные прослои среди аргиллитов, только мощность отдельных слоев достигает 1 *м* и более. Они имеют кремнеземистый цемент, гладкий излом с острыми краями и очень крепки.

Вся свита темносерых и черных аргиллитов вместе с песчаниковой толщей в верхней ее части названа черемошской, по бассейну р. Черемош, где она наиболее полно представлена и широко распространена.

Черемошская свита протягивается несколькими полосами северо-западного простирания, совпадающими с крыльями крупных складок в Черных горах, через верховья р. Тиссы и далее по склонам хребта Свидовец к верховьям Терешвы. Северо-западнее она погружается под более молодые отложения. Далее выходы ее неизвестны.

Возраст черемошской свиты точно не установлен, хотя залегание ее выше буркутской и постепенный переход между ними не вызывают сомнений.

Т. П. Бондаревой в породах черемошской свиты были выделены фораминиферы. Ею были определены следующие формы: *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Parker et Jones), *Reophax* sp. и др. Бедный в видовом и количественном отношении комплекс фораминифер не дает, к сожалению, точных указаний на возраст этих отложений, так как этот комплекс обладает широким вертикальным распространением. Однако наиболее характерен он для верхнемеловых и более молодых отложений. Этот список ископаемых позволяет установить, что черемошская свита должна быть отнесена по возрасту к верхнему мелу, а не к нижнему. Залегание ниже сенонской свидовецкой свиты и выше буркутской (альб—сеноман?) позволяет относить черемошскую свиту к нижним горизонтам верхнего мела. Более точно возраст ее пока не определен.

Породы, которые можно было бы сопоставить по возрасту с черемошской свитой, во Внешней антиклинальной зоне пока не обнаружены. Черемошская свита связана непрерывным переходом с буркутской и составляет с ней единый стратиграфический комплекс. Наоборот, вышележащие сенонские отложения в ряде мест Внешней зоны и в осевой полосе Внутренней зоны залегают со следами размыва и с перерывом на подстилающих породах, образуя начало нового комплекса осадков. По периферии Внутренней зоны в Черных горах и в верховьях бассейна Терешвы переход от черемошской свиты к вышележащим отложениям сенона совершенно постепенный.

Сенонские и датские отложения

Сенонские отложения наиболее широко распространены среди верхнемеловых пород Карпат. Они имеют повсеместно флишевый характер и представлены в разных тектонических зонах различными в фациальном отношении свитами. На юго-западе, в пределах Внутренней антиклинальной зоны, к югу от Рахово-Довгинской полосы выходов юрских известняков они представлены в фациях пуховской свиты. В пределах северо-восточной части Внутренней зоны, на границе ее с Центральной синклинальной зоной, широко развиты фации свидовецкой свиты сенона. На северо-востоке они сменяются фациями иноцерамовой и подстилающей ее самборской свит, причем первая из них распространена на всей территории Внешней антиклинальной зоны, а самборская свита известна лишь в ее северо-западной части. Верхние горизонты иноцерамовой свиты, как показали результаты изучения фауны фораминифер, относятся к датскому ярусу. Свидовецкая и пуховская свиты относятся только к сенону, и в области их распространения датскому веку, повидимому, соответствует перерыв в отложении осадков.

Свидовецкая свита. На черных кварцитовидных песчаниках черемошской свиты во Внутренней зоне как в районе Черных гор, так и в более западных районах, в бассейнах Терешвы, Теребли и Льюты, залегает толща весьма сложного состава, включающая серые, зеленые и красные аргиллиты. Суйковским она была выделена под наименованием третьей и четвертой шипотских серий. Мы назвали ее свидовецкой свитой по имени хребта Свидовец, где эта толща чрезвычайно широко развита.

Наиболее полные разрезы свидовецкой свиты известны в юго-восточной части Внутренней зоны, к северу от кристаллического массива. На междуречье Черного и Белого Черемошей, в Черных горах, южнее Ясины по р. Тиссе и на склонах хребта Свидовец свидовецкая свита представлена в основании красными, местами кремнистыми аргиллитами с редкими тонкими прослоями серых мелкозернистых песчаников. Выше красных аргиллитов залегают зеленовато-серые и зеленые, обычно кремнистые аргиллиты с прослоями серых крепких, средне- и мелкозернистых песчаников (рис. 32). Мощность пачки 40—50 *м*.

Выше залегают песчаники, мощностью около 800 *м*, чередующиеся с тонкими прослоями серых, зеленых и зеленовато-серых аргиллитов. Песчаники серые или темносерые, слюдистые, преимущественно массивные. Они образуют прослои мощностью 0,6—2,0, реже 4—5 *м*.

Характерно наличие на нижней поверхности песчаников крупных иероглифов течения.

Среди массивных песчаников довольно часто встречаются сравнительно тонкие прослои (10—25 *см*) более крепких мелкозернистых известковистых песчаников с тонкими прожилками кальцита.

Необходимо отметить, что по направлению к северо-западу от района Черных гор в верхней части разреза свидовецкой свиты массивные песчаники постепенно замещаются флишевыми отложениями. На р. Мокранке в основании свиты также залегают пестрые кремнистые аргиллиты, сменяющиеся вверх толщей крепких неизвестковых песчаников, слагающих крутые залесенные склоны. В верхней части свиты здесь залегает флишевая толща, чрезвычайно сходная по общему облику с иноцерамовой свитой Внешних Карпат. Она представлена ритмичным чередованием серых плитчатых и волнистослоистых известковистых песчаников и алевролитов с кальцитовыми жилами, с прослоями серых преимущественно известковых, реже мергелистых аргиллитов. Преобладают песчаные прослои.

В одном из прослоев серых мергелистых аргиллитов Н. И. Маслаковой были найдены остатки призматического слоя иноцерамов.

В более западных частях Внутренних Карпат, в бассейне Льюты, свидовецкая свита в основном представлена серыми, зеленовато-серыми, реже черными и красными, преимущественно кремнистыми аргиллитами, чередующимися с прослоями крепких песчаников. Тонкое чередование песчаников и аргиллитов в отдельных частях разреза сменяется чередованием довольно мощных пачек песчаников и аргиллитов. Особенно увеличивается роль песчаников в нижней части толщи, местами также и в верхней.

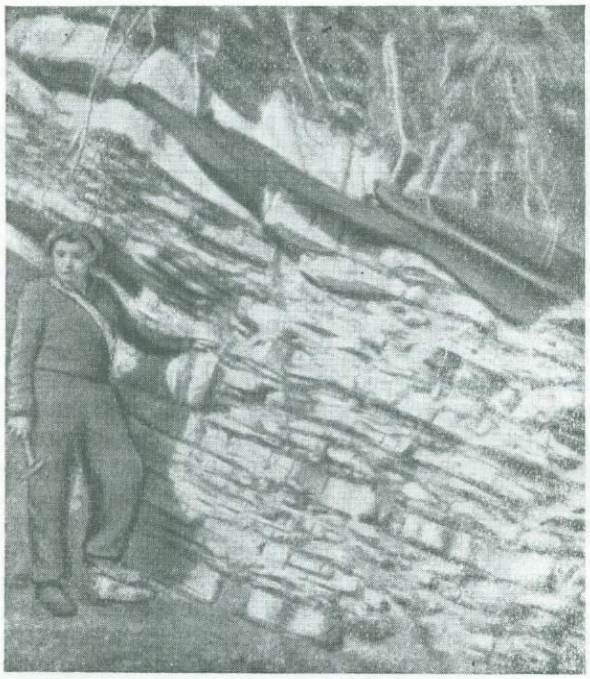


Рис. 32. Верхние горизонты свидовецкой свиты на р. Мокранке (фото М. В. Муратова)

Очень характерно для этих отложений в бассейне Льюты широкое развитие следов подводной деформации слоев, выражающейся в местных перемятиях, раздроблении песчаников и мелких сингенетических сбросах, а также растяжение отдельных слоев песчаников в результате подводных смещений и оползней.

Несколько иначе представлена описываемая свита в пределах этой же полосы своего распространения в бассейне Боршавы. Здесь выходы ее имеются в районе с. Броньки (р. Суха), где вскрыты только серые глинисто-мергелистые породы с тонкими прослоями алевролитов.

Из нижней части свидовецкой свиты по р. Лопушанке (к югу от Ясины) и р. Лазещине были найдены и определены Т. П. Бондаревой *Globotruncana conica* (White), *G. marginata* (Reuss), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Globigerinella aspera* (Ehrenberg), *Nodosaria* sp., *Anomalina* sp., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira charoides* (Parker et Jones), *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Spiroplectammina rosula* (Ehrenberg), *Haplophragmoides* sp., *Reophax* sp. и обломки представителей родов *Rhabdammina* и *Rhizammina*.

Приведенный комплекс фораминифер свидетельствует о верхнесенонском (маастрихтском) возрасте вмещающих пород. Вид *Globotruncana conica* (White) является руководящим для маастрихтского яруса. Однако не исключено, что нижние горизонты свиты соответствуют и кампанскому, а возможно, и сантонскому ярусам.

К северо-востоку от области распространения свидовецкой свиты на границе Внутренних Карпат с Центральной синклинальной зоной наблюдается постепенный переход ее в фации иноцерамовой свиты, причем фациально замещаются сначала верхние части разреза.

Пуховская свита. Пуховская свита распространена лишь в осевой части Внутренней антиклинальной зоны, где она прослеживается в виде отдельных выходов вдоль полосы юрских утесов. Она известна на р. Лужанке в районе с. Новоселицы (бассейн Терешвы), в районе Драгова на р. Теребле, близ Горинчова на р. Рике, в Липецкой

Поляне на р. Боршаве, в районах Свалявы на р. Вече и Перечина на р. Уже.

Пуховская свита представлена серыми или зеленовато-серыми известковистыми и мергелистыми аргиллитами, глинистыми мергелями и известняками, чередующимися с тонкими прослоями известковистых песчаников.

При выветривании близ поверхности эти слои приобретают характерный красный цвет, вследствие чего пуховская свита часто описывается под наименованием красных пуховских мергелей. Она обычно сильно дислоцирована, местами раздроблена. Мощность ее не более 300—400 *м*.

Пуховская свита несогласно налегает на различные более древние горизонты.

В ручье Квасном близ Свалявы наблюдается непосредственное налегание пуховских мергелей на юрские криноидно-брахиоподовые известняки. Здесь на гладкой поверхности известняка виден слой буровато-желтой глины мощностью 5 *см*, выше залегают красные мергели и известняки. В некоторых местах пуховские мергели подстилаются конгломератами, залегающими на юрских известняках. В мергелях содержится богатая фауна мелких фораминифер, которая позволяет с несомненностью установить верхнесенонский возраст пуховской свиты.

Фауна найдена почти во всей полосе распространения пуховской свиты. Наиболее обильная фауна была найдена в районе Новоселицы на р. Лужанке, в районе Драгова на р. Теребле, в с. Липецкая Поляна и в районе Свалявы. Из этих мест Т. П. Бондаревой определены: *Globotruncana arca* var. *contusa* Cushman, *G. arca* (Cushman), *G. linnei* (d'Orb.), *G. stuarti* (Lapparent), *G. rosetta* (Carsey), *G. marginata* (Reuss), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Globigerinella* sp., *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Gyroidina exculpta* (Reuss), *G. soldanii* d'Orb., *Eponides sparksi* White, *Anomalina* aff. *velascoensis* Cushman, *Pulvinulinella* aff. *alata* Marsson, *Loxostomum* aff. *plaitum* (Carsey), *Bulimina parva* Franke, *Anomalina grosserugosa* (Gümbel), *Dentalina* sp., *Nodosaria radicula* (Linné), *Nodosaria* sp., *Ellipsonodosaria* sp., *Frondicularia* sp., *Cristellaria* sp., *Discorbis* sp., *Globigerina* sp., *Eponides* sp., *Anomalina* sp., *Gyroidina* sp., *Bulimina* sp., *Lagena* sp., *Gümbelina* sp., *Gaudryina crassa* (Marsson), *G. oxycona* Reuss, *Clavulina* sp., *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira charoides* (Parker et Jones), *G. gordialis* (Parker et Jones), *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Proteonina complanata* (Franke), *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus* sp., *Gaudryina* sp., *Spiroplectammina* sp., *Rhabdammina* sp.

Вид *Globotruncana arca* var. *contusa* Cushman является руководящим для отложений маастрихтского яруса. Виды *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *G. rosetta* (Carsey), *Loxostomum* aff. *plaitum* (Carsey) и *Gaudryina crassa* (Marsson) известны по литературным данным из отложений верхнего сенона.

Самборская свита. Самборская свита, как уже было отмечено, распространена лишь в северо-западной части Внешних Карпат. Она известна по р. Подбуж (в районе с. Подбуж к северо-западу от Борислава), в верховьях Днестра (с. Спас и с. Лужек Гурны), по р. Стрвионж у д. Старява, по р. Вырве выше Добромиля, а также в окрестностях Рыбника и Кропивника (к югу от Борислава). Она залегает, повидимому, несогласно на подстилающих отложениях нижнего мела.

В нижней части самборская свита представлена преимущественно светлосерыми, иногда почти белыми плитчатыми известняками, местами окремнелыми. Они образуют прослои до 15—20 *см* мощностью. Известняки чередуются с тонкими прослоями зеленых известковистых глин, темносерых, почти черных, реже темнозеленых аргиллитов и серых мел-

козернистых плитчатых и волнистослоистых сильно известковистых песчаников.

В верхней части свиты преобладают серые и зеленовато-серые мергели с тонкими прослоями темносерых песчаников и зеленовато-серых глин.

Мощность самборской свиты, по данным А. Е. Михайлова, составляет около 300—350 *м*.

Предыдущими исследователями эта свита как самостоятельная не выделялась, и соответствующие ей слои относились различными авторами или к иноцерамовой свите, или к нижнему мелу (Недзведский). Описавший эти слои Г. Висневский (1897 г.) относил их к нижнему сенону, но в то же время указывал в них ряд маастрихтских форм. Р. Зубер (1918 г.) относил описываемые отложения к сеноману и турону. Следует отметить, что в разрезе по Днестру Зубер собрал и определил *Inoceramus salisburgensis* Fogg Kaith., а в районе д. Спаса обнаружил обломки *Actinocamax verus* Mill., не указав, однако, точного положения слоев с этими ископаемыми.

Можно предполагать, что названные сантонские и кампанские формы происходят из описываемых отложений, развитых в этих местах.

В результате исследований (1946—1948 гг.) в самборской свите был найден обильный в видовом и количественном отношении комплекс мелких фораминифер, представленный известковыми и песчаными видами. Из этого комплекса Т. П. Бондаревой определены: *Globigerina* ex gr. *elevata* d'Orb., *G. cretacea* d'Orb., *Anomalina ammonoides* (Reuss), *Planulina* ex gr. *schloenbachi* (Reuss), *Globigerinella* sp., *Globotruncana linnei* (d'Orb.), *Globotruncana arca* (Cushman), *Gyroidina* ex gr. *umbilicata* d'Orb., *Gaudryina crassa* (Narsson), *Buliminella carseyes* Plummer, *Bolivina kalinini* Vasilenko et Mjatliuk, *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., *Gümbelina* sp., *Bolivinoides* sp., *Discorbis* sp., *Gyroidina soldanii* d'Orb., *Gyroidina* sp., *Eponides* sp., *Pullenia* sp., *Globigerinella* sp., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira irregularis* (Grzyb.), *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Proteonia complanata* (Franke), *Haplophragmoides* sp., *Bolivinopsis* sp., *Textularia* sp., *Vulvulina* sp., *Lituotuba* sp., *Reophax* sp., *Rhabdammina* sp.,

Состав комплекса фораминифер свидетельствует о верхнемеловом возрасте свиты.

Вид *Globigerina* ex gr. *elevata* d'Orb. был описан впервые из белого мела Парижского бассейна (кампан), затем из кампана Днепрово-Донецкой впадины и Сочинского района. Вид *Planulina schloenbachi* (Reuss) описан из сантона Эмбенской области. Вид *Buliminella carseyes* Plummer, описан из отложений кампана. Вид *Bolivina kalinini* Vasilenko et Mjatliuk является руководящим для кампанских отложений Южно-Эмбенского района.

Анализируя видовой состав мелких фораминифер, Т. П. Бондарева и В. Г. Морозова пришли к выводу о сантон-кампанском возрасте самборской свиты.

Не противоречат этому выводу о возрасте свиты упомянутые находки ископаемых Р. Зубера. В частности, найденный им *Inoceramus salisburgensis* Fogg Kaith. известен из кампанских отложений Северного Кавказа, а *Actinocamax verus* Mill. является руководящим видом для сантонского яруса.

Иноцерамовая свита очень широко распространена в пределах всех Внешних Карпат от бассейна Стрвионжа на северо-западе до бассейнов Прута и Черемоша на юго-востоке. Большая часть иноцерамовой свиты представлена ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, типичным для флишевых толщ. Мощность ее очень

значительна, во многих местах достигает 1000 *м*. Строение свиты (ее общий разрез) несколько изменяется в разных частях Внешней зоны.

В северо-западной части Внешних Карпат, непосредственно выше самборской свиты, по данным А. Е. Михайлова, залегает песчаниковый горизонт, относимый им к низам иноцерамовой свиты. Этот горизонт обнажается у с. Михова по р. Вырве, у д. Старава по р. Стрвионжу и в разрезе по р. Днестру у д. Спас. Песчаники серые, разнозернистые, массивные и толстослоистые, обычно рыхлые, часто с включением овальных конкреций тех же песчаников. По общему облику они чрезвычайно напоминают ямненские песчаники, описываемые ниже.

Среди песчаников встречаются тонкие прослои зеленовато-серых и серых аргиллитов. Мощность песчаникового горизонта 40—80 *м*.

В этих песчаниках Т. П. Бондаревой были найдены и определены *Globotruncana arca* (Cushman), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Ataxophragmium variabile* d'Orb., *Discorbis* sp., *Cibicides* sp., *Anomalina* sp.

Этот комплекс фораминифер указывает на верхнемеловой возраст вмещающих пород. Вид *Globotruncana arca* (Cushman) известен, по литературным данным, из отложений не древнее коньякского яруса.

Стратиграфическое положение этих песчаников, залегающих выше самборской свиты (относимой нами к кампану), и содержащийся в них комплекс мелких фораминифер свидетельствуют о том, что возраст их не древнее кампана.

В окрестностях Добромиля стратиграфическое положение, аналогичное положению описанных песчаников, занимает толща мелкогалечниковых конгломератов мощностью 120 *м*. Конгломераты светлосерые, грубослоистые. Они состоят из плохо окатанных галек светлых известковистых песчаников, светлосерых мергелей, напоминающих мергели самборской свиты, и кварцитов.

Непосредственно выше песчаников и конгломератов в верховьях Днестра залегает мергелистая толща, представленная преимущественно плотными голубовато-серыми, местами окремнелыми мергелями с фукоидами. Мергели чередуются с серыми разнозернистыми песчаниками. Встречаются прослои зеленовато-серых аргиллитов. Мощность толщи, по данным А. Е. Михайлова, составляет 120—150 *м*. Из этой толщи у с. Тершуво (на Днестре) Т. П. Бондаревой были определены *Globotruncana arca* var. *contusa* Cushman, *G. arca* (Cushman), *G. marginata* (Reuss), *Gyroidina micheliniana* (d'Orb.), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Anomalina* sp., *Dentalina* sp., *Rzehakina epigona* (Rzehak.), *Bolivinopsis* sp., *Trochamminoides irregularis* (White), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Nodellum velascoense* (Cushman), *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *H. lateralis* Grzyb., *Gaudryina* sp., *Glomospira* sp., *Reophax* sp., *Rhabdammina cylindrica* Glaessner.

Перечисленные ископаемые характерны для верхнемеловых отложений. Вид *Globotruncana arca* var. *contusa* Cushman является руководящим для маастрихтского яруса. Описываемая толща по возрасту относится к маастрихту.

В мергелях, занимающих то же стратиграфическое положение, что и описанные, в районе Кросно найдены *Scaphites constrictus* Sow., также являющиеся руководящими для маастрихта.

Выше залегает типичная флишевая иноцерамовая толща, представленная тонкоритмичным чередованием серых известковистых плитчатых и волнистослоистых песчаников и алевролитов, а также серых и зеленовато-серых аргиллитов. Флишевая толща является наиболее характерной для описываемой свиты и широко распространена в районе от бассейна Стрвионжа на северо-западе до р. Черемоша на юго-востоке.

Ю. М. Пущаровский (1948 г.) и другие исследователи выделяют в иноцерамовом флише два основных элемента ритма. Первый пред-

ставлен средне- или мелкозернистым песчаником с иероглифами на нижней поверхности. Изредка песчаники в основании сопровождаются мелкогалечниковым конгломератом или грубозернистым песчаником с галькой из зеленых и красных метаморфических сланцев и известняков. Кверху песчаники переходят в алевролиты, часто обладающие волнистой слоистостью. Песчаники в основании ритма иногда отсутствуют, и тогда нижний элемент его бывает представлен только алевролитом. Мощность слоев обычно 5—10 *см*, реже до 20—30 *см*.

Второй элемент ритма составляют серые и темносерые аргиллиты, часто известковистые, мощностью 15—20 *см*. Реже встречаются трехчленные ритмы, в строении которых, кроме описанных пород, принимают участие светлосерые плотные мергели с фукоидами. Они обычно залегают поверх прослоев алевролитов.

Весьма характерной особенностью иноцерамовой свиты является наличие в ней известковистых песчаников и алевролитов с резко выраженной волнистой слоистостью. Последняя бывает обычно либо приурочена к верхней части слоя, либо захватывает его целиком.

В более южных районах Внешних Карпат описываемую свиту можно разделить на две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя часть обычно характеризуется наличием среди чередования аргиллитов и песчаников довольно значительного количества прослоев мергелей с мелкими фукоидами и известняков. Мощность этой части свиты до 500 *м*.

В верхней части флишевой толщи прослои мергелей и известняков исчезают. Песчаники начинают преобладать и становятся более крепкими, менее известковистыми. В них появляется характерная плитчатая отдельность, распространенная всюду на юго-востоке исследованного района в верхах иноцерамовой свиты. Вместе с тем, начиная от района Бориславa и Сколе, а особенно южнее, отдельные пачки аргиллитов приобретают зеленоватую окраску и появляются прослои вишнево-красного цвета. Верхняя часть свиты достигает 200—250 *м* мощности.

Самые верхние горизонты описываемой свиты района Пасечной, Жабьего и Покутских Карпат, представленные серыми плитчатыми песчаниками, образующими слои мощностью по 10—15 *см*, и серыми, зелеными и красными аргиллитами такой же мощности, соответствуют «плитовым слоям» Р. Зубера (1918 г.), Б. Свидерского (1925 г.) и других польских исследователей. Мощность их до 50 *м*.

В юго-западных частях Внешних Карпат иноцерамовая свита имеет характер преимущественно крупноритмичного песчаного флиша. В составе ее наблюдается резкое преобладание песчаниковых прослоев. Песчаники серые, известковистые, с кальцитовыми жилами, обычно толстослоистые, плитчатые и волнистослоистые. Мощность песчаниковых прослоев от 0,40 до 1,5 *м*, реже до 3—4 *м*.

Аргиллиты и алевролиты обычно известковистые, слюдистые, часто с растительными остатками. Они образуют прослои мощностью 2—5, реже 10 *см*.

По возрасту иноцерамовая свита была отнесена предыдущими исследователями по отдельным находкам остатков, главным образом иноцерамов, к сенону без более точного подразделения. В результате изучения фауны мелких фораминифер наметилось двучленное деление иноцерамовой свиты.

В нижних частях ее в районах Жабьего, Сходницы близ Бориславa и Тарнавы (к северо-западу от Старого Самбора) Т. П. Бондаревой были найдены: *Globotruncana arca* var. *contusa* Cushman, *G. arca* Cushman, *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Globigerina cretacea* d'Orb., *Anomalina pseudopapilosa* Carsey, *Spiroplectammina rosula* (Ehrenberg), *Trochamminoides irregularis* (White), *Nodellum velascoense* (Cushman), *Glomospira charoides* (Parker et Jones).

Находки этих ископаемых указывают на сенонский возраст отложений.

Вид *Globotruncana arca* var. *contusa* Cushman является руководящим для маастрихтского яруса.

В верхних горизонтах иноцерамовой свиты в районе с. Жабьего и Борислава Т. П. Бондаревой были найдены: *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Planulina tailorensis* (Carsey), *Anomalina* cf. *velascoensis* Cushman, *Karreria fallax* Rzehak, *Guttulina cretacea* d'Orb., *Discorbis* sp., *Rzehakina epigona* Rzehak, *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Parker et Jones), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.).

Приведенный комплекс фораминифер имеет уже значительно более молодой облик, чем в нижних частях толщи.

Вид *Globigerina triloculinoides* Plummer в массовом количестве появляется с датского яруса. Совместное нахождение остальных видов, перечисленных выше, по мнению В. Г. Морозовой, указывает скорее всего на датский возраст верхней части иноцерамовой свиты.

К аналогичным выводам о более молодом возрасте иноцерамовой свиты пришла и Е. В. Мятлюк, обрабатывая фауну фораминифер из района Старого Самбора и Борислава.

Таким образом, стратиграфическое положение иноцерамовой свиты, залегающей выше отложений кампана, и содержащийся в ней комплекс фораминифер дают основание относить ее по возрасту в основном к маастрихту и датскому ярусу.

Самые нижние горизонты иноцерамовой свиты (песчаники и конгломераты) могут, повидимому, частично относиться к кампану, а верхние — к палеоцену, о чем будет сказано ниже.

Свидовецкая и пуховская свиты соответствуют, очевидно, нижней и средней частям иноцерамовой свиты.

В описанных выше свитах, в противоположность иноцерамовой, неизвестны датские формы.

Как уже было отмечено, основная часть разреза иноцерамовой свиты представлена всюду флишевой песчаной или песчано-глинистой толщей. Песчаные фации иноцерамовой свиты Внешних Карпат развиты в юго-западных частях, в тыловых чешуях, а также в пределах, повидимому, всей Центральной синклинальной зоны.

Северная граница распространения песчаной фации проходит севернее с. Жабьего, через с. Зелена на р. Быстрице Надворнянской, южнее В. Сыновудска (на р. Стрый), через Крапивник (к юго-западу от Борислава), Лужек Гурны (бассейн Днестра) и Старяву (р. Стрвионж).

Южную границу развития песчаного флиша можно провести по северному краю Внутренней антиклинальной зоны, по границе перехода ее в Центральную синклинальную зону.

Наиболее песчанистый характер иноцерамовая свита имеет в юго-восточной части Внешних Карпат. Северо-западнее, вдоль полосы Центральной Карпатской синклинальной зоны, в верховьях Днестра (к югу от Лужек Гурны), а также в верховьях Стрвионжа крупноритмичный песчаный флиш сменяется средне- и мелкоритмичным песчаным флишем.

К северо-востоку от указанной площади распространения песчаных фаций иноцерамовой свиты располагается область развития песчано-глинистого флиша.

Северо-восточнее полосы Косов — Стрый иноцерамовая свита отсутствует. Флишевые отложения сенона переходят в платформенную фацию известняков и мергелей верхнего мела.

ВЕРХНЕАЛЬБСКИЕ И ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах юго-западной окраины Русской платформы и Предкарпатья комплекс меловых отложений резко несогласно перекрывает верхнеюрские, каменноугольные и девонские отложения, переходя к югу на отложения древнего палеозоя и докембрия. Заполняя Львовскую мульду,

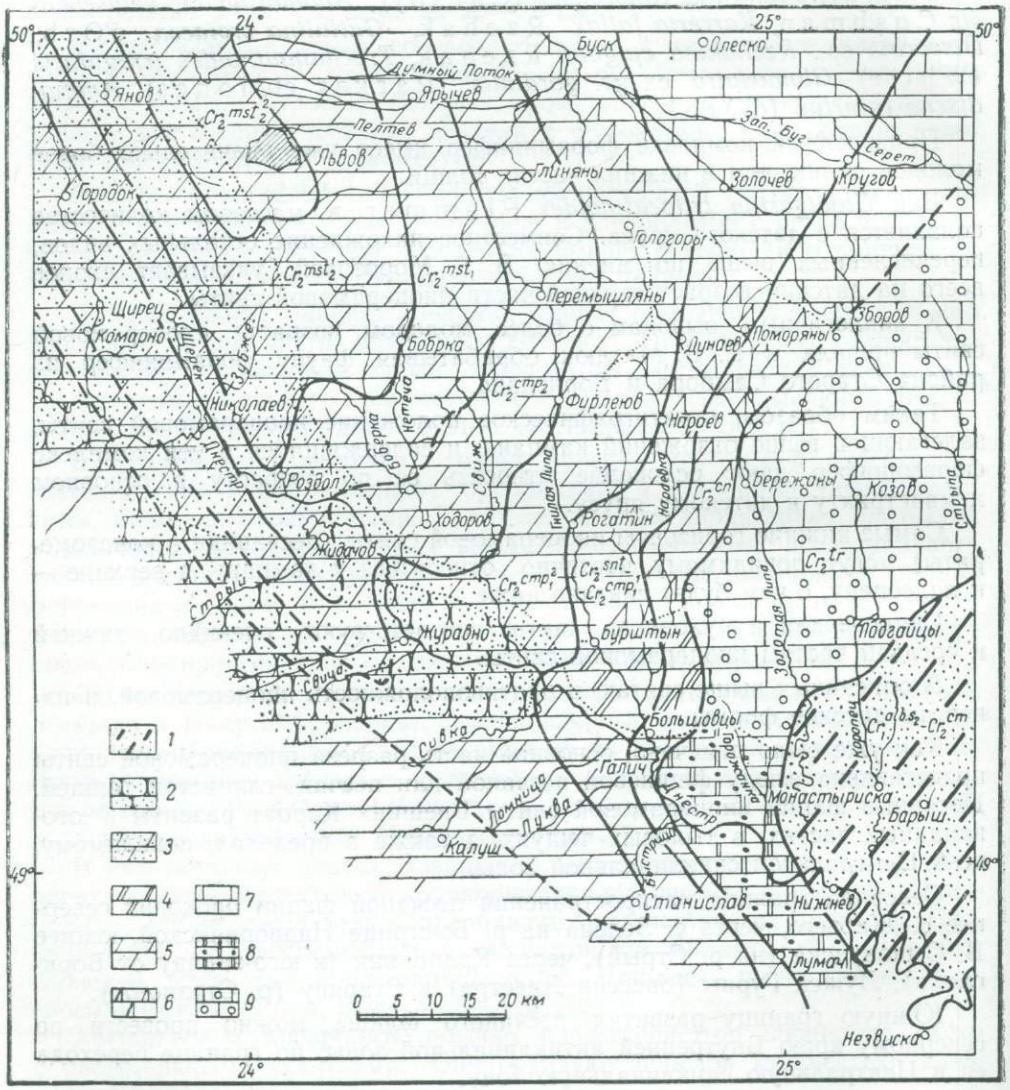


Рис. 33. Схема фаций верхнемеловых отложений юго-западной окраины Русской платформы

1—глауконитовые пески, мергелистые песчаники; *2*—песчаники; *3*—песчанистые и сильно песчанистые мергели; *4*—мергели известковистые; *5*—мергели, часто глинистые; *6*—мергели сильно известковистые; *7*—известняки; *8*—белые мягкие известняки с черными кремнями; *9*—белые твердые известняки с черными кремнями

меловые отложения образуют довольно полную серию от самых верхних горизонтов альбского яруса до верхов маастрихта. Почти все они представлены карбонатными породами, типичными для верхнемеловых отложений Русской платформы.

Различные горизонты верхнемеловых отложений вытянуты полосами северо-северо-западного простирания (рис. 33), слагая в пределах описываемой территории юго-западное крыло Львовской мульды. На юге, на правобережье Днестра в районе Станислава, они образуют изгиб,

соответствующий центриклинальному замыканию впадины, и далее протягиваются в северо-восточном направлении вдоль юго-восточного ее крыла.

По направлению к оси Львовской мульды происходит постепенное погружение более древних слоев ее крыльев под более и более молодые. Естественно, что залегание в крыльях мульды обусловливает определенную закономерность в распределении мощностей верхнемеловых слоев на отдельных участках. Общая мощность верхнемеловой толщи и мощность каждого из выделенных в ней слоев закономерно возрастают к оси мульды. На крыльях мощность каждого горизонта несколько меньше, чем в осевой ее части. Кроме того, разрез на крыльях отличается меньшей полнотой по сравнению с осевой частью мульды. В пределах последней общая мощность верхнемеловых отложений равна 750—800 *м*.

К северо-западу мульда постепенно расширяется. В этом же направлении происходит некоторое погружение ее оси. Уже за пределами территории СССР, у г. Люблина, в разрезе верхнемеловых отложений мульды появляются датские слои. Еще далее к северо-западу от Люблина мульда продолжает расширяться, а ось ее погружается еще глубже. Над верхним мелом появляются палеогеновые и миоценовые отложения, достигающие нескольких сотен метров мощности.

Толща верхнего мела Львовской мульды с большим трудом поддается расчленению вследствие 1) чрезвычайного литологического однообразия отложений различного возраста, 2) полного (или, вернее, почти полного) отсутствия перерывов, 3) бедности органическими остатками.

На основании изучения фауны белемнитов и иноцерамов верхнемеловые отложения Западной Украины Д. П. Найдиным были разделены на следующие слои:

Маастрихт верхний	$Cr_2^{mst_2^2}$	Слои с *Belemnitella nowaki* Naid.
	$Cr_2^{mst_2^1}$	Слои с *Belemnella lanceolata* (Sinzow)
Маастрихт нижний	$Cr_2^{mst_1^1}$	Слои с *Belemnitella langei* Schatsk.
Кампан верхний	$Cr_2^{cmp_2}$	Слои с *Belemnitella mucronata* (Schloth.)
Кампан нижний	$Cr_2^{cmp_1^2}$	Слои с *Gonioteuthis quadrata* (Blv.)
	$Cr_2^{cmp_1^1}$	Слои с *Gonioteuthis granulata-quadrata* (Stoll.)
Сантон	Cr_2^{snt}	Слои с *Gonioteuthis granulata* (Blv.), *Actinocamax verus* Mill. var.
Коньяк	Cr_2^{cn}	Слои с *Inoceramus involutus* Sow., *Actinocamax verus* Mill.
Турон	Cr_2^{tr}	Белые известняки с черными кремнями
Сеноман и верхний альб (вракон)	$Cr_2^{cm} - Cr_1^{alb\text{-}s_2}$	Слои с *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Actinocamax plenus* Blv., *Parahibolites tourtiae* (Weign.), *Aucellina gryphaeoides* Sow.

Сеноманские отложения

Отложения сеномана в основном представлены маломощными конгломератами, глауконитовыми песками, песчаниками, песчанистыми мергелями, реже — известняками. Весьма характерны в них скопления фосфоритов. Они развиты на значительной площади в юго-восточной части описываемой территории. Характер ископаемых, встреченных в этих отложениях, указывает на присутствие здесь всех трех подъярусов сеномана,

а местами и более древних образований — именно отложений вракон-ского горизонта.

Вракон и нижний сеноман характеризуются присутствием *Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Parahibolites tourtiae* (Weign.), *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Exogyra conica* Sow. и др.

Средний сеноман содержит *Schloenbachia varians* Sow., *Schloenbachia coupei* Sow., *Scaphites aequalis* Sow., *Baculites baculoides* Mant. и др.

Верхний сеноман содержит *Schloenbachia varians* Sow., *Scaphites aequalis* Sow., *Inoceramus latus* Mant., *Spondylus latus* Mant. и др.

Как видно, неогиболиты и парагиболиты характерны только для нижнего сеномана. Для всего разреза характерен, кроме того, *Actinocamax plenus* Blv.

Общая мощность сеноманских отложений не превышает 25 *м*, средняя мощность равна 9—10 *м*. Отложения сеномана располагаются на неровной поверхности либо палеозойских (на востоке), либо верхнеюрских (на западе) пород. В юго-восточной части описываемого района наблюдается постепенный переход сеноманских пород в вышележащие туронские отложения.

На севере Ополья, в низменности Западного Буга и в Предкарпатской впадине сеноманские отложения известны только по буровым скважинам.

По своему фациальному составу сеноманские отложения очень разнообразны. На востоке, в полосе, охватывающей долины Збруча и Ничлавы и отрезок долины Днестра (от с. Окопы до д. Синькова), нижняя часть сеномана представлена зеленовато-серыми мергелистыми песчаниками («фация песчаников», по Б. Кокошинской, 1932 г.).

Западнее полосы развития этих песчаников располагается следующая полоса, в пределах которой развиты зеленые глауконитовые пески низов сеномана («фация зеленых песков»): правобережье Днестра у г. Городенки — долина Днестра между д. Зазулинцы и д. Куловцы — нижнее течение р. Серета и р. Дупы. Южнее, в районе Городенки, в основании сеномана залегают известковистые песчаники, содержащие скопления створок морских ежей и мшанок, а выше — зеленые глауконитовые пески.

Кверху песчаные фации низов сеномана сменяются зеленовато-серыми песчанистыми мергелями с конкрециями фосфоритов и с фауной упоминавшихся выше неогиболитов и парагиболитов, а также с многочисленными ядрами *Aucellina gryphaeoides* Sow. Верхняя часть этих мергелей содержит уже фауну среднего сеномана (*Schloenbachia varians* Sow. и др.). Как нижнесеноманские, так и среднесеноманские мергели распространены в пределах полосы, расположенной к западу от долины р. Джурин.

По западной окраине широкого поля поверхностного распространения сеномана в пределах Волыно-Подольской возвышенности (по нижнему течению р. Коропца и р. Золотой Липы и по Днестру у Нижнева) развиты белые известняки верхнего горизонта.

К западу от меридиана Золотой Липы сеноманские отложения известны только по скважинам, пробуренным в пределах котловины Западного Буга. Судя по разрезам этих скважин, фации зеленых песчаников здесь соответствуют зеленовато-серые кварцево-глауконитовые песчаники с гравийными зернами кремней и кварца. Располагающиеся выше доломитизированные мергели с мелкими конкрециями фосфоритов весьма напоминают мергели более восточного района.

Верхний горизонт сеноманских отложений Западного Буга представлен песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками с рас-

сеянными конкрециями фосфоритов. Этот горизонт соответствует верхней части мергелей и, частично, подольским белым известнякам.

На Покутье нижнесеноманские отложения вскрыты скважинами к северо-востоку от г. Косова на глубине порядка 1600 *м*. Здесь они представлены белыми известняками с прослоями песчаников с *Exogyra conica* Sow.

Туронские отложения

В естественных выходах на Ополье отложения турона известны в долине р. Днестра, на ее отрезке от г. Галича до района с. Нижнев, а также по долинам его левых притоков — р. Горожанки и р. Золотой Липы (на отрезке от д. Гиньовицы до устья) и р. Коропца. На правобережье Днестра турон распространен в долинах р. Тлумач и Потока Герасимовского. Кроме естественных обнажений, турон известен в ряде скважин, пробуренных на Ополье и в котловине Западного Буга. За восточной границей Ополья туронские отложения обнажаются в верхнем течении рр. Серета и Стрыпы, а также на Волыни.

В долине Днестра турон представлен белыми толстоплитчатыми, звенящими при ударе известняками, характерной особенностью которых является наличие неправильной формы стяжений черных кремней. Кремни чаще всего беспорядочно рассеяны в толще известняков, реже они образуют невыдержанные прослои. Замечено, что кремни характерны для верхней части туронских известняков; нижняя же часть этих известняков почти не содержит кремней.

К северу от Днестра, в долине Золотой Липы, на водоразделе между Золотой Липой и Коропцом туронские известняки становятся значительно более мягкими. Еще далее к северу и северо-востоку, в верховьях Серета и Стрыпы, туронские известняки представлены также мягкими разностями желтовато-белого цвета с небольшим количеством кремней. Восточнее, уже на Волыни, турон вновь выражен довольно твердыми толстоплитчатыми белыми известняками, часто фарфоровидными, с многочисленными конкрециями черных кремней.

Для известняков характерны *Inoceramus lamarcki* (Park.), *In. lamarcki* (Park.) var. *apicalis* Woods, *In. lamarcki* (Park.) var. *websteri* Mant., *In.* ex gr. *inconstans* Woods, которые были определены С. А. Добровым. Белемниты в этих известняках не найдены. Имеется лишь указание О. К. Смирновой и С. И. Пастернака (1948 г.) о находке обломка рострa мелкого белемнита в нижней части туронских белых известняков, вскрытых одной из скважин в Бусском районе.

Мощность туронских отложений возрастает с юго-востока на северо-запад. Так, в окрестностях Нижнева на Днестре их мощность равна 10 *м*, в Бусском районе она достигает 50—70 *м*, а в районе Львова мощность турона предположительно равна 80—100 *м*.

Характеристика отложений турона окраины Русской платформы дана ниже, на рис. 34.

Коньякские отложения

Коньякские отложения представлены мергелистыми породами и известняками, характеризующимися наличием в них скоплений створок и обломков створок крупных иноцерамов. Поэтому М. Ломницким (1901 г.) они были названы «иноцерамовым мелом».

Среди остатков иноцерамов преобладают обломки створок *Inoceramus involutus* Sow. С. А. Доброву удалось также определить *Inoceramus* cf. *koeneni* Heine и *In.* cf. *weisei* Andert.

На Ополье слои с *Inoceramus involutus* Sow. развиты в пределах узкой полосы, огибающей с северо-запада и запада площадь распространения туронских пород. Эта полоса протягивается из Галичского района (Днестр) на северо-восток, охватывая сначала долины рр. Нараевки,

Быбелки, Горожанки, а затем Золотой Липы в Бережанском районе. Еще далее на север эта полоса тянется вверх по долине р. Золотой Липы Поморянской, из области верховьев которой она поворачивает на северо-восток, вступая в бассейн Стрыпы и Серета. Буровые скважины в котловине Западного Буга также вскрывают коньякские слои.

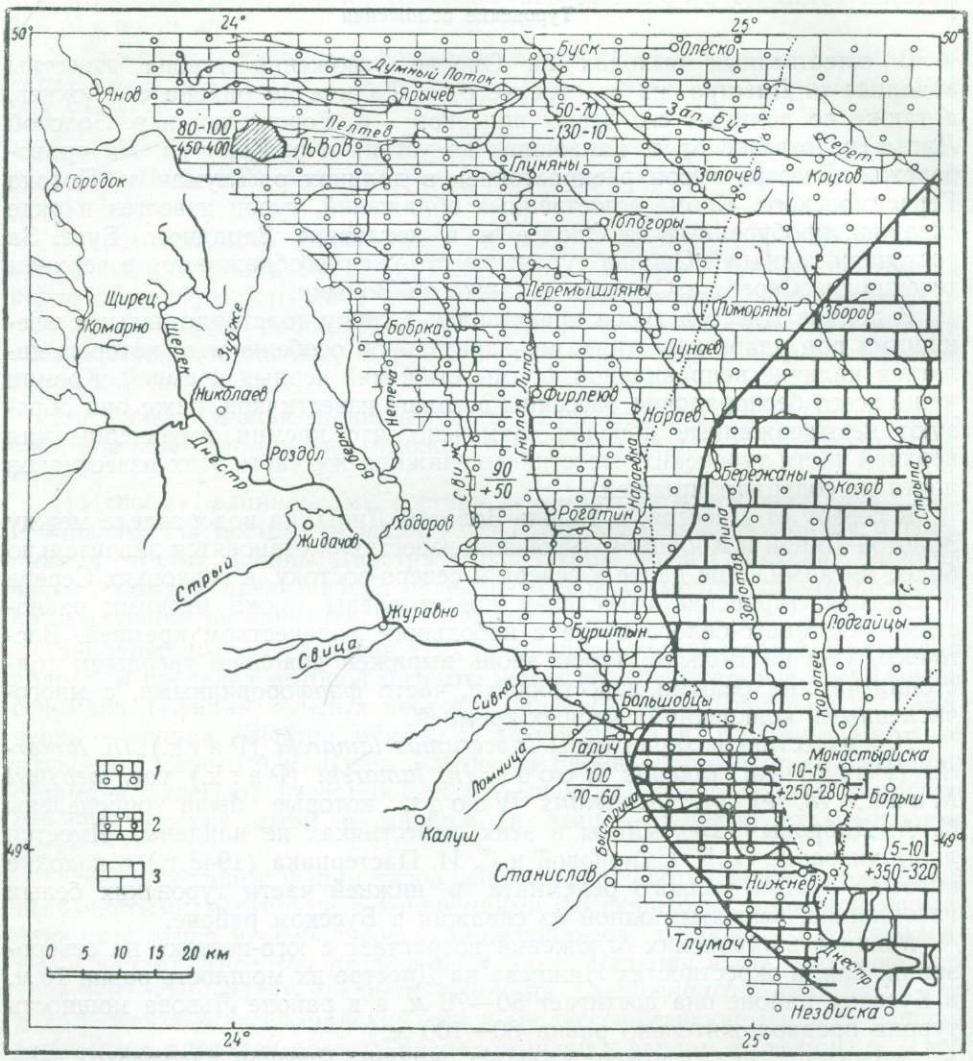


Рис. 34. Схема фаций турона юго-западной окраины Русской платформы

1—мягкие белые и желтовато-белые известняки с конкрециями кремней; *2*—твердые белые известняки с конкрециями кремней; *3*—мягкие белые и желтовато-белые известняки без кремней
Слои, наблюдаемые в естественных обнажениях, показаны жирным знаком. Цифры обозначают: числитель—мощность слоев, знаменатель—абс. отметку подошвы

Южнее, в Галичском районе, на правобережье Днестра коньякские отложения представлены в основном темносерыми глауконитовыми мергелями. На левом берегу Днестра они сменяются светлосерыми плитчатыми известковистыми мергелями, которые местами замещаются мергелистыми известняками. Еще далее к северу и северо-востоку, в долинах Нараевки и Золотой Липы, мергели становятся еще более известковистыми, более мягкими, приобретая желтовато-белую окраску. В них

здесь были найдены, кроме иноцерамов, ростры *Actinocamax verus* Mill. В верховьях Западного Буга, Стыри, Стрыпы и Серета, а также на Побужье коньякские отложения представлены мягкими желтовато-белыми и желтовато-серыми толстоплитчатыми мергелистыми известняками.

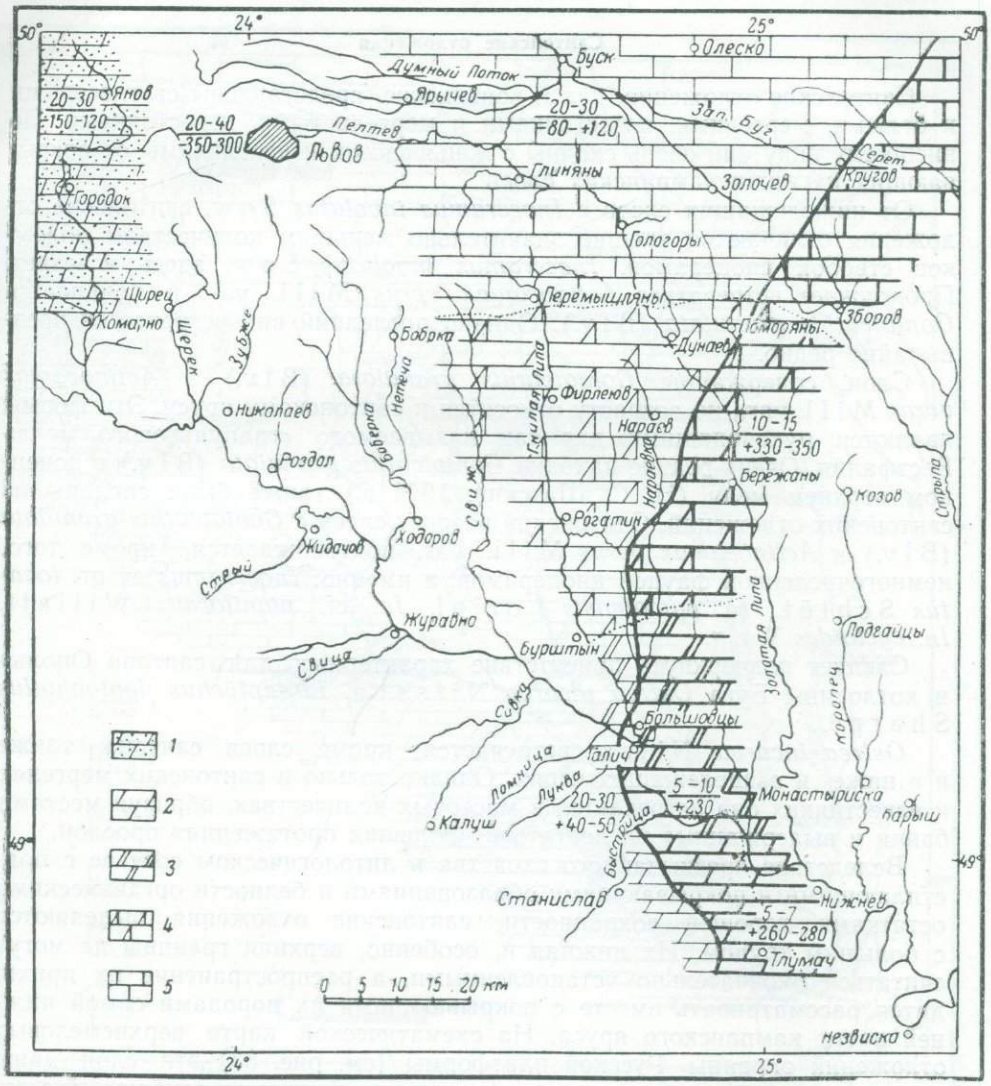


Рис. 35. Схема фаций коньякского яруса юго-западной окраины Русской платформы

1—зеленовато-серые слабо песчанистые мергели; *2*—темносерые и серые глауконитовые мергели с прослоями мергелистых известняков; *3*—светлосерые известковистые мергели с прослоями мергелистых известняков; *4*—желтовато-белые и светлосерые сильно известковистые мергели, местами замещающиеся мергелистыми известняками; *5*—серые, желтовато-серые и желтовато-белые мергелистые известняки с подчиненными прослоями мергелей

Слои, наблюдаемые в естественных обнажениях, показаны жирным знаком. Цифры обозначают: числитель—мощность слоев, знаменатель—абс. отметку подошвы

Скважины, пробуренные к западу от г. Львова, вскрыли коньякские отложения, представленные здесь зеленовато-серыми, слабо песчанистыми мергелями.

Переход коньякских отложений в нижележащие туронские и в вышележащие сантонские отложения происходит повсюду постепенно.

Мощность этих слоев, как и всех остальных горизонтов верхнего мела на исследованной территории, закономерно возрастает с юго-востока на

северо-запад и с востока на запад, с одновременным погружением их в тех же направлениях. Так, в юго-восточной части Ополья мощность коньякских известковистых мергелей равна 5—8 *м*, а на Побужье, в Бусском районе, она составляет уже 20—30 *м*. Распределение коньякских отложений в описываемом районе показано на рис. 35.

Сантонские отложения

Сантонские отложения, как и коньякские, представлены светлосерыми и белыми мергелями, известняками и мергелистыми известняками. По внешнему виду они очень сходны с коньякскими и неотличимы от покрывающих их нижнекампанских слоев.

От нижележащих слоев с *Inoceramus involutus* Sow. сантонские отложения отличаются внешне значительно меньшим количеством обломков створок иноцерамов. *Inoceramus involutus* Sow. здесь исчезает. Продолжает встречаться *Actinocamax verus* Mill. var. и появляется *Gonioteuthis granulata* (Blv.). Однако последний вид встречается чрезвычайно редко.

Слои, содержащие *Gonioteuthis granulata* (Blv.) и *Actinocamax verus* Mill. var., по возрасту относятся к сантонскому ярусу. Эти формы являются руководящими для так называемого «гранулятового мела» Вестфалии. Очень редкие находки *Gonioteuthis granulata* (Blv.) в донецком верхнем мелу (Н. С. Шатский, 1924 г.) также были сделаны из сантонских отложений. Сантонский возраст слоев с *Gonioteuthis granulata* (Blv.) и *Actinocamax verus* Mill. var. подтверждается, кроме того, немногочисленной фауной иноцерамов, а именно: *Inoceramus* ex gr. *lobatus* Schlüt., *In. patootensis* Loriol, *In.* cf. *pinniformis* Willett, *In. cycloides* Weg.

Следует подчеркнуть присутствие характерных для сантона Ополья и котловины Буга *Ostrea incurva* Nilss. и *Lissaptychus leptophyllus* Sharpe.

Ostrea incurva Nilss. встречается, кроме слоев сантона, также и в ниже- и вышележащих слоях. Однако только в сантонских мергелях и известняках она встречается в массовых количествах, образуя местами банки и выдержанные на достаточно больших протяжениях прослои.

Вследствие чрезвычайного сходства в литологическом составе с подстилающими и покрывающими образованиями и бедности органическими остатками хорошей сохранности, сантонские отложения выделяются с большим трудом. Их нижняя и, особенно, верхняя границы не могут считаться окончательно установленными, а распространение их приходится рассматривать вместе с покрывающими их породами самой нижней части кампанского яруса. На схематической карте верхнемеловых отложений окраины Русской платформы (см. рис. 33) эти слои даны в одном контуре в пределах сравнительно узкой полосы, огибающей с северо-запада полосу распространения коньякских отложений. Как и слои с *Inoceramus involutus*, эти слои развиты в разных районах в различных фациях. В долинах Днестра и его правых притоков у Галича они представлены серыми и темносерыми тонкоплитчатыми глауконитовыми мергелями. К северу, на водоразделе между Гнилой Липой (Нараевкой) и Золотой Липой, они представлены желтовато-серыми толстоплитчатыми известковистыми мергелями, местами (р. Нараевка у с. Рогатин) с тонкими прослоями кварцевых песков и мелкими обломками каких-то древних темноцветных пород. Еще далее к северу, в верховьях Западного Буга, — это желтовато-белые и толстоплитчатые мергелистые известняки, реже известковистые мергели. В Южном Побужье эти слои, как показали результаты бурения, представлены серыми и зеленовато-серыми мергелистыми известняками. В пределах Росточья эти слои, вскрытые скважинами, выражены зеленовато-серыми песчанистыми мергелями.

К слоям, относящимся к сантону и нижним горизонтам нижнего кампана, повидимому, относятся известковистые песчаники и пески с редкой галькой нижнедевонских пород, пройденные скважинами в районе Угерска, на правобережье Днестра. Что касается мощности этих слоев, то следует отметить ее возрастание с востока и юго-востока на запад

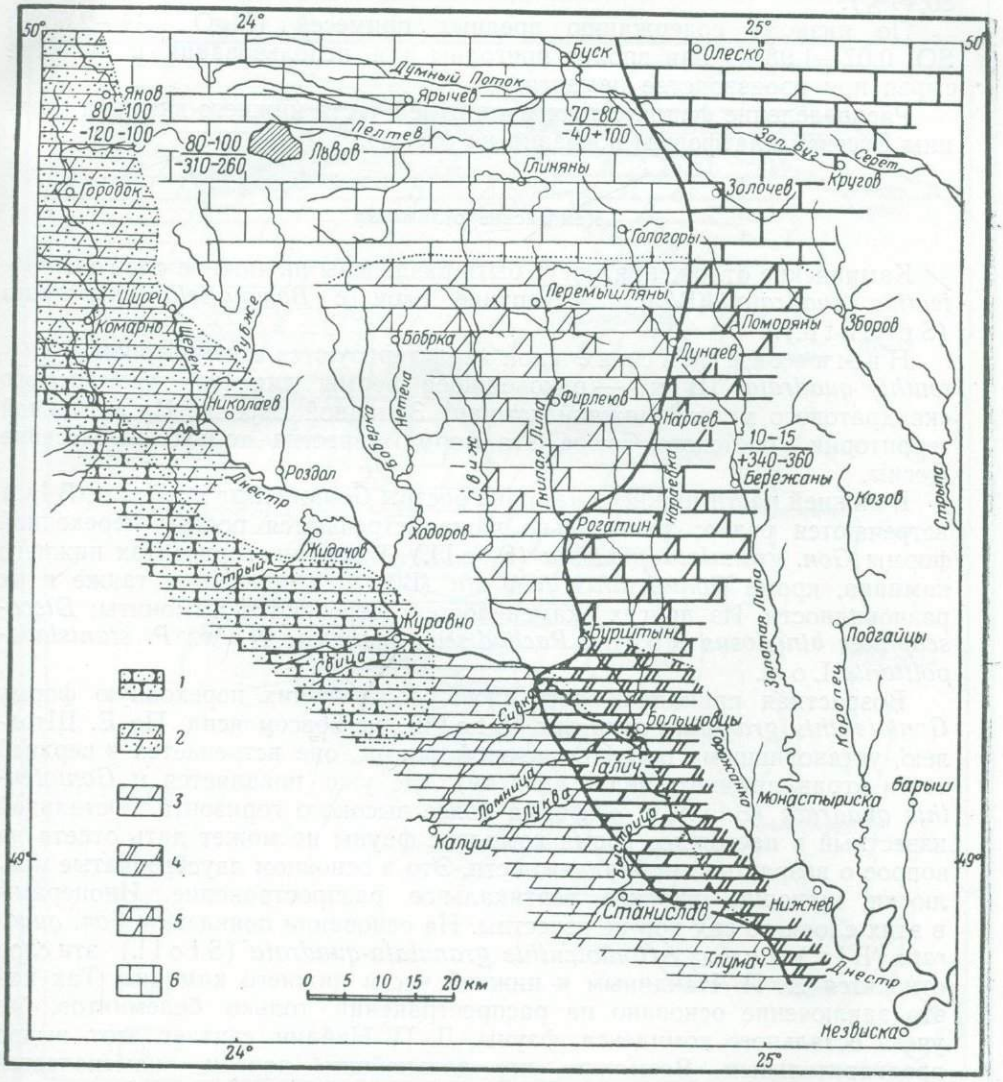


Рис. 36. Схема фаций сантона и нижней части нижнего кампана юго-западной окраины Русской платформы

1—желтовато-серые и серые известковистые песчаники с глауконитом; *2*—зеленовато-серые песчанистые мергели; *3*—серые и темносерые глауконитовые мергели; *4*—светлосерые известковистые мергели; *5*—желтовато-серые и желтовато-белые известковистые мергели и мергелистые известняки; *6*—желтовато-белые, серые и зеленовато-серые мергелистые известняки, реже—известковистые мергели

Слои, наблюдаемые в естественных обнажениях, показаны жирным знаком. Цифры обозначают: числитель—мощность слоев, знаменатель—абс. отметку подошвы

и северо-запад, к осевой части Львовской мульды. Так, если в долине Золотой Липы у г. Бережаны видимая мощность их равна 10—15 *м* (они здесь завершают разрез верхнего мела), то в южной части Побужья, в Бусском районе, их мощность возрастает до 60—70 *м*, а предполагаемая их мощность в осевой части Львовской мульды в районе Львова составляет 80—100 *м*.

Мергели и мергелистые известняки описываемого горизонта сантона и низов кампана, так же как и нижележащие коньякские, распространенные в районе рр. Днестра, Золотой Липы и Нараевки, являются настоящими цементными мергелями, приближающимися по своему составу к натуралам (содержание углекислого кальция от 71,30 до 80,40%).

По низкому содержанию вредных примесей (MgO 0,44—2,60%; SO_3 0,07—1,98%) они вполне пригодны для использования в качестве сырья при производстве цемента.

Распределение фаций сантона и нижней части нижнего кампана окраины Русской платформы показано на рис. 36.

Кампанские отложения

Кампанские отложения могут быть разделены на нижние слои с *Gonioteuthis quadrata* (Blv.) и верхние слои с *Belemnitella mucronata* (Schloth.).

Нижнекампанские слои характеризуются присутствием *Gonioteuthis quadrata* (Blv.) — руководящей формы для так называемого «квадратового мела» (нижний кампан) Западной Европы. На остальной территории Советского Союза эта форма известна только в бассейне Десны.

В нижней части нижнего кампана ростры *Gonioteuthis quadrata* (Blv.) встречаются редко; значительно чаще встречаются ростры переходной формы *Gon. granulata-quadrata* (Stoll.). В верхних горизонтах нижнего кампана, кроме *Gonioteuthis quadrata* (Blv.), встречаются также и их разновидности. Из других окаменелостей встречаются аммониты: *Discoscaphites binodosus* Roem., *Pachydiscus bystzycae* Now., *P. stanislavopolitanis* Lom.

Возрастная принадлежность слоев, содержащих переходную форму *Gonioteuthis granulata-quadrata* (Stoll.), не совсем ясна. По Е. Штоллею, установившему присутствие этой формы, она встречается в верхней части «гранулятового мела» (сантон), где уже появляется и *Gonioteuthis quadrata* (Blv.), т. е. форма более высокого горизонта. Остальной известный в настоящее время комплекс фауны не может дать ответа на вопрос о возрастной принадлежности. Это в основном двустворчатые моллюски, имеющие широкое вертикальное распространение. Иноцерамы в этих слоях до сих пор не известны. На основании появления *Gon. quadrata* (Blv.) в слоях с *Gonioteuthis granulata-quadrata* (Stoll.) эти слои относятся Д. П. Найдиным к нижней части нижнего кампана. Так как это заключение основано на распространении только белемнитов, без учета остального комплекса фауны, Д. П. Найдин считает этот вывод предварительным. Возможно, что дальнейшие поиски окаменелостей (аммониты, иноцерамы, марсупиты) дадут материал, который позволит сделать более определенные выводы относительно возраста этих слоев. Литологическое сходство рассматриваемых слоев с нижележащими сантонскими не дает возможности их четкого выделения. Поэтому распространение их было описано вместе с описанием распространения сантонских отложений.

Как и другие отложения, слои верхней части нижнего кампана, содержащие *Gonioteuthis quadrata* (Blv.), на Ополье развиты в пределах полосы, вытянутой примерно в меридиональном направлении[1] (рис. 37). Повсеместно они согласно перекрывают нижележащие слои. На юге этой полосы, на правобережье Днестра к югу и юго-западу от Галича, отложения верхней части нижнего кампана развиты в виде серых плитчатых,

[1] Эта полоса намечена только по естественным выходам нижнекампанских отложений.

несколько песчанистых мергелей. На обоих берегах Днестра, в Журавненском и Букачевском районах, слои с *Gonioteuthis quadrata* (B1v.) представлены в виде своеобразных косослоистых песчаников, которые подстилаются и перекрываются песчанистыми сильно глауконитовыми мергелями, также содержащими *Gonioteuthis quadrata* (B1v.). К северу от долины Днестра слои с *Gonioteuthis quadrata* (B1v.) выражены мер-

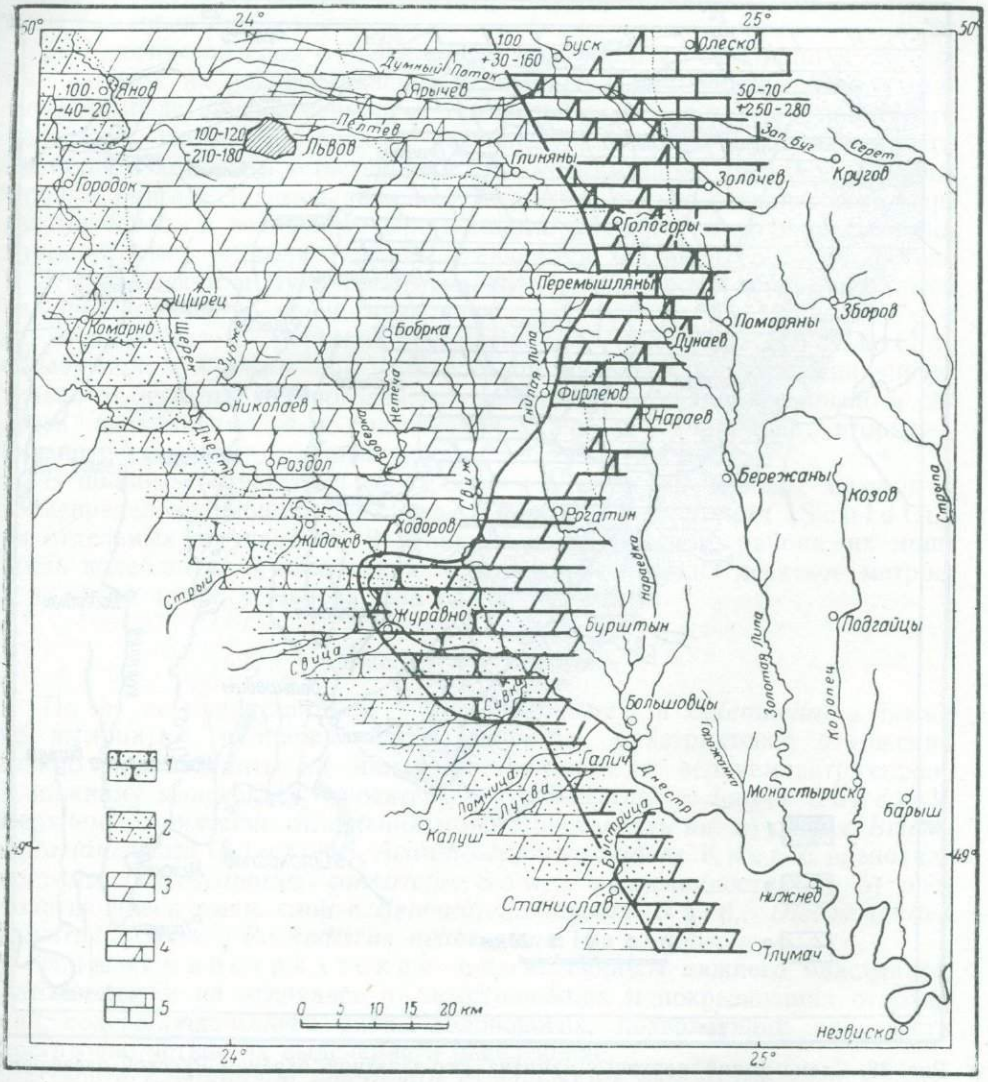


Рис. 37. Схема фаций верхней части нижнего кампана юго-западной окраины Русской платформы

1—косослоистые серые и желтовато-серые песчаники, реже—пески; *2*—песчанистые и слабо песчанистые мергели, зеленовато-серые и серые; *3*—мергели, часто глинистые, темносерые и серые; *4*—известковистые светлосерые мергели, иногда мергелистые известняки; *5*—известняки желтовато-белые и известковистые мергели

Слои, наблюдаемые в естественных обнажениях, показаны жирным знаком. Цифры обозначают: числитель—мощность слоев, знаменатель—абс. отметку подошвы

гелями, которые по направлению на северо-восток становятся все более и более известковистыми. В верхнем течении Золотой Липы Дунаевской уже развиты сильно известковистые мергели, которые на северо-восточном Ополье, в Золочевском и Олесском районах, превращаются в настоящие желтовато-белые, почти белые, толстоплитчатые известняки. На Побужье они развиты в виде мергелей, часто известковистых.

На возвышенности Росточья верхние горизонты нижнекампанских отложений, образующие западное крыло Львовской мульды, вскрыты рядом скважин на глубинах порядка 250—300 *м*. Здесь они развиты в виде зеленовато-серых песчанистых мергелей.

В восточном крыле Львовской верхнемеловой мульды происходит постепенное увеличение мощности описываемых слоев в направлении

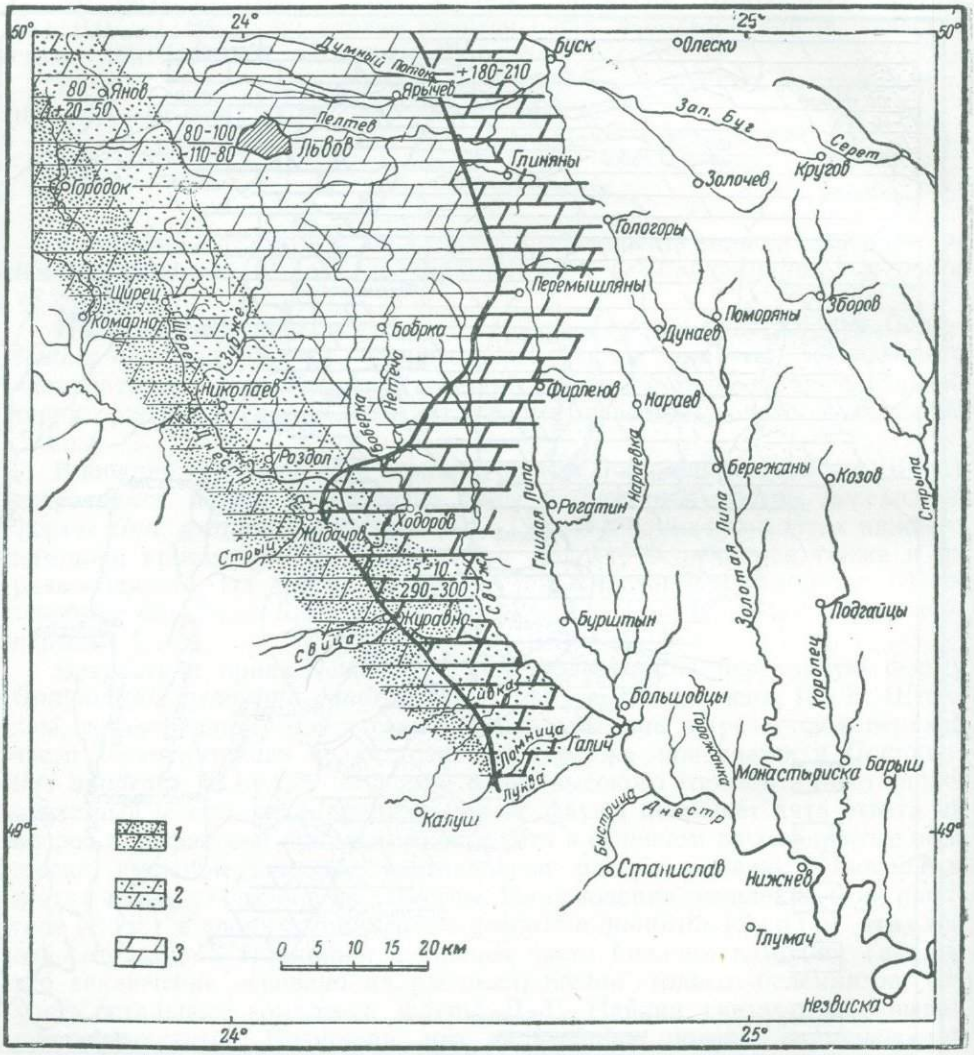


Рис. 38. Схема фаций верхнего кампана юго-западной окраины Русской платформы

1—зеленовато-серые и желтовато-серые сильно песчанистые, часто глауконитовые мергели; *2*—серые слабо песчанистые мергели; *3*—серые глинистые мергели

Слои, наблюдаемые в естественных обнажениях, показаны жирным знаком. Цифры обозначают: числитель—мощность слоев, знаменатель—абс. отметку подошвы

к осевой части мульды. Если в естественных обнажениях в северо-восточном крыле мощность слоев с *Gonioteuthis quadrata* (B l v.) не превышает 10—12 *м*, а в Бусском районе она равна 60—70 *м*, то в осевой части Львовской впадины их мощность предположительно составляет 100—120 *м*.

Верхнекампанские слои, в которые постепенно переходят нижнекампанские, характеризуются иным комплексом ископаемых. Для верхнекампанских слоев руководящим видом является *Belemnitella mucronata* (S c h l o t h.). Правда, разновидности этого ископаемого, повиди-

мому, начинают встречаться уже и в слоях с *Gonioteuthis quadrata* (Blv.), а в южных областях европейской части Советского Союза они известны даже из еще более древних слоев верхнего мела. Однако слои с типичной *Belemnitella mucronata* (Schloth.) устанавливаются повсеместно и с достаточной определенностью. На Западной Украине, к сожалению, в слоях с *Belemnitella mucronata* (Schloth.) до сих пор не найдены руководящие аммониты. Представители других групп окаменелостей (иноцерамы, морские ежи и др.) в мукронатовых слоях описываемого района встречаются редко.

Литологически слои с *Belemnitella mucronata* (Schloth.) в восточных районах их распространения (Глиняны, Перемышляны, Нов. Стрелисска) представлены серыми и темносерыми плитчатыми глинистыми мергелями. На западе, судя по результатам бурения на возвышенности Росточья и немногим естественным обнажениям вдоль западной окраины Ополья, они замещаются довольно твердыми, сильно песчанистыми мергелями серого и зеленовато-серого цвета. На юге, в долине Днестра, мукронатовые мергели также отличаются сильной песчанистостью. В Журавненском и Букачевском районах в них, кроме того, содержится большое количество зерен глауконита.

Таким образом, мергели с *Belemnitella mucronata* (Schloth.), образующие восточное крыло Львовской мульды, литологически значительно отличаются от мергелей, слагающих ее юго-западное крыло и область центриклинального замыкания. Первые — глинистые, вторые — сильно песчанистые, местами почти песчаники (рис. 38).

В полном соответствии со строением Львовской мульды находится и распределение мощностей слоев с *Belemnitella mucronata* (Schloth.) на отдельных ее участках. В западной части Бусского района их мощность колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, а в осевой части, у Львова, она равна 80—100 *м*.

Маастрихтские отложения

По фауне представителей родов *Belemnitella* и *Belemnella,* а также по аммонитам, и прежде всего скафитам, маастрихтские отложения можно подразделить на нижнемаастрихтские и верхнемаастрихтские. К нижнему маастрихту относятся слои с *Belemnitella langei* Schatsk. Верхнемаастрихтские отложения можно расчленить на: а) слои с *Belemnella lanceolata* (Sinzow), *Acanthoscaphites tridens* Kner. с разновидностями, *Discoscaphites constrictus* Sow. с разновидностями и б) располагающиеся выше слои с *Belemnitella nowaki* Naid., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Pachydiscus neubergicus* Hauer.

Нижнемаастрихтские слои. Породы нижнего маастрихта, литологически не отличаясь от подстилающих и покрывающих отложений, содержат комплекс фауны головоногих, позволяющий произвести достаточно четкое их выделение и расчленение.

Слои с *Belemnitella mucronata* (Schloth.) кверху постепенно переходят в отложения, в которых появляется *Belemnitella langei* Schatsk. и еще продолжают встречаться редкие ростры *Belemnitella mucronata* (Schloth.). Н. П. Михайлов (1948, 1949 гг.) относит слои с *Belemnitella langei* Schatsk. к нижнему маастрихту. Этот вывод он основывает на том, что слои (зона) с *Belemnitella langei* Schatsk. в Южном Донбассе, во-первых, имеют в основании ряд местных перерывов и, во-вторых, содержат богатую аммонитовую фауну (*Bostrychoceras polyplocum* Roem. с разновидностями и др.), по своему характеру значительно отличающуюся от фауны нижележащих слоев.

В Западной Украине слои с *Belemnitella langei* Schatsk. не имеют в своем основании никаких следов перерыва; нет в них и руководящей аммонитовой фауны. По характеру же распределения фауны белемнитов

они должны занимать промежуточное место между типичными мукронатовыми и ланцеолятовыми слоями, потому что, во-первых, в них встречаются редкие экземпляры *Belemnitella mucronata* (Schloth.) и, во-вторых, в их верхней части появляются уже ростры *Belemnella lanceolata* (Sinzow).

Кроме того, из характера распределения фауны аммонитов в западноукраинском верхнем мелу нельзя сделать вывода о возможности уверенного отнесения слоев с *Belemnitella langei* Schatsk. к нижнему маастрихту. Обильная фауна скафитов, почти совершенно отсутствующих в слоях с *Belemnitella langei* Schatsk. и в более древних отложениях, появляется только в ланцеолятовых слоях.

Поэтому Д. П. Найдин относит слои с *Belemnitella langei* Schatsk. к нижней части маастрихта, только основываясь на выводах Н. П. Михайлова по Южному Донбассу. Не исключена, однако, возможность отнесения этих слоев к верхнему кампану, как это и делается некоторыми советскими и иностранными геологами.

Слои с *Belemnitella langei* Schatsk. обнажаются в пределах относительно узкой полосы. Эта полоса простирается из района г. Каменки в котловине Западного Буга почти прямо на юг к Ополью, где между гг. Бобркой и Перемышлянами поворачивает на юго-запад, вступая в долину Днестра в Жидачовском районе; отсюда она резко поворачивает к северо-западу, оконтуривая юго-западное крыло Львовской мульды (рис. 39).

Слои с *Belemnitella langei* Schatsk. литологически, как указывалось выше, неотличимы от нижележащих слоев с *Belemnitella mucronata* (Schloth.). От перекрывающих их ланцеолятовых слоев они, по тем же литологическим признакам, тоже не могут быть отличены. Петрографически это — мергели, окрашенные в различные оттенки серого цвета. В восточных районах распространения мергели глинистые, почти лишенные включений зерен обломочного кварца. На западе же мергели с *Belemnitella langei* Schatsk. обогащены угловатыми зернами кварца, реже — полевых шпатов. Для них также характерно появление глауконита.

Сильно песчанистые мергели с *Belemnitella langei* Schatsk. на западе не отличаются от таких же мергелей с *Belemnitella mucronata* (Schloth.) внизу и *Belemnella lanceolata* (Sinzow) — вверху.

Общая мощность слоев с *Belemnitella langei* Schatsk. в осевой части Львовской впадины равна 60—100 *м*.

Верхнемаастрихтские слои (нижняя часть верхнего маастрихта). Слои с *Belemnitella langei* Schatsk. вверх постепенно переходят в слои, содержащие многочисленные ростры *Belemnella lanceolata* (Sinzow), а также местами обильные остатки скафитов из групп *Discoscaphites constrictus* Sow. и *Acanthoscaphites tridens* Kner.

Слои с *Belemnella lanceolata* (Sinzow) развиты в пределах достаточно широкой полосы, охватывающей Львов с северо-востока, юга и юго-запада. В северо-восточном и восточном крыльях Львовской мульды ланцеолятовые слои развиты в виде серых плитчатых, глинистых мергелей. В юго-западном крыле, как позволяют судить отдельные естественные обнажения и разрезы некоторых буровых скважин, слои с *Belemnella lanceolata* (Sinzow) представлены твердыми, сильно песчанистыми глауконитовыми мергелями зеленовато-серого и желтовато-серого цвета. Переход глинистых мергелей в песчанистые происходит постепенно (рис. 40). Важно отметить, что в песчанистых мергелях, развитых на западе, содержится значительно более обильная фауна, чем в глинистых мергелях, распространенных на востоке.

В песчанистых мергелях на западе содержится разнообразный в видовом отношении, с большим количеством экземпляров, комплекс

моллюсков — пластинчатожаберных, головоногих и, особенно, брюхоногих. В этих мергелях часто встречаются остатки морских ежей и рыб. Из обнажений песчанистых ланцеолятовых мергелей в окрестностях д. Нагоряны, расположенной в 10 *км* к юго-юго-западу от г. Львова, происходит подавляющее большинство экземпляров моллюсков, описан-

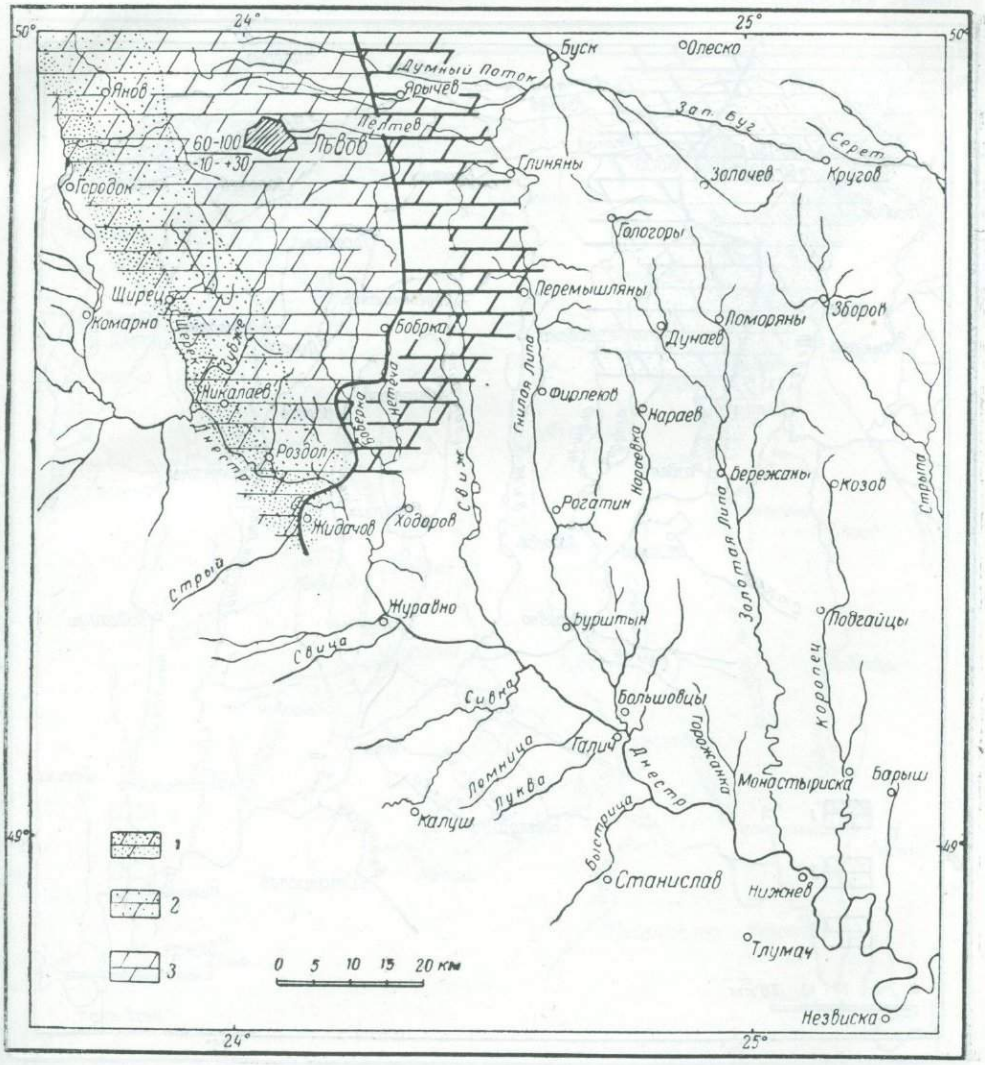


Рис. 39. Схема фаций нижнего маастрихта юго-западной окраины Русской платформы

1—сильно песчанистые желтовато-серые мергели; *2*—песчанистые желтовато-серые мергели; *3*—плитчатые мергели различных оттенков серого цвета

Слои, наблюдаемые в естественных обнажениях, показаны жирным знаком. Цифры обозначают: числитель—мощность слоев, знаменатель—абс. отметку подошвы

ных Р. Кнером, Ф. Хауэром, Е. Фавром и другими. В глинистых же разностях мергелей с *Belemnella lanceolata* (Sinzow), развитых на востоке, фауна значительно более бедная как в видовом, так и в количественном отношении.

Мощность слоев с *Belemnella lanceolata* (Sinzow) в осевой части Львовской верхнемеловой впадины 100—150 *м*.

В верхних горизонтах верхнемаастрихтских отложений продолжают встречаться *Discoscaphites constrictus* Sow. и его разновидности *Acan-*

thoscaphites tridens Kner и *Belemnella lanceolata* (Sinzow) совершенно исчезают. Из белемнителл для этих отложений руководящим видом является выделенная Д. П. Найдиным *Belemnitella nowaki* Naid. Слои, содержащие ее, хорошо обнажены в окрестностях Львова, а также к северо-западу от него — на возвышенности Росточья.

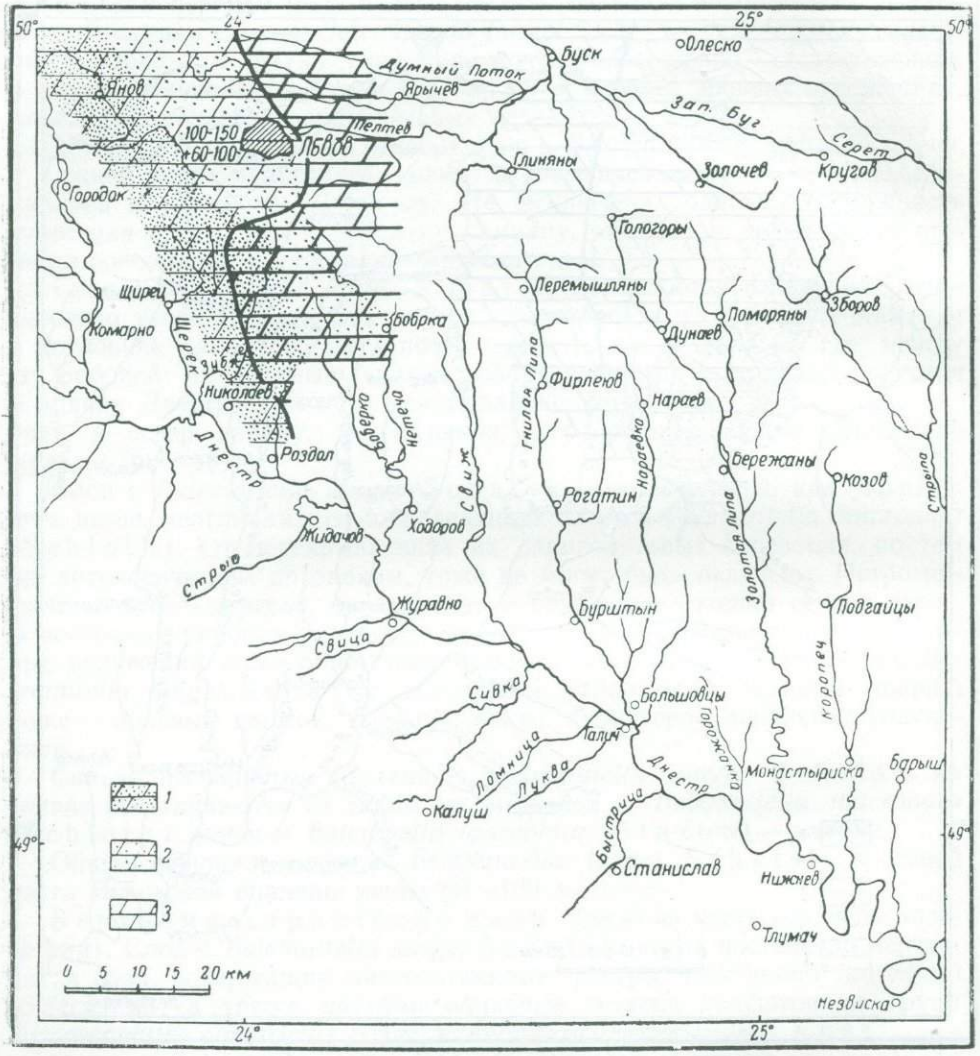


Рис. 40. Схема фаций нижней части верхнего маастрихта юго-западной окраины Русской платформы

1—сильно песчанистые желтовато-серые мергели; *2*—песчанистые серые и желтовато-серые мергели; *3*—глинистые серые мергели

Слои, наблюдаемые в естественных обнажениях, показаны жирным знаком. Цифры обозначают: числитель—мощность слоев, знаменатель—абс. отметку подошвы

К югу и юго-востоку от этого города слои с *Belemnitella nowaki* Naid. отмечены на р. Зубже и в окрестностях Старого Села Бобркского района.

В окрестностях Львова слои с *Belemnitella nowaki* Naid. представлены серыми глинистыми мергелями, лишь местами содержащими прослои песчанистых мергелей. К западу количество песчаных прослоев увеличивается, и мергели, так же как и подстилающие их ланцеолятовые мергели, становятся песчанистыми (рис. 41); последние отличаются более

богатой фауной по сравнению с развитыми на востоке глинистыми мергелями.

Слоями с *Belemnitella nowaki* N a i d. заканчивается разрез верхнемеловых отложений Львовской мульды в части, входящей в пределы СССР.

Мощность слоев с *Belemnitella nowaki* N a i d. в окрестностях Львова не превышает 50—70 *м*.

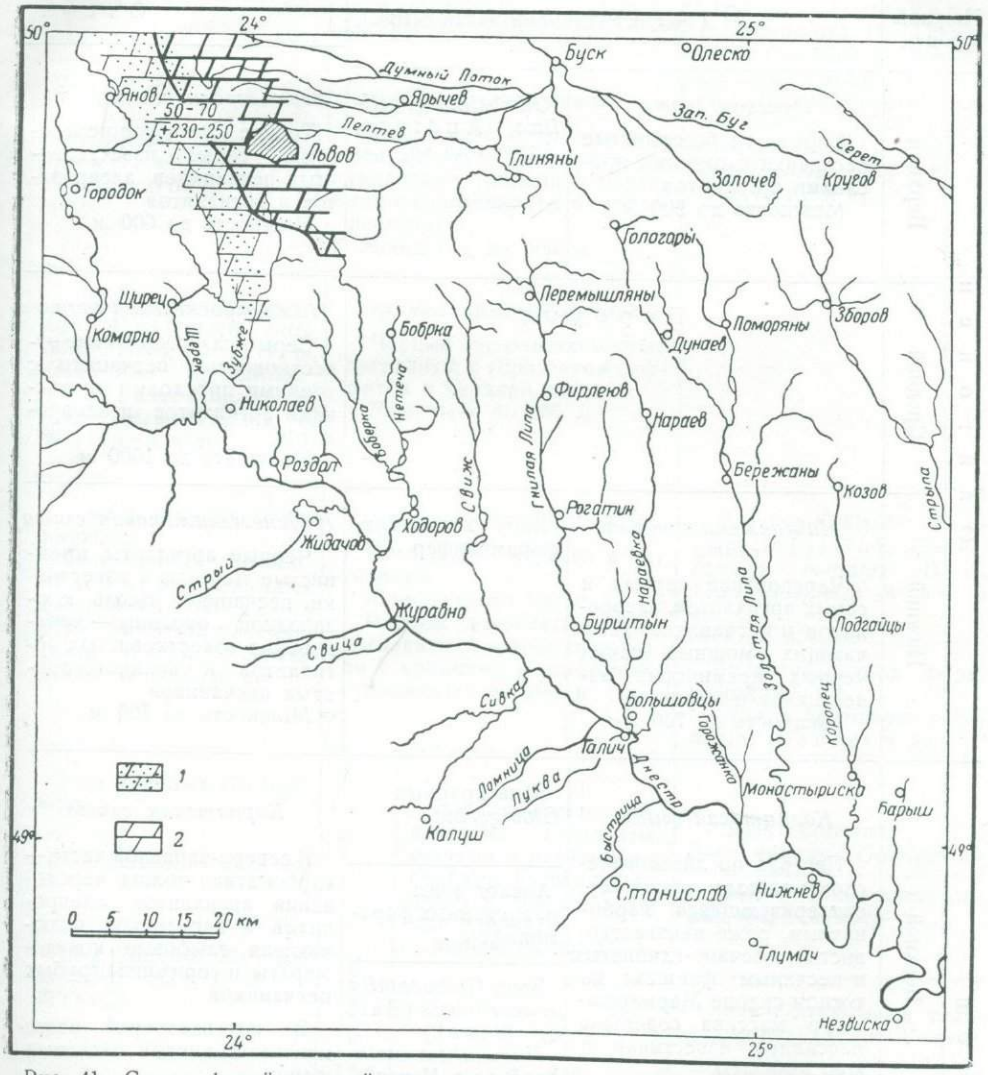


Рис. 41. Схема фаций верхней части верхнего маастрихта юго-западной окраины Русской платформы

1—мергели песчанистые; *2*—мергели глинистые
Слои, наблюдаемые в естественных обнажениях, показаны жирным знаком. Цифры обозначают: числитель—мощность слоев, знаменатель—абс. отметку подошвы

Изложенный на предыдущих страницах материал позволяет установить некоторые общие закономерности в распределении отдельных литологических разностей в пределах всей толщи верхнемеловых отложений окраины Русской платформы.

Из всех слоев верхнего мела по литологическому составу резко выделяются сеноманские слои с *Neohibolites ultimus* (d' O r b.), *Parahibolites tourtiae* (W e i g n.), а также туронские «белые известняки с кремнями». Остальная толща верхнемеловых отложений представлена однообраз-

Геологический возраст		Внутренняя антиклинальная зона		Центральная синкли
		Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика	Литология и мощность
Нижний миоцен		Отсутствуют		Отсут
Олигоцен	Верхний	*Рунская свита* Серые грубозернистые песчаники с тонкими прослоями аргиллитов Мощность до 900 *м*	*Gümbelina gracillima* Andreae, *Anomalina* sp.	*Верхнекросненская свита* Тонкое флишевое чередование серых известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов Мощность до 600 *м*
	Средний	Перерыв		*Нижнекросненская свита* Серые разнозернистые известковистые песчаники с тонкими прослоями и пачками аргиллитов и алевролитов Мощность до 1000 *м*
	Нижний	*Нижнеменилитовая свита* Чередование черных и серых аргиллитов, алевролитов и песчаников, включающих мощные пачки черных кремнистых известняков и мергелей Мощность до 700 *м*	Зона хадумских фораминифер	*Нижнеменилитовая свита* Черные аргиллиты, кремнистые мергели и известняки, песчаники. Вдоль юго-западной окраины — чередование известковистых аргиллитов и волнистослоистых песчаников Мощность до 700 *м*
Эоцен	Верхний	*Карпатская свита* Пестрая по литологическому составу толща, характеризующаяся карбонатным, реже неизвестковистым песчано-глинистым и песчаным флишем; на южном склоне Мармарошского массива содержит массивные известняки и конгломераты Мощность до 700 *м*	Зона крупных *Globigerina* Аналог зоны планктонных фораминифер Зона *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wissl.) *Nummulites striatus* Brug., *N. perforatus* Montf. и др.	*Карпатская свита* В северо-западной части — карбонатная толща чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников, включающая глыбовые конгломераты и горизонты грубых песчаников В юго-восточной части неизвестковистый песчаный флиш Мощность до 450 *м*
	Средний		Зона *Globorotalia aragonensis* Nuttall *Nummulites laevigatus* Brug., *N. millecaput* Boubée	
	Нижний		Зона *Globorotalia crassata* (Cushman)	

Таблица 5

отложений Восточных Карпат

нальная зона		Внешняя антиклинальная зона	
Палеонтологическая характеристика		Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика
ствуют		*Нижняя соленосная свита* Серые известковистые глины	*Bolivina dilatata* Reuss, *B. spathulata* (Williamson), *Cassidulina chipolensis* Cushman et Ponton, *Gümbelina gracillima* Andreae, *Globigerina postcretacea* Mjatliuk, *G. danvillensis* Howe et Wallace и др.
Cassidulina chipolensis Cushman et Ponton, *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, *G.* ex gr. *triloba* Reuss и др.		*Космачская свита* Серые известковистые песчаники, чередующиеся с аргиллитами, глинами и мергелями; конгломераты и грубые песчаники Мощность до 600 *м*	
Cibicides pseudoungerianus Cushman, *Bulimina elongata* d'Orb., *Gümbelina gracillima* Andreae, *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace и др.		*Верхнеменилитовая свита* Черные неизвестковистые аргиллиты с горизонтом туффитов в верхней части Мощность до 800 *м*	
Зона хадумских фораминифер *Palaeogadus athanasini* (Pauca), *Lepidopus glarisianus* (Blainv.) и др. *Isocardia subtransversa* d'Orb., *Ostrea plana* Wood и др.		*Нижнеменилитовая свита* Песчаники, мергели и аргиллиты Мощность до 150 *м* Черные неизвестковистые аргиллиты и серые песчаники с кремнями в основании Мощность до 200 *м*	Подзона *Cibicides lopjanicus* Mjatliuk, *Eomyctophum menneri* Dan., *Leda crisphata* Koen. и др. Зона хадумских фораминифер *Clupea langimana athanasini* (Pauca) и др.
Зона крупных *Globigerina*	*Карпатская свита*	Известковистые алевролиты, аргиллиты, мергели и песчаники с глыбами экзотических пород в северо-западных районах Мощность до 200 *м*	Зона *Bolivina*. Зона крупных *Globigerina*
Зона *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wissl.)			Аналог зоны планктонных фораминифер Зона *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wissl.)
Зона *Globorotalia aragonensis* Nuttall		Тонкое чередование пестрых неизвестковистых аргиллитов, алевролитов и песчаников. В юго-восточных районах в верхней части залегают известняки, песчаники и конгломераты Мощность до 250 *м*	Аналоги зон *Globorotalia crassata* (Cushman) и *G. aragonensis* Nuttall *Nummulites planulatus* Lamk., *N. globulus* Leym., *N. lucasi* d'Arch., *N. atacicus* Leym. и др.
Зона *Globorotalia crassata* (Cushman)			

Геологический возраст		Внутренняя антиклинальная зона		Центральная синкли
		Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика	Литология и мощность
Палеоцен	Верхний	*Льютская свита* Серые массивные и толстослоистые слабо известковистые разнозернистые песчаники с прослоями конгломератов, с тонкими пропластками аргиллитов и пачками флишевого чередования аргиллитов и алевролитов Мощность до 1200 *м*	*Globorotalia angulata* (White)	*Льютская свита* Серые массивные и толстослоистые мелко- и среднезернистые песчаники с пачками чередования аргиллитов и алевролитов Мощность до 500 *м*
	Нижний		*Cibicides praeventratumides* sp. n., *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Trochamminoides irregularis* (White), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.) и др.	
Верхний мел	Датский ярус	Перерыв		*Свидовецкая свита* Чередование темносерых аргиллитов, волнистослоистых алевролитов и песчаников
	Маастрихтский ярус	*Пуховская свита* Серые и красные мергели и аргиллиты	*Globotruncana conica* (White), *G. marginata* (Reuss), *G. arca* var. *contusa* (Cushman) и др.	
		Свидовецкая свита Пестрые аргиллиты с прослоями и пачками песчаников		

ными белыми и светлосерыми известняками, мергелями, а также переходными между ними разностями.

Можно наметить ряд особенностей в распределении этих карбонатных пород в пределах области развития каждого горизонта.

Самые чистые карбонатные разности каждого горизонта развиты на севере и северо-востоке Ополья. На юге распространены мергели, часто песчанистые. Например, слои с *Gonioteuthis quadrata* (Blv.) на севере Ополья представлены белыми толстоплитчатыми известняками, которые к югу постепенно становятся все более и более мергелистыми; их белый цвет заменяется желтым, желтовато-серым или серым; еще южнее они постепенно превращаются в серые и темносерые плитчатые, в различной степени песчанистые мергели.

С востока на запад карбонатные породы каждого горизонта постепенно обогащаются обломочным материалом (угловатые зерна кварца, реже — полевых шпатов, многочисленные зерна глауконита). На востоке развиты известняки, мергели и глинистые мергели, на западе — сильно песчанистые мергели, почти песчаники, иногда песчаники (рис. 42). Это особенно хорошо можно проследить на примере слоев с *Belemnitella mucronata* (Schloth.), *B. langei* Schatsk., *Belemnella lanceolata* (Sinzow), которые на востоке представлены плитчатыми глинистыми мергелями различных оттенков серого цвета, на западе — твердыми песчанистыми мергелями желтовато-серого цвета. В более

Продолжение табл. 5

нальная зона	Внешняя антиклинальная зона	
Палеонтологическая характеристика	Литология и мощность	Палеонтологическая характеристика
	Ямненская свита Серые массивные слабо известковистые разнозернистые песчаники с линзовидными прослоями мелкогалечниковых конгломератов, с тонкими прослоями и небольшими пачками аргиллитов и алевролитов Мощность до 200 *м*	*Globorotalia angulata* (White)
Ammodiscus incertus (d'Orb.), *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira charoides* (Parker et Jones)		*Cibicides praeventratumides* sp. n., *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Bolivina* aff. *plaita* Carsey, *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.)
Inoceramus sp.	*Иноцерамовая свита* Ритмичное чередование серых песчаников, серых и зеленовато-серых аргиллитов, реже — мергелей и известняков Мощность 1 200—1 600 *м*	Зона датских фораминифер
		Иноцерамы, аммониты, белемнителлы и мелкие фораминиферы

низких горизонтах, которые в западной части Ополья и на возвышенности Росточья вскрыты только буровыми скважинами между Львовом и Яворовым, также можно проследить закономерное увеличение терригенного материала в западных разрезах по сравнению с восточными. По данным скважин, местами даже отмечаются прослои песков (например, в сантоне). Особое место занимают в толще преимущественно карбонатных пород мела так называемые «журавненские песчаники» нижнего кампана, развитые в долине Днестра у г. Журавно. Они представляют собой кварцевые косослоистые песчаники желтого или серого цвета.

В соответствии с распределением различных литологических разностей находится и распространение ископаемых моллюсков. Так, совершенно определенно установлено, что песчанистые мергели западных разрезов содержат значительно более обильные остатки моллюсков (особенно брюхоногих) по сравнению с известняками и мергелями восточных разрезов, в которых окаменелости встречаются редко.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Палеогеновые отложения распространены только в пределах Восточных Карпат и отсутствуют в области прилегающей окраины Русской платформы. Они заканчивают флишевую серию, достигая очень большой

мощности. Весь комплекс пород палеогена разделен на палеоценовые, эоценовые и олигоценовые отложения (см. табл. 5).

К палеоцену относится песчаниковая толща, называемая ямненской свитой во Внешней антиклинальной зоне и льютской — во внутренних частях Карпат. Кроме того, в северо-западной части Внешней антиклинальной зоны, в ее тыловых структурах, к палеоценовым отложениям относится верхняя часть иноцерамовой свиты, выраженная песчаным и песчано-глинистым флишем.

Эоценовые образования представлены пестрой в литологическом отношении толщей, именуемой карпатской свитой.

В олигоценовом комплексе можно выделить нижне-, средне- и верхнеолигоценовые отложения.

К нижнему олигоцену относится широко распространенная толща черных аргиллитов с прослоями и пачками песчаников, кремнистых мергелей и известняков, называемая нижнеменилитовой свитой.

Средний олигоцен составляют нижнекросненская и верхнеменилитовая свиты. Первая из них развита в пределах Центральной синклинальной зоны и представлена преимущественно песчаниками. Верхнеменилитовая свита известна лишь во Внешней синклинальной зоне. Она характеризуется главным образом черными неизвестковистыми аргиллитами.

Верхний олигоцен заключает три свиты, каждая из которых распространена в определенной тектонической зоне. Во Внутренних Карпатах развита рунская свита, представленная довольно грубыми песчаниками, трансгрессивно залегающими на более древних отложениях. В Центральной синклинальной зоне ей соответствует верхнекросненская свита, характеризующаяся тонкоритмичным песчано-глинистым флишем. И, наконец, во Внешней антиклинальной зоне и в Предкарпатской краевой впадине развита космачская свита, представленная чередованием песчаников, мергелистых аргиллитов, реже — мергелей и мергелистых глин. Верхние горизонты перечисленных свит по возрасту относятся к нижнему миоцену.

Палеоценовые отложения

В основании комплекса палеогеновых отложений во Внешней антиклинальной зоне залегает песчаниковая толща, называемая ямненской свитой. Ямненские песчаники были впервые установлены Паулем и Титце (1876 г.) в с. Ямне на р. Пруте, где к выходам их приурочены живописные развалы и, местами, водопады. Описываемая свита прослеживается вдоль Внешних Карпат от бассейнов Прута и Черемоша на юго-востоке до верховьев Днестра на северо-западе.

Ямненская свита представлена серыми толстослоистыми, часто массивными, местами довольно рыхлыми, разнозернистыми песчаниками. Среди песчаников встречаются линзовидные прослои мелкогалечниковых конгломератов с галькой различных чуждых для Карпат пород. В составе в основном песчаной свиты аргиллитовые прослои и аргиллито-алевролитовые пачки имеют резко подчиненное значение (рис. 43).

Наиболее грубый состав ямненские песчаники имеют в бассейнах Ломницы и Стрвионжа, где они часто приобретают конгломератовидный характер. Мощность толщи их весьма непостоянна. Она изменяется от 20 до 150—200 *м*.

Ямненские песчаники согласно залегают на иноцерамовой свите, местами будучи связанными с ней постепенным переходом. Как уже указывалось выше, песчаники развиты главным образом в пределах краевых чешуй Внешней антиклинальной зоны. Ямненская свита известна также в юго-восточной части Внешних Карпат. В тыловых структурах северо-западной части Внешней антиклинальной зоны ямненские песчаники не выражены и им соответствуют по возрасту верхние горизонты иноцерамовой свиты.

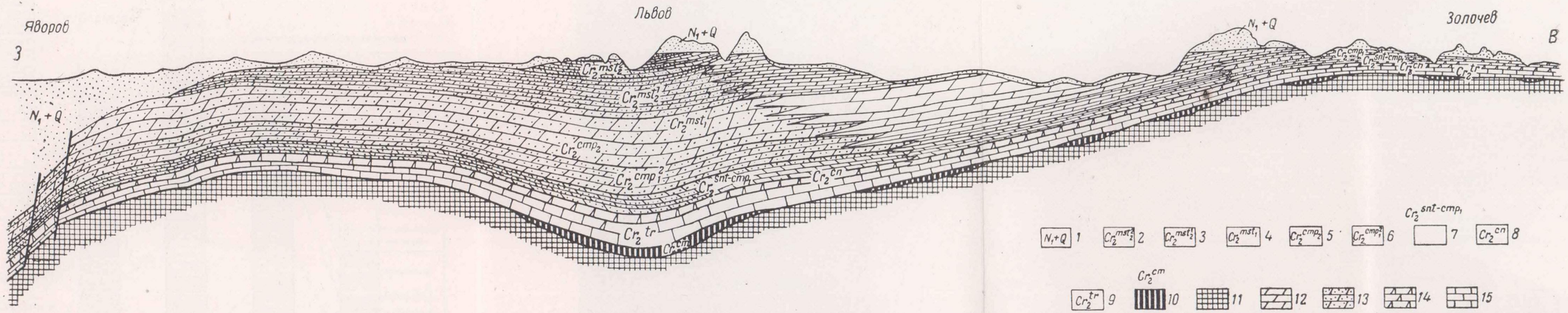


Рис. 42. Схематический фациальный разрез верхнемеловых отложений Ополья и Росточья

1—четвертичные и миоценовые отложения; *2*—слои с *Bel. nowaki*; *3*—слои с *Bel. lanceolata*; *4*—слои с *Bel. langei*; *5*—слои с *Bel. mucronata*; *6*—слои с *Gonioteuthis quadrata*; *7*—слои с *Gon. granulata-quadrata, Gon. granulata, Actinocamax verus*; *8*—слои с *Inoceramus involutus, Act. verus*; *9*—белые известняки с черными кремнями; *10*—сеноман; *11*—юра, палеозой; *12*—мергели; *13*—песчанистые мергели; *14*—известковистые мергели; *15*—известняки

Зак. 1737

Верхняя часть иноцерамовой свиты здесь характеризуется ритмичным чередованием двух компонентов: песчаников и аргиллитов.

Песчаники серые, мелко- и среднезернистые, крепкие, известковистые, местами с характерной для иноцерамовой свиты волнистой слоистостью. Они образуют прослои мощностью 0,5—1,3 *м*. Среди песчаников зале-

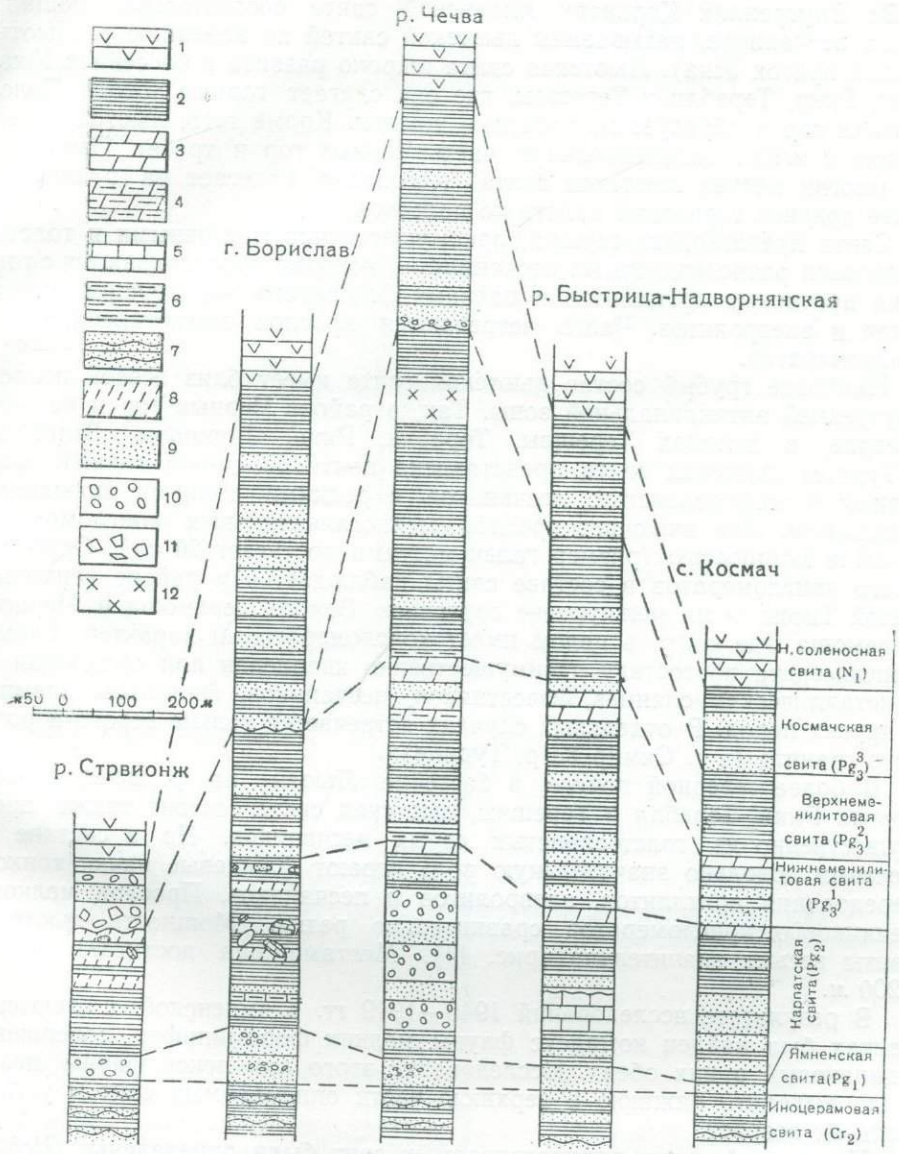


Рис. 43. Стратиграфические разрезы палеогеновых отложений Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат

1—соленосные глины; *2*—аргиллиты; *3*—мергели; *4*—кремнистые мергели; *5*—известняки; *6*—кремни; *7*—волнистослоистые алевролиты и песчаники; *8*—известковистые алевролиты; *9*—песчаники; *10*—конгломераты; *11*—брекчии; *12*—туффиты

гают небольшие прослои серых и зеленовато-серых аргиллитов или небольшие пачки мелкоритмичного, также двухкомпонентного, флиша.

Переход ямненских песчаников во флиш иноцерамовой свиты происходит довольно постепенно. В направлении с северо-востока на юго-запад в свите начинает увеличиваться количество пачек флишевого

характера, имеющих облик, обычный для иноцерамовой свиты. Песчаниковые прослои становятся менее мощными.

Во Внутренних Карпатах ямненской свите соответствует мощная толща песчаников, называемая льютской свитой по названию р. Льюты (левый приток Ужа). Льютская свита широко развита в бассейнах Ужа, Вечи, Рики, Теребли и Терешвы, где она слагает горные хребты Полонинских гор и образует живописные ущелья. Кроме того, льютские песчаники слагают водораздельную часть Черных гор и хребет Свидовец. Во многих местах льютская свита несогласно налегает на различные более древние горизонты вплоть до палеозоя.

Свита представлена серыми, преимущественно массивными и толстослоистыми разнозернистыми песчаниками, которые переслаиваются с тонкими прослоями аргиллитов и пачками флишевого чередования аргиллитов и алевролитов. Часто встречаются прослои мелкогалечниковых конгломератов.

Наиболее грубый состав льютская свита имеет близ осевой полосы Внутренней антиклинальной зоны. Так, в районе Черных гор и на горе Говерле, в долинах Терешвы, Теребли, Рики, Боршавы, Латорицы и Турицы льютская свита представлена почти сплошной толщей массивных и толстослоистых песчаников с редкими тонкими прослоями аргиллитов. Она включает прослои мелкогалечниковых конгломератов 5—10 *м* мощностью (размер галек местами достигает 20 *см*). Особенно много конгломератов в составе свиты наблюдается в районе верховьев Белой Тиссы и на междуречье верховьев Белого Черемоша и Черного Черемоша, где свита в целом имеет конгломератовый характер. Галька конгломерата по составу преимущественно кварцевая или состоящая из кристаллических сланцев, известняков, песчаников, филлитов, кремней и других пород. В отдельных случаях встречается галька серого и розового гранита (в с. Симир на р. Турице).

В более северной полосе, в бассейне Льюты, на р. Вече, в верховьях Рики, Теребли и Терешвы, льютская свита состоит также преимущественно из толстослоистых серых песчаников. Но в составе ее местами довольно значительную роль играют флишевые пачки тонкого чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников. Прослои мелкогалечниковых конгломератов сравнительно редки. Мощность льютской свиты весьма значительна (рис. 44). Местами она достигает 1000—1200 *м*.

В результате исследований 1946—1949 гг. в ямненской и льютской свитах был найден комплекс фауны мелких фораминифер, совершенно одинаковый в них обеих. Исследование этого комплекса фауны позволило выделить нижнюю и верхнюю части описываемых свит и установить их возраст.

Из нижней части рассматриваемых свит были определены: *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Cibicides praeventratumides* sp. n., *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Bolivina* aff. *platta* Carsey, *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira charoides* (Parker et Jones), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Nodellum velascoense* (Cushman), *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Proteonina complanata* (Franke), *Saccammina* sp., *Rhabdammina robusta* (Grzyb.), *R. cylindrica* Glaessner, *Hyperammina carpatica* sp. n.

Фауна была найдена в ямненской свите на рр. Свице, Опуре, Быстрице, в льютской — на рр. Брустуранке, Теребле, Рике, Вече, Льюте и в районе г. Свалявы.

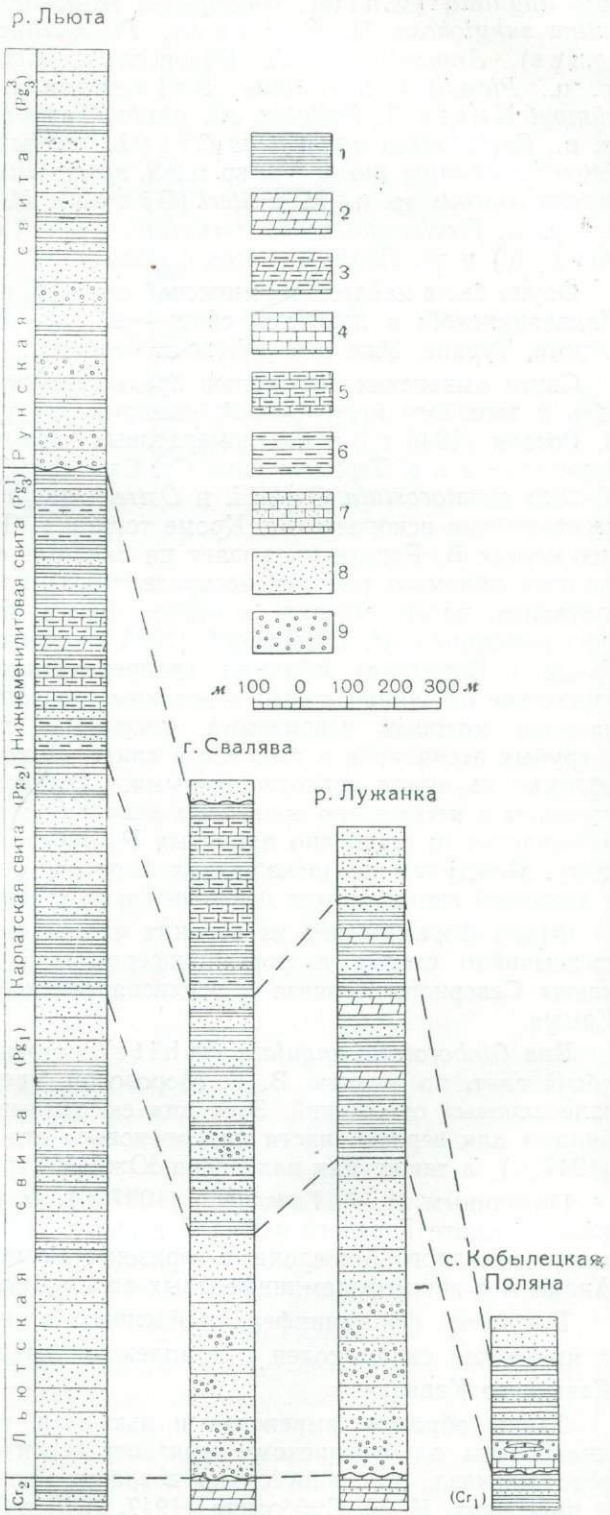


Рис. 44. Стратиграфические разрезы палеогеновых отложений Внутренней антиклинальной зоны Восточных Карпат

1—аргиллиты; *2*—мергели; *3*—кремнистые мергели; *4*—известняки; *5*—кремнистые известняки; *6*—кремни; *7*—песчанистые известняки; *8*—песчаники; *9*—конгломераты

Из верхней части ямненской и льютской свит определены: *Globorotalia angulata* (White), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Cassidulina subglobosa* H. B. Brady, *Pulvinulinella culter* (Parker et Jones), *Anomalina acuta* Plummer, *Cibicides praeventratumides* sp. n., *Planulina subbotinae* Balachmatova (in litt.), *Eponides trümpyi* Nuttall, *Bolivina* aff. *plaita* Carsey, *Trochammina tumida* sp. n., *Cyctammina amplectens* Grzyb., *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Spiroplectammina morozovae* sp. n., *S. spectabilis* (Grzyb.), *Halpophragmoides enormis* sp. n., *H. walteri* (Grzyb.), *H. mjatliuki* sp. n., *H. porrectus* sp. n., *Trochamminoides irregularis* (White), *Glomospira irregularis* (Grzyb.) и др. Полный список фауны приведен на диаграмме (рис. 45).

Фауна была найдена в ямненской свите на рр. Тысменице и Быстрице Надворнянской; в льютской свите — на рр. Лужанке, Теребле, Рике, Сипоте, Турице, Уже и в районе г. Свалявы.

Свита ямненских песчаников предыдущими исследователями относилась к верхнему мелу (маастрихтскому ярусу) на основании находок В. Рогаля (1946 г.) в конгломератовых прослоях в с. Мражнице близ Борислава и в с. Тершуво близ Ст. Самбора *Crania parisiensis* Defr., *Neithea striatocostata* Goldf. и *Ostrea lunata* Nils, являющихся верхнесенонскими ископаемыми. Кроме того, в с. Ямне на р. Пруте и в других местах В. Рогаля указывает на скудные находки в ямненских песчаниках обломков раковин неопределимых иноцерамов, тоже свидетельствующих, по его мнению, о верхнемеловом возрасте горизонта ямненских песчаников. К. Толвинский (1925 г.) также находил в окрестностях Сколе и Борислава обломки неопределимых иноцерамов и относил ямненские песчаники к самым верхним горизонтам мела. Однако все эти находки меловых ископаемых связаны с прослоями конгломератов и грубых песчаников в ямненской свите. Поэтому вероятно, что все эти обломки являются переотложенными. Такие же обломки иноцерамов известны в несомненно эоценовых песчаниках у с. Выгоды, содержащих нуммулитов и ошибочно принятых Р. Зубером (1916 г.) за ямненскую свиту. Между тем комплекс мелких фораминифер, найденных в ямненской и льютской свитах, имеет исключительно третичный облик.

Фауна фораминифер из верхних частей ямненской и льютской свит чрезвычайно сходна с фораминиферовой фауной горизонта Горячего ключа Северного Кавказа и верхнепалеоценовых отложений Западного Крыма.

Вид *Globorotalia angulata* (White), встречающийся в верхних частях обеих свит, по мнению В. Г. Морозовой, чрезвычайно характерен для палеоценовых отложений. Этот вид ею указывается в качестве руководящего для верхней части палеоценовых отложений Западного Крыма (1947 г.), а также для палеоцена Южной Туркмении (1949 г.).

По данным М. Ф. Глесснера (1937 г.), *G. angulata* (White) встречается в свите Горячего ключа Северного Кавказа, в сумгаитских слоях северо-западного Апшерона, в горизонте *Pecten* и вышележащих глинах Анапы и в нижнефораминиферовых слоях Дагестана.

Комплекс фораминифер, найденных в нижних частях льютской и ямненской свит, сходен с комплексом из эльбурганского горизонта Северного Кавказа.

Таким образом, ямненская и льютская свиты Восточных Карпат аналогичны эльбурганскому горизонту и свите Горячего ключа Северного Кавказа, относящимся по возрасту большинством исследователей к палеоцену. Н. Н. Субботина (1947, 1949 гг.) считает их датским ярусом.

Подтверждением палеоценового возраста льютской свиты является также находка в ней в верховьях Льюты нескольких раковин дискоцик-

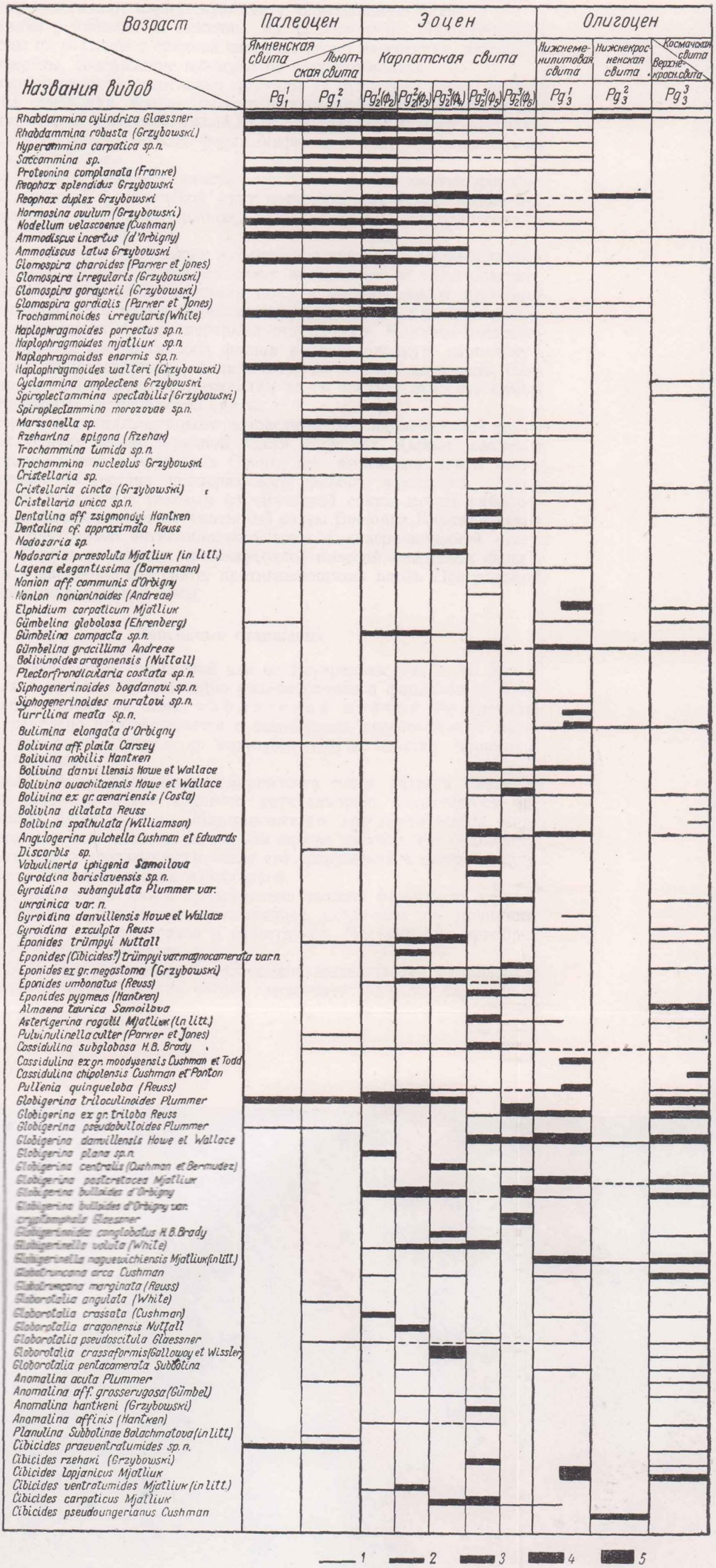


Рис. 45. Диаграмма вертикального распространения фораминифер в палеогеновых отложениях Восточных Карпат

1—единичные (1—3 экз.); *2*—редко (3—8 экз.); *3*—обычно (8—12 экз.); *4*—часто (12—20 экз.); *5*—обильно (свыше 20 экз.)

лин. Фауна была найдена С. Л. Афанасьевым и определена Г. И. Немковым. Как известно, этот род орбитоидов появляется только в палеоцене, достигая расцвета в эоцене.

Ямненские песчаники залегают согласно на иноцерамовой свите, верхние горизонты которой характеризуются комплексом датских фораминифер. Они подстилают карпатскую свиту, описываемую ниже.

Последняя в районах с. Пасечны на р. Быстрице Надворнянской и с. Выгоды на р. Свице в средней части включает известняки, песчаники и конгломераты, содержащие нуммулитов нижнего эоцена.

Льютские песчаники несогласно залегают на пуховской свите, возраст которой на основании фауны мелких фораминифер определяется как кампанский и маастрихтский. Выше ее всюду залегает карпатская свита, относящаяся по фауне мелких фораминифер к эоцену, от нижнего до верхнего включительно.

Таким образом, тождественность комплексов фауны мелких фораминифер из льютской и ямненской свит и стратиграфическое положение обеих указанных свит дают полное основание считать их одновозрастными и относить к палеоцену.

Как уже было отмечено выше, в тыловых структурах северо-западной части Внешних Карпат ямненская свита неотделима от иноцерамовой. Иноцерамовая свита, представленная здесь в верхней части песчаным и песчано-глинистым флишем, переходит непосредственно в пестрые аргиллиты нижнего эоцена. Следы перерыва отсутствуют. Наличие постепенного перехода от иноцерамового флиша в вышележащую карпатскую свиту эоцена свидетельствует о полном разрезе от мела до эоцена. Следовательно, к палеоценовым отложениям здесь следует относить самые верхние горизонты иноцерамовой свиты.

Подтверждением палеоценового возраста верхов иноцерамовой свиты в тыловых чешуях северо-западной части Внешних Карпат является также находка в ней в верховьях Свицы, где ямненская свита выделяется условно из состава иноцерамового флиша, комплекса мелких фораминифер, сходного с таковым из ямненской свиты других районов.

Песчаные фации палеоцена ямненской свиты Внешних Карпат и льютской свиты Внутренней антиклинальной зоны в северо-западной части Восточных Карпат разделены промежуточной полосой флишевых фаций, аналогичных иноцерамовой свите, протягивающихся вдоль Центральной Карпатской синклинальной зоны.

Эоценовые отложения

Выше палеоценовых отложений как во Внутренних, так и во Внешних Карпатах залегает чрезвычайно разнообразная в фациальном отношении толща, названная нами карпатской свитой. Во Внешней зоне она прекрасно прослеживается с некоторыми изменениями в серии чешуй от верховьев Днестра до верховьев Прута, Белого Черемоша и Черного Черемоша.

В пределах Внутренних Карпат карпатская свита развита главным образом на северном крыле крупного антиклинория, являющегося северо-западным продолжением Мармарошского кристаллического массива. Кроме того, она известна на южном склоне массива, где окаймляет его с юго-запада и протягивается после его погружения к северо-западу вдоль полосы выходов юрских известняков.

В целом карпатская свита представлена толщей флишевого чередования аргиллитов и песчаников, включающей различные по мощности пачки песчаников, конгломератов и известняков. Местами она приобретает сильно песчаный характер.

Во Внешней зоне Восточных Карпат можно выделить два фациальных района, различающихся между собой характером разреза карпатской

свиты и содержащейся в ней фауной фораминифер. В первом из них, располагающемся в северо-западной части Внешних Карпат, описываемая свита имеет двучленное деление. Нижняя ее часть известна здесь под названием иероглифовых слоев, верхняя — попельских.

Второй район, занимающий юго-восточную часть Внешних Карпат, характеризуется трехчленным делением карпатской свиты. В ней обычно выделялись нижнеиероглифовые слои, пасечнянские известняки или выгодские конгломераты и верхнеиероглифовые слои.

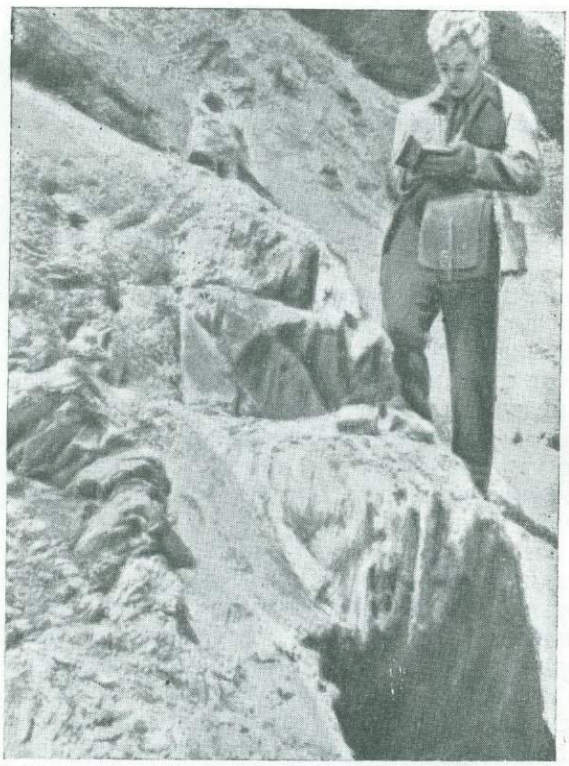


Рис. 46. Карпатская свита (попельская толща) на р. Тысменице (фото П. П. Мамонтова)

Граница между выделенными районами проходит по р. Стрыю и ее правому притоку р. Опуру.

В северо-западном районе, на рр. Стрвионже, Быстрице и Тысменице, нижняя часть карпатской свиты представлена тонким чередованием преимущественно неизвестковистых, часто кремнистых серых, зеленовато-серых, зеленых и, реже, красных аргиллитов и серых и зеленовато-серых алевролитов и грубозернистых песчаников. Реже встречаются прослои грубозернистых песчаников и известняков. В основании толщи повсюду залегает неоднородной мощности горизонт пестрых аргиллитов с резким преобладанием красных. На нижней и верхней поверхностях прослоев песчаников и алевролитов наблюдаются многочисленные (особенно на нижней поверхности) мелкие разнообразные иероглифы, по которым вся толща получила название «иероглифовой».

Верхняя часть разреза представлена голубовато-серыми тонкозернистыми известковистыми алевролитами и коричневато-серыми аргиллитами, содержащими глыбы различных пород (рис. 46). Эта толща польскими геологами называлась «попельскими слоями». В них В. Рогала (1925 г.) в Попели, Стрельбице, Сыновудско Верхне, с. Полянице и других местах была найдена фауна моллюсков, указывающая, по его мнению, на бартонский возраст вмещающих пород. Им установлены: *Cardita hortensis* Vinde Regny, *Chama subsquamosa* Opp., *Natica latispira* Opp., *N. rossi* Opp., *N. conorae* Opp., *Scalaria bryozophila* Opp., *Marginella praegnans* Opp., *Pleurotoma granoonensis* Opp., *Leda striata* Lamk., *Limopsis striata* Ronault, *Arca lamellosa* Desh., *Crassatella woodi* Koen. и др.

Мощность карпатской свиты в краевых чешуях рассматриваемого района составляет 250—300 *м*.

Вглубь Карпат, в направлении к юго-западу, в пределах описываемого фациального района наблюдается изменение характера разреза карпатской свиты. Указанная выше толща с включениями экзотических

пород (попельские слои) известна лишь в краевых чешуях. В юго-западной части Внешней антиклинальной зоны она замещается флишевой карбонатной толщей с значительным содержанием известковистых и мергелистых аргиллитов. Особенно много карбонатных пород (мергелистых аргиллитов и, местами, мергелей) наблюдается в самой верхней части разреза.

Мощность карпатской свиты во внутренних структурах северо-западной части Внешних Карпат достигает 350 *м*.

Второй фациальный район Внешних Карпат, характеризующийся трехчленным делением карпатской свиты, располагается, как уже отмечалось выше, к юго-востоку от рр. Стрыя и Опура.

Разрезы этого типа известны на рр. Сукели, Свице, Ломнице, Быстрице Надворнянской, Пруте, в Покутье и других местах.

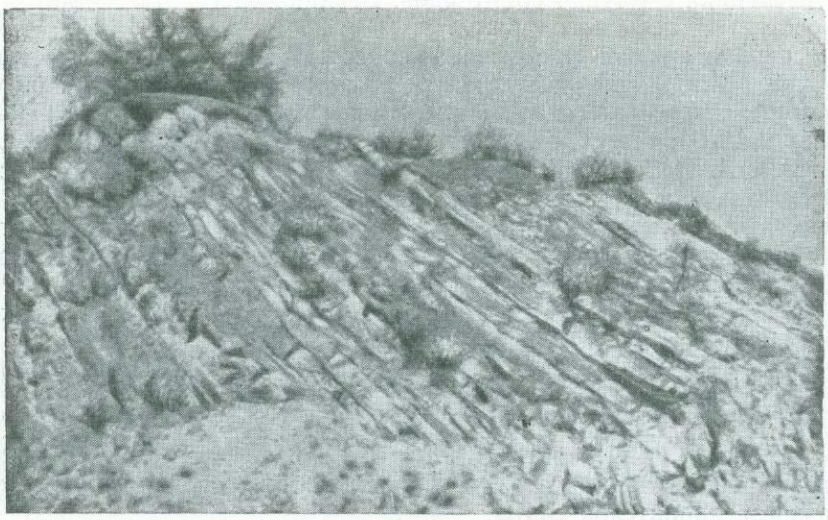


Рис. 47. „Пасечнянские" песчаники и известняки на р. Быстрице Надворнянской (фото Н. И. Маслаковой)

Нижняя часть разреза здесь представлена тонкоритмичным неизвестковистым песчано-глинистым флишем, известным в литературе под названием «нижнеиероглифовых слоев». Последние характеризуются чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Аргиллиты серые, зеленовато-серые и, реже, красные, преимущественно неизвестковистые, иногда кремнистые. Алевролиты и песчаники серые и зеленовато-серые, большей частью неизвестковистые.

Средняя часть карпатской свиты характеризуется песчаниками и известняками, получившими название у польских геологов «пасечнянских» (рис. 47), или конгломератами, известными в литературе как «выгодские». Эти породы содержат фауну нуммулитов и орбитоидов, из которых Г. И. Немковым определены: *Nummulites planulatus* Lamk., *N. globulus* Leym., *N. lucasi* d'Arch., *N. atacicus* Leym., *Discocyclina archiaci* (Schlumb.), *D. nummulitica* (Gümb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *D. chudeani* (Schlumb.), *D. varians* (Kaufm.), *Asterodiscus stella* (Gümb.), *A. stellaris* (Brunn.), *A. stellatus* (d'Arch.), *A. taramelli* (M.—Ch.). При этом виды *Nummulites planulatus* Lamk. и *N. globulus* Leym., известные только в нижнем эоцене, встречаются исключительно в самой нижней части пасечнянских песчаников, а *Nummulites lucasi* d'Arch. и *N. atacicus* Leym., известные как в нижнем, так и среднем эоцене, распространены по всей толще.

Приведенная фауна крупных фораминифер и характер распространения отдельных видов позволили Г. И. Немкову относить пасечнянские песчаники и известняки к верхам нижнего и низам среднего эоцена.

Верхняя часть карпатской свиты, известная в литературе под названием верхнеиероглифовых слоев, представлена карбонатной толщей флишевого чередования — алевролитов, аргиллитов и мергелей. Мощность описываемой свиты в районах с. Выгоды на р. Свице и с. Спаса на р. Чечве составляет 400—450 *м*, в районе с. Пасечны на р. Быстрице Надворнянской 300 *м*.

В юго-западной части описываемого фациального района, в тыловых структурах, карпатская свита приобретает сильно песчанистый характер. Так, в верховьях Свицы, Ломницы, Быстрицы Надворнянской и Прута, а также в районе с. Жабьего нижняя часть карпатской свиты представлена песчаным флишем. Выше залегают темные массивные известковистые песчаники с фауной орбитоидов. Верхняя часть, так же как и нижняя, состоит из песчаного флиша.

Песчаники средней части свиты содержат фауну крупных и мелких фораминифер. Однако нуммулиты здесь отсутствуют. Встречаются только орбитоиды: *Discocyclina archiaci* (Schlumb.), *D. nummulitica* (Gümb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *Asterodiscus stella* (Gümb.), *A. taramelli* (M.—Ch.), *A. stellaris* (d'Arch.).

Отсутствие нуммулитов здесь связано, повидимому, с фациальными особенностями отложений, именно с удаленностью этого участка от берега и с большой глубиной бассейна в эпоху отложения осадков карпатской свиты.

Мощность свиты в верховьях Свицы достигает 600 *м*, в верховьях Быстрицы Надворнянской 400—500 *м*.

* *
*

В пределах Внутренних Карпат в области северного и южного крыльев антиклинория Восточных Карпат наблюдается различный характер разреза карпатской свиты.

На южном склоне Мармарошского массива карпатская свита, срезая льютские песчаники и верхнемеловые породы, налегает сначала на раховскую свиту нижнего мела, затем ложится непосредственно на кристаллические породы палеозоя. В основании карпатской свиты здесь залегают серые и коричневато-серые сильно песчанистые массивные известняки с нуммулитами. Г. И. Немковым отсюда определены *Nummulites laevigatus* Brug. и *N. millecaput* Boubée, характерные для среднего эоцена (лютетского яруса).

Выше следует толща серых и темносерых конгломератов с мелкими нуммулитами и орбитоидами. Конгломераты состоят из галек кварца, кристаллических сланцев, черных и серых филлитов и серых юрских известняков. Кроме того, они включают огромные линзы серых известняков с нуммулитами и орбитоидами, а также линзовидные прослои серых, серовато-зеленых и красных, обычно известковистых или мергелистых аргиллитов, иногда мергелей (рис. 48), содержащих фауну мелких фораминифер.

Из конгломератов и известняков Г. И. Немковым были определены: *Nummulites striatus* Brug., *N. perforatus* Montf., *N. incrassatus* de la Harpe, *N. ramondiformis* de la Harpe, *N. praefabianii* Var. et Mennuer, *N. pulchellus* Hantk., *Discocyclina varians* (Kaufm.), *D. archiaci* (Schlumb.), *D. douvillei* (Schlumb.), *Asterodiscus stella* (Gümb.), *A. stellaris* (Brunn.).

Этот комплекс крупных фораминифер, по мнению Г. И. Немкова, свидетельствует о верхнеэоценовом (оверзском) возрасте вмещающих пород.

Выше конгломератов залегает карбонатная толща тонкого чередования серых, красных и зеленых, известковистых, местами мергелистых, довольно мягких аргиллитов и серых, зеленовато-серых и зеленых, большей частью неизвестковистых песчаников, образующих иногда довольно мощные прослои. Мощность карпатской свиты в области южного крыла антиклинория Восточных Карпат достигает величины 500—600 *м*.

На северном крыле антиклинория Восточных Карпат наблюдается изменение характера разреза карпатской свиты, главным образом вкрест простирания Карпат.

В осевой части антиклинория, в районе Свалявы, а также в бассейнах Турьи (район сс. Порошкова и Турьян-Реметы) и Ужа (район с. Дубриничи), карпатская свита в нижней части представлена толщей неизвестковистого песчаного флиша с отдельными довольно мощными пачками тонкого чередования преимущественно неизвестковистых, реже карбонатных, серых, зеленовато-серых и красных аргиллитов и серых алевролитов и песчаников.

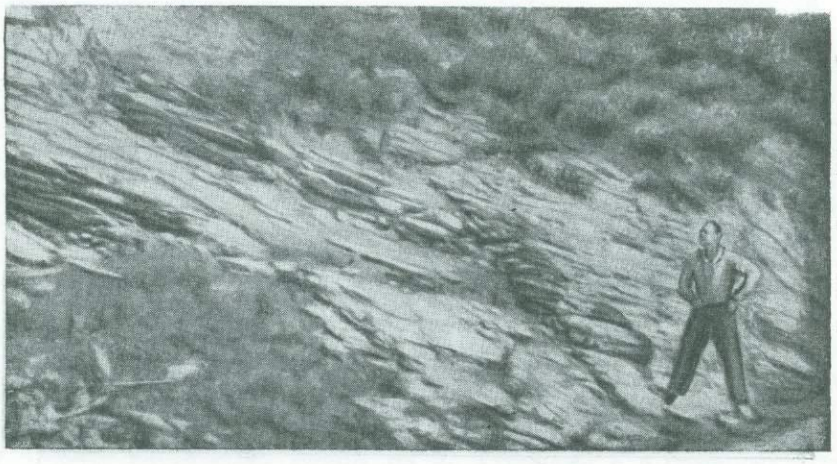


Рис. 48. Карпатская свита в районе с. Кобылецкая Поляна (фото П. П. Мамонтова)

Выше в составе карпатской свиты значительную роль играют серые толстослоистые, иногда массивные известковистые и слюдистые песчаники, переслаивающиеся с тонкими прослоями неизвестковистых аргиллитов и алевролитов. Местами в них встречаются линзовидные скопления мелкогалечниковых конгломератов, состоящих главных образом из галек кварца. Мощность прослоев песчаников составляет от 1—2 до 8—10 *м*. Аргиллитовые прослои обычно имеют мощность от 1—2 до 10 *см*.

Верхняя часть карпатской свиты в пределах рассматриваемого участка представлена песчаным флишем, состоящим преимущественно из толстослоистых известковистых песчаников, чередующихся с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов. Местами песчаники включают пачки (до 20 *м*) тонкого переслаивания серых, зеленых и зеленовато-серых, преимущественно неизвестковистых аргиллитов и серых, обычно карбонатных, реже неизвестковистых, песчаников и алевролитов. Мощность карпатской свиты в районе Свалявы составляет 500 *м*. Северо-западнее, в бассейне Ужа, она увеличивается до 700 *м*.

Северо-восточнее, в области крупной антиклинальной структуры, в бассейне Льюты карпатская свита согласно залегает на льютских песчаниках. В нижней части она представлена неизвестковистой толщей тонкого флишевого чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Аргиллиты серые, темносерые, зеленовато-серые, зеленые и реже красные, обычно неизвестковистые, часто кремнистые. Алевролиты и пес-

чаники серые и зеленовато-серые, неизвестковистые, с многочисленными мелкими иероглифами.

Аргиллиты и алевролиты образуют прослои от 0,5 до 8—10 *см* мощностью. На р. Льюте эта толща слагает крутые живописные склоны, на поверхности которых видно ритмичное чередование пород (рис. 49).

Выше по разрезу песчано-глинистый флиш сменяется в целом песчаной толщей и характеризуется чередованием серых толстослоистых, преимущественно неизвестковистых, разнозернистых песчаников с тонкими прослоями серых и зеленовато-серых аргиллитов. Местами встречаются пачки тонкого чередования аргиллитов и алевролитов, иногда достигающие 20—30, реже 50 *м*. В верхней части толщи песчаники становятся известковистыми.

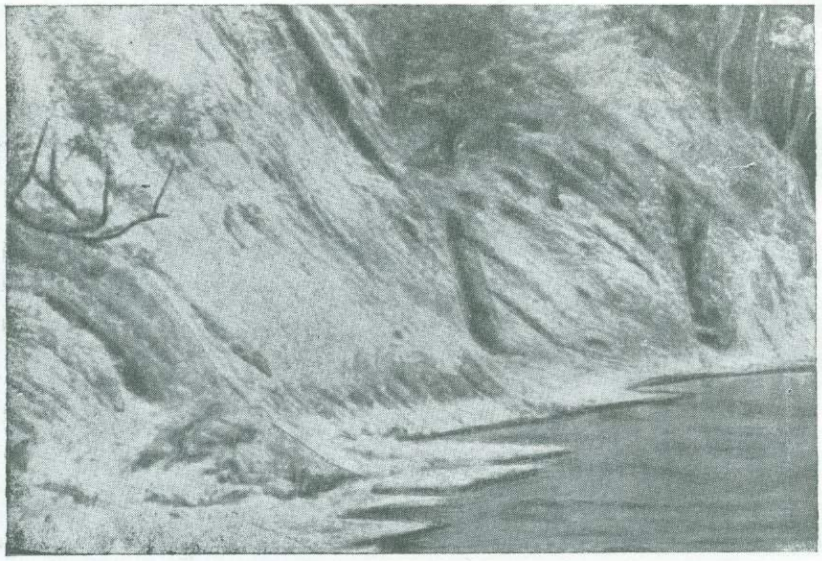


Рис. 49. Карпатская свита на р. Льюте (фото Н. И. Маслаковой)

Общая мощность карпатской свиты на р. Льюте около 500 *м*.

В окраинной части Внутренних Карпат, в верховьях Ужа, Латорицы и Вечи, карпатская свита в нижней части представлена в основном некарбонатной толщей чередования темносерых, зеленовато-серых, реже красных, аргиллитов и серых алевролитов и песчаников, чрезвычайно сходной с толщей в бассейне Льюты.

Выше залегает карбонатная толща, представленная чередованием аргиллитов темносерых и голубовато-серых, реже красных, преимущественно известковистых, часто мергелистых, алевролитов и песчаников серых, тонкоплитчатых и волнистослоистых. Местами встречаются небольшие пачки тонкого чередования зеленых и красных неизвестковистых аргиллитов и серых алевролитов. Для этой толщи характерно наличие глыбовых конгломератов и горизонтов конгломератовидных песчаников.

Довольно мощные горизонты глыбовых конгломератов известны на р. Латорице в районе с. Пудполозья. Здесь наблюдаются два горизонта с включениями. Они характеризуются сильно перемятыми темносерыми аргиллитами, серыми песчаниками, зеленовато-серыми мергелями и мергелистыми аргиллитами, заключающими отдельные обрывки пластов серых песчаников, глыбы серых известняков и зеленовато-серых мергелей. Размер глыб от 10—20 *см* до 5 *м*.

Описанные горизонты с включениями разделены между собой толщей чередования темносерых известковистых аргиллитов, алевролитов и пес-

чаников с двумя пачками массивных, часто конгломератовидных серых песчаников. Этими песчаниками сложены наиболее высокие вершины рассматриваемого района (гора Пикуй и др.).

Мощность отложений карпатской свиты в верховьях р. Ужа составляет 300 *м*.

Юго-восточнее, в водораздельной части Карпат, в верховьях Рики и Теребли, а также на р. Мокранке, карпатская свита представлена неизвестковистой, частично окремненной, преимущественно песчаниковой флишевой толщей. Песчаники здесь светлосерые, толстослоистые, неизвестковистые, в нижней части толщи обычно очень крепкие, сильно кремнистые, иногда кварцитовидные. Они чередуются с тонкими прослоями темносерых, почти черных, реже зеленовато-серых неизвестковистых, часто кремнистых аргиллитов.

Описываемая толща включает отдельные пачки от 1—3 до 30 *м* мощностью более тонкого чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников. В пачках обычно преобладают прослои песчаников; аргиллиты имеют подчиненное значение.

В основании карпатской свиты в описываемом районе повсюду залегает пачка, состоящая из тонкого чередования красных, зеленых и серых обычно неизвестковистых аргиллитов с редкими прослоями песчаников. Горизонт пестрых аргиллитов позволяет отделить в этом районе карпатскую свиту (сильно песчаную) от подстилающих ее льютских песчаников.

Еще юго-восточнее, в верховьях Брустуранки и Черной Тиссы, а также в районе Черных гор, карпатская свита в целом имеет тот же песчанистый характер. В нижней части она представлена толщей толстослоистых, большей частью неизвестковистых серых разнозернистых песчаников, чередующихся с тонкими прослоями серых, зеленовато-серых, зеленых и красных аргиллитов.

Выше залегают серые известковистые массивные и толстослоистые песчаники, переслаивающиеся с серыми и зеленовато-серыми, реже коричневыми, преимущественно известковистыми, иногда мергелистыми аргиллитами.

В нижней части этой толщи на р. Турбацил и в северных отрогах хребта Свидовец Г. И. Немковым была найдена фауна орбитоидов, аналогичная фауне эоценовых отложений других районов Карпат. Г. И. Немковым отсюда определены: *Dyscocyclina archiaci* (Schlumb.) и *D. douvillei* (Schlumb.).

Выше по разрезу песчаники становятся менее массивными, увеличивается количество аргиллитовых прослоев и толща приобретает характер песчаного флиша.

Мощность карпатской свиты на р. Брустуранке не превышает 250—300 *м*.

Такова общая характеристика разрезов карпатской свиты и ее изменений в пределах всей описываемой территории Карпат.

Предыдущие исследователи карпатскую свиту как единый комплекс пород не выделяли. Во Внешних Карпатах описываемую свиту польские геологи разделяли на иероглифовую и попельскую толщи на северо-западе и нижнеиероглифовые, пасечнянские и верхнеиероглифовые слои в юго-восточных районах и относили их к палеоцену—эоцену. При этом палеоцен и средний эоцен, а также верхи верхнего эоцена не были доказаны палеонтологически, наличие их только предполагалось.

Во Внутренних Карпатах отдельные пачки карпатской свиты на основании литологического состава пород и чрезвычайно скудных палеонтологических данных (редкие находки широко распространенных видов мелких фораминифер) относились к различным (по возрасту) горизонтам — от нижнего мела до верхнего эоцена включительно.

Так, А. Матейкой и Д. Андрусовым (1931 г.) пестрые эоценовые аргиллиты с прослоями песчаников в районе с. Мартинки (р. Дусина)

и с. Оленева (р. Пиние) были отнесены к нижнему мелу. А эоценовые отложения в бассейне Латорицы они считали верхним мелом.

В результате изучения фауны мелких фораминифер нами предложено расчленение карпатской свиты на ряд фаунистических зон. Выделение этих фаунистических зон дало возможность увязать между собой разрезы карпатской свиты различных тектонических зон и фациальных районов.

Сопоставление зон карпатской свиты с синхроничными зонами эоценовых отложений Западного Крыма и Северного Кавказа позволило нам установить ее геологический возраст. По аналогии с Северным Кавказом и Западным Крымом, в карпатской свите Восточных Карпат выделены следующие фаунистические зоны (снизу вверх):

1. Зона *Globorotalia crassata* (Cushman).
2. Зона *Globorotalia aragonensis* Nuttall.
3. Зона *Globorotalia crassaformis* (Galloway et Wissler).
4. Аналог зоны планктонных фораминифер.
5. Зона крупных *Globigerina*.

В краевых чешуях северо-западной части Внешних Карпат зона крупных *Globigerina* отсутствует. Вместо нее выше аналога зоны планктонных фораминифер обнаруживается зона *Bolivina*.

Фауна фораминифер зоны ***Globorotalia crassata*** (Cushman) была найдена в нижней части карпатской свиты на р. Тысменице близ Бориславa, на р. Днестре в районах сс. Спаса и Звур, на р. Стрвионже, в районе с. Зубрице, на р. Терешве, р. Лужанке, в с. Стройно, в районах с. Павлова, с. Поляны, с. Плоский, на рр. Сипоте, Уже, Турице, Рике, Теребле и Мокранке.

Из перечисленных местонахождений определены: *Globorotalia crassata* (Cushman), *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. plana* sp. n., *Globigerinella voluta* (White), *Eponides umbonatus* (Reuss), *Anomalina affinis* (Hantken), *Gümbelina compacta* sp. n., *Cibicides ventratumides* Mjatliuk (in litt.), *Trochammina nucleolus* Grzyb., *Ammodiscus latus* Grzyb. и др.

Полный список видов указанной зоны приведен в диаграмме (см. рис. 45).

Зона *Globorotalia crassata* (Cushman) прекрасно прослеживается в Крыму и на Кавказе. На р. Кубани, в районе г. Черкесска, по данным Н. Н. Субботиной (1947 г.), она соответствует абазинской свите.

В Западном Крыму комплекс фораминифер этой зоны В. Г. Морозовой найден в толще зеленых глин, подстилающих нуммулитовые известняки и содержащих *Nummulites globulus* Leym. и *N. atacicus* Leym., которые указывают на нижнеэоценовый возраст глин.

Зеленые глины залегают на размытой поверхности мергелей верхнего палеоцена и покрываются известняками с нуммулитами среднего эоцена. Приведенные данные позволили В. Г. Морозовой зону *Globorotalia crassata* (Cushman) относить по возрасту к нижнему эоцену.

Комплекс фораминифер зоны ***Globorotalia aragonensis*** Nuttall был найден в карпатской свите непосредственно выше зоны *G. crassata* (Cushman) на рр. Рике и Латорице. Аналоги этой зоны были обнаружены на рр. Тысменице, Днестре, Стрвионже, Свице, Чечве, Быстрице Надворнянской и др.

Фауна фораминифер рассматриваемой зоны представлена следующими видами: *Globorotalia aragonensis* Nuttall, *G. pentacamerata* Subbotina, *Anomalina* aff. *grosserugosa* (Gümb.), *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *Gyroidina subangulata* Plummer var. *ukrainica* var. n., *Bolivinoides aragonensis* Nuttall, *Nodosaria praesoluta* Mjatliuk (in litt.), *Eponides* (Cibicides?) *trümpyi* Nuttall var. *magnocamerata* var. n. и др. (см. рис. 45).

На Северном Кавказе в районе г. Черкесска зона *Globorotalia aragonensis* Nuttall приурочена к нижней части зеленой свиты, соответствующей калужскому горизонту Северо-Западного Кавказа.

В Западном Крыму этой зоне соответствуют нуммулитовые известняки с *Nummulites distans* Desh. и с мелководным комплексом мелких фораминифер.

По возрасту рассматриваемую зону В. Г. Морозова (1949 г.) и Н. Н. Субботина (1949 г.) относят к лютетскому ярусу (средний эоцен).

Зона ***Globorotalia crassaformis*** (Galloway et Wissler) характеризуется присутствием в ней следующих видов: *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wissler), *Globigerinoides conglobatus* (H. B. Brady), *Globigerina centralis* (Cushman et Bermudez), *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globigerinella voluta* (White), *Cibicides carpaticus* Mjatliuk (in litt.), *Eponides trümpyi* Nuttall, *Gümbelina compacta* sp. n., *Bolivinoides aragonensis* (Nuttall) и др. Полный список видов рассматриваемой зоны приведен в диаграмме (см. рис. 45).

Указанная фауна найдена в средней части карпатской свиты на рр. Тысменице, Стрвионже, Быстрице Надворнянской, Рике, Боршаве в с. Стройно, в районе Свалявы, близ с. Павлова на р. Латорице, на р. Брустуранке и в других местах.

Зона *Globorotalia crassaformis* (Galloway et Wissler), так же как и предыдущая, по данным Н. Н. Субботиной и В. Г. Морозовой, прослеживается по всему Кавказу.

На р. Кубани, в районе г. Черкесска, она приурочена к верхней части зеленой свиты, соответствующей хадыженскому горизонту Северо-Западного Кавказа.

В Западном Крыму отложения описываемой зоны выражены белыми мелоподобными мергелями, залегающими на известняках с остатками крабов, *Assilina exponens* Sow. и многочисленной фауной моллюсков, сопоставляемых В. К. Василенко со слоями *Cerithium diaboli* (оверзский ярус) французских Альп. Отсюда В. Г. Морозова (1946 г.) делает вывод о том, что возраст зоны *G. crassaformis* (Gall. et Wissl.) не древнее оверзского яруса верхнего эоцена.

Н. Н. Субботина (1949 г.), принимая схему Абрара (1933 г.), приравнивает аналоги оверзского яруса к верхнелютетским отложениям и относит, таким образом, рассматриваемую зону к среднему эоцену. Следует отметить, что разногласия в этом вопросе между упомянутыми авторами носят чисто номенклатурный характер.

Фауна **аналога зоны планктонных фораминифер** была найдена на р. Тысменице, в с. Сходнице, на р. Стрвионже, р. Быстрице, р. Быстрице Надворнянской, р. Терешве, в районе Свалявы и на р. Турье. Комплекс фораминифер этой зоны представлен следующими видами: *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, *Gümbelina gracillima* Andreae, *Astergerina rogalii* Mjatliuk (in litt.), *Cibicides rzehaki* (Grzyb.), *Gyroidina borislawensis* sp. n., *Eponides pygmeus* (Hantken), *Valvulineria iphigenia* Saml., *Angulogerina pulchella* Cushman et Edwards и др. (см. диаграмму рис. 45).

Зона планктонных фораминифер и ее аналоги прекрасно прослеживаются по всему Кавказу и Крыму. Она соответствует горизонту с *Lyrolepis caucasica* Rom. Возраст последнего Н. Б. Вассоевич (1934 г.) определяет по фауне нуммулитов как верхнеэоценовый. В. Г. Морозова (1946 г.) и Н. Н. Субботина (1949 г.) относят этот горизонт к бартонскому ярусу верхнего эоцена.

Зона крупных *Globigerina* характеризуется массовым скоплением крупных раковин *Globigerina bulloides* d'Orb., *G. bulloides* d'Orb. var. *cryptomphala* Glaessner и *G.* ex gr. *triloba* Reuss.

Кроме перечисленных видов встречаются единичные экземпляры *Globigerinoides conglobatus* H. B. B r a d y, *Gyroidina subangulata* P l u m m e r var. *ukrainica* var. n. и др. (см. диаграмму, рис. 45).

Зона крупных *Globigerina* прослеживается почти по всей территории Восточных Карпат. Она выделяется в самых верхах карпатской свиты, на границе ее с вышележащей толщей нижнего олигоцена. Перечисленная выше фауна была найдена на рр. Быстрице, Опуре, Быстрице Надворнянской, Турице, Уже и в других местах.

Зона крупных *Globigerina* отсутствует лишь в краевых чешуях северо-западного фациального района Внешних Карпат, в пределах которого вместо нее непосредственно выше аналогов зоны планктонных фораминифер располагается зона *Bolivina*.

Фауна **зоны *Bolivina*** была найдена на р. Тысменице и в с. Сходнице. Наиболее характерным видом этой зоны является *Bolivina* ex gr. *aenariensis* (C o s t a), встречающаяся здесь в большом количестве экземпляров. Этот вид указывается Н. Н. Субботиной в качестве руководящего для зоны Северного Кавказа. Кроме того, здесь встречаются *Bolivina nobilis* H a n t k e n, *Siphogenerinoides bogdanovi* sp. n., *Plectofrondicularia* sp. n., *Cibicides carpaticus* M j a t l i u k (in litt.) и др.

Таким образом, зона *Bolivina* в пределах Восточных Карпат связана с определенным фациальным районом Внешней антиклинальной зоны. Там, где встречается комплекс фораминифер зоны *Bolivina*, отсутствуют крупные *Globigerina*, и наоборот. Последнее позволило нам считать зону *Bolivina* в пределах Восточных Карпат стратиграфически эквивалентной зоне крупных *Globigerina*.

Выделенные нами зоны крупных *Globigerina* и ее аналог — зона *Bolivina* на Северном Кавказе соответствуют трем последовательно сменяющим друг друга по разрезу зонам (снизу вверх):

1. Зона *Globigerinoides conglobatus* H. B. B r a d y.
2. Зона крупных *Globigerina*.
3. Зона *Bolivina*.

Все эти три зоны на р. Кубани в районе г. Черкесска выделены в пределах белоглинского горизонта. Нижние две зоны, по данным Н. Н. Субботиной (1949 г.), очень близки между собой по составу фораминифер и местами объединяются в одну. По возрасту они относятся Н. Н. Субботиной к верхам верхнего эоцена.

Зона *Bolivina* соответствует так называемой зоне *Variamussium fallax* K o r o b., установленной И. А. Коробковым в верхней части белоглинского горизонта. И. А. Коробков (1947 г.), Б. П. Жижченко (1945, 1949 гг.), Р. Б. Самойлова (1946 г.) и В. Г. Морозова (1949 г.) относят зону *Bolivina* к верхнему эоцену.

Н. Н. Субботина (1934, 1936, 1947, 1949 гг.), на основании фаунистического сходства рассматриваемой зоны со слоями с *Clavilina szaboi* Венгрии, относит зону *Bolivina* к нижнему олигоцену. Однако стратиграфическое положение этих слоев Венгрии до сих пор остается спорным.

Изложенный выше материал показывает, что карпатская свита в целом соответствует фораминиферовым слоям Северного Кавказа и толще эоценовых отложений Западного Крыма, т. е. всем зонам кавказских разрезов от слоев $Ф_2$ до слоев $Ф_6$ включительно.

Следовательно, карпатская свита в полной мере соответствует всему эоцену от нижнего до верхнего включительно.

Олигоценовые отложения

Нижний олигоцен

Н и ж н е м е н и л и т о в а я с в и т а. Благодаря своему весьма характерному литологическому составу свита прекрасно прослеживается в пределах всех тектонических зон Восточных Карпат. Во Внешней анти-

клинальной зоне она принимает участие в строении многочисленных складок и чешуй. В пределах Центральной синклинальной зоны нижнеменилитовая свита выходит на поверхность в ядрах отдельных антиклиналей. Во Внутренней антиклинальной зоне она выполняет осевые части синклинальных структур.

В пределах указанных областей распространения нижнеменилитовая свита в целом представлена глинистыми породами и состоит из чередующихся темнокоричневых, почти черных и серых аргиллитов с прослоями песчаников и, в отдельных случаях, с прослоями известняков и мергелей. Однако в каждой из перечисленных областей распространения нижнеменилитовая свита обладает некоторыми индивидуальными особенностями строения. Изменения выражаются как в характере литологического состава свиты и содержащейся в ней фауны, так и в величине ее мощности.

В пределах Внешней антиклинальной зоны и значительной части Центральной синклинальной зоны нижнеменилитовая свита характеризуется довольно выдержанным литологическим составом и может быть разделена на две толщи:

1) нижнюю — неизвестковистую, представленную преимущественно черными неизвестковистыми аргиллитами, местами с преобладанием песчаников;

2) верхнюю — карбонатную, характеризующуюся значительным содержанием прослоев мергелей и мергелистых аргиллитов.

От Покутья на юго-востоке до р. Стрыя на северо-западе отчетливо прослеживается указанное двучленное деление нижнеменилитовой свиты.

Всюду наблюдается довольно резкий, но согласный переход карпатской свиты в нижнеменилитовую. Выше мергелей и мергелистых аргиллитов карпатской свиты почти везде залегает толща серого кварцевого неизвестковистого мелко- и среднезернистого песчаника той или иной мощности. Этот песчаниковый горизонт в польской литературе известен как «подроговиковый» или «бориславский».

Песчаник вверх сменяется чрезвычайно характерной пачкой черных и коричневых кремней с прослоями неизвестковистых, часто глауконитовых песчаников и черных неизвестковистых, иногда кремнистых аргиллитов.

Эта кремневая пачка различной мощности прекрасно прослеживается в пределах Внешних Карпат, являясь хорошим маркирующим горизонтом нижнеменилитовой свиты.

Выше этого горизонта залегает песчано-аргиллитовая толща, представленная черными листоватыми или тонкоплитчатыми неизвестковистыми аргиллитами с налетами ярозита и окислами железа, с прослоями серых песчаников и темносерых аргиллитов. Песчаники крепкие, обычно неизвестковистые, мелкозернистые, местами косослоистые, часто разлинзованные. Толща включает довольно мощные прослои и пачки толстослоистых, часто массивных неплотных песчаников мощностью до 10 *м*. Песчаники серые и зеленовато-серые, кварцевые, нередко глауконитовые, крупно- и среднезернистые, иногда конгломератовидные, преимущественно неизвестковистые. Они образуют прослои мощностью до 1,3—1,5 *м*, чередующиеся с тонкими (8—10 *см*) темнокоричневыми и черными неизвестковистыми аргиллитами. Последние содержат многочисленные остатки чешуй рыб.

В верхней части толщи иногда встречаются тонкие прослои (до 1—2 *см*) серого известковистого песчаника и известняка.

Описанные песчаники получили от К. Пауля (1877 г.) название «кливских» — от горы Клива, расположенной около г. Делятина на р. Пруте.

Кливские песчаники вверх сменяются довольно однообразной толщей темнокоричневых и черных неизвестковистых аргиллитов с прослоями

серых, зеленовато-серых, реже коричневых, песчаников, иногда достигающих 0,5—0,8 *м* мощности. Местами встречаются темнокоричневые, темносерые и серые известковистые аргиллиты. Песчаники крепкие, иногда рыхлые, кварцевые и глауконитовые, тонкослоистые, часто волнистослоистые, мелкозернистые, обычно неизвестковистые.

Описанный разрез характеризует собой нижнюю толщу нижнеменилитовой свиты.

Выше залегает верхняя толща, получившая от Гейма в окрестностях с. Долины название «лопянецких слоев». В. Рогаля (1925 г.) называл ее поляницкой свитой по имени с. Поляница на р. Сукели, где эта толща содержит многочисленные остатки фауны моллюсков, позволившей ему определить ее возраст. Однако В. Рогаля к этой же свите ошибочно относил литологически сходные породы, залегающие выше менилитового комплекса. Характерной особенностью верхней толщи нижнеменилитовой свиты является ее карбонатность. В нижней части она представлена темнокоричневыми, почти черными, преимущественно известковистыми или мергелистыми аргиллитами с прослоями темнокоричневых, реже серых, большей частью карбонатных песчаников. Выше по разрезу толща приобретает более светлую окраску. В составе ее главную роль играют серые мергелистые аргиллиты и мергели, чередующиеся с прослоями серых тонкозернистых некарбонатных, часто глауконитовых и темнокоричневых известковистых песчаников, мощностью до 10—40 *см*, иногда до 1,3 *м*. Аргиллиты образуют прослои от 6—7 до 30 *см*.

Общая мощность нижнеменилитовой свиты в пределах Внешних Карпат достигает 700 *м*.

В северо-западной части Внешних Карпат, на участке между рр. Опуром и Днестром, двучленное деление нижнеменилитовой свиты наблюдается лишь во Внешней антиклинальной зоне, тогда как в Центральной синклинальной зоне она характеризуется довольно однообразным составом по всему разрезу (рис. 50 и 51).

Так, в районах с. Мальмансталя, с. Розлуча и с. Днестрики-Головецко, а также в районах г. Турки, с. Погары, г. Славско и других нижнеменилитовая свита представлена главным образом аргиллитами черными, реже серыми, преимущественно неизвестковистыми, местами карбонатными; содержатся иногда прослои кремней и конкреции сидеритов.

Общая мощность нижнеменилитовой свиты в районе с. Погары составляет 350 *м*.

Довольно своеобразный литологический состав нижнеменилитовой свиты наблюдается вдоль юго-западной окраины Центральной синклинальной зоны. Так, в районах с. Ужока и на р. Уже, с. Н. Верецки и г. Воловца в бассейнах Латорицы и Вечи, на р. Тиссе и в других местах описываемая свита в значительной части представлена карбонатной толщей тонкого чередования серых известковистых и мергелистых аргиллитов, волнистослоистых песчаников и алевролитов, мергелей и, реже, известняков. Местами встречаются отдельные пачки черных неизвестковистых аргиллитов.

Толща сильно смята в мелкие складки. Общая мощность ее порядка 450—550 *м*.

Юго-восточнее, в окрестностях с. Синевира на р. Теребле и в районе г. Ясины на р. Тиссе, в основании нижнеменилитовой свиты залегает кремнистая толща из чередующихся черных кремней с пиритом, черных аргиллитов и кремнистых мергелей, реже темносерых, обычно неизвестковистых песчаников. Наибольшее количество прослоев кремней приурочено к нижней части горизонта.

Выше по разрезу главную роль играют черные неизвестковистые аргиллиты, среди которых встречаются тонкие прослои кремней. Кроме того, среди черных аргиллитов появляются более мощные прослои темных, обычно кремнистых песчаников. Иногда встречаются тонкие про-

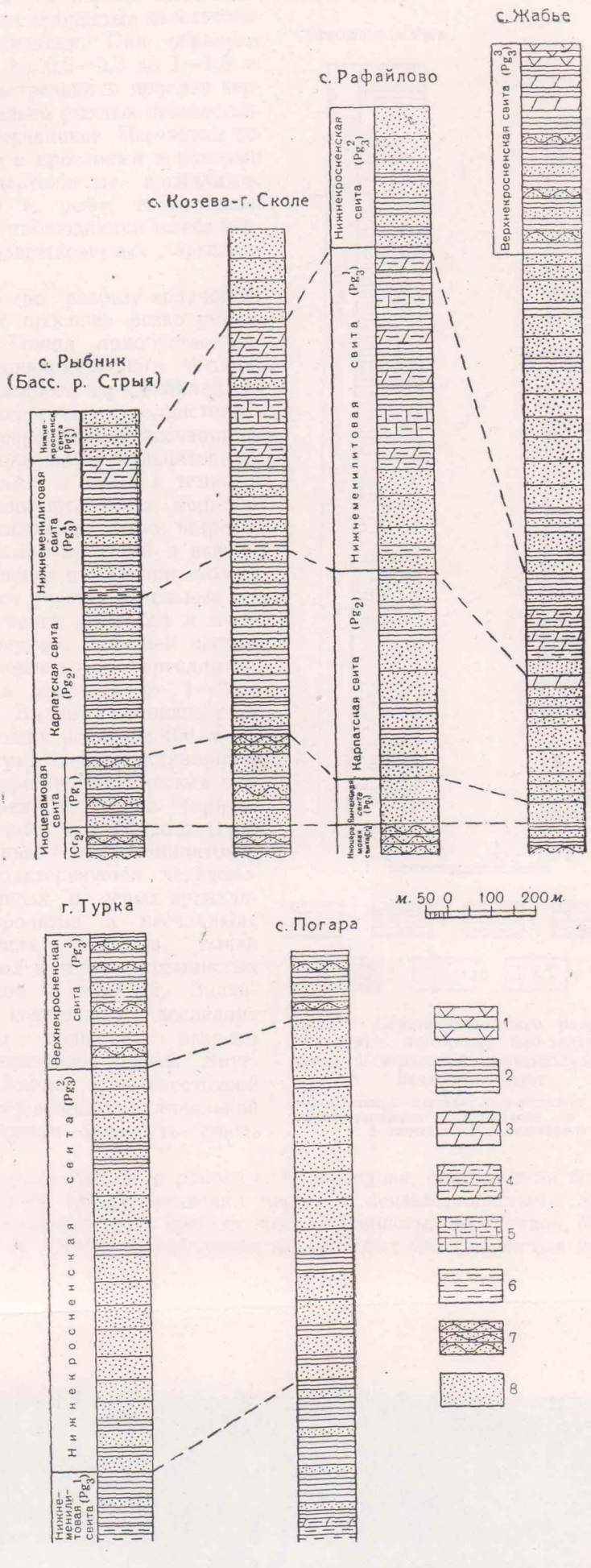


Рис. 50. Стратиграфические разрезы палеогеновых отложений юго-западной окраины Внешней антиклинальной и Центральной синклинальной зон Восточных Карпат

1—глины загипсованные; *2*—аргиллиты; *3*—мергели; *4*—кремнистые мергели; *5*—кремнистые известняки; *6*—кремни; *7*—волнистослоистые алевролиты и песчаники; *8*—песчаники

Зак. 1737

слои слабо известковистых песчаников или алевролитов и аргиллитов Мощность этого горизонта в районе с. Синевира составляет 80 *м*.

Кремнистый горизонт кверху сменяется мощной карбонатной флишевой толщей, в нижней части которой преобладают темносерые и голубовато-серые слюдистые известковистые песчаники. Они образуют прослои от 0,2—0,3 до 1—1,5 *м*. Иногда встречаются прослои черных довольно рыхлых неизвестковистых песчаников. Песчаники чередуются с прослоями и пачками серых мергелистых аргиллитов, мергелей и, реже, известняков. Местами наблюдаются пачки черных неизвестковистых аргиллитов.

Выше по разрезу количество песчаных прослоев резко уменьшается. Толща приобретает характер тонкоритмичного флиша, представленного чередованием серых тонкоплитчатых, волнистослоистых алевролитов и песчаников, часто пронизанных кальцитовыми прожилками, и серых и темносерых, преимущественно мергелистых аргиллитов. Реже встречаются прослои мергелей и известняков. Иногда в строении толщи принимают участие отдельные небольшие пачки до 2—2,5 *м* мощностью черных, большей частью неизвестковистых аргиллитов. Мощность прослоев от 1—2 до 5—10 *см*. Видимая мощность описанной толщи не менее 400 *м*.

Во Внутренней антиклинальной зоне, в районе Полонинских гор, в верховьях р. Пиние (приток р. Латорицы) и р. Шипота (приток р. Турьи) нижненменилитовая свита характеризуется чередованием черных и серых аргиллитов, алевролитов и песчаников, включающих мощные пачки темносерых и черных кремнистых известняков и мергелей. Значительное содержание последних несколько сближает разрезы нижненменилитовой свиты Внутренних Карпат и юго-восточной части Центральной синклинальной зоны. Видимая мощность свиты 300 *м*.

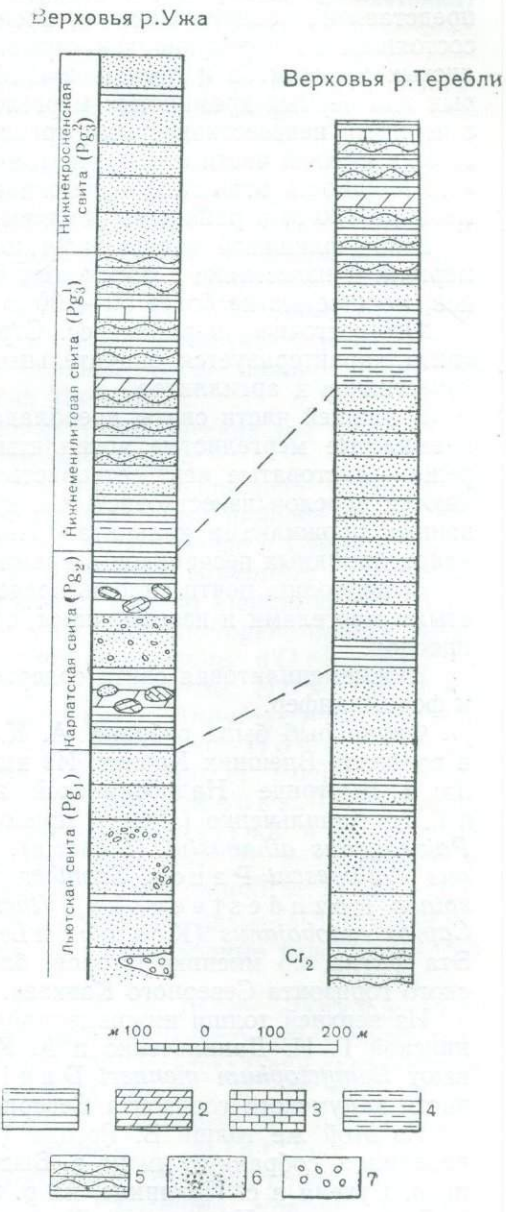


Рис. 51. Стратиграфические разрезы палеогеновых отложений юго-западной окраины Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат

1—аргиллиты; *2*—мергели; *3*—известняки; *4*—кремни; *5*—волнистослоистые алевролиты и песчаники; *6*—песчаники; *7*—конгломераты

В низовьях Лютой, в районе с. Черноголова, описываемая свита характеризуется преимущественно черными неизвестковистыми аргиллитами с прослоями серых крепких, часто кремнистых песчаников. Местами встречаются прослои и небольшие пачки серых известковистых аргилли-

тов. Эта толща сильно смята в мелкие складки. Видимая мощность ее не менее 200—300 *м*.

Юго-западнее, в пределах осевой части Внутренней антиклинальной зоны, на участке между с. Турьян-Реметы на р. Турье и г. Свалявой, в бассейне р. Латорицы, нижнеменилитовая свита в значительной части представлена тонкоритмичным, преимущественно карбонатным флишем, состоящим из чередующихся серых, обычно известковистых или мергелистых аргиллитов и песчаников. Местами встречаются пачки темносерых или черных кремнистых мергелей и известняков, переслаивающихся с черными неизвестковистыми аргиллитами. Последние обычно преобладают в нижней части свиты, где к ним приурочены тонкие прослои кремней. Мощность этой толщи изменяется от 600 *м* в районе с. Турьян-Реметы до 400 *м* в районе г. Свалявы.

Выше флишевой толщи залегают темносерые и черные кремнистые мергели и известняки с прослоями черных аргиллитов и, реже, песчаников, мощностью не более 50—100 *м*.

Юго-восточнее, в районе сс. Стройно и Дусины, нижнеменилитовая свита характеризуется значительным содержанием черных кремнистых известняков и аргиллитов.

В нижней части свиты преобладают темносерые и черные, несколько кремнистые мергелистые аргиллиты с эллипсоидальной отдельностью, реже — листоватые неизвестковистые. Среди черных аргиллитов встречаются прослои известковистых и кремнистых песчаников, часто пронизанных прожилками кальцита. Иногда наблюдаются прослои и линзы кварцитовидных песчаников и кремней.

Выше толща почти сплошь представлена черными, несколько кремнистыми мергелями и известняками, образующими часто довольно мощные прослои.

Нижнеменилитовая свита содержит обильную фауну рыб, моллюсков и фораминифер.

Фауна рыб была собрана А. К. Рождественским главным образом в пределах Внешних Карпат. Из нижних горизонтов описываемой свиты на р. Быстрице Надворнянской и р. Пруте А. К. Рождественским и Г. П. Данильченко (1949 г.) приводятся: *Clupea longimana* (Heckel), *Palaeogadus athanasini* (Pauca), *Ammodides antipai* Pauca, *Serranus simionescui* Pauca, *Scomber voitestii* Pauca, *Centriscus longispinus* Rozhdestvensky, *Vinciguerria obscura* Daniltshenko, *Capros radobojanus* (Kramb.) и *Lepidopus glarisianus* (Blainville). Эта фауна, по мнению авторов, близка к фауне нижней части хадумского горизонта Северного Кавказа.

Из верхней толщи нижнеменилитовой свиты на р. Быстрице Надворнянской Г. Н. Данильченко и А. К. Рождественский (1949 г.). указывают *Eomyctophum menneri* Daniltchenko, известный из верхней части хадумского горизонта Северного Кавказа.

Из этой же толщи В. Рогаля (1925 г.) указывает обильную фауну пелеципод, собранную им на р. Быстрице Надворнянской около Биткова, на р. Сукели в с. Полянице, на р. Опуре в с. Сыновудско Выжне и на р. Стрые в сс. Корчине и Розгурче. Им приводятся *Nucula piligera* Sandb., *Limopsis castulata* Goldf., *L. striata* Ronault., *Arca incomposita* Koen., *Pecten browni* Mayer, *P. pictus* Goldf., *P. incurvatus* Nyst., *Lima eximia* Koen., *Cardium passini* Schaurott, *Lucina raricostata* Hofm., *L. rectangulata* Hofm., *Megaxinus ellipticus* Bars., *Dentalium hacringense* Dreger, *Emarginula kittli* Dreger и др. Эта фауна позволила В. Рогаля отнести рассматриваемую толщу к нижнему олигоцену.

Однако В. Рогаля ошибочно принял эту толщу с нижнеолигоценовой фауной моллюсков за так называемые «поляницкие слои», являющиеся наиболее молодым комплексом пород палеогеновых отложений. Это

повлекло за собой неправильный вывод В. Рогаля о верхнеэоценовом возрасте менилитовых слоев, за которые он принял нижнюю толщу рассматриваемой свиты.

Во Внутренней зоне Карпат, где нижнеменилитовая свита по возрасту относилась чешскими геологами (Д. Андрусов, О. Гиние, А. Матейка) к нижнему мелу, нами были найдены в верховьях Льюты остатки рыб, свидетельствующие, по мнению Г. П. Данильченко и А. К. Рождественского (1949 г.), об олигоценовом возрасте вмещающих пород. К олигоцену же относят нижнеменилитовую свиту на основании фауны рыб Б. Бем (1925 г.) и Л. Хорвиц (1938 г.). М. Вачек (1881 г.), а затем А. Матейка и Д. Андрусов (1931 г.) приводят нижнеолигоценовую фауну моллюсков, собранную ими в верхней части нижнеменилитовой свиты на р. Латорице. Они указывают: *Isocardia subtransversa* d'Orb., *Cilaurae latesulcata* Nyst., *Ostrea prana* Wood., *Cardium fallata* Michel., *C. anomale* Math., *Cyrena semistriata* Desh., *Cytherea viblanovae* Desh., *C. incrassata* Sow., *C. brevis* Fuchs, *Dentalium exiguum* Koen и многие другие. Сходная фауна моллюсков указывается Д. Андрусовым и О. Гиние (1930 г.) из верхней части нижнеменилитовой свиты в верховьях Ужа (к северу от с. Ужока).

В нижнеменилитовой свите различных тектонических зон в ряде мест нами была найдена фауна мелких фораминифер.

В пределах Внешних Карпат фауна была обнаружена в основном в верхней толще рассматриваемой свиты. Она была найдена на рр. Быстрице Надворнянской, Ломнице, Чечве, Сукели, Ораве и Стрые. Отсюда определены: *Cibicides lopjanicus* Mjatliuk, *Elphidium carpaticum* Mjatliuk, *Cristellaria cincta* (Grzyb.), *Lagena elegantissima* (Bornemann), *Gümbelina gracillima* Andreae, *Siphogenerinoides muratovi* sp. n., *Turrilina meata* sp. n., *Bulimina elongata* d'Orb., *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *B. ouachitaensis* Howe et Wallace, *B.* ex gr. *aenariensis* (Costa), *Angulogerina pulchella* Cushman et Edwards, *Gyroidina danvillensis* Howe et Wallace, *Cassidulina* ex gr. *moodysensis* Cushman et Todd, *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *Globigerina* ex gr. *triloba* Reuss., *G. danvillensis* Howe et Wallace, *G. postcretacea* Mjatliuk и др. Полный список видов приведен в диаграмме (см. рис. 45). В количественном отношении резко преобладают раковины *Cibicides lopjanicus* Mjatliuk.

Приведенная фауна характеризуется крупными размерами и преобладанием бентонных форм, что указывает на мелководные условия ее обитания.

В пределах Внутренних Карпат, на рр. Уже, Льюте, Латорице, Рече и в других местах, нижнеменилитовая свита характеризуется более глубоководной фауной мелких фораминифер. Она представлена следующими видами: *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, *G. postcretacea*, Mjatliuk, *G.* ex gr. *triloba* Reuss, *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner, *Globigerinella naguewichiensis* Mjatliuk (in litt), *Gümbelina gracillima* Andreae, *Bolivina* ex gr. *aenariensis* (Costa), *B. ouachitaensis* Howe et Wallace, *Bulimina elongata* d'Orb., *Angulogerina pulchella* Cushman et Edwards, *Asterigerina rogali* Mjatliuk (in litt.), *Cibicides carpaticus* Mjatliuk, *Cristellaria unica* sp. n. и др. В количественном отношении резко преобладают раковины *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace. В большом количестве встречаются раковины *Cibicides carpaticus* Mjatliuk.

Приведенная фауна мелких фораминифер обнаруживает сходство с фауной хадумского горизонта Северного Кавказа, на основании чего нижнеменилитовая свита названа нами зоной хадумских фораминифер.

Хадумский горизонт на Северном Кавказе на основании фауны моллюсков и рыб относится по возрасту к нижнему олигоцену.

Большой интерес для обоснования возраста нижнеменилитовой свиты представляет разрез ее в районе г. Селетина (Северная Буковина), откуда была известна в литературе верхнеэоценовая фауна нуммулитов (Ф. Биеда, 1946 г.). Этот район расположен во внутренней части Внешних Карпат, на границе их с Центральной синклинальной зоной.

Выше известковистых песчаников карпатской свиты, соответствующих зоне крупных *Globigerina* и содержащих верхнеэоценовых нуммулитов, здесь залегает кремневый горизонт мощностью 2 *м*.

Далее следует в целом известковистая толща чередования черных и темносерых аргиллитов, песчаников и алевролитов с линзовидными конкрециями и прослоями сидеритов. В составе толщи преобладают прослои песчаников, мощность которых изменяется от 7—8 до 20 *см*. Местами они образуют пачки мощностью до 20 *м*, состоящие главным образом из толстослоистых разностей.

В верхних частях толщи, в 25 *м* от контакта ее с вышележащими песчаниками нижнекросненской свиты, описываемой ниже, встречен прослой мелкогалечникового конгломерата мощностью 20 *см*. Конгломерат состоит из галек преимущественно кварца, зеленых и темносерых филлитов размером от 1 до 5 *мм*. В нем найдено большое количество раковин крупных фораминифер. Г. И. Немковым отсюда определены: *Nummulites vascus* Joly et Leym. (×), *N. intermedius* d'Arch. (×), *N. bouillei* de la Harpe, *N. fabiani* Prever, *N. variolaris* Lamk., *N. striatus* Brug., *N. perforatus* Montf., *N. atacicus* Leym., *N. lucasi* d'Arch., *Nephrolepidius partita* H. Douv. (×), *N. praemarginata* (R. Douv.) (×). Виды, отмеченные знаком ×, по литературным данным, впервые появляются в олигоцене. Г. И. Немков, анализируя видовой состав приведенной фауны, пришел к выводу о нижнеолигоценовом возрасте вмещающих пород.

Таким образом, приведенные выше данные по фауне фораминифер, рыб и моллюсков позволяют нам относить нижнеменилитовую свиту к нижнему олигоцену.

Средний олигоцен

Верхнеменилитовая свита. Выше нижнеменилитовой свиты во Внешней антиклинальной зоне залегает мощная толща преимущественно черных листоватых аргиллитов, называемая нами верхнеменилитовой свитой. По литологическому составу она чрезвычайно сходна с нижней толщей нижнеменилитовой свиты, описанной выше.

Наиболее полные разрезы верхнеменилитовой свиты известны на рр. Чечве, Быстрице Надворнянской, Пруте и в Покутье.

Она представлена в основном черными неизвестковистыми аргиллитами. В основании ее встречаются тонкие прослои черных кремней. Аргиллиты чередуются с прослоями серых, иногда зеленовато-серых крепких неизвестковистых песчаников (рис. 52). На р. Чечве в верхней части толщи залегает горизонт светлых голубовато- и зеленовато-серых туффитов мощностью 70 *м*.

Наибольшая видимая мощность описываемой свиты наблюдается на р. Чечве, где она составляет 770—830 *м*.

Палеонтологические остатки в верхнеменилитовой свите до настоящего времени не найдены. Стратиграфическое положение ее выше нижнеменилитовой свиты, характеризуемой нижнеолигоценовой фауной, и непрерывный переход между ними позволяют нам относить ее по возрасту условно к среднему олигоцену.

Нижнекросненская свита. Выше нижнеменилитовой свиты в Центральной синклинальной зоне и во внутренних структурах Внешней антиклинальной зоны согласно залегает мощная толща песчаников, называемая нижнекросненской свитой. Наиболее полные разрезы ее известны

в районах сс. Жабьего, Ворохты, Славско, Турки и Устрики Дольны. Всюду наблюдается постепенный переход от нижнеменилитовой свиты к нижнекросненской, в толще которой встречаются прослои и пачки, иногда довольно значительной мощности, совершенно не отличимые от нижнеменилитовых.

В пределах указанного участка нижнекросненская свита характеризуется главным образом песчаниками. Песчаники серые, преимущественно рыхлые, толстослоистые, часто массивные, равнозернистые, обычно сильно слюдистые и известковистые. Мощность прослоев их различна — от десятков сантиметров до 5—6 *м*. При выветривании они становятся серовато-желтыми, иногда коричневато-бурыми.

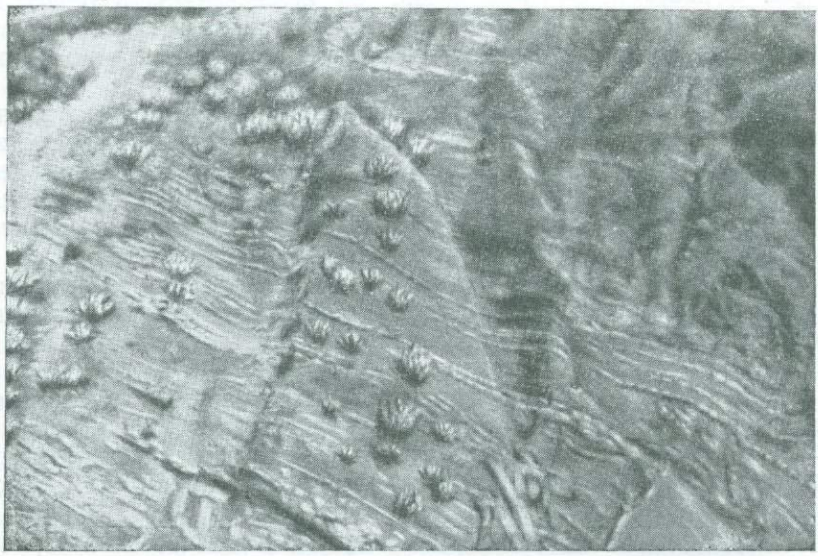


Рис. 52. Верхнеменилитовая свита на р. Быстрице Надворнянской (фото Н. И. Маслаковой)

Среди слабо сцементированных песчаников местами заключены отдельные пласты и караваеобразные глыбы более крепких песчаников — голубовато-серых, известковистых средне- и грубозернистых, слюдистых. Песчаники перемежаются с тонкими прослоями, большей частью известковистых аргиллитов. Местами в них наблюдаются флишевые пачки мощностью от 50—70 *см* до нескольких метров. Они представлены чередованием темносерых, иногда черных или темнокоричневых листоватых аргиллитов и серых слюдистых песчаников, нередко с иероглифами.

Эти крепкие песчаники слагают перевалы и сравнительно высокие хребты, в то время как рыхлые песчаники, слагающие основную часть разреза нижнекросненской свиты, образуют сглаженные формы рельефа.

Мощность свиты не менее 800—1000 *м*.

Находки мелких фораминифер в нижнекросненской свите чрезвычайно редки и скудны. Фауна найдена в верховьях р. Быстрицы Надворнянской, на р. Вече, в верховьях Ужа, в районах сс. Высоцко Выжне, Устрики Нижне и Лютовиска. Из перечисленных мест определены: *Cibicides pseudoungerianus* Cushman, *Bulimina elongata* d'Orb. (×), *Globigerina postcretacea* Mjatliuk (×), *G. danvillensis* Howe et Wallace (×), *Globigerinella naguewichiensis* Mjatliuk (in litt.) (×), *Gümbelina gracillima* Andreae (×), *Reophax duplex* Grzyb., *Trochamminoides irregularis* (White), *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Glomospira charoides* (Parker et Jones), *G. gordialis* (Parker et Jones) и *Rhabdammina cylindrica* Glaessner.

Вид *Cibicides pseudoungerianus* Cushman встречен нами только в нижнекросненской свите. По литературным данным, он принадлежит к широко распространенным видам в палеогеновых отложениях. Однако в Западном Крыму (на р. Алме) этот вид указывается Р. Б. Самойловой (1946 г.) в качестве характерного для темносерых пиритизированных глин, отнесенных В. В. Меннером (1947 г.) и, предположительно, К. К. Фохтом (1887 г). по макрофауне к среднему олигоцену и сопоставляемых Р. Б. Самойловой с низами майкопской свиты Керченского полуострова и Кавказа.

Виды, отмеченные знаком ×, известны как в нижележащих, так и в более молодых отложениях.

Виды с песчанистой раковиной, за исключением *Reophax duplex* Grzybowski, характеризующиеся плохой сохранностью, часто встречаются в виде обломков. Возможно, что они встречаются здесь в переотложенном состоянии.

В районе г. Селетина (Северная Буковина) в нижней части нижнекросненской свиты Г. И. Немковым были найдены единичные экземпляры *Nummulites vascus* Joly et Leym., указывающие на олигоценовый возраст вмещающих пород. Однако Ф. Биеда (1946 г.), приводя этот олигоценовый вид, не придает ему значения и помещает нижнекросненские песчаники вместе с менилитовой свитой в верхний эоцен.

Нижнекросненские песчаники залегают согласно, с постепенным переходом, на нижнеменилитовой свите. Последняя, как уже указывалось выше, по возрасту относится на основании фауны моллюсков, рыб и фораминифер к нижнему олигоцену.

Таким образом, стратиграфическое положение нижнекросненской свиты выше нижнеолигоценовых отложений и присутствие в ней вида *Cibicides pseudoungerianus* Cushman, являющегося характерным для среднеолигоценовых отложений Западного Крыма, дает нам основание отнести ее по возрасту к среднему олигоцену.

Нижнекросненские песчаники могут считаться одновозрастными с верхнеменилитовой свитой краевых структур Внешней антиклинальной зоны, так как занимают одинаковое с этой свитой стратиграфическое положение.

Верхний олигоцен

Верхнекросненская свита. В пределах Центральной синклинальной зоны выше нижнекросненских песчаников залегает флишевая толща, называемая верхнекросненской свитой. Наиболее широко она распространена в бассейне Белого Черемоша и Черного Черемоша на юго-востоке и в бассейнах Стрыя, Днестра и Сана — на северо-западе.

В пределах указанных районов верхнекросненская свита в значительной части представлена тонким флишевым чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Первый элемент ритма представлен песчаниками и алевролитами.

Песчаники серые, преимущественно мелкозернистые, плотные, известковистые, слюдистые. В них часто наблюдается волнистая слоистость, которая обычно приурочена к верхней части слоя. На нижних поверхностях прослоев песчаников развиты мелкие разнообразные иероглифы. Мощность песчаных прослоев, образующих первый элемент ритма, составляет от 1 до 15, реже 30—40 *см*.

Аргиллиты серые, темносерые, иногда черные, обычно сильно известковистые и слюдистые. Они составляют второй элемент ритма. Мощность прослоев их не превышает 10—15 *см*.

Верхняя часть описываемой свиты характеризуется серыми известковистыми и мергелистыми аргиллитами и мергелями с очень редкими тонкими прослоями мелкозернистых известковистых песчаников. На поверх-

ности пластов этих пород обычно наблюдаются мелкие кристаллики гипса.

Прекрасные разрезы верхнекросненской свиты известны в с. Жабье на р. Черном Черемоше, в верховьях Прута близ с. Ворохты, а также у г. Турки, с. Борынева, с. Погары (бассейн Стрыя) и в верховьях Днестра. Видимая мощность верхнекросненской свиты достигает 600 *м* (бассейн Сана).

Фауна мелких фораминифер, несмотря на тщательные поиски ее, была обнаружена лишь в районе с. Жабьего в верхней глинистой пачке. Отсюда определены: *Cassidulina chipolensis* Cushman et Ponton, *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, *G.* ex gr. *triloba* Reuss, *Gyroidina* sp., *Cibicides* sp. Фауна мелкая, в количественном отношении преобладают раковины *Cassidulina chipolensis* Cushman et Ponton и *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace.

Вид *Cassidulina chipolensis* Cushman et Ponton впервые был описан из нижнемиоценовых отложений Флориды. В палеогеновых отложениях, по литературным данным, он не известен.

Виды *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace и *G.* ex gr. *triloba* Reuss установлены нами в нижележащих отложениях (верхний эоцен — олигоцен). Эта преемственность видов указывает на возрастную близость описываемой свиты к подстилающим ее отложениям.

Стратиграфическое положение верхнекросненской свиты выше нижнекросненских песчаников, относимых нами к среднему олигоцену, и наличие в верхах ее загипсованных глин, содержащих фауну фораминифер нижнего миоцена, позволяет нам относить ее по возрасту к верхнему олигоцену и частично к нижнему миоцену.

Рунская свита. Во Внутренней антиклинальной зоне верхнекросненской свите, повидимому, соответствует мощная толща песчаников, именуемая нами рунской свитой.

Рунская свита известна лишь в северо-западной части Внутренних Карпат, где она слагает наиболее высокие горные массивы с плоскими или слегка наклонными, а иногда даже вогнутыми вершинами и ступенчатыми склонами (Полонина Руна, Широкий Менчул, Великий Вижек, Лаутанская Голица, Острая Гора и др.). Все массивы рунских песчаников изолированы друг от друга и имеют овальные контуры.

Описываемая свита почти повсюду с резким угловым несогласием ложится на сложную систему складок палеогеновых отложений. Особенно четко трансгрессивное залегание ее наблюдается на Полонине Руна, где она, срезая льютские песчаники, переходит сначала на карпатскую свиту и затем непосредственно на нижнеменилитовую.

Рунская свита представлена главным образом песчаниками с тонкими прослоями и пачками аргиллитов и алевролитов. Песчаники серые, толстослоистые, слабоизвестковистые, преимущественно грубозернистые, местами конгломератовидные. Мощность прослоев их 1—2 *м*. На нижней поверхности пластов песчаников видны струйчатые иероглифы неправильной формы. В верхней части пласта наблюдается тонкая слоистость. Песчаники чередуются с тонкими (2—5 *см*) прослоями серых сильно слюдистых алевролитов и неизвестковистых аргиллитов. Они образуют пачки мощностью от 30 до 80 *м*, чередующиеся с 20—30-метровыми пачками тонкого переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Аргиллиты серые, зеленовато-серые, крепкие, неизвестковистые. Песчаники и алевролиты серые, слюдистые, известковистые, плитчатые и волнистослоистые. На нижней поверхности пластов их видны мелкие разнообразные, главным образом валикообразные и бугорчатые, иероглифы. Мощность прослоев песчаников и аргиллитов составляет в среднем 5—15 *см*.

Наибольшая видимая мощность рунской свиты наблюдается на Полонине Руна, где она, по данным С. Л. Афанасьева, составляет 900 *м*.

Скудная фауна мелких фораминифер была обнаружена лишь в шлифе песчаника, взятого на Полонине Руна. Удалось определить *Gümbelina gracillima* Andreae и *Anomalina* sp. Первый вид установлен нами в верхнеэоценовых отложениях, в нижнеменилитовой и нижнекросненской свитах. В большом количестве он встречается в самом молодом — палеогеновом комплексе, развитом на северном крыле Внешней антиклинальной зоны и в Предкарпатской краевой впадине (в космачской свите, описываемой ниже).

До работ Карпатской экспедиции рунская свита как самостоятельная не выделялась. Предыдущими исследователями (В. Улигом, 1903 г.; Д. Андрусовым, 1938 г. и др.) она объединялась вместе с литологически сходными разновозрастными песчаниками и называлась обычно свитой магура.

Исследования, проведенные сотрудниками Карпатской экспедиции, показали разный характер залегания песчаниковых толщ. Удалось выяснить, что часть из них участвует в строении сложных складок Внутренней антиклинальной зоны и по возрасту относится к различным горизонтам от нижнего мела до эоцена включительно. Песчаники, называемые нами рунской свитой, резко отличаются от этих более древних свит по условиям залегания. Они трансгрессивно с резким угловым несогласием залегают на палеоценовых, эоценовых и нижнеолигоценовых отложениях и характеризуются значительно более слабой дислоцированностью.

Руководящие ископаемые в рунской свите не найдены. Указанные выше условия залегания рунских песчаников дают нам основание относить их по возрасту условно к верхнему олигоцену и, предположительно, считать аналогами верхнекросненской свиты Центральной синклинальной зоны.

Космачская свита. На северном крыле Внешней антиклинальной зоны и в Предкарпатской впадине выше верхнеменилитовой толщи залегает космачская свита. Она известна в литературе как «поляницкая свита». Нами это название изменено на космачскую, так как в с. Поляннице распространена верхняя толща нижнеменилитовой свиты, ошибочно принятая польскими геологами (В. Рогаля, К. Толвинский и др.) за наиболее молодой горизонт палеогеновых пород.

Ошибочность выделения «поляницкой» свиты была указана также И. А. Голубковым и Е. В. Мятлюк (1949 г.).

Наиболее полные разрезы космачской свиты известны в Покутских Карпатах, в районе с. Космача, откуда она и получила свое название.

Отложения этой свиты прослеживаются узкими полосами вдоль края Карпат от района Добромиля на северо-западе до Покутских Карпат на юго-востоке. На всем этом протяжении космачская свита представлена главным образом чередующимися серыми известковистыми, слюдистыми, мелко- и среднезернистыми песчаниками, серыми, преимущественно мергелистыми аргиллитами, реже — мергелями и мергелистыми глинами. Местами среди песчано-глинистых пород встречаются конгломераты и брекчии.

В Покутье, по р. Пистынке в районе с. Космача, на черных листоватых аргиллитах верхнеменилитовой свиты согласно, с постепенным переходом, залегает толща ритмичного чередования серых песчаников, серых и черных аргиллитов. На нижней их поверхности нередки крупные иероглифы. Песчаники довольно рыхлые, часто волнистослоистые. Они образуют прослои мощностью от 5—10 до 80 *см*. Аргиллиты большей частью известковистые, часто мергелистые. В верхней части разреза ритмичность исчезает, начинают преобладать серые мергелистые аргиллиты. Мощность толщи не более 250 *м*.

Выше по разрезу описанные породы постепенно сменяются серыми слоистыми плотными глинами, обычно загипсованными, с редкими тон-

кими прослоями песчаников, которые относятся уже к нижней соленосной свите нижнего миоцена.

Ближе к Предкарпатской впадине, в районе с. Слободы Рунгурской и с. Березова, на верхнеменилитовой свите без углового несогласия залегают крупногалечниковые неслоистые конгломераты с хорошо окатанной галькой зеленых хлоритовых сланцев и белых известняков. Размер гальки до 30—40 *см*. Мощность конгломератов около 100 *м*.

Выше по разрезу размер и количество галек постепенно уменьшаются и конгломераты переходят в мощную толщу серых загипсованных глин нижнего миоцена.

Северо-западнее, на р. Быстрице Надворнянской, черные аргиллиты верхнеменилитовой свиты вверх постепенно сменяются чередованием серых песчаников, аргиллитов и мергелей космачской свиты. Мощность ее 200 *м*. Выше следуют серые соленосные глины. Далее на северо-запад, на р. Чечве у с. Струтынь Выжны, по данным О. В. Юферева, выше верхнеменилитовой свиты залегает космачская. В основании ее наблюдается конгломерат, состоящий из хорошо окатанных галек черных аргиллитов и серых песчаников верхнеменилитовой свиты. Размер галек 3—5 *см*. Мощность конгломерата 1—1,5 *м*.

Выше следует толща чередования светлосерых мергелистых аргиллитов, мергелей, известковистых песчаников и алевролитов. Песчаники мелко- и среднезернистые. Они образуют прослои мощностью от 2 до 30 *см*, реже до 60 *см*. Мощность космачской свиты составляет 350 *м*.

Переход от нее к вышележащим отложениям вскрыт скважинами к северу от г. Долины, где установлено, что космачская свита вверх постепенно сменяется соленосной толщей нижнего миоцена.

Северо-западнее, в районе Борислава, космачская свита с размывом ложится на нижнюю толщу нижнеменилитовой свиты. Она представлена чередованием серых песчаников, известковистых и мергелистых аргиллитов, реже глин и мергелей. Песчаники мелко- и среднезернистые, известковистые, преимущественно слюдистые. Они содержат большое количество растительного детритуса и слабо окатанные обломки черных аргиллитов нижнеменилитовой свиты, размером от нескольких дециметров до 1—3 *м*.

Переход от космачской свиты к вышележащим соленосным глинам весьма постепенный. Граница между ними проводится обычно там, где в разрезе начинают преобладать глинистые породы и появляются на их поверхности белые налеты солей. Мощность космачской свиты, по данным бурения, составляет около 600 *м*.

Далее на северо-запад, в бассейне Стрвионжа, космачская свита представлена конгломератами, залегающими на размытой поверхности карпатской свиты. Конгломераты довольно рыхлые. Они состоят из плохо окатанных обломков преимущественно флишевых и в значительно меньшей степени метаморфических пород. Местами в них встречаются пачки рыхлых крупнозернистых серых песчаников, содержащих слабо окатанные или остроугольные обломки главным образом черных аргиллитов нижне- и верхнеменилитовой свит. Иногда количество обломков так велико, что породы имеют вид брекчии, сцементированной песчаным материалом.

Мощность конгломератов около 100 *м*. Выше залегает мощная толща соленосных глин.

В нижней части космачской свиты в с. Космаче на р. Чечве и в с. Нагуевичи нами была найдена довольно обильная фауна мелких фораминифер, представленная следующими видами: *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, *G. postcretacea* Mjatliuk, *Globigerinella naguewichiensis* Mjatliuk (in litt.), *Gümbelina gracillima* Andreae, *Bolivina* ex gr. *aenariensis* (Costa), *B. fastigia* Cushman и др. Полный список видов приведен в диаграмме (см. рис. 45).

Схема сопоставления палеогеновых отложений

Геологический возраст		Восточные Карпаты			
Нижний миоцен				*Нижняя соленосная свита* Глины	Комплекс миоценовых фораминифер: *Bolivina dilatata* Reuss, *B. spathulata* (Williamson), *Cassidulina chipolensis* Cushman et Ponton
Эоцен	Верхний	*Рунская свита* Песчаники	*Верхнекросненская свита* Тонкое чередование песчаников и аргиллитов	*Космачская свита* Чередование песчаников, аргиллитов, мергелей и глин	*Gümbelina gracillima* Andreae, *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace, *G. postcretacea* Mjatliuk и др.
	Средний		*Нижнекросненская свита* Песчаники	*Верхнеменилитовая свита* Черные аргиллиты	*Cibicides pseudoungerianus* Cushman, *Bulimina elongata* d'Orb., *Gümbelina gracillima* Andreae, *Reophax duplex* Grzybowski и др. (нижнекросненская свита)
	Нижний	*Нижнеменилитовая свита* Черные битуминозные аргиллиты с прослоями песчаников, мергелей и известняков			Зона хадумских фораминифер. Подзона *Cibicides lopjanicus* Mjatliuk
Олигоцен	Верхний	*Карпатская свита*			Зона *Bolivina*. Зона крупных *Globigerina*
					Аналог зоны планктонных фораминифер

Восточных Карпат и Крымско-Кавказской области

Западный Крым (г. Бахчисарай, р. Алма) По материалам В. Г. Морозовой (1946 г.) и Р. Б. Самойловой (1946 г.)		Северный Кавказ (Черкесский район) По материалам К. А. Прокопова (1938 г.), В. Г. Морозовой (1946 г.), Н. Н. Субботиной (1936, 1947 гг.) и М. Ф. Глесснера (1937 г.)	
		Верхний майкоп Темносерые сланцеватые глины с фауной моллюсков, ежей и ракообразных нижнего миоцена	*Haplophragmoides perifero-excavatus* Subb., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Bulimina* cf. *ovata* d'Orb., *Turammina ovalis* Subb. и др.
		Средний майкоп Темносерые с коричневатым оттенком листоватые глины с прослоями септарий внизу (септариевый горизонт) и песчаников вверху (зеленчукский горизонт)	
Темносерые пиритизированные глины с богатой фауной среднего олигоцена (В. В. Меннер)	*Cibicides pseudoungerianus* Cushman	*Нижний майкоп* (баталпашинский горизонт) Темные коричневато-серые тонкослоистые глины, с кремнистыми сидеритами, с кристаллами гипса и чешуями рыб	
Серые глауконитовые песчаники с *Nucula compta* Nyst., *Cassidaria buchi* Boll.	*Cristellaria herrmanni* Andreae	*Хадумский горизонт* Темносерые тонкослоистые, битуминозные карбонатные аргиллиты с *Cassidaria buchi* Boll, *Nucula compta* Nyst., *Nuculana chadumica* Korob. и др., *Planorbella* sp. и фауной рыб	Зона фораминифер хадумского горизонта
Зеленовато-желтые известковистые глины	*Almaena taurica* Saml.	*Белоглинский горизонт* Светлозеленые мергели в верхней части с *Variamussium fallax* Korob.	Зона *Bolivina*
	Bifarina millepunctata (Tutk.)		Зона крупных *Globigerina*
			Зона *Globigerinoides conglobatus* H.B. Brady
Коричневатые слоистые мергели с *Lyrolepis caucasica* Rom.	Аналог зоны планктонных фораминифер	*Кумский горизонт* Светлые коричневатые тонкослоистые мергели с *Lyrolepis caucasica* Rom.	Зона планктонных фораминифер

Геологический возраст		Восточные Карпаты		
Эоцен	Верхний	Пестрая по литологическому составу толща чередования аргиллитов и песчаников, включающая пачки песчаников, конгломератов и известняков		Зона *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wissl.)
	Средний			Зона *Globorotalia aragonensis* Nuttall
	Нижний			Зона *Globorotalia crassata* (Cushman)
Палеоцен	Верхний	*Льютская свита* Песчаники	*Ямненская свита* Песчаники	*Globorotalia angulata* (White)
	Нижний			*Cibicides praeventratumides* sp. n., *Globigerina triloculinoides* Plummer и комплекс несчанистых фораминифер
Верхний мел	Датский ярус		*Иноцерамовая свита*	Зона датских фораминифер
	Маастрихтский ярус	*Пуховская свита* Красные мергели	*Свидовецкая свита* Пестрые аргиллиты и песчаники	Чередование песчаников, аргиллитов, реже мергелей и известняков	*Globotruncana conica* (White), *G. marginata* (Reuss) и др.

В количественном отношении преобладают раковины *Globigerina danvillensis* Howe et Wallace и *G. postcretacea* Mjatliuk.

В некоторых прослоях песчаников и аргиллитов наряду с мелкой тонкостенной фауной встречаются в большом количестве крупные раковины *Globigerina triloculinoides* Plummer и *G. bulloides* d'Orb., широко развитые в эоценовых отложениях. В меньшем количестве встречаются крупные и плохой сохранности раковины *Globorotalia crassaformis* (Galloway et Wissler), *Angulogerina pulchella* Cushman et Edwards, *Eponides umbonatus* (Reuss), *Elphidium carpaticum* Mjatliuk, *Globotruncana arca* Cushman и др.

Западный Крым (г. Бахчисарай, р. Алма) По материалам В. Г. Морозовой (1946 г.) и Р. Б. Самойловой (1946 г.)		Северный Кавказ (Черкесский район) По материалам К. А. Прокопова (1938 г.), В. Г. Морозовой (1946 г.), Н. Н. Субботиной (1936, 1947 гг.) и М. Ф. Глесснера (1937 г.)	
Белые мелоподобные мергели	Зона *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wissl.)	*Зеленая свита* (аналог калужского и хадыженского горизонтов западных районов)	Зона *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wissl.)
Белые известняки с крабами *Assilina exponens* Sow., *Vulsella dubia* d'Arch. и др.			
Известняки с *Nummulites distans* Desh., *N. polygyratus* Desh. и *N. irregularis* Desh.	Зона мелководных фораминифер	Зеленые мергелистые аргиллиты и мергели с *Phacoides schweyeri* Korob., *Corbis korotkovi* Korob. и др.	Зона *Globorotalia aragonensis* Nuttall
Зеленые известковистые глины с *Nummulites globulus* Leym. и *N. atacicus* Leym.	Зона *Globorotalia crassata* (Cushman) и *Rotalia granulosa* Morozova (in litt.)	*Абазинская свита* Темносерые опоковидные аргиллиты с ярозитом, с прослоями светлосерых опок	Зона *Globorotalia crassata* (Cushman) *(G. subbotinae* Morozova)
Голубовато-серые мергели с *Gryphaea antiqua* Schwetz., *Cucullaea incerta* Dech. и др.	Зона *Globorotalia angulata* (White)	*Свита Горячего ключа* Темносерые и черные неизвестковистые аргиллиты	*Globorotalia angulata* (White)
Мелкодетритусовые и мелкофораминиферовые известняки с ядрами моллюсков	Miliolidae, Polymorphinidae, Rotaliidae, и Anomalinidae	*Эльбурганский горизонт* Мергели с *Lembulus crassistria* Koenen, *Dentalium rugiferum* Koenen, *D. indiferum* Koenen, *Eocycloscala crassilabrum* Koenen и др.	Зона фораминифер эльбурганского горизонта
Мшанковые известняки и песчаники с *Echinocorys sulcatus* Goldf.	Зона датских фораминифер	Белые известняки	Зона датских фораминифер
Мергелистые песчаники с *Belemnitella americana* Mort.			

Приведенная крупная фауна является, повидимому, переотложенной из более низких горизонтов палеогеновых и верхнемеловых отложений.

Верхняя часть космачской свиты характеризуется более обильным комплексом фораминифер, чем нижняя. На р. Чечве, р. Воротыще и в с. Нагуевичи из верхней части свиты определены: *Cassidulina chipolensis* Cushman et Ponton, *Bolivina spathulata* (Williamson), *B. dilatata* Reuss, *Planulina* sp., *Miliolina* sp., и многие другие, преимущественно переотложенные из более древних отложений.

Фауна мелких фораминифер космачской свиты сходна с комплексом верхнекросненской свиты. В верхней части космачской свиты, так же

Схема сопоставления основных разрезов миоценовых отложений Предкар

Отдел	Ярус			Микрофаунистический горизонт	Про	
					Внутренняя	
					Северо-западная часть	
					Добромиль, Хыров, Дрогобыч	Нагуевичи, Борислав, Стебник, Трускавец	Болехов, Долина, Калуш
Миоцен	Верхний	Сармат	Средний	$N_1^{sarm_2(?)}$	C_{II}	Серые слоистые песчанистые глины, мелкозернистые пески и песчаники Мощность 300 *м*	Пере
			Нижний	$N_1^{sarm_1}$	C_I		
	Средний	Тортон	Верхний	$N_1^{t_2}$	M_{II}^1	Покутская	
					M_{II}	Серые и темносерые толстослоистые глины с прослоями средне- и грубозернистых песков и рыхлых песчаников; в средней части—линзовидные прослои конгломератов (радычские конгломераты), состоящих из обломков карпатских пород Мощность 700—900 *м*	Серые и темносерые глины, переслаивающиеся с рыхлыми песчаниками; по всей толще—рассеянная галька карпатских пород Мощность 800 *м*	Серые глины с прослоями мелкозернистых песчаников и тонкими прожилками гипса Мощность до 400 *м*
					M_I^1		Глины с прослоями розовых мергелей Мощность до 200 *м*
					M_I	Верхняя соленосная	
						Серые неизвестковистые засолоненные глины с пропластками и линзами солей и гипса Мощность до 150 *м*	Серые брекчиевидные глины с пластами и глыбами каменной и калийных солей; в основании—ангидриты Мощность 150—400 *м*

Таблица 7

патского краевого прогиба и юго-западной окраины Русской платформы

г и б			Платформа		
з о н а	Внешняя зона			Ополье	
Юго-восточная часть Надворная, Слободка Рунгурская, Яблонов	Северо-западная часть	Юго-восточная часть	Приднестровье	Юго-западная часть	Северо-восточная часть
р ы в	Серые чистые и песчанистые глины, переслаивающиеся с тонкими прослоями песчаников; галька карпатских пород Мощность 250—300 *м*	Мелко- и среднезернистые кварцевые пески и песчаники, разделенные тонкими прослоями глин Мощность 340 *м*			
с в и т а					
Глины серые слоистые, чередующиеся с тонкими прослоями рыхлых песчаников; линзовидные залежи бурого угля	Серые и светлосерые мелко- и среднезернистые газоносные кварцевые пески и рыхлые песчаники, чередующиеся с прослоями серых слоистых глин; по всей толще—рассеянная галька карпатских пород Мощность 800—1000 *м*		Мергелисто-песчанистые глины с *Chlamys neumayri*, *Chl. galiciana* и *Palliolum* sp. Мощность до 30 *м*	Пески и известковистые породы с литотамниями Мощность до 40 *м*	
Пески белые, кварцевые; рыхлые мелкозернистые песчаники, тонкие прослои глин, крупногалечные конгломераты (пистынские)			П е р е р ы в	П е р е р ы в	
Нижний горизонт: серые слоистые глины с прослоями грубозернистых песчаников	Серые и темносерые глины с пропластками гипса и тонкими редкими прослоями песчаников Мощность 40—80 *м*				
с в и т а	Гипсово-ангидритовый горизонт		Мелкокристаллические известняки („дики“) Мощность 1—3 *м*	Мелкокристаллические известняки („дики“) Мощность 1—3 *м*	
Серые засолоненные глины с тонкими прослоями песчаников	Гипсы и ангидриты, разделенные тонкими прослоями глин Мощность 6—60 *м*		Гипсы Мощность 30—40 *м*	Линзы гипса Мощность 2—4 *м*	Мелкокристаллические известняки („дики„) Мощность 2—8 *м*

Отдел		Ярус			Микрофаунистический горизонт	Про		
						Внутренняя		
						Северо-западная часть		
						Добромиль, Хыров, Дрогобыч	Нагуевичи, Борислав, Стебник, Трускавец	Болехов, Долина, Калуш
Миоцен	Средний	Тортон	Нижний	$N_1^{t_1}$	К	Серые и оливково-зеленые слюдистые песчаники, переслаивающиеся с серыми глинами; в верхней части—песчаники с литотамниями Литотамниевые известняки Мощность 700 *м*	Чаплин Чередование серых и зеленовато-глин с прослоями розовоокрашенных Мощность 400—	
		Гельвет		N_1^{hl}		Ритмичное чередование серых, розовато-фиолетовых и бурых мергелей, аргиллитов и песчаников. В основании—мелко- и крупногалечные конгломераты и грубозернистые песчаники Мощность 800 *м*	Стебникская Ритмичное чередование серых, розовых и фиолетовых мергелей, песчаников. Прослои светлых массив прослои туфа Мощность 700—	
	Нижний	Аквитан—бурдигал		N_1^1		Перерыв Нижняя соленосная свита Чередование серых известковистых глин и песчаников; пластовые линзы каменной соли Мощность 400—600 *м*	Верхний горизонт Серые загипсованные и засолоненные глины с прослоями песчаников и линзами калийных солей Мощность 400—500 *м* Средний горизонт Конгломераты с „экзотической“ галькой и глыбами менилитовых сланцев, полимиктовые грубозернистые песчаники Мощность 250—300 *м* Нижний горизонт Чередование серых известковистых глин и мелкозернистых песчаников. Пластовые линзы каменной соли Мощность 400—450 *м*	Чередование серых слоистых засолоненных глин и серых слюдистых песчаников. В средней части—прослои полимиктовых грубозернистых песчаников Мощность 400—800 *м*

г и б			Платформа		
з о н а	Внешняя зона			Ополье	
Юго-восточная часть	Северо-западная часть	Юго-восточная часть	Приднестровье	Юго-западная часть	Северо-восточная часть
Надворная, Слобода Рунгурская, Яблонов					
с к а я с в и т а			П е р е р ы в	Эрвилиевый горизонт	
серых песчаников и мергелей 600 *м*	Средне- и грубозернистые газоносные кварцевые пески и песчаники Мощность 250—300 *м*	Песчаники и мергели Мощность 50 *м*	Мергели и мелкозернистые кварцево-глауконитовые песчаники с *Amussium denudatum* Reuss (псевдоабиссальная фация нижнего горизонта нижнего тортона) Мощность 10—15 *м*	Литотамниевые песчаники и литотамниевые известняки	
				Песчаники с мшанками и брахиоподами, литотамниевые песчаники и пески Мощность 10—60 *м*	
			П е р е р ы в	П е р е р ы в	
с в и т а			Известняки с пресноводными брюхоногими моллюсками Мощность 2 *м* Пески кварцевые, серые или кварцево-глауконитовые, зеленовато-серые Мощность 2—3 *м*	Угленосные слои Мощность 2—3 *м*	
зеленовато-серых, аргиллитов, глин и ных песков, тонкие 1100 *м*					
Добротовские слои Флишеподобное чередование серых и зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников, аргиллитов и алевролитов					
Горизонт слободских конгломератов Конгломераты глыбовые, крупногалечные, с „экзотической“ галькой, массивные и слоистые					
Соленосные отложения Серые слоистые засоленные глины и песчаники					

Отдел	Ярус	Микрофаунистический горизонт	Про		
			Внутренняя		
			Северо-западная часть		
			Добромиль, Хыров, Дрогобыч	Нагуевичи, Борислав, Стебник, Трускавец	Болехов, Долина, Калуш
Олигоцен	Pg_3		Космачская		
			Грубозернистые песчаники и конгломераты с галькой карпатских и „экзотических" пород Мощность 80—120 *м*	Флишеподобное чередование аргиллитов, глинистых мергелей и мелкозернистых песчаников Мощность 300—450 *м*	Флишеподобное чередование аргиллитов, глинистых мергелей и песчаников. В основании—мелкогалечный конгломерат (р. Чечва) Мощность 100—350 *м*
			Перерыв и размыв		Верхняя часть Черные и коричневые аргиллиты и песчаники
			Нижняя и средняя части менилитовой		
			Черные и коричневые листоватые аргиллиты, нефтеносные Мощность до 1000 *м*		

как и в верхах верхнекросненской, появляются такие виды, как *Cassidulina chipolensis* Cushman et Ponton (верхнекросненская и космачская свиты), *Bolivina spathulata* (Williamson) и *B. dilatata* Reuss (космачская свита), известные по литературным данным из отложений не древнее нижнемиоценового возраста.

Космачская свита в Покутье залегает согласно на верхнеменилитовой. Последняя сопоставляется нами с нижнекросненской свитой, относимой по возрасту к среднему олигоцену.

Согласное залегание космачской свиты на верхнеменилитовой и присутствие в верхних горизонтах ее нижнемиоценовых мелких фораминифер дают нам основание относить ее по возрасту к верхнему олигоцену и, частично, нижнему миоцену. С нижней соленосной свитой миоцена она связана постепенным переходом.

Космачская свита Внешней антиклинальной зоны и верхнекросненская свита Центральной синклинальной зоны являются одновозрастными, так как занимают одинаковое стратиграфическое положение и содержат сходную фауну мелких фораминифер.

Во Внутренней антиклинальной зоне указанным свитам скорее всего соответствуют по возрасту рунские песчаники.

Из описания палеогеновых и меловых отложений Восточных Карпат можно сделать заключение о сложности их строения. Выделенные и на-

гиб			Платформа		
зона	Внешняя зона			Ополье	
Юго-восточная часть Надворная, Слобода Рунгурская, Яблонов	Северо-западная часть	Юго-восточная часть	Приднестровье	Юго-западная часть	Северо-восточная часть
свита					
Флишеподобное чередование аргиллитов, глинистых мергелей и песчаников; пудинговые конгломераты с „экзотической" галькой					
менилитовой свиты невые листоватые аргил-					
товой свиты					
песчаники, кремни					

несенные на карту свиты отличаются разнообразием состава и строения и в большинстве случаев характеризуются вполне определенными комплексами окаменелостей, позволяющими датировать их возраст. При описании отдельных свит нами делалось сопоставление их с соответствующими разрезами Крыма и Кавказа, основанное преимущественно на результатах изучения комплексов мелких фораминифер (табл. 6). Произведенное впервые расчленение и сопоставление флишевых и иных толщ Карпат не только позволяет с большой степенью детальности выявить строение Карпат и очертить историю их развития, но и выявить ряд особенностей формирования складчатых сооружений юга СССР, что подробнее рассмотрено в последующих главах.

МИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДКАРПАТСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Миоценовые отложения широко распространены в пределах Предкарпатского краевого прогиба, по окраинам Русской платформы и в закарпатских впадинах, практически отсутствуя в самих Карпатах, где к ним, возможно, относятся лишь самые верхи верхнекросненской свиты, характеризующиеся сильной загипсованностью пород.

Миоценовые отложения Предкарпатья и Закарпатья относятся к двум различным палеогеографическим провинциям. Они различаются характером разрезов, мощностью и составом выделяемых в них свит и комплексами окаменелостей. Также различной является и степень их изученности. Все это заставляет нас привести их описание раздельно.

Предкарпатский краевой прогиб вытянут узкой изогнутой полосой вдоль северного и восточного края складчатых Карпат и ограничивается на севере и северо-востоке Русской платформой, а на северо-западе — герцинскими складчатыми сооружениями.

По географическому признаку Предкарпатский краевой прогиб делится на две самостоятельные области: краевой прогиб Западных Карпат и краевой прогиб Восточных Карпат.

При описании миоценовых отложений краевого прогиба Восточных Карпат придется в целях выяснения истории прогиба коснуться также характеристики и миоценовых отложений краевого прогиба Западных Карпат.

Однородность литологического состава терригенных толщ, выполняющих прогиб, резкая смена фаций как вкрест простирания, так и по простиранию, а также чрезвычайно малое количество окаменелостей значительно затрудняют выделение единых для всего прогиба стратиграфических горизонтов. В связи с этим большое значение приобретает изучение собранных и определенных сотрудниками экспедиции редких остатков макро- и микрофауны, а также анализ окаменелостей из миоценовых отложений прогиба, известных по литературным данным.

На основании наших исследований миоценовые отложения Предкарпатского краевого прогиба разделены на ряд стратиграфических горизонтов, отнесенных к нижнему, среднему и верхнему миоцену (табл. 7).

Нижний миоцен

К нижнему миоцену нами отнесены отложения нижней соленосной свиты, время образования которой, повидимому, соответствует аквитанскому и бурдигальскому векам. Космачская свита в значительной части относится к олигоцену, и ее описание было приведено при характеристике палеогеновых отложений Карпат.

Нижняя соленосная свита. Нижняя соленосная свита обнажена на поверхности узкой полосой во Внутренней зоне прогиба вдоль фронта складчатых сооружений Карпат. Отложения соленосной свиты связаны постепенным переходом с космачской свитой и характеризуются чрезвычайно резкой изменчивостью состава как в вертикальном разрезе, так и по простиранию.

В северо-западной части зоны в разрезе соленосной свиты выделяются три горизонта: нижний, средний и верхний.

Нижний горизонт представлен ритмичным чередованием серых и темносерых плотных, слоистых глин и серых мелкозернистых полимиктовых песчаников. В верхней части глины значительно преобладают над песчаниками. Вся толща слабо известковиста и слабо засолонена. М. Я. Серова указывает, что в глинах встречается значительное количество фораминифер, очень близких к видам, имеющимся в подстилающих отложениях космачской свиты.

Мощность нижнего горизонта составляет 300—400 *м*.

Средний горизонт соленосной свиты характеризуется присутствием значительного количества полимиктовых крупнозернистых песчаников, переслаивающихся с темными плотными слоистыми глинами. Известковистость и засолонение пород чрезвычайно слабые. Среди этих пород залегают линзы и пачки «экзотических» конгломератов (Нагуевичи, Трускавец и др.), состоящих из гальки красных и зеленых филлитов, песчаников, доломитов, кварца и т. д.

В этом же горизонте спорадически встречаются крупные глыбы — отторженцы аргиллитов менилитовой свиты, часто сильно раздробленные, и линзы, состоящие из тех же перемытых и переотложенных аргил-

литов с характерной мозаичной текстурой. Микрофауна в отложениях среднего горизонта находится во вторичном залегании. Мощность горизонта колеблется от 250 до 400 *м*.

Верхний горизонт свиты сложен темносерыми чистыми или песчаными глинами, часто слюдистыми, содержащими мелкую вкрапленность рассеянных кристалликов соли, прослои разнообразных песчаников, мергелей, гипсов и залежи натровых, магнезиальных и калийных солей. Среди этих пород часто отмечаются пласты брекчий, состоящие из обломков песчаников и глин, сцементированных солью и, иногда, глиной (рис. 53). Мощность верхнего горизонта около 600 *м*.

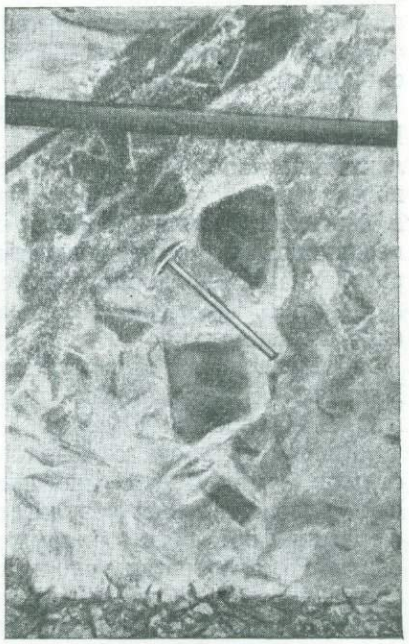


Рис. 53. Брекчии соли и аргиллитов (рудник Стебник)

Общая мощность нижней соленосной свиты в северо-западной части внутренней зоны прогиба непостоянна. Она колеблется, повидимому, в достаточно широких пределах, от 300 до 1200—1300 *м*. Наименьшая мощность свиты отмечается в крайних северо-западных районах: в окрестностях Хырова и Добромиля.

В юго-восточной части Внутренней зоны (западнее долины Свицы) соленосная свита претерпевает существенные изменения.

Наиболее характерная особенность соленосных отложений этой территории — появление в разрезе мощной пачки конгломератов, получивших в литературе название «слободских». Наличие этого выдержанного конгломератового горизонта позволяет выделить среди соленосной свиты, как и в северо-западных районах, также три горизонта, имеющих существенно отличный состав, а именно (снизу вверх): соленосные отложения, слободские конгломераты и добротовские слои.

Соленосные отложения в этой зоне представлены толщей серых слоистых пластичных глин, в значительной степени засолоненных и загипсованных, с редкими тонкими прослоями и линзами мелкозернистых полимиктовых песчаников. Мощность соленосных отложений колеблется от 150 до 350 *м*. Отложения этого горизонта соответствуют нижнему горизонту соленосной свиты северо-западной части прогиба.

Лежащий над соленосными отложениями горизонт слободских конгломератов в Покутско-Слободском и Надворнянском районах имеет довольно широкое распространение и обнажается в ядрах антиклинальных складок. Контакт конгломератов с нижележащими отложениями соленосной свиты стратиграфический, но довольно резкий.

Выходы слободских конгломератов встречаются в ряде пунктов по рр. Быстрице Надворнянской, Пруту и др. В составе конгломератовой толщи преобладает крупногалечный и валунный материал, представленный зелеными хлоритовыми сланцами, желтыми и белыми известняками, слюдистыми песчаниками, кварцем и кремнями. Цемент конгломератов — песчано-глинистый.

В верхней части конгломератовой толщи появляются прослои мелкогалечных конгломератов и песчаников, часто с прослоями гипсов. Выше конгломераты постепенно переходят в добротовские слои. Ближе к краю Карпат, по рр. Акре и Люче, мощность конгломератов составляет 250—300 *м*.

Северо-западнее, в районе Слободы Рунгурской и Старуни, мощность конгломератов достигает 700—800 *м*. В толще их можно наблюдать все переходы от глыбовых разностей до мелкогалечных. При этом характерно увеличение мощности конгломератов и размера обломочного материала к северо-востоку от края Внешних Карпат. Это свидетельствует, что область размыва располагалась на северо-восток от современного края гор.

Добротовские слои выходят на поверхность главным образом в ядрах антиклинальных складок среди пород стебникской свиты. Эти отложения являются характерным членом разреза нижнемиоценовых отложений только в юго-восточной части прогиба, в области развития слободских конгломератов.

Многочисленные обнажения этих слоев встречаются по рр. Пруту, Быстрице Надворнянской, у с. Добротов и в других пунктах. Представлены они мощной толщей чередующихся плотных, тонкозернистых, темносерых, известковистых песчаников, серых известковистых аргиллитов и мергелей. Песчаники в разрезе преобладают. Часто на нижней стороне песчаников видны иероглифы и волноприбойные знаки. В верхней части разреза в толще добротовских слоев появляются прослои розовых глин и мергелей, указывающие на постепенный переход между добротовскими слоями и покрывающими их отложениями стебникской свиты.

Мощность добротовских слоев в районе Делятина равна 450—500 *м*. Близкие к этой цифре мощности указываются А. А. Максимовым и О. В. Юферевым (1949 г.) и для других мест.

Касаясь вопроса о возрасте отложений нижней соленосной свиты, следует отметить, что многочисленные поиски руководящих фораминифер положительных результатов не дали. По данным М. Я. Серовой, фораминиферы были обнаружены главным образом в нижнем горизонте свиты. В добротовских слоях и соответствующей им продуктивной толще Стебникского района фораминиферы практически отсутствуют, а в конгломератах встречаются переотложенные формы. В нижней части разреза была встречена фауна двух типов: в первичном залегании и переотложенная. Фауна, находящаяся в первичном залегании, очень мелкая, тонкостенная, довольно однообразная, угнетенная. Она несет все признаки, указывающие на то, что фораминиферы жили и развивались в бассейне с нарушенным режимом, в условиях ненормальной солености. Такая же по составу фауна была встречена и в верхах космачской свиты. Наряду с мелкорослой фауной были встречены крупные, переотложенные фораминиферы с хорошо развитым скелетом. Комплекс фораминифер состоит из следующих наиболее характерных видов: *Gümbelina* aff. *globigerina, Globigerinella* sp., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Gl. triloba* Reuss, *Bolivina dilatata* Reuss, *B. antiqua* d'Orb., *Cassidulina* ex gr. *crassa* d'Orb., *Asterigerina planorbis* d'Orb., *A.* aff. *stellata* (Reuss); *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Glomospira charoides* (P. et J.), *Anomalina* cf. *austriaca* (d'Orb.), обломки *Nodosaria*, крупные *Cristellaria* sp., *Globotruncana canariensis* (d'Orb.) и др.

Элемент миоценовой фауны в приведенном комплексе несомненен, однако руководящие формы, точно датирующие возраст, отсутствуют.

Несколько более определенные указания приведены в работе А. Попеску-Войтешти для соленосных отложений Румынии. Он указывает, что в конгломератах, аналогичных слободским, в районе Скулаешти были найдены *Pecten beudanti, P. pseudobeudanti,* характерные для бурдигальского яруса.

Средний миоцен

Отложения среднего миоцена среди миоценовых пород прогиба распространены наиболее широко. Среди них могут быть выделены оба яруса среднего миоцена: гельветский и тортонский.

Отложения гельветского яруса развиты лишь в пределах Внутренней зоны прогиба и выделяются под названием стебникской свиты.

Этот термин был введен К. Толвинским (1927 г.) для широкого комплекса пород, расположенных в разрезах предгорий Карпат выше соленосной свиты, имеющих характерную розоватую и фиолетово-розовую окраску.

Нами, в отличие от К. Толвинского, к стебникской свите относятся лишь отложения гельветского возраста. Верхняя часть стебникских слоев Толвинского, содержащая нижнетортонские окаменелости, относится нами к нижнетортонской чаплинской свите. Граница между стебникской и чаплинской свитами условно проводится по исчезновению розовой окраски в мергелях и аргиллитах.

Соотношения стебникской свиты с подстилающими ее соленосными отложениями на юго-востоке довольно просты: добротовские слои кверху постепенно переходят в комплекс пород, в котором главную роль играют розовые мергели и аргиллиты. В северо-западной части прогиба эти взаимоотношения более сложны.

В окрестностях г. Стебника наблюдается постепенный переход от серых соленосных сильно загипсованных глин к стебникским слоям. Обнаруживается повышенная известковистость, соли и гипсы исчезают и появляются тонкие прослои буро-розовых известковистых глин, количество которых в разрезе постепенно увеличивается. Несколько западнее, согласно наблюдениям А. Е. Михайлова (1948 г.), вместе с розовыми глинами появляются прослои светлосерых песчаников, мощность которых у с. Урожа на Быстрице около 150 *м*. Здесь они состоят преимущественно из средне- и крупнозернистых разностей. В обнажениях по рр. Черхаве и Днестру уже отмечается резкая смена соленосных глин крупнозернистыми песчаниками стебникской свиты. В окрестностях Березова, по р. Стрвионжу, среди песчаников появляются прослои мелкогалечных конгломератов, размер и количество гальки в которых постепенно возрастают в северо-западном направлении. Под Добромилем и Нижнанковицами на нижней соленосной свите в основании стебникской толщи залегает пачка конгломератов, мощность которой в районе Нижнанковиц достигает 60 *м*. Конгломераты состоят из обломков хорошо окатанных метаморфических пород со значительной примесью карпатского материала (полосчатые кремни, песчаники и т. д.).

Мощность песчаников 260—300 *м*.

Неодинаково в этом районе представлены также и отложения соленосной свиты, подстилающие стебникскую свиту. В районе Стебник—Нагуевичи под стебникскими слоями лежат серые соленосные глины, в других местах — серые песчаники (часто без соли), глины с прослоями солей (Дрогобыч), иногда загипсованные глины и песчаники с прослоями гипсов (Нижнанковицы).

Отмеченные изменения грубости осадков стебникской свиты с юго-востока на северо-запад, а также то обстоятельство, что стебникские отложения налегают на различные горизонты нижней соленосной свиты, заставляют предполагать о появляющемся в районе Нагуевичей несогласии между ними. Оно приобретает резко выраженный характер в северо-западных частях района и исчезает уже в окрестностях Борислава, а на юго-востоке от него нигде не отмечается.

Над конгломератами и песчаниками в северо-западной части прогиба залегает чрезвычайно характерная для стебникской свиты всех районов и относительно выдержанная толща розовых и фиолетовых мергелей, разделенных прослоями светлосерых песчаников и фиолетовых известковистых аргиллитов. В ряде разрезов стебникской свиты встречаются тон-

кие прослои туффитов. С ними связано появление бентонитов в районе г. Надворной (рис. 54).

Мощность стебникской свиты непостоянна. В северо-западной части прогиба она достигает 900—1000 *м*, на юго-восток сокращается: в окрестностях Богородчан составляет 600—700 *м*, в бассейне Прута не превышает 300—400 *м*. Наблюдается также сокращение мощности по направлению к центральной части прогиба до 250—300 *м*. Важно отметить, что в центральных частях прогиба в верху стебникских отложений появляются мощные пачки (до нескольких десятков метров мощностью) рыхлых массивных желтовато-серых, средне- и мелкозернистых песчаников.

Рис. 54. Обнажение стебникской свиты у г. Надворная

Данные относительно возраста стебникской свиты очень скудны. В одном из разрезов по р. Быстрице в песчаных прослоях были обнаружены фораминиферы, очень плохо сохранившиеся, сильно минерализованные, со следами окатанности. Согласно определениям М. Я. Серовой, среди них присутствуют: *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (W. et J.), *Gümbelina* aff. *globifera* Reuss, *Bolivina antiqua* d'Orb. и не определимые ближе обломки редких *Miliolina, Bulimina, Uvigerina.*

Более определенные указания на возраст стебникской свиты содержатся в работе Бема, который указывает, что в шламе неглубоких скважин, пробуренных в стебникских отложениях в окрестностях Рахина, обнаружены *Lucina dentata* Defr., *L. borealis* L., *Leda fragilis* Chemn., *Neritina picta* Fer., *Natica catena* da Costa var. *helicina* Brocc, *Eulimella conulus* Eichw. и *Melanopsis impressa* Kraus.

Перечисленные виды, по мнению Бема, и прежде всего *Lucina dentata* Defr., известная из гельвета и тортона, и *Melanopsis impressa* Kraus, характерная для онкофоровых слоев Баварии, Чехии и Австрии, а также встречающаяся в гельвете Франции, — указывают, что возраст заключающих их слоев не моложе нижнего тортона. Гельветский возраст стебникской свиты подтверждается также и тем, что она перекрывается фаунистически охарактеризованными нижнетортонскими отложениями чаплинской свиты и подстилается нижнемиоценовой соленосной свитой.

Описанные отложения нижнего миоцена: космачская, нижняя соленосная и стебникская свиты — развиты лишь в пределах Внутренней зоны краевого прогиба Восточных Карпат. Во Внешней зоне, а также в пределах краевого прогиба Западных Карпат, отложения, синхроничные с описанными выше свитами, неизвестны.

Тортонский ярус

Отложения тортонского яруса в пределах краевого прогиба пользуются чрезвычайно широким распространением и вмещают основные газоносные горизонты.

Они разделены на нижнетортонские и верхнетортонские, среди которых в свою очередь выделяется ряд свит и горизонтов.

Нижнетортонские отложения. Во Внутренней зоне прогиба нижнетортонские отложения выделены под названием чаплинской свиты. С подстилающими отложениями стебникской свиты они связаны постепенными переходами и представлены толщей чередующихся серых и буро-серых глин, желтовато-серых песчаников и плотных серых мергелей. В северо-западной части прогиба, в окрестностях д. Чапли, у Янова, Ляшек Мурованных, Дроздовиц и в других пунктах отложения чаплинской свиты носят более мелководный характер и состоят из толщи рыхлых средне- и крупнозернистых песчаников, чередующихся с бурыми песчаными глинами и гравийными конгломератами, состоящими из гальки верхнемеловых и палеогеновых отложений Карпат, и содержащих остатки известковых литотамниевых водорослей и обильные окаменелости.

В. П. Казаковой здесь определены: *Amussium denudatum* Reuss (в нескольких экземплярах), *Amussium* cf. *cristatum* Bronn var. *badensis* Font., *Nucula nucleus* L., *Leda fragilis* Chemn., *Corbula gibba* Ol., *Thracia* cf. *ventricosa* Phil., *Terebratula* cf. *hoernesi* Suess, *Cardium* sp., *Venus* sp.

Эта фауна, по мнению В. П. Казаковой, указывает на нижнетортонский возраст содержащих ее слоев.

Фауна фораминифер в этом разрезе характеризуется следующим комплексом: *Gyroidina* aff. *soldanii* (d'Orb.), *Bulimina* ex gr. *elegans* d'Orb., *Cibicides lobatulus* (W. et. J.) var., *Globigerinella* sp., *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Discorbis* sp., *Globigerina bulloides* d'Orb., *Nonion soldanii* (d'Orb.), *Bolivina antiqua* d'Orb., *Siphogenerinoides plummeri* Cushman, *Cassidulina crassa* d'Orb.

В описанных выше слоях с фауной пектенов наиболее характерными видами, согласно М. Я. Серовой, являются *Globigerina bulloides* d'Orb., *Gl.* cf. *dubia* Egger, встречающиеся в большом количестве, и в меньшем количестве — *Uvigerina pygmea* d'Orb.

Раковины фораминифер сильно минерализованы и деформированы. Породы, в которых встречена указанная фауна глобигеринид, М. Я. Серова выделяет в отдельный микропалеонтологический горизонт «К».

Фораминиферы были встречены также в крупнозернистых песчаниках с литотамниями. Наиболее характерными здесь являются *Elphidium fichtellianum* (d'Orb.), *E. macellum* (Fichtel et Moll), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Asterigerina* cf. *planorbis* d'Orb., *Nonion* cf. *punctatum* (d'Orb.), *Faujasina carinata* d'Orb.

При сравнении слоев, обнажающихся у д. Чапли, с нижнетортонскими отложениями окраины Русской платформы (см. ниже) следует подчеркнуть чрезвычайно большое сходство этих слоев с нижнетортонскими отложениями, подстилающими гипсы в разрезе Церковной горы у г. Щирец. Тождественность выражается как в составе пород, так и в их фаунистической характеристике.

Общая мощность чаплинской свиты в северо-восточной части Внутренней зоны прогиба приближенно равна 500—600 *м*.

В юго-восточной части прогиба, в районе Калуша и в области Покутских Карпат в разрезе чаплинской свиты появляются прослои розовых мергелей и глин, что весьма затрудняет отделение ее от отложений стебникской свиты.

В районе Калушского месторождения калийных солей чаплинская свита представлена чередованием темносерых, иногда желтоватых глин и зеленовато-серых песчаников с редкими прослоями розовых мергелей и красноватых глин. Они залегают под продуктивной соленосной толщей верхнего тортона.

В верхних горизонтах этой толщи в керновом и шламовом материале обнаружены обломки моллюсков, определенных В. Фрадбергом как *Leda fragilis* Chemn., и обильная фауна глобигеринид, аналогичная

встреченной в разрезе у д. Чапли. Комплекс фораминифер указывает, что содержащие ее отложения соответствуют отложениям чаплинской свиты, несмотря на некоторые различия в их литологическом составе.

Мощность свиты в юго-восточных районах не превышает, повидимому, 200—250 *м*.

Во Внешней зоне краевого прогиба отложения, синхроничные верхней части чаплинской свиты, вскрыты в глубоких скважинах: Вовня 1, в районе Угерско, у Калуша (Тесп IV) и Косова (скв. Гуцул 1).

В районе Угерско в скв. 106/5 мощность этих отложений равна 450 *м*. Согласно данным треста «Укрнефтеразведка», чаплинская свита в этой скважине вскрыта в интервале от 1150 (подошва гипсово-ангидритового горизонта) до 1600 *м* (поверхность верхнемеловых пород).

М. Я. Серова, изучавшая фауну фораминифер из пород, вскрытых в этой скважине, указывает на присутствие комплекса фораминифер, характерного для верхней части чаплинской свиты, вскрытой в районе д. Чапли, в Калуше и др. (нижний глобигериновый горизонт К). Эти отложения, образованные мощными пачками серых мелко- и среднезернистых песчаников, разделенных песчаными глинами, являются основными газоносными породами Угерского месторождения горючих газов и получили название «угерского газоносного горизонта».

Чрезвычайно важно отметить, что отложения угерского горизонта в скв. 106/5 ложатся непосредственно на отложения верхнего мела. Аналогичные соотношения наблюдались в скв. Гуцул 1 у Косова.

Палеонтологическое изучение разрезов чаплинской свиты дает возможность разделить ее на две части — нижнюю и верхнюю.

Нижняя, более мощная, часть свиты развита только, по всей вероятности, во Внутренней зоне прогиба. Характеризуется она полным отсутствием макроокаменелостей. Микрофауна встречается сравнительно редко; только в отдельных образцах были обнаружены очень мелкие, часто побитые и минерализованные раковины фораминифер, из которых наиболее часто встречаются *Cibicides* ex gr. *lobatulus* (W. et J.), *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Eponides laidingeri* d'Orb., *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb. *Gyroidina* ex gr. *soldanii* (Karrer).

Верхняя часть чаплинской свиты, которой соответствует угерский горизонт Внешней зоны прогиба, содержит большое количество моллюсков; из них наиболее характерными являются *Amussium denudatum* Reuss, *Am. cristatum* Bronn var. *badensis* Font. и др., а также весьма своеобразный комплекс фораминифер, состоящий главным образом из представителей сем. Globigerinidae. Эта часть чаплинской свиты выделена под названием нижнего глобигеринового горизонта (горизонт К).

Нижнетортонские отложения краевого прогиба Западных Карпат имеют следующую характеристику.

У Бельска (западнее Кракова) миоценовые отложения, по данным К. Коньора, слагают толщу мощностью около 600 *м*. Это — отложения молассового облика, выполняющие узкий прогиб шириной всего около 6 *км*. Молассовые отложения в южной части прогиба залегают на сложнодислоцированных палеогеновых и меловых отложениях Карпат, а на севере — на герцинидах.

Восточнее Кракова отложения нижнего тортона известны в Величке и Бохне. В Величке самые древние отложения нижнего тортона представлены соленосными слоями с общей мощностью около 100 *м*, среди которых Нидзведский выделил две части: нижнюю, названную слоистой, и верхнюю, названную глыбовой. Слоистая часть сложена чередующимися пластами песчаников, засолоненных глин и солей; глыбовая состоит из зеленоватой брекчии («зубера»), обломков глин и песчаников, сцементированных солью, и серых мергелистых глин. Соленосные слои, по представлениям Нидзведского, смяты в складки, опрокинутые на север,

разорванные на три части пологими надвигами. Принадлежность соленосных глин к нижнему тортону устанавливается по присутствию в них *Amussium cristatum* Bronn. var. *badensis* Font., *Amussium denudatum* Reuss, описанных еще Ройсом в 1867 г. В Бохне отложения низов нижнего тортона представлены также соленосными слоями, вполне аналогичными слоям Велички.

Следующий стратиграфический горизонт относится к более высокой части нижнего тортона, вероятно к верхней его половине. Эти слои известны на север от Бохни, у м. Грабовицы. Они представлены полого наклоненными на север желтыми песками с прослоями глин, залегающими несогласно на соленосных слоях, в которых встречены следующие нижнетортонские виды пелеципод: *Pectunculus pilosus* L., *Panopea menardi* Desh., *Ostrea cochlear* Poli, *Ostrea leopolitana* Niedzw.

Пески и глины с аналогичной фауной известны к югу от Ржешова, где они лежат на размытой поверхности дислоцированных флишевых образований мелового и палеогенового возраста, имея мощность всего несколько метров.

Верхним членом разреза нижнетортонских отложений краевого прогиба Западных Карпат являются литотамниевые известняки, представленные толстоплитчатыми белыми разностями. Известняки чаще залегают выше нижнетортонских песков и глин, в некоторых же довольно многочисленных пунктах (Свилча, Олимпов и др.) они лежат непосредственно на размытой поверхности карпатских флишевых пород. Мощность литотамниевых известняков не превышает 20 *м*. Содержащиеся в них обильные окаменелости позволяют сопоставить их со вторым литотамниевым горизонтом Ополья и Росточья.

Таким образом, отложения нижнего тортона в краевом прогибе Западных Карпат известны лишь у южных его границ. Их мощность колеблется в пределах одного-двух десятков метров, и наклонены они к центру прогиба. Мощность и состав нижнетортонских пород в центральных частях прогиба неизвестны.

Отложения верхнего тортона Предкарпатского прогиба разделены на две свиты. Нижняя из них носит название верхней соленосной свиты, а верхняя — покутской. Отложения обеих свит широко развиты в пределах краевого прогиба как Восточных, так и Западных Карпат. Однако выходы их на поверхность чрезвычайно редки из-за слабой обнаженности и сосредоточены преимущественно во Внутренней зоне прогиба.

Верхняя соленосная свита состоит из гипсов, ангидритов, засолоненных глин и песчаников, обнажающихся в ряде пунктов во Внутренней зоне прогиба и вскрытых в некоторых глубоких скважинах Внешней зоны, где эти породы носят название гипсово-ангидритового горизонта.

Во Внутренней зоне прогиба верхняя соленосная свита обнажена узкими полосами на крыльях складок между отложениями чаплинской и покутской свит, либо выполняет ядра синклиналей.

В северо-западной части Внутренней зоны свита сложена темно-серыми песчаными глинами, разделенными прослоями серо-бурых песчаников или гипсов [1].

В окрестностях Дрогобыча отложения верхней соленосной свиты сильно засолонены. У Калуша к этой свите приурочены промышленные скопления калийных и натровых солей. Мощность свиты у Калуша колеблется от 150 до 300 *м*. К юго-востоку от Калуша в бассейне Прута верхняя соленосная свита (обнаженная там чрезвычайно плохо) предста-

[1] Следует заметить, что верхняя граница соленосной свиты определяется по исчезновению гипса и ангидритов, а также засолоненности и загипсованности в песчаниках и глинах. Однако в отдельных случаях отложения верхней соленосной свиты очень трудно отделить от отложений покутской свиты, чем и объясняется на отдельных участках карты совместное изображение двух названных свит.

влена коричневато-серыми засолоненными глинами, среди которых встречаются прослои и линзы гипса.

Во Внешней зоне краевого прогиба верхней соленосной свите соответствуют отложения гипсово-ангидритового горизонта. Его положение на значительном пространстве исследовано сейсмическим и электрометрическим способами, а также установлено рядом буровых скважин. Данные электрометрических работ нанесены на геологическую карту с помощью стратоизогипс с сечением через 200 *м*.

Буровые скважины, вскрывшие гипсово-ангидритовый горизонт, расположены преимущественно на юго-западной окраине зоны. В районе месторождения горючих газов Опары верхняя соленосная свита вскрыта скв. Вовня 1 на глубинах от 1150 до 1185 *м* и имеет следующий разрез:

1150—1153 *м*. Гипсы кристаллические, мелкозернистые, темносерые, плотные, твердые.
1153—1167 *м*. Глинистые сланцы, очень плотные, с остатками фауны и тонкими прослойками (1—2 *мм*) серых туфов.
1167—1185 *м*. Гипсы, переслаивающиеся с белым мелкокристаллическим ангидритом.

М. Я. Серова, изучавшая фауну фораминифер из пород, пройденных этой скважиной, пришла к выводу, что гипсы и ангидриты подстилаются отложениями, содержащими комплекс фораминифер, свойственный верхней части чаплинской свиты и угерскому горизонту. Покрывающие породы содержат комплекс верхнетортонских фораминифер.

В районе Угерского газового месторождения гипсы и ангидриты вскрыты рядом скважин на глубине около 1000 *м*. Средняя мощность этих пород в скважинах равна 10—15 *м*. В скв. Гуцул 1, расположенной у Косова, гипсово-ангидритовый горизонт пройден в интервале от 1360 до 1425 *м*. Ниже гипсов и ангидритов до глубины 1450 *м* вскрыта толща глинистых пород с прослоями сильно известковистых песчаников, содержащих обильные остатки фораминифер, определенных как *Globigerina bulloides* d'Orb., *Gl. triloba* Reuss и относящихся к горизонту К нижнего тортона. Выше гипсов лежат темносерые сланцеватые глины, которые на основании состава фауны фораминифер относятся к покутской свите.

В краевом прогибе Западных Карпат выходы гипсов на поверхность сосредоточены по его окраинам и известны у Ржешека в окрестностях Велички, Свощовиц, Крешова и от Крешова — вдоль северо-западной и северо-восточной границ прогиба. Мощность их повсюду не превышает 15—30 *м*. Как и в разрезе тортонских отложений краевого прогиба Восточных Карпат, на западе гипсы всюду являются нижним горизонтом верхнетортонских отложений.

У Ржешова гипсы и загипсованные глины мощностью около 6 *м* лежат на стоящих почти вертикально олигоценовых аргиллитах и песчаниках. В Величке гипсы, полого наклоненные на север, перекрывают с угловым несогласием нижнетортонские соленосные слои.

Остановимся теперь на некоторых соображениях относительно возраста верхней соленосной свиты. Следует отметить, что польскими геологами этот вопрос был совершенно не разработан и даже в значительной мере запутан. Бóльшая часть из них (Новак, Фридберг и др.) считала, что в Предкарпатье присутствует лишь одна (нижняя) соленосная толща, которая и обнажается в Приднестровье, где она представлена гипсами. Верхнюю соленосную свиту они объединяли с нижней.

Приведенные выше фактические данные позволяют утверждать, что в Предкарпатье на значительном протяжении, от Крешова до Черновиц, в разрезе миоценовых отложений присутствуют две соленосные свиты. Нижняя из них имеет нижнемиоценовый возраст и ограничена в своем распространении лишь Внутренней зоной прогиба. Верхняя залегает в основании верхнетортонских отложений и развита повсеместно.

Верхняя соленосная свита синхронизируется нами с гипсами Приднестровья и является прямым их продолжением в краевом прогибе. Погружение гипсов платформы под более молодые верхнетортонские и нижнесарматские отложения прогиба отчетливо выявлено при бурении скважин у Яворова.

Данные по изучению фораминифер подтверждают правильность отнесения пород, лежащих в прогибе выше верхней соленосной свиты, к верхнему тортону, а подстилающих — к нижнему тортону.

В краевом прогибе как Восточных, так и Западных Карпат широко развиты отложения покутской свиты.

Во Внутренней зоне краевого прогиба Восточных Карпат они слагают крылья складок, а также ядра многих синклиналей. Представлены эти отложения главным образом грубообломочными терригенными осадками — песчаниками, песчанистыми глинами и конгломератами.

В пределах Внешней зоны развиты преимущественно мелко- и тонкозернистые терригенные отложения: известковистые глины и мелкозернистые песчаники.

Отложения, накопившиеся в этих фациальных областях, у польских исследователей носили различное название. Грубообломочные назывались «дашавскими» слоями (толщей или свитой); тонкообломочным придавалось название «краковецких глин», причем обоими названиями объединялись как верхнетортонские, так и нижнесарматские отложения.

В результате наших работ представилось возможным расчленить отложения «дашавских слоев» и «краковецких глин» на верхнетортонские и нижнесарматские. При этом верхнетортонские отложения называются нами покутской свитой на том основании, что они в пределах Покутских Карпат наиболее хорошо вскрыты в естественных обнажениях.

На территории Внутренней зоны прогиба покутская свита сложена однообразными по составу глинисто-песчаными отложениями, среди которых отмечаются тонкие прослои туффитов и мергелей. На северо-западе и юго-востоке появляются мощные пачки конгломератов (радычские и пистынские конгломераты), состоящие из обломков меловых и палеогеновых флишевых пород, снесенных с Карпат. Эти конгломераты, образующие крупные, мощностью до 80 *м*, линзы, расположены в непосредственной близости от края складчатых сооружений Карпат.

Во Внешней зоне прогиба отложения покутской свиты представлены серыми пластичными известковистыми глинами, чередующимися с аргиллитами, содержащими растительные остатки и тонкие прослои серых тонкозернистых кварцевых песчаников.

Разрезы покутской свиты во Внешней зоне прогиба вскрыты буровой скв. Вовня 1, в которой мощность этих образований достигает 860 *м*; скв. Угерско 106/5, где разрез покутской свиты повторяется дважды: в верхнем — надвинутом и нижнем — поднадвиговом крыльях; в районе Дашавы — в скв. Гуцул 1 у Косова.

В центральных частях Внешней зоны и в пределах ее северо-западной части отложения покутской свиты вскрыты рядом скважин (Яворов и др.) и в некоторых пунктах обнажены на поверхности (Чернява, Краковец и др.).

Согласно геофизическим данным, мощность покутской свиты во Внешней зоне непостоянна. Наибольшая мощность, достигающая 1000 *м*, отмечается в северо-западной части. В юго-восточной части Внешней зоны, восточнее долины Стрыя, мощность резко уменьшается.

Кровля гипсово-ангидритового горизонта, по данным электроразведки, в этом районе резко повышается до отметок 200—400 *м*. Повышение происходит по резким ступеням, отчетливо выраженным положением стратоизогипс. Мощность свиты в этом районе уменьшается до 200—300 *м*.

Отложения покутской свиты сравнительно хорошо охарактеризованы фаунистически. Обработка собранных остатков фауны показала, что в глинистых и тонкопесчаных отложениях наиболее обычными видами являются: *Syndesmya alba* Wood. var. *scythica* Sok., *Mohrensternia pseudoangulata* Hilb., *M. pseudosarmatica* Sok., *Bittium deforme* Eichw. В более высоких горизонтах покутской свиты появляются также *Syndesmya reflexa* Eichw.

В более грубых песчаных отложениях из характерных верхнетортонских видов встречаются: *Ervilia* cf. *pusilla* Phil., *Ervilia trigonula* Sok., *Chlamys* cf. *elegans* Andrz., *Chl.* cf. *lilli* Pusch, *Chl. neumayri* Hilb., *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Potamides bicostatus* Eichw., *Neritina picta* Fér., *Mohrensternia pseudoangulata* Hilb.

По заключению В. П. Казаковой, присутствие среди указанных форм *Chlamys* cf. *elegans* Andrz., *Chl.* cf. *lilli* Pusch, *Chl. neumayri* Hilb., *Bittium deforme* Eichw., *Cerithium rubiginosum* Eichw., широко распространенных в верхнетортонских отложениях на окраине Русской платформы, дает основание относить покутскую свиту к верхнему тортону.

Такие формы, как *Ervilia trigonula* Sok. и *Syndesmya alba* Wood. var. *scythica* Sok., характеризуют части разреза, переходные к отложениям нижнего сармата.

Не менее существенное значение при изучении разрезов покутской свиты имеет фауна фораминифер.

Проведенное М. Я. Серовой исследование фораминифер, главным образом из кернов буровых скважин, дало возможность выделить в разрезе покутской свиты несколько горизонтов, прослеживающихся повсюду и характеризующихся совершенно определенным комплексом фораминифер.

Непосредственно над верхней соленосной свитой М. Я. Серова выделяет верхний глобигериновый горизонт M_I, содержащий огромное количество планктонных фораминифер из сем. Globigerinidae очень хорошей сохранности. В нем также часто встречаются различные *Spirialis*. Наиболее характерны и изобильны *Globigerina bulloides* d'Orb., *Gl. dubia* Egger, *Globigerinoides conglobatus* (H. B. Brady), *Orbulina universa* d'Orb. и некоторые другие *Globigerina*, а также *Gyroidina stebnicaensis* Aizenst. nom. msc., *Gyroidina* sp. и др.

Этот горизонт был вскрыт в ряде скважин и естественных обнажений в пределах всего Предкарпатского прогиба. Мощность его довольно постоянна и не превышает 60 *м*. Только в бассейне Быстрицы Солотвинской она увеличивается до 200 *м*.

В районе Угерско—Дашава породы горизонта M_I надвинуты на более молодые отложения верхнего тортона и сармата. В районе Калуша глобигериновый горизонт M_I соответствует выделявшемуся ранее польскими геологами «верхнему стебнику».

Горизонт M_I^1, лежащий выше, практически не содержит фауны. Из большого количества обработанных образцов были выделены очень редко встречающиеся *Globigerina bulloides* d'Orb., *Glomospira charoides* (P. et S.), *Miliolina badenensis* d'Orb., *Bolivina punctata* d'Orb., *Ammolaculites* sp. Мощность горизонта M_I^1 составляет 200—300 *м*.

Выше выделяется горизонт M_{II}. Граница между горизонтами M_I^1 и вышележащим горизонтом M_{II} четко фиксируется по появлению большого количества разнообразных донных фораминифер. Полный список встреченных видов фораминифер приведен в диаграмме (рис. 55). К наиболее характерным видам относятся: *Rhabdammina* sp. sp., *Haplophragmoides periferoexavatus* (Subb.), *Haplophragmoides* sp. sp., *Miliolina bogdanoviczi* sp. nov., *M. agglutinans* d'Orb., *Sigmoilina tenuis* Reuss, *Nonion umbostelligerum* sp. nov., *Bulimina aculeata* d'Orb., *B. elongata* d'Orb., *Uvigerina asperula* Cz., *Valvulineria marmo-*

Возраст / Свиты и горизонты / Названия видов	Верхний олигоцен и нижний миоцен	Нижний миоцен			Средний миоцен										Верхний миоцен	
					Гельвет	Тортон									Нижний сармат	
						Нижний			Верхний							
						Чаплинская			Покутская							
							Верх. часть									
	Космочская	Нижний горизонт салеховской свиты	Словацкие и трускавецкие конгломераты	Добротовские слои	Стебникская	Нижняя часть		Верхняя соленосная свита	Верхний глобигериновый горизонт	M_I'	M_{II}	M_{II}'	C_I	C_I'
							Нижний глобигериновый горизонт									
Rhabdammina obyssorum M. Sars																
Rhabdammina sp.																
Ammodiscus incertus (d'Orbigny)																
Glomospira charoides (Parker et Jones)																
Glomospira gordialis (Parker et Jones)																
Haplophragmoides perforoxavatus Subbotina																
Haplophragmoides sp.																
Haplophragmoides sp.																
Ammobaculites sp.																
Textularia mayeriana d'Orbigny																
Gaudryina rugosa d'Orbigny																
Miliolina reussi Bogdanovicz																
Miliolina reussi Bogdanovicz var. complanata gerke Issaeva																
Miliolina reussi Bogdanovicz var. virgata var. nov.																
Miliolina predcarpatica Sp. nov.																
Miliolina ovula (Reuss)																
Miliolina inornata d'Orbigny																
Miliolina akneriana d'Orbigny																
Miliolina costata Reuss var. ovata var. nov.																
Miliolina niteus Reuss ?																
Miliolina badenensis (d'Orbigny)																
Miliolina bogdanoviczi sp. nov.																
Miliolina agglutinans (d'Orbigny)																
Miliolina sp.																
Pyrgo cf. bulloides d'Orbigny																
Spiroloculina crenata Karrer																
Spiroloculina sp.																
Sigmoilina tenuissima Reuss																
Haverina sp.																
Articulina kudakoense Voloschinova																
Cristellaria imperatora d'Orbigny																
Cristellaria sp.																
Dentalina elegans d'Orbigny																
Dentalina consobrina d'Orbigny																
Dentalina sp.																
Nodosaria sp.																
Glandulina laevigata d'Orbigny																
Nonion cf. communis (d'Orbigny)																
Nonion aff. subgranosus (Egger)																
Nonion punctatus (d'Orbigny)																
Nonion umbostelligerum sp. nov.																
Nonion sp.																
Elphidium macellum (Fichtel et Moll)																
Elphidium crispum (L.)																
Elphidium rugosum (d'Orbigny)																
Elphidium angubatum (Egger)																
Elphidium flexuosum (d'Orbigny)																
Elphidium jozephina (d'Orbigny)																
Faujasina sp.																
Gümbelina globifera (Reuss)																
Gümbelina globulosa (Ehrenberg)																
Gümbelina striatopunctata (Egger)																
Gümbelina crinita Glaessner																
Bulimina aculeata d'Orbigny																
Bulimina ovata d'Orbigny																
Bulimina inflata Seguenza																
Bulimina elongata d'Orbigny																
Bulimina elongata d'Orbigny var. subulata Cushman																
Uvigerina pygmea d'Orbigny																
Uvigerina asperula Cz.																
Bolivina aenariensis Costa																
Bolivina antiqua d'Orbigny																
Bolivina punctata d'Orbigny			×													
Bolivina dilatata Reuss																
Bolivina aragonensis Nuttal			×													
Bolivina aff. costata d'Orbigny																
Bolivina danvillensis (Howe et Wallace)			×													
Discorbis concinnus Brady																
Valvulineria marmaroschiensis Pischvanova																
Valvulineria saulsii (d'Orbigny)																
Gyroidina exculpta Reuss																
Gyroidina soldanii d'Orbigny																
Gyroidina soldanii d'Orbigny var. rotunda var. nov.																
Rotalia beccarii (L.)																
Eponides trumpy (Nuttal)		×														
Eponides umbonatus (Reuss)		×														
Eponides haidingeri (d'Orbigny)																
Eponides dutemplei (d'Orbigny)																
Eponides dutemplei d'Orbigny var. eggeri var. nov.																
Epistomina partschiana (d'Orbigny)																
Epistomina sp.																
Asterigerina ex gr. planorbis d'Orbigny																
Asterigerina planorbis d'Orbigny																
Cassidulina oblonga Reuss																
Cassidulina margaretta Karrer var. micra var. nov.																
Cassidulina bradii sp. nov.																
Pullenia sp.																
Sphaeroidina bulloides d'Orbigny																
Sphaeroidina austriaca d'Orbigny																
Globigerina bulloides d'Orbigny																
Globigerina triloba Reuss																
Globigerina tarchanensis Subbotina et Chutz																
Globigerina dubia Egger																
Globigerina cf. bulloides d'Orbigny																
Globigerina cf. triloba Reuss																
Globigerina cf. dubia (Egger)																
Globigerinoides conglobatus Brady																
Globigerinella asperula Ehrenberg																
Globigerinella sp.																
Orbulina universa d'Orbigny																
Globotruncana marginata Reuss	×	×														
Globotruncana canariensis d'Orbigny	×	×														
Globotruncana arca Cushman	×	×														
Globorotalia crassata Cushman	×	×														
Globorotalia stebnikaensis Aizenst																
Anomalina suessii Karrer																
Anomalina ex gr. acuta Plummer	×															
Anomalina ex gr. affinis Hantken	×															
Cibicides lobatulus (Walker et Jakob)																
Cibicides predcarpaticus Aizenst.																
Cibicides bogdanovi sp. nov.																
Cibicides lopjanicus Mjatliuk																
Cibicides sp.																
Cibicides boueanus (d'Orbigny)																
Radiolaria																
Spirialis																
Иглы морских ежей																
Оогонии харовых водорослей																
Ovulites renata Liv.																

— 1 — 2 — 3 — 4

Рис. 55. Диаграмма вертикального распространения фораминифер в миоценовых отложениях Предкарпатского краевого прогиба

1—единично; *2*—редко; *3*—часто; *4*—обильно

roschiensis Pischwanova, *Cassidulina bradii* sp. nov., *Cibicides predcarpaticus* Aizenst.

Породы с подобной фауной были отмечены в скв. Вовня 1 в интервале 420—780 *м*, Гуцул 1, Угерско 106/5 и других, а также в некоторых естественных обнажениях.

Изменения фациальных условий по простиранию при накоплении осадков этого горизонта вызвали и некоторую диференциацию фауны. М. Я. Серова указывает, что среди общего комплекса фауны горизонта M_{II} агглютинированные фораминиферы (*Rhabdammina, Haplophragmoides*) встречаются только в восточных частях прогиба в нижнепокутских глинах. В районе Калуша они отсутствуют, а характерным видом в общем комплексе данного горизонта для отложений этого района является *Cassidulina bradii* sp. nov. В западной части прогиба песчаные формы вовсе отсутствуют. *Cassidulina bradii* встречается очень редко, но в большом количестве появляется *Cibicides predcarpaticus* Aizenst.

Мощность горизонта M_{II} колеблется в пределах 250—400 *м*.

Ближе к платформе, в районе Оттыни и к югу от Черновиц, она не превышает 6—10 *м*.

Следующий горизонт M_{II}^{1} характеризуется значительным обеднением комплекса. Здесь встречаются редкие *Rotalia beccari* (L.) и *Globigerina bulloides* d'Orb., *Cibicides lobatulus* (W. et J.) и др. Подобное резкое обеднение комплекса фораминифер дает возможность считать отложения горизонта M_{II}^{1} переходными между верхнетортонскими и сарматскими. По времени образования их можно считать синхроничными бугловским слоям, развитым в юго-восточной части платформы.

В краевом прогибе Западных Карпат верхнетортонские отложения развиты повсеместно. У Ржешова они сложены бурыми глинами, светлыми песками, зелеными и черными глинами, иногда конгломератами, состоящими из обломков карпатских пород. Эти отложения выполняют центральную часть Ржешовской котловины, достигая также и ее южной окраины, где ложатся непосредственно на литотамниевые известняки нижнего тортона (Свилча, Олимпов) или даже прямо на карпатский флиш.

У г. Доброва и г. Бедземышля среди глин присутствуют прослои бурых углей. Мощность этих пород не менее 150 *м*.

Западнее, в долине Дунайца, в окрестностях Зглобиц и Блони верхнетортонские слои описаны Фридбергом. Здесь они представлены бурыми сланцеватыми глинами с прослоями гипсов, песками с прослоями галечников из обломков карпатских пород. Общая мощность этих пород равна приблизительно 50 *м*. Состав фауны, собранной и описанной Фридбергом, среди которой отмечается присутствие *Chlamys neumayri* Hilb., с несомненностью указывает на принадлежность слоев к верхнему тортону.

В окрестностях Велички верхнетортонские отложения представлены песками и глинами. Они имеют мощность в несколько десятков метров и залегают согласно на гипсах. К северу мощность их увеличивается до 300—400 *м*.

В центральных районах краевого прогиба Западных Карпат верхнетортонские отложения известны на плоскогорье Колбушовском и у Крешова.

На холмах Колбушовского плоскогорья верхнетортонские породы повсеместно представлены мощной толщей темносерых глин, заключающих подчиненные прослои песков. Чарноцким и Ковалевским в окрестностях Колбушова в этих породах собраны *Venus konkensis* Sok. и *Ervilia trigonula* Sok., указывающие на их верхнетортонский возраст. Выходы верхнетортонских отложений известны у Крешова над Саном.

Верхний миоцен

Отложения нижнего сармата. Нижнесарматские отложения развиты широко лишь во Внешней зоне прогиба, в пределах которой они почти повсеместно являются самыми верхними горизонтами неогена. Во Внутренней зоне нижнесарматские отложения известны лишь в ядре Ступницкой синклинальной складки. Отложения нижнего сармата повсеместно связаны постепенными переходами с отложениями покутской свиты и имеют сходный литологический состав. Это обстоятельство лишает возможности точно установить границы между верхнетортонскими и нижнесарматскими слоями, и их разделение осуществлялось лишь на основе изучения остатков фауны, главным образом фораминифер.

Так же как и в отложениях покутской свиты, для отложений нижнего сармата можно наметить две фациальные области. Во Внутренней зоне развиты преимущественно грубообломочные терригенные отложения: песчаники и песчаные глины; во Внешней зоне тонкообломочные — известковистые глины и тонкозернистые песчаники.

Во Внутренней зоне прогиба нижнесарматские отложения, вскрытые у д. Ступницы, представлены темносерыми глинами, местами сильно песчаными, чередующимися с мелко- и среднезернистыми серыми и темносерыми песчаниками. В глинах встречены обильные остатки гастропод и фораминифер сарматского облика.

К юго-востоку от долины Стрыя нижнесарматские отложения во Внутренней зоне не установлены.

В пределах Внешней зоны прогиба отложения нижнего сармата обнажены чрезвычайно слабо, однако они хорошо изучены в ряде буровых скважин. Повсеместно в пределах этой зоны они представлены серыми вязкими слоистыми известковистыми глинами, такого же цвета алевритами и тонкозернистыми песками. В буровой скв. Вовня 1 отложения нижнего сармата имеют мощность, равную 270 *м*. Аналогичная мощность нижнесарматских отложений, равная 270—300 *м*, отмечается и во Внутренней зоне.

В юго-восточной части Внешней зоны краевого прогиба сарматские отложения развиты так же широко, но изучены очень слабо. По данным М. Я. Серовой, в скв. Гуцул 1, расположенной в районе Косова, нижнесарматские отложения, представленные песками с прослоями глин, достигают мощности 340 *м*.

М. Я. Серова на основании вертикального распределения фауны фораминифер в нижнесарматских отложениях выделяет два горизонта. Нижний горизонт — C_1 — содержит ряд представителей нижнесарматских фораминифер. Наиболее характерной из них является *Miliolina reussi*, описанная А. К. Богдановичем из нижнего сармата крымско-кавказского миоцена. Кроме того, здесь в большом количестве встречены *M. reussi* Bogd. var. *complanata* Gerke et Issaeva, *M. reussi* Bogd. var. *virgata* var. nov., M. *predcarpatica* sp. nov. Вместе с милиолинами встречаются обильно представленные членики известковистой водоросли *Ovulites penata* Ziva, единичные *Elphidium striatopunctatum* (Fichtel et Moll) и *Rotalia beccarii* (L.).

Над горизонтом C_1 располагаются слои, не содержащие *Miliolina reussi* Bogd. Они объединяются М. Я. Серовой в горизонт C_1^1. Наиболее характерными видами для этих слоев являются *Valvulineria saulsii* (d'Orb.), *Elphidium rugosum* (d'Orb.), *Rotalia beccari* (L.), *Nonion* aff. *subgranosus* Egger и некоторые другие виды, общие с нижним горизонтом C_1.

Остатки макрофауны среди нижнесарматских отложений встречены в кернах многих скважин, а также в ряде выходов на поверхность нижнесарматских слоев.

Наиболее характерными формами являются *Ervilia dissita* Eichw., *Tapes* cf. *naviculatus* R. Hoern. (Andrus.), *Bulla lajankaireana* Bart, *Buccinium duplicatum* Sow. и ряд представителей рода *Potamides: P. mitralis* Eichw., *P. bicostatus* Eichw., *P. nimpha* Eichw., *P. biseriatus* Friedb., *P. schaueri* Hilb. По заключению В. П. Казаковой, указанные виды встречаются в нижнесарматских отложениях Подолии, Бессарабии, Южной Украины.

В пределах краевого прогиба Западных Карпат нижнесарматские отложения отмечены лишь в немногих пунктах — в окрестностях Тарнобжега, у Мехоцина, Собова и Радомысля, где детально изучены В. Фридбергом. Они представлены глинами и песками с остатками растений, иногда с конгломератами. Мощность их не превышает нескольких метров. Залегают они либо на гипсах, либо на верхнетортонских отложениях.

Отложения среднего (?) сармата. Отложения этого возраста условно выделяются в окрестностях д. Баличи и у Демни (на р. Свице). У западного конца д. Баличи, возле кладбища, и в карьере обнажаются желто-серые песчаники, чередующиеся со светлыми буро-серыми слоистыми глинами, местами сильно песчанистыми. По внешнему виду эти породы сильно отличаются от нижнесарматских отложений общей светлой окраской, очень слабым уплотнением и невыдержанной неправильной слоистостью.

М. Я. Серова указывает на присутствие в этих слоях: *Elphidium hauerinum* (d'Orb.), *E. josephiina* (d'Orb.), *E. cryptostatum* (Egger.) и *Elphidium* sp.

Среднесарматский возраст пород (условно), по мнению М. Я. Серовой, может быть принят на том основании, что некоторые из названных форм часто встречаются в среднесарматских отложениях Крымско-Кавказской области.

Контакт слоев, обнажающихся у д. Баличи, с подстилающими отложениями не виден. Однако следует подчеркнуть их горизонтальное залегание, редко наблюдающееся в слоях нижнего сармата.

По р. Свице у с. Домня О. В. Юферовым (1949 г.) описаны выходы мелкогалечных конгломератов, состоящих из галек карпатских пород и грубозернистых песчаников. Последние переполнены ядрами мелких пелеципод сарматского облика и содержат значительное количество однообразных фораминифер, представленных, согласно определениям М. Я. Серовой, следующими видами: *Elphidium hauerinum* d'Orb., *E. striatopunctatum* (Fichtel et Moll) и *Gyroidina soldanii* d'Orb. var. *rotunda* var. nov.

На основании присутствия указанных выше видов М. Я. Серова относит эти породы условно к среднему сармату.

***

Кратко резюмируя изложенные выше данные по стратиграфии миоценовых отложений Предкарпатского краевого прогиба, следует отметить наличие в разрезе миоценовых толщ прогиба следующих свит и горизонтов:

1. Нижняя соленосная свита с горизонтами «экзотических конгломератов» и добротовскими слоями, относимая к нижнему миоцену.

2. Стебникская свита, относимая к гельвету.

Нижняя соленосная и стебникская свиты широко распространены во Внутренней зоне прогиба. Во Внешней зоне нижнемиоценовые и гельветские отложения, повидимому, полностью отсутствуют.

3. Чаплинская свита, содержащая фауну нижнетортонских моллюсков. Верхней части свиты соответствует угерский горизонт. В верхней части этих отложений выделяется нижний глобигериновый горизонт К, имеющий широкое распространение в пределах всего прогиба.

4. Верхняя соленосная свита (гипсово-ангидритовый горизонт), залегающая в основании верхнетортонских отложений.

Чаплинская и верхняя соленосная свиты широко распространены в обеих зонах прогиба, однако во Внутренней зоне прогиба обе свиты имеют бóльшую мощность.

5. Покутская свита, отнесенная на основании содержащейся в ней фауны моллюсков к верхнему тортону. В покутской свите выделяются четыре микропалеонтологических горизонта: M_I, M_I^1, M_{II} и M_{II}^1

6. Нижнесарматские отложения, охарактеризованные фауной моллюсков и фораминифер. В отложениях нижнего сармата выделяется два горизонта: C_I и C_I^1.

Покутская свита и отложения нижнего сармата широко развиты и во Внутренней, и во Внешней зонах прогиба. Наибольшие мощности свит отмечаются в северо-западной части Внешней зоны. К юго-востоку мощности отложений резко сокращаются.

7. Отложения среднего (?) сармата (горизонт C_{II}) выделяются условно. Встречены они лишь во Внешней зоне прогиба, имеют ограниченное распространение и небольшую мощность.

Сопоставление миоценовых отложений прогиба с юго-западной окраиной Русской платформы приводится ниже, после характеристики соответствующих разрезов платформы.

МИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В пределах исследованной части юго-западной окраины Русской платформы, охватывающей обширные пространства Опола, Росточья, окраину Бужской котловины и левобережье Днестра, широко развит разнообразный по составу комплекс пород среднего миоцена, залегающих на размытой поверхности верхнемеловых отложений.

В отличие от Предкарпатского краевого прогиба, мощности отдельных горизонтов здесь сильно сокращены. Ряд из них характеризуется отчетливо выраженным трансгрессивным залеганием. Основой для стратиграфического расчленения миоценовых отложений платформы явились детальное изучение фауны моллюсков, проведенное В. П. Казаковой под руководством Л. Ш. Давиташвили, а также обобщение полевых наблюдений Д. П. Найдина и А. Е. Михайлова.

Схема стратиграфии среднемиоценовых отложений окраины Русской платформы с последующим выделением отдельных фаций внутри каждой стратиграфической единицы выглядит следующим образом:

А. Гельветские отложения

1. Известняки с пресноводными брюхоногими моллюсками (отложения пресноводных водоемов).
2. Угленосные слои (отложения полуопресненного бассейна).

Б. Нижнетортонские отложения (отложения нормально соленого моря)

а) Нижний горизонт нижнего тортона

1. Пески.
2. Литотамниевые породы.
3. Песчано-известковистые мелкозернистые породы.
4. Грубопесчаные мшанково-брахиоподовые породы.
5. Песчано-мергелистые породы с *Amussium denudatum* Reuss.

б) Верхний горизонт нижнего тортона

1. Литотамниевые песчаники.
2. Литотамниевые известняки.

В. Верхнетортонские отложения (отложения лагун и морских бассейнов)

а) Нижний горизонт верхнего тортона

1. Эрвилиевый слой (отложения обмелевшего морского бассейна).

б) Средний горизонт верхнего тортона

1. Гипсы и связанные с ними известняки (отложения опресненных и осолоненных лагун).

в) Верхний горизонт верхнего тортона (отложения нормальносоленого моря)

1. Пески с многочисленной фауной моллюсков.
2. Песчано-мергелистые породы с литотамниями.
3. Глинистые породы с прослоями мергелей.

Гельветские отложения

В восточной части исследованного района, в бассейне р. Золотой Липы, к югу от широты г. Бережаны в основании разреза миоценовых отложений платформы на размытой поверхности меловых пород залегают известняки с пресноводными брюхоногими моллюсками *Limnea* sp. и *Planorbis* sp. Мощность породы достигает 2 *м*.

В окрестностях д. Кривда, в районе г. Бучача, на Стрыне и в других пунктах под пресноводными известняками залегают кварцево-глауконитовые или кварцевые пески, из которых у г. Бучача в большом количестве экземпляров определена *Oncophora socialis* Rz., указывающая на гельветский возраст вмещающих пород.

Так как пресноводные известняки всюду покрываются морскими отложениями, залегающими трансгрессивно и содержащими тортонские формы (например, *Pecten revolutus* Micht.), эти известняки, так же как и лежащие под ними пески, отнесены к гельветскому возрасту.

На северо-востоке, в районе Золочев — Подгорцы, близ г. Кременец и с. Н. Почаев в основании миоценовых отложений залегают песчано-глинистые отложения, содержащие маломощные (от 0,5 до 0,7 *м*) прослои бурого угля, причем в большинстве случаев как подстилающие, так и непосредственно покрывающие уголь слои тесно с ними связаны и резко отличаются от вышележащих песков с обильной морской фауной. Общая мощность угленосных слоев незначительна и не превышает 2—5 *м*.

Эти породы отнесены к гельветским на основании их стратиграфического положения между меловыми и тортонскими осадками и содержащихся в них солоноватоводных моллюсков, как *Congeria sandbergeri* Andrus., *Modiola volhynica* Eichw., представителей сем. Cardiidae, *Neritina picta* Fer. и др. (*Oncophora* не найдены).

Нижнетортонские отложения

В отложениях нижнего горизонта нижнего тортона, залегающих на всей исследованной территории непосредственно на меловых, а местами на гельветских породах, выделен ряд фаций, имеющих северо-западное простирание, параллельное краю платформы. Более глубоководные фации сменяются мелководными по направлению на северо-восток, вглубь платформы.

Наиболее мелководные отложения представлены средне- и разнозернистыми кварцево-известковистыми песками, почти не содержащими фауны, если не считать единичных находок *Meretrix* sp. и *Pectunculus pilosus* L. Они развиты в верховьях р. Золотой Липы Поморянской, р. Золотой Липы Дунаевской и р. Гнилой Липы, где залегают на размытой поверхности меловых пород. Выходы этих песков отмечены и в западной части исследованного района в окрестностях Карачинова.

Мощность песков достигает 12—15 *м*.

С юго-запада к площади развития песков примыкает нешироκая, до 4—5 *км*, полоса литотамниевых пород.

В пределах литотамниевой полосы непосредственно на отложения верхнего мела налегают породы, в основной массе сложенные литотамниевыми водорослями, представленными, по определению В. П. Маслова, родами: *Lithothamnium, Lithophyllum, Archaeolithothamnium.*

В некоторых местах отдельные слои песчаников содержат большое количество устриц из рода *Pycnodonta.*

Мощность литотамниевых пород невелика, не более 5 *м*, чаще же равна 2—3 *м*.

С юго-запада к описанным литотамниевым породам подходит довольно узкая (2 *км* на северо-западе и до 10—11 *км* на юго-востоке) полоса развития преимущественно мелкозернистых песчано-известковистых пород. Эти породы представлены обычно буро-серыми известняками или известковистыми песчаниками — твердыми, иногда плитчатыми, залегающими непосредственно на меловых отложениях.

В известняках и мелкозернистых песчаниках преобладают *Nucula placentina* Lam., *Panopea menardi* Desh., *Corbula gibba* Ol., *Turritella* cf. *turris* Bast., *T. bicarinata* Eichw., редко встречаются *Amussium denudatum* Reuss.

Реже встречаются обнажения известняков с несколько иным комплексом моллюсков, а именно: *Chlamys* ex gr. *seniensis* Lam., *Chlamys opercularis* L. var. *triginocosta* Hilb., представители родов *Lucina, Venus, Meretrix, Pectunculus*, а также *Cardium baranovense* Hilb., мшанки, обломки панцырей ежей; из брахиопод встречаются *Terebratula grandis* Blum.

На участках особенно повышенных отметок кровли мела, в ряде мест у с. Нарев и д. Новоселки залегают ракушечники, состоящие из многочисленных раковин *Terebratula grandis* Blum.

По данным М. Я. Серовой, в песчанистых известняках с *Nucula placentina,* обнажающихся у д. Нараев, в большом количестве встречены следующие виды фораминифер: *Elphidium macellum* (F. et M.), *Cibicides lobatulus* (W. et. J.), *Sigmoilina tenuissima* Karrer, *Globigerina* cf. *bulloides* d'Orb., *Nonion communis* (d'Orb.), *Bolivina* sp. и др. Общая мощность пород в описываемой полосе достигает 10—15 *м*.

Грубозернистые мшанково-брахиоподовые породы, развитые юго-западнее на 10—15 *км*, характеризуются фауной с большим количеством различных видов мшанок. Из брахиопод встречается преимущественно один вид — *Terebratula grandis* Blum. В большом количестве экземпляров присутствуют также некоторые весьма характерные для этой фации виды семейства Pectinidae.

Породы этой полосы весьма характерны кварцево-известковистыми, разнозернистыми песчаниками белого или светлосерого цвета. Иногда в толще песчаников встречается довольно крупная окатанная галька темноцветного кремня. В большом количестве встречаются мелкие молодые экземпляры устриц, мшанки, мелкие *Chlamys seniensis* Lam. var. *lomnickii* Hilb., а также мелкие и крупные ежи, мелкие *Terebratula;* редко встречаются крупные *Chlamys seniensis* Lam. var. *niedzwiedzkii* Hilb., ядра *Panopea menardi* Desh., *Chlamys* ex gr. *scissa* Favre, *Pecten latissimus* Brocc.

Фауна фораминифер, обнаруженная в породах этой зоны, сильно минерализована и трудно определима. Из числа наиболее сохранившихся видов могут быть названы *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Cibicides lobatulus* (Walker et Jakob). Преобладают раковинки *Asterigerina planorbis*. Наряду с фораминиферами встречены в довольно большом количестве ядра остракод, остатки водорослей.

Песчано-мергелистые породы развиты на юг и юго-запад от площади развития грубозернистых песчаников вплоть до границ Предкарпатского краевого прогиба. Эти породы лежат на верхнемеловых образованиях. Отличаются они совершенно определенным комплексом моллюсков: *Amussium denudatum* Reuss, *Nucula placentina* Lam., *N. nucleus* L., *Leda fragilis* Chemn., *Cuspidaria costellata* Desh. и др.

Наиболее типично эти отложения представлены в бассейнах нижнего течения Гнилой Липы, Нараевки, Быбелки, Воропицы, Горожанки, а также у г. Щирец (рис. 56).

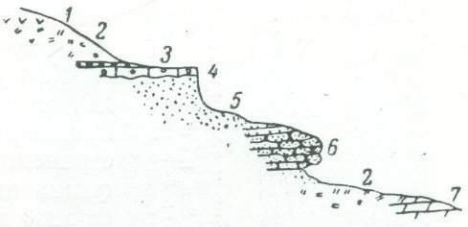


Рис. 56. Обнажение гипсов и слоев с *Amussium denudatum* Reuss в Щирце, на южном склоне горы Церковной

1—гипсы; *2*—осыпь; *3*—ожелезненные кварцевые песчаники (0,1 *м*); *4*—литотамниевый известняк—1-й литотамниевый горизонт (0,2 *м*); *5*—серо-зеленые глинистые кварцево-глауконитовые пески (0,8 *м*); *6*—кварцево-глауконитовые песчаники (0,8 *м*); *7*—верхнемеловые мергели

В пределах северной части площади развития указанных пород распространены отложения, имеющие переходный характер. В них наряду с фауной, характерной для мшанково-брахиоподовой полосы, встречаются часто *Amussium denudatum* Reuss, *A. cristatum* Bronn var. *badensis* Font.

Мергели обычно представлены серыми песчанистыми, твердыми плитчатыми разностями. Наиболее обычные виды моллюсков в них следующие: *Amussium denudatum* Reuss, *A. cristatum* Bronn var. *badensis* Font., *Panopea menardi* Desh., *Terebratula grandis* Blum. Мощность мергелей достигает 10—12 *м*.

Песчаники чаще кварцево-известковистые, с примесью глинистого материала и глауконита, мелкозернистые, твердые, зеленоватые или буро-серые. Остатки фауны в песчаниках довольно разнообразны: *Amussium denudatum* Reuss, *Amussium cristatum* Bronn var. *badensis* Font., *Pecten revolutus* Micht., *Pycnodonta cochlear* Poli var. *navicularis* Brocc., *Pholadomya alpina* Math., *Panopea menardi* Desh. и плеченогие *Terebratula* cf. *grandis* Blum.

В мергелях и песчаниках развит весьма богато представленный в видовом и родовом отношении комплекс донных фораминифер: *Guttulina plorblema* d'Orb., *Polymorphina* sp., *Nonion soldanii* d'Orb., *Nonion umbostelligerum* sp. nov., *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *E. fichtellianum* d'Orb., *Reussia spinulosa* (Reuss), *Uvigerina pygmea* d'Orb., *Asterigerina planorbis* d'Orb., *Cassidulina oblonga* Reuss, *Cibicides lobatulus* (Walker et Jakob), *C. bogdanovi* sp. nov.

В некоторых местах (Щирец, Лопушна) песчаники представлены кварцево-глауконитовыми известковистыми разностями, заключающими своеобразный комплекс фауны: *Amussium denudatum* Reuss, *Chlamys scissa* Favre, *Leda fragilis* Chemn., *Thracia ventricosa*, *Isocardia cor* L., *Phacoides borealis* L., *Cardium* cf. *baranovense* Hilb., *Corbula gibba* Ol.

В районе Щирца эти песчаники содержат следующие фораминиферы: *Bolivinopsis carinatum* d'Orb., *Cristellaria calcar* L., *C. echinata* d'Obr., *C. cultrata* d'Orb., *C. gibba* d'Orb., *Marginulina glabra* d'Orb., *Nodosaria badenensis* d'Orb., *N. hispida* d'Orb., *Glandulina laevigata* d'Orb.,

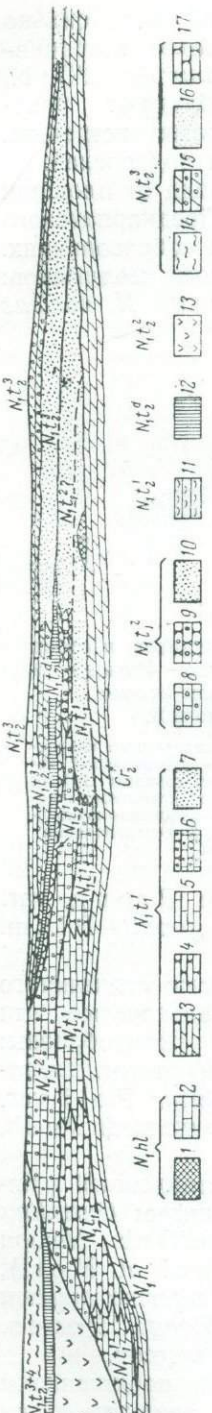


Рис. 57. Схема соотношения отдельных горизонтов и фаций гельветских и тортонских отложений Ополья

1—угленосные слои; *2*—пресноводные известняки; *3*—песчано-мергелистые отложения с *Am. denudatum* Reuss; *4*—грубозернистые мшанково-брахиоподовые отложения; *5*—мелкозернистые мшанково-брахиоподовые отложения; *6*—литотамниевые породы; *7*—пески; *8*—литотамниевые известняки; *9*—литотамниевые песчаники; *10*—пески; *11*—эрвилиевые песчаники и известняки; *12*—мелкокристаллические известняки; *13*—гипсы; *14*—глинисто-песчаные породы; *15*—литотамниевые мергели и известняки; *16*—пески; *17*—литотамниевые песчаники

Nonion soldanii d'Orb., *Elphidium macellum* (Fichtel et Moll), *Eponides dutemplei* (d'Orb.), *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb., *Gl. triloba* (Reuss), *Siphonina reticulata* Cz., *Anomalina ammonoides* Reuss, *Cibicides lobatulus* (Walker et Jakob) и др.

Согласно заключению В. П. Казаковой, слои у Щирца и Лопушины распространены на границе мшанково-брахиоподовой и песчано-мергелистой зон и представляют собой один из видов локально распространенных пород, со своеобразным комплексом преимущественно тонкостенных моллюсков, по времени образования соответствующих описанным выше более мелководным фациям.

Как уже указывалось, все описанные породы, связанные взаимопереходами в направлении, перпендикулярном к полосам их распространения, выделяются как одновозрастные фации единого стратиграфического горизонта. Общим для них является трансгрессивное налегание на отложения гельветского яруса и размытую поверхность верхнемеловых пород. Эти соотношения показаны на рис. 57.

Остатки фауны, заключенные в описанных породах, позволяют без всякого сомнения отнести их ко второму средиземноморскому ярусу.

Разделение нижнетортонских отложений от гельветских при наличии очень близкого комплекса фауны, характеризующей морской бассейн с нормальной соленостью, представляет ряд затруднений. При определении возраста описанных фаций в основу положен факт трансгрессивного залегания их на меловых и, в особенности, на пресноводных известняках, в свою очередь залегающих на бесспорно гельветских онкофоровых отложениях.

Указанные соотношения определяют отнесение морских отложений с *Amussium denudatum* Reuss к тортону.

Трансгрессивное залегание тортонских отложений наблюдается также и в Крымско-Кавказской области: тарханский горизонт, характеризующийся присутствием *Amussium denudatum* Reuss, залегает трансгрессивно на коцахурских слоях. В Венском бассейне также отмечаются следы значительной тортонской трансгрессии.

Что касается остатков фауны, заключенных в описанных фациях, то такая форма, как *Pecten revolutus* Micht., в Венском бассейне встречается только в тортоне. Разновидности: *Chlamys seniensis* Lam. var. *niedzwiedzkii* Hilb. и var. *lomnickii* Hilb., также встречаются только в тортоне.

При решении вопроса о том, к какой части тортона следует отнести описанные отложения, надо учесть, что ядра *Panopea menardi* Desh.

и *Pholadomya alpina* Math. встречаются лишь в отложениях нижних ярусов миоцена и отсутствуют в породах, относимых в Венском бассейне к верхнему тортону, а в Черноморском бассейне — к конке.

В соответствии с изложенным пески, литотамниевые породы, песчано-известковистые отложения, мшанково-брахиоподовые отложения и песчано-глинистые породы отнесены к нижнему тортону.

Верхний горизонт нижнего тортона. Выше различных фаций нижнего горизонта тортона на широкой площади залегают литотамниевые породы, район распространения которых на северо-востоке примерно ограничивается северным краем Ополья и линией Гологоры — Поморяны, на юго-западе — совпадает с северо-западной границей распространения гипсов (см. ниже).

Главную роль в литотамниевых породах играют известковистые багряные водоросли *Lithothamnium*, *Archaeolithothamnium*, *Lithophyllum*.

Рис. 58. Шары багрянок из литотамниевых известняков (фото П. П. Мамонтова)

Рис. 59. Обнажение литотамниевых известняков у Перемышлян (фото П. П. Мамонтова)

Среди широкого поля развития литотамниевых пород можно выделить, основываясь на составе цемента, скрепляющего литотамнии, две полосы, вытянутые также с северо-запада на юго-восток. Северо-восточная сложена литотамниевыми песчаниками и юго-западная — литотамниевыми известняками.

По данным М. Я. Серовой, песчаники содержат следующие виды фораминифер: *Elphidium fichtellianum* (d'Orb.), *E. macellum* (F. et M.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. dutemplei* d'Obr.

Мощность литотамниевых песчаников достигает 15—20 *м*.

Литотамниевые известняки в большей своей массе сложены литотамниями, образующими различного размера шары (буллы) и стяжения до 5—6 *см* в диаметре (рис. 58). Встречаются рыхлые и плотные разности известняков. На последних хорошо видна слоистость (рис. 59).

Остатки фауны в литотамниевых известняках сравнительно редки. В различных обнажениях были найдены: *Chlamys seniensis* Lam. var. *niedzwiedzkii* Hilb., *Pecten latissimus* Brocc., *Pycnodonta* sp., *Pectunculus* cf. *pilosus* L., *Meretrix* sp., *Venus* sp., *Phacoides borealis* L.

В литотамниевых известняках встречены следующие виды фораминифер: *Globigerina bulloides* (d'Orb.), *Nonion soldanii* d'Orb., *Uvigerina* aff. *pygmea* (d'Orb.), *Rotalia beccari* L., *Pullenia quinqueloba* Reuss, *Nonion communis* d'Orb., *Elphidium macellum* (F. et M.).

Мощность известняков неодинакова в различных районах и колеблется в широких пределах, от 3—4 до 20—25 *м*.

Фауна литотамниевых пород тесно связана с фауной нижележащих слоев, отнесенных к нижнему тортону.

Залегают литотамниевые слои совершенно согласно на нижележащих и часто связаны с ними постепенными переходами.

В литотамниевых известняках часто встречается такая характерная для отдельных фаций нижнего горизонта форма, как *Chlamys seniensis* Lam. var. *niedzwiedzkii* Hilb., на основании чего литотамниевые породы отнесены к нижнему тортону.

Верхнетортонские отложения

Нижний горизонт верхнего тортона. Над литотамниевыми породами на северном крае Ополья залегает весьма маломощный, но очень характерный эрвилиевый слой.

На большей площади своего распространения он представлен известняками мелкокристаллическими, твердыми, плотными, буровато-серыми или серыми, переполненными ядрами, отпечатками, обломками раковин, реже — целыми раковинами *Ervilia pusilla* Phil.

Вдоль северной границы распространения этого слоя он представлен в песчаной фации. Это — обычно песчаники кварцево-известковистые с глауконитом, переполненные ядрами *Ervilia pusilla* Phil.

Описываемый слой содержит также часто в большом количестве *Modiola hoernesi* Reuss. Из других форм довольно часто встречаются *Nucula nucleus* L., *Pectunculus pilosus* L., очень редко *Chlamys lilli* Pusch и *Chlamys* ex gr. *scissa* Favre.

Микрофауна эрвилиевых пород, по данным М. Я. Серовой, характеризуется фораминиферами из сем. Miliolidae; кроме того, присутствуют представители сем. Nonionidae, Anomalinidae, Discorbidae. Особенно характерны здесь *Miliolina* cf. *gracilis* (Karrer), *M. gibba* (d'Orb.), *M.* cf. *austriaca* (d'Orb.) *Nonion boneanus* (d'Orb.).

Мощность эрвилиевого слоя обычно не превышает 0,1—0,15 *м*, но в отдельных местах доходит до 1 *м*.

Ввиду того что с началом отложения эрвилиевого слоя режим открытого нормально соленого моря сменился режимом замкнутых опресняющихся или осолоняющихся лагун, граница между литотамниевыми и эрвилиевыми слоями рассматривается как граница между нижне- и верхнетортонскими отложениями.

Средний горизонт верхнего тортона. Гипсы и связанные с ними известняки представляют собой характерные отложения лагун.

В Приднестровье, на границе прогиба и окраины Русской платформы, развиты гипсы, залегающие на песчано-мергелистых породах с *Amussium denudatum* Reuss и мергелях верхнего мела, а вдоль северной границы своего распространения — на литотамниевых известняках верхнего горизонта нижнего тортона, что указывает на трансгрессивный характер их залегания.

В районе г. Львова отдельные линзы гипсов наблюдались ранее над эрвилиевым горизонтом. Гипсы представлены мелкокристаллическими сахаровидными разностями и крупными хорошо образованными кристаллами, величина которых достигает 7—9 *см* (рис. 60).

Часто в гипсах отмечается присутствие серы.

Трансгрессивное залегание гипсов на разных горизонтах нижнего тортона и породах верхнего мела, а также наличие на севере Ополья линз

гипса, залегающих на эрвилиевом слое, позволяет относить гипсы к верхнему тортону.

С гипсами генетически тесно связаны мелкокристаллические известняки («дики»). На севере исследованной территории они, так же как и линзы гипса, залегают над эрвилиевыми слоями, на юге — над гипсами.

Мелкокристаллические известняки обычно твердые, часто кавернозные, массивные, реже тонкослоистые, буровато-серого или серого цвета с весьма обедненной морской фауной. Так, изредка в них встречаются ядра мелких экземпляров *Ervilia pusilla* Phil., *Venus* cf. *marginata* Hoern., а также ядра мелких гастропод, повидимому гидробий.

Рис. 60. Выход крупнокристаллических гипсов близ с. Черче (фото П. П. Мамонтова)

На севере Ополья описанные известняки залегают над эрвилиевыми слоями. Между известняками-«диками» и эрвилиевыми известняками существуют переходные разности, иногда наблюдаются тонкие пропластки песка. На запад от Львова мощность этих пропластков увеличивается до 10 *м* и более, а сами известняки становятся мягкими и приобретают белый цвет. Мощность их увеличивается до 15—20 *м*. По возрасту «дики» соответствуют гипсам или несколько моложе последних.

Верхний горизонт верхнего тортона. Над гипсами и связанными с ними отложениями трансгрессивно залегают слои с богатой морской фауной, среди которых также выделяется ряд различных фаций, располагающихся в виде полос.

На крайнем северо-востоке, в районе Олеско—Подгорцы, развиты преимущественно пески, местами замещающиеся песчаниками и литотамниевыми породами с типичной мелководной фауной. На юго-запад они сменяются мергелистыми литотамниевыми породами, лежащими непосредственно на мелкокристаллических известняках и линзах гипса. Эти породы распространяются несколько южнее северного края Ополья.

Над гипсами на основной площади их развития залегают глины, реже—мергели, со своеобразной фауной.

На северо-востоке исследованной территории, в районе Олеско—Золочев—Подгорцы, на известняках верхнего мела, угленосных слоях гельвета и мелководных песках нижнего тортона трансгрессивно залегают кварцевые и кварцево-известковистые пески, содержащие обильные остатки моллюсков, представленных родами и видами, характерными для наиболее мелководной верхней части сублиторали современных морей. В песках содержатся многочисленные прекрасно сохранившиеся остатки мелководных моллюсков, среди которых особенно многочисленны представители следующих видов: *Nucula nucleus* L., *Pectunculus pilosus* L., *Arca barbata* L., *Ostrea digitalina* Dub., *Anomia ephippium* L., *Pecten besseri* Andrz., *Chlamys elegans* Andrz., *Phacoides borealis* L., *Phacoides columbella* Lam., *Miltha incrassata* Dub., *Loripes dentatus* Defr. var. *nivea* Eichw., *Venus marginata* Hoern., *Venus cincta* Eichw., *Meretrix chione* L., *Tellina compressa* Brocc., *T. donacina* L., *Turritella phythagoraica* Hilb., *Oxystele orientalis* Cossm., et

Peyrot, *Terebralia bidentata* Grat., *Potamides nodosoplicatus* Hoern., *Bittium deforme* Eichw., *Bittium reticulatum* da Costa и др. Из представителей сем. Pectinidae здесь встречаются иногда в большом количестве: *Chlamys elegans* Andrz., *Chlamys gloria maris* Dub., *Chlamys lilli* Pusch, *Chlamys* cf. *neumayri* Hilb., редко *Pecten besseri* Andrz. Мощность песков 10—12 *м*.

В районах, расположенных к востоку от исследованной территории, в прибрежных песках наряду с моллюсками обнаружена обильная фауна фораминифер, из которых было определено более 150 различных видов. По родовому и видовому составу комплекс фораминифер, как видно из диаграммы (рис. 61), значительно отличается от комплекса фораминифер нижнетортонских отложений.

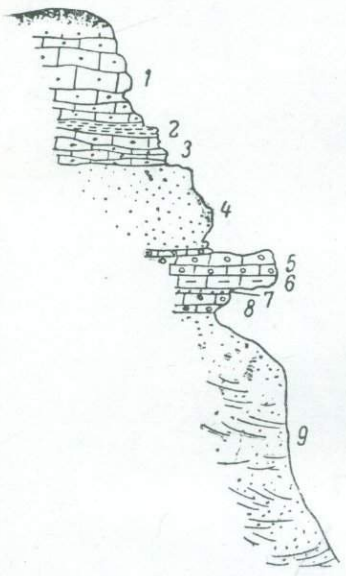


Рис. 62. Обнажение верхнетортонских слоев у д. Домбровица

1—плотные пористые известняки (8 *м*); *2*—серые глины с прослоями серо-зеленых песков (1,2 *м*); *3*—плотные пористые известняки (1,8 *м*); *4*—плотные кварцевые песчаники (7 *м*); *5*—литотамниевые песчаники (3-й литотамниевый горизонт) (1,8 *м*); *6*—известняк-ракушечник (0,9 *м*); *7*—кварцевый песок (0,2 *м*); *8*—литотамниевый песчаник (1,5 *м*); *9*—кварцевые и кварцево-глауконитовые рыхлые пески (10 *м*)

Наибольшее развитие здесь получили представители сем. Miliolidae (род *Miliolina*), Nonionidae (род *Elphidium*), Rotaliidae (*Rotalia, Discorbis*) и Amphisteginidae (*Asterigerina*).

Другие семейства представлены единичными видами. Весьма характерным является широкое развитие сем. Alveolinidae (*Borelis*), указывающее на широкую связь бассейна, в котором они обитали, с открытым морем.

На основании того, что в этих песках отсутствуют виды, характерные для нижнетортонских отложений, и изредка встречается такая форма, как *Chlamys neumayri* Hilb., типичная для верхнетортонских отложений, а также учитывая ряд стратиграфических и палеогеографических данных, эти пески рассматриваются как сублиторальная мелководная фация верхнего горизонта верхнего тортона.

Песчано-мергелистые литотамниевые породы расположены к юго-западу от границ вышеописанной песчаной фации. Литотамниевые, как правило мелколитотамниевые, песчаники, мергели или известняки залегают непосредственно на мелкокристаллических известняках, песках или гипсах. Эти литотамниевые породы (3-й литотамниевый горизонт) хорошо прослеживаются на Росточье севернее и северо-западнее Львова, а также на Ополье — юго-восточнее Львова (рис. 62).

В этих породах довольно редко встречаются *Chlamys neumayri* Hilb., *Chl. lilli* Pusch, *Isocardia cor* L., *Thracia ventricosa* Phil., *Corbula gibba* Ol.

В них определены следующие виды фораминифер: *Reussia* cf. *spinulosa* Reuss (единичные), *Elphidium macellum* (F. et M.), *Miliolina* cf. *nitens* Reuss (единичные), ядра неопределимых милиолин, *Asterigerina* cf. *planorbis* (d'Orb.), *Discorbis* sp. Мощность литотамниевых пород колеблется от 2 до 7 *м*.

К северо-западу от Львова на Росточье выше литотамниевых пород, совершенно согласно с ними, залегают слои, состоящие из крупнозернистых кварцевых плотных светлосерых песчаников с прослоями глин и плотных пористых известняков, очень похожих на описанные выше мелкозернистые известняки («дики»). Эти слои объединены на карте под

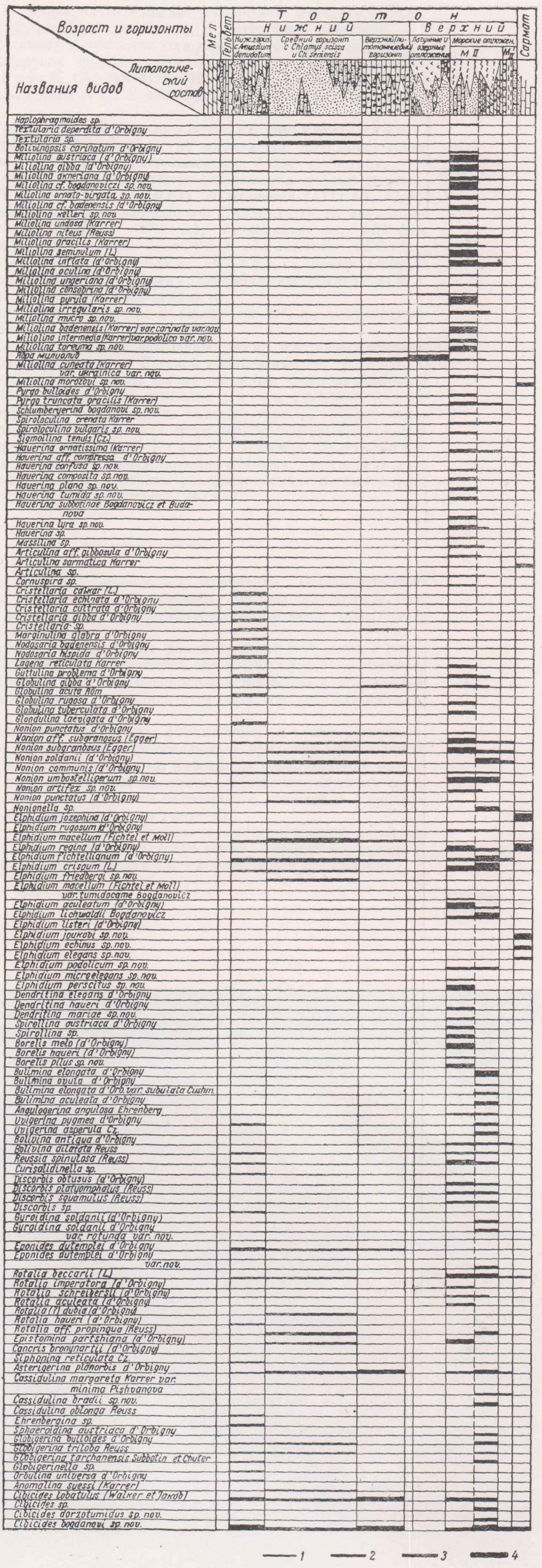


Рис. 61. Диаграмма вертикального распространения фораминифер в миоценовых отложениях юго-западной окраины Русской платформы

1—единично; *2*—редко; *3*—часто; *4*—обильно

Зак. 1737

названием «домбровского горизонта». Определимых остатков фауны в них не встречено.

Юго-западнее, в пределах широкого развития гипсов, верхняя часть тортона представлена однообразной преимущественно глинистой фацией. Это — жирные или песчаные глины, иногда с примесью извести, обычно тонкослоистые, реже — неслоистые, серо-зеленого, буро-серого или желто-серого цвета. В глинах часто встречаются прослои песчаников кварцево-известковистых, иногда окремненных, и светлосерых мергелей.

В глинах, песчаниках и мергелях содержится в большом количестве довольно разнообразная фауна, представленная *Chlamys neumayri* Hilb., *Chl. lilli* Pusch, *Chl. posthuma* Hilb., *Chl. galiciana* Favre, *Palliolum* sp., *Nucula nucleus* L., *Syndesmya alba* Wood., *Corbula gibba* Ol., *Natica* sp.

Следует отметить, что в песчаниках и мергелях, обнажающихся в наиболее северных пунктах, *Palliolum* sp. не встречается. Его присутствие установлено лишь в обнажениях, расположенных ближе к прогибу.

Эти глины и мергели характеризуются следующими видами фораминифер: *Nonion* aff. *subgranosus* (Egger), *N. granosus* (d'Orb.), *Elphidium* aff. *kudakoense* Bogd., *E. subnodosum* (Münster), *E. angulatum* (Egger), *Gyroidina soldanii* (d'Orb.), *Epistomina* sp., *Miliolina consobrina* (d'Orb.), *M. gracilis* (Karrer), *M. bulloides* (d'Orb.), *Pyrgo ventricosa* (Reuss), *P. bulloides* (d'Orb.), а также общими с нижними горизонтами тортона формами: *Elphidium macellum* (F. et M.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.) и *Asterigerina* sp.

Мощность глин резко возрастает с севера на юг, по направлению к прогибу, и колеблется от 7—8 до 20—30 *м*.

Описанные выше слои заканчивают собою разрез тортонских отложений исследованной части окраины Русской платформы.

Слои эти содержат характерную фауну пектинид: *Chlamys neumayri* Hilb., *Chl. posthuma* Hilb., *Chl. galiciana* Favre, *Palliolum* sp., совершенно отсутствующую в отложениях нижнего тортона. Кроме того, в этих слоях совсем отсутствуют или встречаются чрезвычайно редко такие формы, как *Panopea menardi* Desh., *Pholadomya alpina* Math; совершенно не встречаются разновидности *Chlamys seniensis* Lam. и такой характерный для двух наиболее распространенных в нижнем тортоне фаций вид, как *Terebratula grandis* Blum.

Сопоставление разрезов миоценовых отложений Предкарпатского краевого прогиба и юго-западной окраины Русской платформы (см. табл. 7) — этих двух различных структурно-фациальных зон — представляет большой интерес.

Следует указать, что резкая смена фаций на границе прогиба и платформы, плохая обнаженность миоценовых отложений прогиба и, главное, почти полное отсутствие макроокаменелостей в молассовых отложениях прогиба делают миоценовые отложения этих двух зон трудносопоставимыми.

Однако детальное изучение фауны фораминифер, а также региональные геологические исследования, проведенные в пределах описываемой области, позволили сделать некоторые выводы из сопоставлений разрезов платформы и прогиба, а также наметить в общих чертах схему соотношения стратиграфических разрезов миоценовых отложений Предкарпатья и Крымско-Кавказской области (табл. 8).

Как отмечалось выше, отложения нижнего миоцена, широко развитые в пределах прогиба, на платформе отсутствуют, породы же среднего миоцена широко развиты в пределах как прогиба, так и платформы.

Таблица 8

Схема сопоставления разрезов миоценовых отложений Предкарпатья и Крымско-Кавказской области

Возраст			Предкарпатский краевой прогиб и юго-западная окраина Русской платформы		Северо-западное Предкавказье (по А. К. Богдановичу)	
			Литологический состав	Микропалеонтологическая характеристика	Литологический состав	Микропалеонтологическая характеристика
Миоцен	Верхний	Нижний сармат	Пески, песчаники, глины	Горизонт C_{II}^{1} с *Va'vulineria saulsii* (d' Orb.) Горизонт C_I с *Miliolina reussi* Bogd.	Глины с прослоями мергелей	Широкое развитие родов *Carticulina, Miliolina, Nonion* и *Elphidium*
	Средний	Тортон, верхний	Покутская свита прогиба, верхнетортонские отложения платформы — пески, песчаники, конгломераты, глинисто-мергелисто-литотамниевые отложения	Горизонт M_{II} с обильной донной фауной Верхний глобигериновый горизонт M_I с многочисленными *Spirialis*	Конкские слои: глины и песчано-глинистые ракушечники	Верхняя часть — широкое развитие сем. Miliolidae, Nonionidae и Buliminidae Нижняя часть — обедненная фауна фораминифер, преобладают Buliminidae и Rotaliidae
			Верхняя соленосная свита, гипсово-ангидритовый горизонт, гипсы, эрвилиевые слои, „дики", пески, угленосные отложения	Угнетенная фауна фораминифер Miliolidae, *Rotalia beccarii* L.	Караганские слои: глины с прослоями мергелей	Резко обедненная фауна фораминифер
		Нижний	Чаплинская свита, мелководные отложения платформы: пески, песчаники, литотамниевые известняки, глинистые мергели	На платформе обильная фауна моллюсков и фораминифер. Характерны представители сем. Lagenidae, в прогибе — горизонт К с Globigerinidae	Чокракские слои: глины, известняки, пески, песчаники	Широкое развитие Miliolidae и Polymorphinidae
					Тарханские слои: карбонатные глины и глинистые мергели	Широкое развитие Lagenidae, Buliminidae, Polymorphinidae и Globigerinidae
		Гельвет	Стебникская свита и пресноводные известняки платформы	Фауна пресноводных моллюсков, оогонии харовых водорослей	Верхний майкоп, ритцевские, альгинские и караджалгинские слои: темносерые, коричневатые или серые неизвестковистые глины с ярозитом и прослоями сидеритов	Редкая нехарактерная фауна фораминифер
	Нижний		Верхняя часть соленосной свиты, добротовские слои	Переотложенная палеогеновая и меловая фауна фораминифер		
			Средняя часть соленосной свиты, конгломераты трускавецкие и слободские, полимиктовые песчаники			
			Нижняя часть нижней соленосной свиты	Угнетенная фауна тонкостенных фораминифер из сем. Globigerinidae и Chilostomeliidae		
Олигоцен			Космачская свита — песчаники, глины, аргиллиты			
			Менилитовая свита			

Отложениям стебникской свиты прогиба соответствуют маломощная толща известняков с фауной пресноводных моллюсков, развитой в пределах платформы, а возможно, также и угленосные слои. На синхроничность этих отложений указывает тот факт, что как породы стебникской свиты, так и пресноводные известняки и угленосная толща залегают под одновозрастными палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего тортона. Кроме того, большое количество оогоний харовых водорослей, встреченных в стебникской свите и в пресноводных известняках, указывает на общность палеоклиматической обстановки, в которой происходило формирование этих толщ. Характерно, что ни в каких других отложениях оогонии не были обнаружены.

Отложения верхней части чаплинской свиты прогиба по общности фауны фораминифер и моллюсков, заключенной в них, соответствуют нижнетортонским отложениям платформы. Аналоги нижней части чаплинской свиты на платформе не обнаружены. Им, повидимому, соответствует перерыв в осадконакоплении на платформе. На это указывает размытая поверхность пресноводных известняков гельвета.

Верхняя соленосная свита прогиба, залегающая между палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего (чаплинская свита) и верхнего (покутская свита) тортона, соответствует пестрой серии лагунных и озерных отложений платформы (гипсы, мелкокристаллические известняки — «дики»). Это подтверждается тем, что указанные отложения тесно связаны генетически и имеют весьма сходный литологический состав. Кроме того, породы верхней соленосной свиты прогиба, как гипсы и их аналоги на платформе, заключены между двумя микропалеонтологическими горизонтами (нижний и верхний глобигериновые горизонты), непрерывно прослеживаемыми как в прогибе, так и по окраине платформы (Приднестровье) в области развития гипсов.

Морские верхнетортонские отложения, залегающие выше, наиболее полно представлены в пределах прогиба. Здесь отложения покутской свиты, как уже указывалось, разделены на четыре горизонта, каждый из которых охарактеризован совершенно определенным комплексом фораминифер.

В нижней части покутской свиты выделен верхний глобигериновый горизонт, который в пределах платформы известен только по самому ее краю, в зоне сочленения с прогибом. В этой зоне над гипсами залегают глины с обильной фауной глобигеринид и спириалисов. В более удаленных участках платформы этому горизонту соответствует перерыв в накоплении осадков, на что указывает размытая поверхность гипсов.

Отложениям средней части покутской свиты, характеризующимся богатым комплексом фауны донных фораминифер и моллюсков (горизонт M_{II}), в пределах платформы соответствуют надгипсовые песчано-глинисто-мергелистые отложения с *Chlamys galiciana* Favre, *Chl. neumayri* Hilb. и другими моллюсками. Синхроничность этих отложений устанавливается на основании общности комплексов фауны фораминифер и моллюсков, что подтверждается также стратиграфическим положением этих толщ в разрезе.

Более молодые горизонты верхнего тортона, соответствующие верхней части покутской свиты (горизонт M_{II}^{1}), так же как и сарматские отложения, в пределах исследованной части платформы отсутствуют.

Сопоставление разрезов миоцена Предкарпатья, Крыма и Кавказа разработано менее полно из-за отсутствия детальных геологических и палеонтологических исследований в пределах Волыно-Подольской части Русской платформы, которая, несомненно, могла бы быть связующим звеном между двумя названными областями.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволили пока только в общих чертах наметить схему сопоставления миоценовых отложений Предкарпатья и Крымско-Кавказской области, которая разработана

главным образом на основании сравнительного изучения фауны фораминифер с учетом микрофауны и данных по истории геологического развития региона в целом.

Нижнемиоценовые и гельветские отложения Предкарпатья (космачская, нижняя соленосная и стебникская свиты; пресноводные отложения платформы) могут быть сопоставлены с верхнемайкопскими отложениями Предкавказья (ритцевские, ольгинские и карджаглинские слои). Почти полное отсутствие окаменелостей в этих отложениях, как правило содержащих редкую нехарактерную фауну фораминифер, не позволило провести более детальных сопоставлений отдельных свит и горизонтов.

Проведенные сопоставления основываются главным образом на стратиграфическом положении названных свит под палеонтологически охарактеризованными нижнетортонскими отложениями, которые совершенно четко соответствуют друг другу. Однако подобное сопоставление, не подтвержденное данными фауны, является условным.

Нижнетортонские отложения платформы и верхние горизонты чаплинской свиты прогиба по общности комплекса фауны фораминифер соответствуют отложениям тарханского и чокракского горизонтов Крыма и Кавказа.

Отложениям тарханского горизонта, заключающим весьма характерную фауну моллюсков и фораминифер, которые содержат значительный элемент средиземноморской фауны, соответствуют отложения нижнего горизонта нижнего тортона платформы (горизонт с *Amussium denudatum* Reuss), содержащие весьма характерную стеногалинную фауну моллюсков и фораминифер, которая указывает на широкую связь бассейна с открытым морем. Комплексы фаун указанных отложений характеризуются не только общностью родового состава, но и имеют общие виды, что указывает на широкую связь этих двух бассейнов в нижнетортонское время.

Аналоги чокракского горизонта в настоящее время точно не установлены. Повидимому, в пределах платформы ему могут соответствовать литотамниевые отложения нижнего тортона.

Сравнительный анализ фауны фораминифер морских верхнетортонских отложений Предкарпатского краевого прогиба Приднестровья, Волыни и Подолии позволяет с уверенностью говорить о синхроничности отложений средней части покутской свиты (горизонт M_{II}), надгипсовых отложений верхнего тортона платформы и верхней части конкского горизонта Крыма и Кавказа. Все названные отложения характеризуются обилием окаменелостей, представленных как донными, так и планктонными стеногалинными формами, содержащими значительный элемент средиземноморской фауны.

Лагунные и озерные отложения Предкарпатья (верхняя соленосная свита, гипсы, «дики», угленосные слои), исходя из их стратиграфического положения, соответствуют караганскому горизонту Крыма и Кавказа.

Синхроничность нижнесарматских отложений Предкарпатья, Крыма и Кавказа устанавливается на основании значительного сходства фауны фораминифер, характеризующейся общностью родового и видового состава.

НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАКАРПАТСКИХ ВПАДИН [1]

В пределах обширных и глубоких молодых впадин, окаймляющих с юго-запада горную дугу Восточных Карпат, широко распространены

[1] При описании неогеновых отложений закарпатских впадин дается расширенная характеристика сарматских и более молодых вулканогенных толщ. Ввиду большого практического значения этих свит допущена некоторая диспропорция данного раздела с предшествующими главами.

различные по составу и условиям образования неогеновые образования. Среди них, помимо соленосных и обломочных свит, близко напоминающих неогеновые отложения Предкарпатья, развиты вулканические породы, отсутствующие к северо-востоку от Карпат.

В Верхне-Тиссенской впадине на поверхности распространены отложения среднего миоцена, а в Чоп-Мукачевской впадине — преимущественно верхнего миоцена и плиоцена. Эти впадины разделяются вулканическим Выгорлат-Гутинским хребтом, вулканогенные породы которого с тесно связанными с ними угленосными отложениями тяготеют ко второй впадине, так как относятся преимущественно к верхнему миоцену.

Нижний миоцен

Соленосная свита. Широко известные разработки каменной соли, добываемой в Солотвине и ранее разрабатывавшейся в Керекхеде, Шандорове, Данилове, Баранове и др., связаны с наиболее древними образованиями миоцена закарпатских впадин.

Каменная соль Солотвина образует мощный соляной шток. Наиболее глубокие скважины, пройдя по соли более 600 *м*, ее подошвы не достигали.

Останцы собственно солевмещающей толщи находятся в соли в виде сильно перемятых, как и сама соль, обрывков пластов глин и мергелей, иногда их пачек до нескольких десятков метров мощностью.

В 1950 г. соленосная толща была вскрыта глубокой скважиной, заложенной в сводовой части Даниловской складки. Здесь, повидимому в сложных тектонических соотношениях, от 80 до 1006 *м*, были пройдены чередующиеся круто наклоненные пачки каменной соли и аргиллитов. Под ними (до глубины 1082 *м*) были обнаружены пологолежащие (10°) аргиллиты, возможно относящиеся к подсоленосной толще.

Возраст этих отложений неизвестен. В глинах, вынесенных солью с глубины, фауны не найдено. Так как возраст вышележащей свиты принимается гельветским, глины можно условно отнести к нижнему миоцену. Следует упомянуть, что возраст материнских соленосных отложений Трансильвании также неизвестен. Там штоки соли, как и в данном случае, прорывают гельветские отложения, и многие исследователи относят их к аквитану, учитывая, что соль выносит с собой останцы отложений 1-го средиземноморского яруса.

Солотвинская свита (гельвет)[1] является наиболее древней из солевмещающих толщ. Эта свита обнажена в ядрах антиклинальных структур, связанных с соляными штоками (Солотвино, Теребля, Шандрово, Данилово, Бараниа). Основным комплексом пород, наблюдаемым здесь, являются темносерые известковистые и тонкослоистые глины, переслаивающиеся с серыми плитчатыми песчаниками. На последних встречаются иероглифы. В этих слоях нередок также растительный детритус. Вверху разреза имеется несколько прослоев дацитовых туфов; верхний, наиболее мощный, соответствующий аналогичному горизонту, прослеженному вдоль юго-западного края флиша (В. Новоселица, Кричово, Горинчово), выделен в особую стратиграфическую единицу. Таким образом, верхи свиты тесным образом связаны с вулканогенными породами.

Мощность свиты не менее 700 *м*, причем подошва ее нигде не видна. Фаунистических остатков в ней не обнаружено, если не считать указания о находке в солевмещающих породах Солотвина фауны моллюсков,

---

[1] Расчленение среднемиоценовых образований Закарпатья нами дается согласно схеме, разработанной И. Б. Плешаковым (1948 г.).

сходной с фауной Велички. На этом основании соответствующую толщу Рейс отнес к гельвету [1].

В. Н. Забелин (1948 г.) указывает на находку в этой свите микрофауны *Haplophragmoides* sp., *Neobulimina elongata* d'Orb., *Bulimina ovata* d'Orb., *Globigerina* ex gr. *bulloides* d'Orb. К сожалению, эти виды, взятые без широкого и глубокого изучения комплексов фораминифер по разрезу, мало что могут сказать о возрасте. Все они, в частности, встречаются в верхнем тортоне Предкарпатского краевого прогиба, что не может, однако, служить основанием для установления тортонского возраста свиты.

Имея в виду гельветский возраст вышележащих отложений, мы условно относим солотвинскую свиту к гельвету.

Новоселицкий горизонт дацитовых туфов является в известной мере маркирующим в разрезе миоцена Верхне-Тиссенской впадины. Он обнажается в ядре Солотвинской брахиантиклинали, по р. Теребле и широко — в бассейне р. Байловой. Кроме того, он протягивается почти сплошь по контакту миоцена с флишем, трансгрессивно перекрывая последний. Эрозионные останцы туфа лежат местами на породах флиша севернее сплошного поля развития миоцена, иногда с конгломератом в основании. Новоселицкий горизонт сложен туфами, иногда лапиллиевыми, и туфопесчаниками, содержащими в отдельных случаях прослои глин и песчаников.

Туфы серо-голубоватые, зеленоватые или зеленые, плотные или зернистые. Более грубые разности с обломками до 5 *мм* и более можно назвать лапиллиевыми туфами. Они иногда имеют пеструю окраску в голубовато-зеленоватых тонах. В северной части, в частности в районе с. В Новоселица, в основании туфов можно наблюдать базальный горизонт конгломератов, мощностью до 1—5 *м*, а у с. Пудплес до 100 *м* («пудплесские конгломераты»).

Мощность туфового горизонта с подчиненными прослоями глин, конгломератов и туфопесчаников составляет от 30—40 до 150 *м*.

Вышележащую толщу мы относим к верхнему гельвету. Ниже туфов в двух местах Н. С. Филимоновой была найдена фауна. Для района с. Водица она оказалась неопределимой, а среди форм, найденных в рч. Буркало, В. П. Казаковой при консультации Л. Ш. Давиташвили были определены: *Tellina* cf. *serrata* Renier, *Tellina* cf. *bipartita*, указывающие, по мнению Л. Ш. Давиташвили, на возраст древнее 2-го средиземноморского яруса.

По сообщению И. Б. Плешакова, именно в этом же месте им была найдена фауна, определенная И. А. Коробковым и отнесенная им к гельвету: *Tellina (peronaca) zonaria* Bast., *Chlamys* sp., *Chione* sp., *Meretrix eycinoides* Linné.

И. Б. Плешаков полагает, что толща, в которой были найдены эти формы, лежит между двумя прослоями туфов, из которых нижний в этом разрезе тектонически срезан.

Хустецкая свита. В составе хустецкой свиты широко распространены глины и песчаники. Глины чаще всего окрашены в темные цвета (темносерые, коричневатые, иногда голубоватые). Они обычно известковисты и часто слюдисты. В них встречаются очень тонкие, по нескольку миллиметров, линзочки и прослоечки угля.

Песчаники также темные (бурые, серые), обычно мелкозернистые и тонкослоистые. В ряде разрезов наблюдается постепенный переход от новоселицкого горизонта дацитовых туфов к породам хустецкой свиты. В песчаниках встречаются обломки разложенного вулканического стекла,

---

[1] Мнение Рейса приводится по А. А. Иванову и А. А. Каплану (1946 г.), как указание на то, что солотвинская свита во всяком случае не древнее гельветского возраста.

а в низах свиты появляются туффиты. Все это позволяет считать хустецкую свиту тесно связанной с новоселицкими дацитовыми туфами.

К низам свиты, по северному контакту, приурочены выходы соляных источников (с. В. Новоселица, р. Салоной, с. Апшица) и старые соляные выработки (с. Пудплес). В этой полосе встречаются темноокрашенные глины, местами с выцветами соли.

Максимальная мощность хустецкой свиты достигает 1000 *м*.

В ряде пунктов Верхне-Тиссенской впадины в породах хустецкой свиты обнаружена обильная фауна (*Pecten besseri* Andrz., *Tapes deshayesi* Benoist., *T. benoisti* Cossm. et Peyrot., *Meretrix gigas* Lam., *Tellina planata* L., *Turritella turris* Bast., *Potamides schaueri* Hilb., *Natica helicina* Brocc. и многие другие). И. А. Коробков, изучивший наиболее крупные коллекции миоценовых окаменелостей Закарпатья, считает хустецкую свиту относящейся к верхам гельвета. Л. Ш. Давиташвили находит весь комплекс характерным для 2-го средиземноморского яруса (гельвет—тортон).

Некоторый интерес имеет то обстоятельство, что *Meretrix gigas* Lamk., присутствующий в хустецкой свите, по В. Каутскому (1932 г.), является одной из руководящих форм гельвета Венского бассейна.

Учитывая все данные, в соответствии со взглядами И. Б. Плешакова и И. А. Коробкова, хустецкая свита относится к верхней части гельветского яруса.

Терешвинская свита широко распространена в междуречье Теребли и Терешвы, по левобережью последней и на север от г. Хуст вдоль контакта миоцена с флишем. Контакт ее с нижележащей хустецкой свитой, во всяком случае в большинстве разрезов, трансгрессивный.

По сравнению с нижележащими отложениями хустецкой свиты рассматриваемая толща характеризуется преобладанием песчаников и появлением прослоев и горизонтов грубых конгломератов.

Ньяговский конгломерат прослеживается в основании свиты в северо-западной части Верхне-Тиссенской впадины. Это валунный конгломерат с мелкой галькой и валунами размером до 40—50 *см*.

В валунах и гальке преобладают песчаники флиша, редко мергели, в мелкой гальке встречаются черные кварциты и кварц. Галька, как правило, хорошо окатана и составляет главную массу породы.

Конгломераты, лежащие в основании свиты вместе с подчиненными им песчаниками, имеют мощность от 30—40 до 100 *м*. В юго-восточной части, у Солотвино, базальный горизонт выражен менее четко, но и здесь в основании свиты лежат грубослоистые песчаники с прослоями конгломератов.

Отложения тортона, охарактеризованные по найденной фауне, обнажены также у с. Задне. При плохой обнаженности темносерые и голубовато-серые песчанистые глины с редкими прослоями рыхлых грубозернистых песчаников видны лишь в некоторых обнажениях и исследованных выработках.

Песчаники рассматриваемой толщи часто грубослоистые, серые, темно- и синевато-серые, изредка с мелкой галечкой кварца, плохо сортированные, разнозернистые.

Глины темносерые, кофейно-серые, известковистые, часто слюдистые, плотные, слоистые или с растительным детритусом, песчанистые, переходящие иногда в алевролиты. Изредка в них встречаются жилки кальцита или линзочки и прослоечки угля.

Внутриформационные конгломераты по составу подобны ньяговскому. Цемент у них песчанистый или глинистый.

В терешвинской свите во многих местах обнаружена обильная фауна, определявшаяся И. А. Коробковым, В. П. Казаковой, В. А. Горецким и другими исследователями. Здесь установлено развитие: *Cardium turonense* Mayer, *C. praeechinatum* Hilb., *C. papilosum* Poli, *Ostrea*

cochlear Poli, *O. digitalina* Dub., *Anomia striata* Lam., *Phacoides columbella* Lam. var. *basterotti* Agass., *Chlamys* cf. *elegans* Andrz., *C. gloria maris* Dub., *Corbula gibba* Ol., *Amussium cristatum* Bronn.

Общий характер заключенной в терешвинской свите фауны указывает на ее принадлежность к 2-му средиземноморскому ярусу. И. А. Коробков (1948 г.) относит терешвинскую свиту к нижнему тортону.

В районе сс. Угля, Вулиховец, Н. Новоселица и др. А. С. Пересветовым и Р. З. Генкиной была собрана большая коллекция растительных остатков, среди которых преобладают *Cinnamonum, Laurus, Quercus* (хвойные отсутствуют). Это комплекс теплолюбивых вечнозеленых растений, отличающийся от комплекса флор, заключенных в вышележащих угленосных слоях сармат—паннона.

Рис. 63. Конгломераты стрембинской свиты в долине р. Апшицы

Исходя из приведенных данных, а также учитывая наличие в вышележащей свите (относящейся, несомненно, к тому же циклу седиментации) фауны, явно принадлежащей к верхам тортона, возраст терешвинской свиты определяется тортонским, вероятно — нижнетортонским.

Бешикурская свита развита в юго-восточной части Верхне-Тиссенской впадины. Она несогласно (с конгломератом в основании) перекрывает отложения терешвинской свиты, от которой отличается прежде всего значительно большей грубостью материала и большим количеством конгломератов. Свита представляет собой чередование пачек конгломератов, песчаников и глин, образуя своеобразную ритмичную серию с размахом ритмов в десятки метров. Такого рода разрезы характерны для северной части площади занятой отложениями свиты.

На юге Верхне-Тиссенской впадины состав бешикурской свиты изменяется в сторону уменьшения крупности обломочного материала. Одновременно несколько уменьшается мощность свиты. Конгломераты образуют здесь отдельные прослои, а роль глин возрастает. Мощность бешикурской свиты колеблется от 700 *м* (север Верхне-Тиссенской впадины) до 350 *м* (юг впадины).

В этой свите встречаются *Cerithium* ex gr. *mitrale* Eichw., *C. schaueri* Hilb., *C. bidentata* Defr., *Modiola incrassata* d'Orb. var. *buglovensis* Gat., *Ervilia trigonula* Sok., *Cardium* sp., *Venus* sp. и др., присутствие которых дает возможность считать возраст вмещающих свиту слоев верхнетортонским.

Стрембинская свита лежит трансгрессивно на бешикурской свите. В северной части Верхне-Тиссенской впадины это несогласие подчеркнуто двумя горизонтами конгломератов (мощностью 13 и 5—8 *м*) с пачкой массивного песчаника между ними, с тонкими прослоями глин (рис. 63). Эта толща в целом имеет мощность до 85 *м*. Выше наблюдается переслаивание песчаников, алевролитов и глин. На этой толще, знаменуя собой внутриформационное несогласие, залегает мощная толща конгломератов. Выше опять находится переслаивание конгломератов, песчаников и глин.

Конгломераты как верхней, так и нижней части разреза резко уменьшаются в мощности и выклиниваются к югу, где удельный вес глин в разрезе увеличивается.

В песчаниках стрембинской свиты иногда встречается мелкий кварцевый гравий. Глины песчанисты, содержат растительный детритус и, изредка, линзочки черного блестящего угля.

Мощность свиты в северной части полосы ее распространения достигает 400 *м*, на юг она уменьшается, составляя не более 250 *м*.

В верхней части стрембинской свиты В. Г. Корнеевой собрана обильная фауна, определенная И. А. Коробковым [1]: *Modiola incrassata* d'Orb. var. *buglovensis* Gat., *Syndesmya* sp., *Ervilia trigonula* Sok., *Cerithium* ex gr. *mitrale* Eichw. var. *pictum* Bast., *Syndesmya* cf. *scythica* Sok. (var. *konkensis* Sok.?), *Cardium* sp., *Venus* sp., *Cardium* ex gr. *andrussovi* Sok. Некоторые образцы были переполнены мелкими церитами, а также обломками устриц.

Анализируя собранную фауну, И. А. Коробков считает, что «общий облик фауны... сильно напоминает сарматский. Присутствие же обломков устриц и кардиумов с ребрами, имеющими продольные борозды с находящимися в них чешуйками, заставляет предполагать верхнетортонский возраст данной фауны. Представляется вероятной параллельность содержащих данную фауну слоев конкским или бугловским слоям».

На этом основании, а также по своему положению в разрезе стрембинская свита считается наиболее молодой из тортонских толщ и относится к верхнему тортону.

Описанные породы миоцена Закарпатья распространены в Верхне-Тиссенской впадине и, по всей вероятности, также развиты и в Чоп-Мукачевской впадине, закрытой с поверхности сплошным чехлом более молодых образований.

Верхнемиоценовые образования

Верхнемиоценовые и, частично, плиоценовые отложения Закарпатья представлены вулканическими и осадочными породами. Они распространены по южному и западному краям Верхне-Тиссенской впадины и окаймляют с востока и северо-востока Чоп-Мукачевскую впадину, встречаясь местами также и в центральных частях последней. Главная площадь распространения рассматриваемых образований совпадает с Выгорлат-Гутинской грядой.

В строении этой гряды принимают участие главным образом эффузивные породы и менее широко осадочные и туфогенно-осадочные образования. Все комплексы пород характеризуются очень пестрым и разнообразным составом.

Геоморфологически в пределах Выгорлат-Гутинской гряды выделяются три хребта:

1. Северный водораздельный хребет, вытянутый в северо-западном направлении, с вершинами Анталовская Поляна, Маковица, Синяк, Борлио-Дил, Мартинский Камень и Синяк Малый (рис. 64). Хребет делится крупными поперечными долинами на ряд более мелких хребтов.

2. Центральный водораздельный хребет, имеющий меридиональное направление и носящий название Великий Шоллес, с вершинами Тупой, Острый, Тлустый Верх и др.

3. Южный водораздельный хребет, получивший название Гутты или Аваш, с вершинами Фрасинул, Широкий Верх, Кибляр и др. На северо-западном его продолжении расположены останцовые горы: Черна-гура, Шаланка и Береговское Холмогорье. На юго-восток хребет уходит за государственную границу СССР.

[1] Список фауны, встречаемой в стрембинской свите, заимствован из отчета В. Г. Корнеевой (1948 г.), с дополнениями по статье И. А. Коробкова и И. Б. Плешакова (1948 г.).

Все хребты имеют одинаковый характер рельефа, позволяющий рассматривать Выгорлат-Гутинскую гряду как единое целое. В строении хребтов участвуют одни и те же комплексы пород. При этом наблюдается следующая закономерность: водораздельные части хребтов сложены лавами, на склонах хребтов развиты эффузивно-туфогенные отложения, представленные туфами, вулканическими брекчиями и мощными горизонтами лав; подножие хребтов сложено чисто осадочными и осадочно-туфогенными образованиями. В площадном отношении преобладают лавы, которые обусловливают вулканический рельеф Выгорлат-Гутинской гряды, близкий к горно-долинному рельефу средневысотных гор.

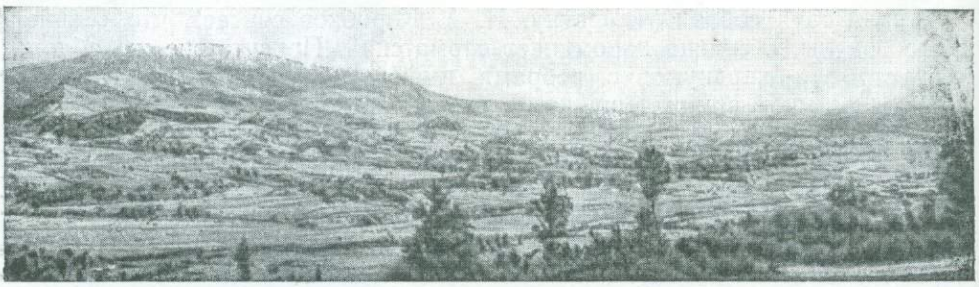


Рис. 64. Хребет Синяк Малый и долина р. Боршавы

Крупные реки Закарпатья: Тисса и ее притоки — Боршава, Латорица и Уж — при пересечении Выгорлат-Гутинской гряды образуют поперечные сильно разработанные долины прорыва. Наиболее типичным примером являются Тиссенские Ворота у г. Хуста.

Водораздельные части хребтов Выгорлат-Гутинской гряды характеризуются довольно сглаженными и плоскими формами рельефа, и лишь отдельные их вершины резко вырисовываются среди гипсометрически выдержанной водораздельной линии. Форма этих вершин очень разнообразна и тесно связана с составом слагающей лавы. Так, базальты часто образуют островерхие (гора Острая) или конусообразные вершины (гора Тупая и Малый Синяк) с крутыми, почти отвесными склонами. Эти вершины очень напоминают по форме вулканы. Менее четко в рельефе Выгорлат-Гутинской гряды выражены более крупные вулканические аппараты, а именно кальдеры, сложенные андезитами и андезито-дацитами. Наиболее хорошо геоморфологически выражена кальдера Синяка. Здесь цепь высоких вершин образует почти полное кольцо, достигающее в диаметре около 5 *км* и разомкнутое лишь на юге. В центре этого кольца, сложенного андезито-дацитами, возвышается конусообразная вершина горы Буш, представленная оливиновыми базальтами. Повидимому, это реликты древней кальдеры, в центре которой развился более молодой кратер. Подобно современным вулканам, кальдера Синяка так же имеет радиальную сеть потоков, как бы спроектированных на современную поверхность. Эти потоки, вероятно, были заложены когда-то в виде барранкосов на склонах древнего вулкана.

Склоны водоразделов Выгорлат-Гутинской гряды характеризуются выпуклым профилем; приводораздельная часть склона имеет обычно значительно меньшие углы наклона, чем более нижняя часть в пределах лавового покрова. В рельефе обычно четко видна граница лавового покрова: крутые склоны с углом наклона до 30° сменяются более пологими (до 15—20°) там, где лавовый покров подстилается эффузивно-туфогенными отложениями. На границе эффузивно-туфогенной свиты и нижележащей угленосной осадочно-туфогенной свиты в рельефе часто наблюдаются уступы, соответствующие первому мощному прослою лавы. Та-

кой лавовый уступ прекрасно выражен в правом борту р. Рики от с. Кошелева до г. Хуста. Там, где развиты осадочно-туфогенные отложения, рельеф становится более мягким и углы наклона склонов не превышают 5—7°.

Своеобразные формы рельефа в пределах Выгорлат-Гутинской гряды связаны с интрузиями диорит-порфиритов и с купольной фацией лавовых излияний. Некки и купола, прорывающие песчаники палеогена в районе с. Луково, образуют ряд остроконечных горок: Клобук, Малый Клобук и другие вершины на левобережье Борщавы.

Диорит-порфириты в районе Вышкова образуют куполообразные вершины, напоминающие по форме пятигорские лакколиты.

Вдоль южной границы Выгорлат-Гутинской гряды в Притиссенской низменности наблюдается ряд так называемых «останцовых гор», одиноко возвышающихся среди равнины. Для этих останцовых гор являются характерными сглаженность склонов и выположенные ровные вершины. Наиболее крупной грядой останцовых гор является Береговское холмо-

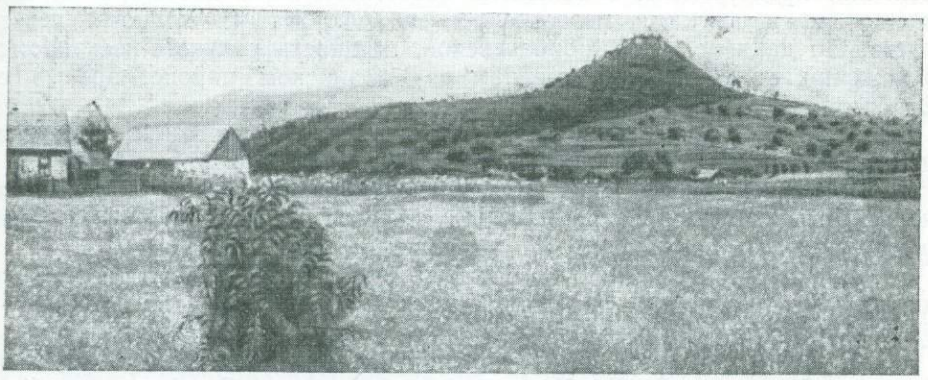


Рис. 65. Хустинский останец

горье, сложенное кислыми лавами и их пирокластическими образованиями. Не исключено, что Береговский останец представляет собой реликты древней кальдеры. Затем ряд останцовых гор: Шаланка, Чернагура и Хустинский останец или, как его называют, «Зáмковая гора», так как на ней расположен древний замок (рис. 65), сложены андезитами и андезито-дацитами. Форма этих останцовых гор очень напоминает вулканические аппараты, но геологические данные говорят против этой гипотезы, так как, например, гора Шаланка сложена двумя покровами, а в районе Хустинского останца имеется мощный прослой лавы.

Как видно из изложенного, эффузивные и пирокластические образования Выгорлат-Гутинской гряды могут быть грубо подразделены на три комплекса:

1. Нижний — осадочно-туфогенный, которому, кроме того, соответствуют по времени кислые лавы (дациты и липариты) и их пирокласты. 2. Средний — эффузивно-туфогенный. 3. Верхний — эффузивный, в котором мы различаем три покрова лав различного состава: андезито-дациты, авгито-гиперстеновые андезиты и базальты (оливиновые базальты и андезито-базальты).

Возраст первого комплекса — нижний и средний сармат и паннон, второго — паннон и третьего — паннон и, возможно, плиоцен.

Осадочная свита нижнего и среднего сармата. В основании верхнего миоцена залегают песчано-глинистые отложения. Последние развиты на следующих участках Выгорлат-Гутинской гряды: в районе с. Вышкова, в районе сс. Кошелева и Липша, в районе сс. В. Коропец, Лалово и Доробратово

В районе с. Вышково песчано-глинистые отложения представлены преимущественно серыми и темносерыми известковистыми аргиллитами и глинами с прослоями мергелей и песчаников небольшой мощности. В верхней части толщи количество прослоев песчаников и их мощность возрастают и в песчаниках начинает появляться туфогенный материал. Постепенно песчано-глинистые отложения сменяются липарито-дацитовыми туфами. Выше них продолжается та же толща и в ней встречаются небольшие прослои туфа. Видимая мощность песчано-глинистых отложений в Вышковском разрезе 300—400 *м*.

В районе с. Кошелева эти отложения представлены в основном мягкими известковистыми слюдистыми глинами серого цвета и алевролитами, встречаются маломощные горизонты светлосерых песчаников, белых пелитоморфных глинистых известняков и мергелей. Количество прослоев песчаников здесь увеличивается в верхней части разреза свиты, и мощность их доходит до 150 *м*.

В районе угольного месторождения Березинка песчано-глинистые отложения представлены в основном известковистыми песчаниками, алевролитами и мягкими известковистыми слюдистыми глинами серого цвета. По данным О. Н. Горбачевской, мощность глинисто-песчанистых отложений, по буровым скважинам в Березинском районе, превышает 250 *м*.

Возраст описанной толщи устанавливается на основании исследований фауны, обнаруженной в поименованных ниже пунктах.

1. В районе с. Вышково из глин, лежащих выше туфов, Н. С. Вартановой была собрана фауна, которая отнесена В. А. Горецким к нижнему—среднему сармату (Н. П. Ермаков, 1948 г.).

2. И. А. Коробков (1948 г.) указывает для Вышковского разреза наличие фауны, относимой им к нижнему сармату, и для района с. Липша—фауны среднесарматского облика.

3. В одном ручье на северо-запад от с. Кошелево И. Ф. Трусовой была найдена и В. П. Казаковой определена *Syndesmya reflexa* Eichw. — руководящая форма для нижнего сармата (Л. Ш. Давиташвили).

4. В верховьях правого притока р. Типовца Н. С. Филимоновой были найдены и В. П. Казаковой определены: *Cardium* cf. *gracile* Pusch., *Modiola sarmatica* Gat. и др. формы, определяющие (Л. Ш. Давиташвили) нижнесарматский возраст.

5. У подножья хребта Гат В. И. Владимирским (1947 г.) была в двух точках обнаружена фауна, которая определена М. А. Болховитиновой и отнесена ею к нижнему сармату.

6. В Березинском районе О. Н. Горбачевской (1948 г.) в глинисто-песчанистых отложениях была собрана фауна пелеципод, которая, по определению В. А. Горецкого, относится к нижнесарматскому возрасту: *Syndesmya reflexa* Eichw., *Cardium vindabonense* (Partsch.) Lask. и др.

7. По данным Н. П. Ермакова (1948 г.), в этой же свите О. М. Мануйленко была определена *Mohrensternia angulata* Eichw. — форма, характерная для нижнего сармата Подола.

8. Старшим научным сотрудником ВСЕГЕИ Н. С. Волковой была обработана многочисленная фауна из скважин месторождения Березинка и определены типичные формы как нижнего сармата (*Syndesmya reflexa* Eichw.), так и среднего сармата (*Cardium fittoni* d'Orb.).

9. В буровых скважинах в районе с. Далово и Фогарош собрана микрофауна фораминифер, среди которой И. В. Венглинским были определены формы, характеризующие самые верхние горизонты нижнего сармата. Кроме фораминифер, на глубине 91,30—93,55 *м* были обнаружены остракоды, характерные для нижнесарматского возраста (О. Н. Горбачевская, 1948 г.).

Таким образом, рассматриваемая свита может быть отнесена к нижнему и, возможно, в верхах, к среднему сармату.

Дациты, липариты и липаритовые туфы. Дациты и липариты [1] находятся в сложных взаимоотношениях с описанным выше осадочным комплексом нижнего и среднего сармата. Взаимоотношения липаритовых лав и их пирокластических образований с осадочной толщей нижнего и среднего сармата прекрасно видны в разрезах Береговского холмогорья. Последние были детально изучены Е. Е. Захаровым и Р. И. Милосердовой. Сводная стратиграфическая колонка для Береговского холмогорья, по их данным, рисуется в следующем виде (описание дается снизу вверх):

1. Нижняя толща вулканических пород представлена в низах флюидальными липаритами, выше — плотными туфами и вулканическими брекчиями. Видимая мощность около 100—150 *м*.
2. Осадочная толща сложена серыми слюдистыми глинами и песчаниками, иногда гипсоносными и пиритизированными. Мощность 70 *м*.
3. Средняя толща вулканических пород состоит в основном из алунитизированных, каолинизированных и окварцованных плотных пепловых и зернистых туфов, вулканических брекчий с лавовым цементом. В подчиненном количестве в этой толще присутствуют липаритовые лавы.
4. Верхняя осадочная толща в низах представлена глинами и переотложенными туфами, переслаивающимися с каолином и туфогенными песчаниками; в верхах ее преобладают горизонты каолина с обломками и галькой туфогенных пород. Мощность 50 *м*.
5. Верхняя толща вулканических пород представлена липаритовыми туфами и полосчатыми липаритами или же липаритами с вкрапленниками кварца. Видимая мощность 50—70 *м*.

Максимальная мощность отложений в районе Береговского холмогорья 330—350 *м*.

Возраст пирокластических образований и лав липаритового состава Береговского холмогорья определяется как нижний — средний сармат на основании следующих находок фауны:

1. В глине нижней осадочной толщи геологом Береговской разведочной партии А. Ф. Доброноженко был найден отпечаток ископаемого муравья, который, по мнению Ю. М. Залесского (1949 г.), указывает на нижнесарматский возраст.

2. К востоку от карьера Маломки в осыпи в туфогенных песчаниках была обнаружена фауна пелеципод, возраст которой, по мнению А. Г. Эберзина, не моложе нижнего сармата.

3. В районе штольни (Крейто-люк) среди кремнистых туфогенных песчаников, подстилающих верхнюю осадочную толщу, встречена фауна гастропод сарматского облика.

Из кислых лав наиболее широким распространением в пределах Выгорлат-Гутинской гряды пользуются полосчатые липариты. Они слагают широкую (2—3 *км*) полосу на водоразделе Центрального хребта, затем ими сложены скалистые высоты на левом берегу Тиссы и мелкосопочник в районе с. Дула. В западной части Выгорлат-Гутинской гряды полосчатые липариты слагают большую площадь (около 8 *км*^{2}) в районе с. Тростяница.

Полосчатые липариты также широко развиты в северо-западной части Береговского холмогорья, где ими образован ряд наиболее высоких гор — Ардов, Большой Шарок, Длинная, Золотистая и Ганкус. Отдельные островные выходы полосчатых липаритов имеются к востоку от г. Берегово у с. Косино. Кроме полосчатых липаритов в пределах Выгорлат-Гутинской гряды встречаются также липариты с крупными вкрапленниками кварца. Эта разновидность липаритов имеет значительно меньшее развитие и встречается только в западной части описываемой гряды. В пределах Береговского холмогорья сложены липаритами вершины гор

[1] На карте эти разновидности выделены.

в районе сс. Квасово, Бена и Доброселье, а также отдельные островные горы к востоку от с. Квасово (Безымянная и Каломен). Полосчатые липариты с вкрапленниками кварца слагают наиболее высокие точки массива в районе с. Тростяница и образуют два небольших выхода, разделенных р. Вульшавой на западе от г. Перечня.

Полосчатые липариты характеризуются розовато-серой окраской: серые полосы чередуются с розовыми. Выветрелые разности вообще обладают розовато-белой окраской.

Структура липаритов порфировая. Вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, от андезина № 39 до лабрадора № 50, и биотитом, реже гиперстеном и коричневой роговой обманкой; еще реже встречаются оплавленные вкрапленники кварца. Размер вкрапленников колеблется в пределах 0,2—2,0 *мм*, наиболее крупные вкрапленники принадлежат плагиоклазу. Оптические константы минералов, определенные методом Федорова, даны в табл. 9.

Таблица 9

Оптические константы минералов, определенные методом Федорова

№ шлифа	Плагиоклаз								Амфибол		Название породы
	P:Ng	*P:Nm*	*P:Np*	*B:Ng*	*B:Nm*	*B:Np*	№	закон	*2V*	*c:Ng*	
3258/48	33,5°	59°	86°	62,5°	43,5°	52°	45	[001] (010)	−62°	5°	Липарит с перлитовой структурой
3216/48	—	—	—	—	—	—	—	—	−60°	5°	То же со сферолитовой структурой
5129/48	24°	65°	38°	69°	37°	56,5°	39	[001] (010)	—	—	Полосчатый липарит с вкрапленниками кварца
5130/48	78°	63,5°	28,5°	25°	63,5°	87°	41	⊥ [001] в (010)	—	—	То же с вкрапленниками кварца

Вкрапленники цветных минералов — биотита и коричневой роговой обманки — часто окружены опацитовой каймой.

Основная масса липаритов чаще всего обладает сферолитовой или микрогранофировой структурой и состоит из тончайших гранофировых срастаний кварца и калиевого полевого шпата.

В липаритах наблюдаются также фельзитовая, реже — фельзо-дацитовая и перлитовая структуры.

В перлитовых разностях липаритов наблюдаются сферолитовые образования вокруг вкрапленников плагиоклаза или цветных минералов (рис. 66). Сферолиты имеют бурую окраску, что, повидимому, связано с процессами каолинизации калиевого полевого шпата. Текстура в липаритах флюидальная, часто наблюдается полосчатое строение. В полосчатых липаритах полосы шириной 0,5—0,6 *мм* с фельзитовой структурой (рис. 67) чередуются с полосами, состоящими из лапчатых зерен кварца с тончайшими гранофировыми вростками калиевого полевого шпата. Встречаются также маломощные (0,2—0,3 *мм*) полосы и линзы, выполненные тридимитом и кристобалитом. Часто последние минералы замещены зернистым агрегатом кварца.

Химический состав липаритов Закарпатья охарактеризован большим количеством анализов (табл. 10), пересчитанных по методу А. Н. Заварицкого (табл. 11). Большинство анализов (№ 1—12) принадлежит сотруднику Львовского филиала Академии наук УССР Л. К. Ткачук. Анализы № 13 и 14 взяты из работы Н. С. Вартановой, О. Н. Горбачевской

и В. С. Соболева (1947 г.). Анализы № 15 и 16 образцов Карпатской экспедиции произведены в химической лаборатории Московского геологоразведочного института им. С. Орджоникидзе.

Рис. 66. Перлитовая структура в липарите и сферолитовые образования вокруг вкрапленников плагиоклаза. При одном николе. Ув. 20

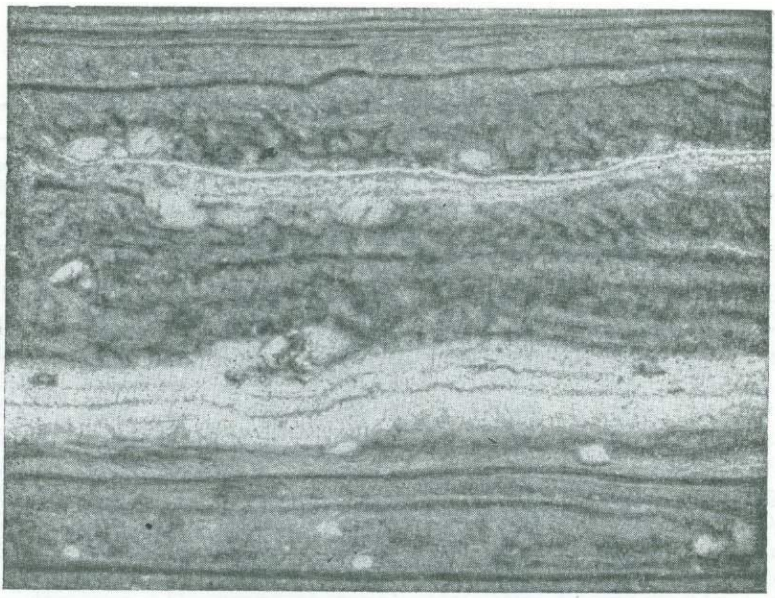


Рис. 67. Фельзитовая структура в полосчатом липарите. Прожилки тридимита. При одном николе. Ув. 20

Основная часть химических анализов характеризует липариты Береговского холмогорья, и лишь четыре последних анализа представляют липариты района сс. Кошелева, Рокосова и В. Раковца. Как видно из результатов пересчетов анализов по А. Н. Заварицкому, липариты этих двух районов по своему химическому составу очень близки. В целом же

Анализы	1		2		3	
Компоненты	№ 5, фельзитофировый риолит, Берегово, гора Матросская		№ 7/6, фельзитофировый риолит, Берегово, гора Чепки		№ 2, витрофировый риолит, Ардовский сельский карьер	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	73,20	1,219	72,00	1,199	73,70	1,227
TiO_2	0,08	0,001	0,30	0,004	0,08	0,001
Al_2O_3	13,43	0,031	15,46	0,152	14,89	0,146
Fe_2O_3	2,78	0,017	1,18	0,007	1,82	0,011
FeO	0,19	0,03	0,06	0,0006	0,12	0,001
MnO	Следы	—	Следы	—	0,01	0,0001
CaO	2,22	0,039	0,94	0,017	0,76	0,014
MgO	0,36	0,009	0,34	0,033	0,27	0,0006
K_2O	2,72	0,029	3,13	0,033	3,06	0,033
Na_2O	4,00	0,065	5,16	0,083	4,58	0,074
P_2O_5	Следы	—	Следы	—	Следы	—
SO_3	0,00	—	0,00	—	0,00	—
Cl	0,00	—	0,00	—	0,00	—
H_2O (—100°)	1,44	—	0,58	—	0,80	—
H_2O (+110°)	0,38	0,22	1,48	0,082	0,33	0,018
П.п.п.	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,38	—	100,63	—	100,42	—

Анализы	7		8		9	
Компоненты	№ 101/2, риолит, южнее Мал. Косино		№ 103/16, риолит, северо-восточнее Косино		№ 6, фельзитофировый риолит, гора Матросская	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	72,72	1,210	71,04	1,182	72,70	1,210
TiO_2	0,15	0,002	0,17	0,002	0,16	0,002
Al_2O_3	14,98	0,147	15,84	0,155	14,69	0,144
Fe_2O_3	1,04	0,006	1,92	0,012	3,00	0,019
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,001
MnO	0,03	0,0003	0,02	0,0002	0,01	0,0001
CaO	2,04	0,036	3,16	0,056	1,82	0,032
MgO	0,06	0,002	0,06	0,002	0,18	0,005
K_2O	3,42	0,036	3,04	0,032	2,31	0,024
Na_2O	2,29	0,037	3,34	0,054	3,71	0,060
P_2O_5	0,15	0,001	0,14	0,001	0,00	—
SO_3	0,29	0,004	0,26	0,004	Следы	—
Cl	0,00	—	0,00	—	—	—
H_2O (—100°)	0,92	0,051	0,60	0,033	0,05	—
H_2O (+110°)	—	—	—	—	1,58	0,143
П.п.п.	1,92	—	0,88	—	—	—
Сумма	100,1	—	100,47	—	100,33	—

Таблица 10

став липаритов

4		5		6		Анализы
№ 16, гиалолипарит, Берегово, гора Мужиевская		№ 50/4, риолит, гора Малая		№ 100/1, риолит, зап. Запсон		Компоненты
вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	
70,88	1,18	73,90	1,230	72,36	1,204	SiO_2
0,25	0,003	0,07	0,001	0,19	0,003	TiO_2
15,26	0,150	13,37	0,131	15,59	0,153	Al_2O_3
0,73	0,004	2,99	0,019	1,04	0,006	Fe_2O_3
0,56	0,008	0,42	0,006	0,00	0,00	FeO
Следы	—	0,04	0,0004	Следы	—	MnO
1,70	0,03	1,00	0,018	2,29	0,041	CaO
0,55	0,013	0,50	0,012	0,07	0,002	MgO
2,97	0,032	1,56	0,017	3,14	0,033	K_2O
2,73	0,044	4,29	0,069	2,73	0,044	Na_2O
Следы	—	0,01	0,0001	0,14	0,001	P_2O_5
0,25	0,003	0,00	—	0,20	0,003	SO_3
0,00	—	—	—	0,00	—	Cl
0,28	—	0,73	0,040	0,82	0,045	H_2O (—100°)
3,76	0,205	—	—	—	—	H_2O (+110°)
—	—	1,25	—	1,60	—	П.п.п.
99,92	—	100,13	—	100,17	—	Сумма

Продолжение табл. 10

10		11		12		Анализы
№ 1, витрофировый риолит, Ардовский сельский карьер		№ 3, витрофировый риолит, Берегово, гора Ардова		№ 4, фельзитофировый риолит, гора Малая		Компоненты
вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	
74,34	1,237	73,20	1,219	72,80	1,212	SiO_2
0,08	0,001	0,08	0,001	0,07	0,001	TiO_2
13,98	0,137	13,08	0,128	13,28	0,130	Al_2O_3
1,56	0,010	2,31	0,014	3,09	0,019	Fe_2O_3
0,26	0,004	0,12	0,001	0,05	0,001	FeO
0,02	0,0002	0,01	0,0001	0,01	0,0001	MnO
1,10	0,020	2,04	0,057	2,04	0,036	CaO
0,39	0,010	0,26	0,006	0,26	0,006	MgO
3,61	0,038	2,61	0,028	2,61	0,028	K_2O
4,66	0,075	4,26	0,068	4,26	0,068	Na_2O
Следы	—	Следы	—	Следы	—	P_2O_5
0,00	—	0,00	—	0,00	—	SO_3
0,00	—	0,00	—	0,00	—	Cl
0,24	—	0,58	—	0,58	—	H_2O (—110°)
0,73	0,040	1,63	0,145	1,63	0,145	H_2O (+110°)
—	—	—	—	—	—	П.п.п.
100,97	—	100,08	—	100,68	—	Сумма

Анализы	13		14		15		16	
Компоненты	№ 116, липаритовый обсидиан, гора Острая		№ 374, липаритовый обсидиан, верховья Вар-потока		№ 133/48, полосчатый гиперстеновый липарит, р-н с. Кошелево		№ 658/47, полосчатый гиперстеновый липарит, р-н с. Кошелево	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	70,26	—	70,45	—	71,87	1,196	72,09	1,200
TiO_2	0,25	—	0,27	—	0,29	0,004	0,18	0,003
Al_2O_3	14,62	—	14,84	—	11,04	0,108	15,60	0,153
Fe_2O_3	0,23	—	0,55	—	4,19	0,026	1,77	0,011
FeO	3,57	—	3,57	—	0,36	0,005	0,66	0,009
MnO	0,05	—	0,03	—	0,047	0,007	0,05	0,001
CaO	2,50	—	2,23	—	2,33	0,041	2,00	0,036
MgO	0,46	—	0,19	—	0,36	0,004	0,18	0,005
K_2O	3,93	—	2,76	—	2,74	0,029	4,04	0,043
Na_2O	3,70	—	4,06	—	5,16	0,083	3,02	0,048
P_2O_5	0,07	—	0,11	—	0,12	0,001	0,00	0,000
SO_3	0,00	—	0,00	—	0,13	0,001	0,16	0,002
Cl	0,00	—	0,00	—	Следы	—	Следы	—
H_2O (—100°)	0,16	—	0,39	—	0,60	0,033	0,20	0,011
H_2O (+110°)	—	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,02	—	0,23	—	1,36	—	0,64	—
Сумма	39,82		39,70		100,59		100,59	

Таблица 11

Результаты пересчета химических анализов по А. Н. Заварицкому

№ п/п	Номер образца	*a*	*c*	*b*	*s*	*n*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n'*	*E*	*t*	*Q*	*a* : *c*
1	5	12,7	2,52	3,2	81,6	69,2	77,1	18,7	4,2	—	—	7,8	0,08	+35,3	5,0
2	7/Б	15,1	1,1	5,5	78,3	71,6	16,5	38,8	—	44,7	—	16,5	0,33	+25,3	13,7
3	2	13,9	0,9	5,2	80,0	6,9	29,2	75,9	—	63,3	—	27,8	0,08	+31,3	15,4
4	16	10,3	2,0	7,9	79,8	57,9	13,7	11,1	—	75,2	—	6,8	0,25	+37	5,1
5	50/4	11,2	1,2	7,2	80,4	80,2	40,0	10,9	—	49,0	—	34,5	0,08	+37,2	9,3
6	100/1	10,4	2,8	5,6	81,2	57,1	14,3	2,4	—	83,3	—	14,3	0,2	+38,8	3,7
7	101/2	11,7	2,4	4,2	81,7	42,5	19,8	32,3	—	77,4	—	19,4	0,2	+37,6	4,9
8	103/16	11,7	3,8	3,6	80,9	62,8	46,5	3,9	—	50,0	—	46,2	0,2	+34,6	3,1
9	6	11,1	2,1	5,6	80,2	71,4	39,1	5	—	56	—	38	0,2	+36,1	5,3
10	1	14,7	1,3	2,18	81,2	66,4	57,6	23,8	—	19,0	—	47,6	0,08	+13,0	11,3
11	3	12,9	2,2	2,7	82,2	70,83	72,5	15,00	12,5	—	—	70,0	0,08	+36,4	5,9
12	4	13,0	2,2	3,3	81,5	71,1	81,4	12,5	6,3	—	—	79,2	0,08	+34,8	6,0
13	116	13,5	2,9	4,4	79,2	60,0	80,3	16,6	3,1	—	—	3,0	0,3	+28,5	4,6
14	374	12,9	2,9	5,6	78,6	68,4	70,0	6,0	—	24,0	—	9,6	0,3	+28,5	4,4
15	133/48	14,2	0,5	6,6	78,7	73,1	39,6	3,9	7,8	—	—	51,5	0,3	+28,5	28,4
16	658/47	12,2	2,4	5,8	79,7	52,2	36,8	5,8	—	57,5	—	25,3	0,3	+32,6	5,1

липариты Закарпатья несколько отличаются от среднего типа более высокой величиной *b* и в некоторых случаях — более низким параметром *Q*. Эти факты, повидимому, свидетельствуют о наличии переходных типов к липарито-дацитам, что подтверждается также и петрографическими исследованиями.

Дациты имеют значительно меньшее распространение в пределах Выгорлат-Гутинской гряды. В восточной части гряды, на северном окончании Центрального хребта они слагают маломощный покров западнее г. Клобук. Далее на запад, в районе с. Дилок, площадь выхода дацитов не превышает 2,5—3 *км*². В западной части Выгорлат-Гутинской гряды дациты слагают хребет Попричины Верх.

Дациты представляют собой плотные породы темносерого, иногда почти черного цвета, стекловатого облика и характеризуются микропорфировой структурой и прекрасно выраженной флюидальной текстурой. Мелкие (0,2—0,4 *мм*) вкрапленники представлены плагиоклазом — лабрадор-битовнитом № 60—75 и гиперстеном, реже — кварцем. В дацитах из района с. Дилок во вкрапленниках присутствует оливин. Основная масса дацитов обладает микролитовой, гиалопилитовой, а при наличии кварца и калиевого шпата в цементе — микропойкилитовой структурами. Плагиоклаз в микролитах отвечает по составу андезину № 45.

Возрастные взаимоотношения дацитов и липаритов установить точно пока не удалось. Некоторые косвенные данные скорее говорят за то, что дациты являются более молодыми образованиями. Так, Е. Е. Захарову на одной из стадий разработки Большого Тиссенского карьера удалось наблюдать секущую жилу липарита в интрузивном штоке дацита. В этом же районе среди липаритов встречается большое количество обломочных включений дацита округлой формы.

При детальном картировании площади развития кислых лав в восточной части Выгорлат-Гутинской гряды удалось установить, что на них с размывом ложатся различные горизонты туфогенно-осадочной угленосной свиты среднесарматского—паннонского возраста. Эти данные подтверждаются также находками остатков фауны на Береговском холмогорье. Таким образом, процесс формирования вулканического комплекса Закарпатья начался с кислых лав. По своему характеру, структурным и текстурным особенностям кислые лавы Закарпатья очень напоминают туфолавы Армении, описанные А. Н. Заварицким (1944 г.).

Видимая мощность липаритов в пределах Выгорлат-Гутинской гряды колеблется от 200—250 *м* на западе до 350—400 *м* на востоке. Таким образом, мощность этих пород в Армении приближается к мощностям, наблюдаемым на риолитовом плато Новой Зеландии, которые оцениваются некоторыми авторами в 300 *м* (А. Н. Заварицкий).

Угленосная осадочно-туфогенная свита наиболее широко развита в восточной части Выгорлат-Гутинской гряды, где она слагает северо-восточные и западные склоны Южного водораздельного хребта в районе сс. Вышково, Велятин, Горбки и Крива. Угленосная свита слагает также подножье восточных и западных склонов Центрального водораздельного хребта — район сс. Рокосов, В. Раковец, Кошелево и г. Хуст. И, наконец, отложения угленосной свиты развиты широкой полосой, от 2 до 3—4 *км*, у подножья Северного водораздельного хребта в районе сс. Задне, Луково, рудников Ильница и Березинка. В западной части Выгорлат-Гутинской гряды угленосная свита выходит в районе сс. Ляховце, Лудльево и Анталовце.

Отложения угленосной свиты падают под вышележащие свиты: эффузивно-туфогенную или непосредственно эффузивную с углами от 10 до 20°.

Угленосная осадочно-туфогенная свита характеризуется очень пестрым составом и быстрой фациальной изменчивостью как по простиранию, так и вкрест него. Как правило, в ее нижней части преобладают осадочные образования, представленные глинами, алевролитами, песчаниками, реже — известняками и мергелями. Встречаются также горизонты и линзы конгломератов, содержащих гальку меловых и палеогеновых пород, а также метаморфических пород Мармароша. В верхней части широким развитием пользуются пирокластические образования, на характеристике которых необходимо остановиться более подробно.

Пирокластические образования Закарпатья характеризуются рядом специфических черт, а именно: хорошо выраженной слоистостью, резко неоднородной зернистостью (размер обломков в пределах одного слоя колеблется от 0,2 до 50—60 *мм*, иногда до 1 *м*), отсутствием следов окатанности обломочного материала и почти исключительно эффузивным характером обломочного материала при очень пестром его составе. Среди обломочного материала преобладают лавы андезитового состава, пузырчатого строения, широко развиты кислые лавы, стекла и пемзы. Состав андезитов в обломках, их структура и текстура настолько различны, что трудно представить, чтобы все эти разнородные обломки были выброшены при извержении одновременно из вулканического аппарата. Более вероятно, что эти породы в основной своей массе являются переотложенными образованиями. Это предположение подтверждается наличием среди пирокластических пород горизонтов туфогенных песчаников, характеризующихся несколько лучшей окатанностью обломочного материала и, как правило, повышенным содержанием каолинизированных обломков кислых лав, стекол и пемз.

Отсутствие сортировки материала, окатанности, а также обедненность цветными минералами свидетельствуют о том, что отложения эти формировались в условиях спокойного бассейна и что область сноса была расположена в непосредственной близости от области отложения.

Вопрос о классификации этих пород, несомненно, является очень сложным. К ним лучше применима терминология пирокластических, а не осадочных образований. На основании преобладающих размеров обломочного материала нами выделены следующие типы пород:

1) плотные туфы (пепловые)	0,01— 0,1 *мм*
2) зернистые туфы	0,1 — 5,0 „
3) лапиллиевые туфы	5,0 —30,0 „
4) вулканические брекчии:	> 30 „
а) с туфогенным цементом	
б) с лавовым цементом	

Предлагаемые границы между типами пород были выбраны не случайно. Статистическим изучением удалось установить, что в пределах исследованного района эти границы являются наиболее резкими и постоянными и все пирокласты при полевых исследованиях легко подразделяются макроскопически на выделенные типы.

Осадочно-туфогенная свита является повсеместно угленосной, причем слои и линзы угля встречаются как среди осадочных, так и среди пирокластических образований. К этой же свите приурочены рабочие пласты угля месторождений Березинки, Ильницы, В. Раковца, Вышкова и Горбки, а также маломощные пласты угля, разведанные в районе с. Ляховца.

В районе Вышкова в разрезе угленосной свиты преобладают осадочные отложения. В средней и верхней частях разреза угленосной толщи появляются пласты бурых углей и горизонты глин со сферосидеритами. Мощность угленосной свиты не превышает 150—200 *м*.

В разрезе угленосной свиты с. Кошелева широким развитием пользуются зернистые и лапиллиевые туфы, туфогенные песчаники и вулканические брекчии с туфогенным цементом. В этом разрезе угленосная свита без видимого несогласия налегает на песчано-глинистые отложения нижнего и среднего сармата. Мощность угленосной свиты около 100 *м*.

Наиболее полный и типичный разрез угленосной свиты наблюдается в районе рудника Ильница. Схема этого разреза составлена в основном по материалам съемки Московского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе, и только в нижней части использованы данные структурной скважины № 22, пробуренной Львовским геологическим

управлением в 1947 г. По данным этой скважины разрез рисуется в следующем виде:

1. На глубине 136 *м* залегают эффузивно-туфогенные образования: прослои лав мощностью 20—30 *м*, вулканические брекчии и туфы. Видимая мощность данной пачки 76 *м*.

2. Выше залегает пачка каолинизированных туфогенных песчаников с обломками кислых лав, стекол и пемз и с глинистым цементом, иногда с примесью опала. Мощность этой пачки 20 *м*.

3. Выше лежит толща туфов, туфогенных песчаников, слюдистых алевролитов и глин с маломощными (1—2 *м*) прослоями и линзами лигнита. Мощность толщи 80 *м*.

4. Самая верхняя пачка угленосной свиты в разрезе Ильницы характеризуется широким развитием туфогенных песчаников, зернистых и лапиллиевых туфов и вулканических брекчий с туфогенным цементом. Среди обломочного материала развиты обломки каолинизированных кислых лав и стекол, почему макроскопически эта толща имеет белую окраску. Мощность этой пачки также около 80 *м*.

Общая мощность угленосной свиты в разрезе Ильницы достигает 250 *м*.

В разрезе Березинки угленосная свита состоит из прослоев серых плотных глин, песчаников, обычно туфогенных, зернистых и лапиллиевых туфов, вулканических брекчий и, наконец, бурых углей. Вулканогенные породы преобладают в верхней части разреза.

По данным О. Н. Горбачевской (1948 г.), угленосная свита в районе рудника Березинка залегает на размытой поверхности глинисто-песчанистых отложений нижнего — среднего сармата и общая мощность ее достигает 300 *м*.

Возраст угленосной свиты устанавливается нами на основании следующих данных:

1. В разрезе с. Кошелева, в двух точках, рядом исследователей (В. Зайцева, В. И. Славин, В. Б. Тарасова) была найдена фауна: *Congeria partschi* Cz., *Congeria ungula capral* Mü.

2. В скважинах Ильницкого рудника и в районе с. Вышково (гора Шаян) были найдены пресноводные гастроподы, в том числе для Ильницы, по данным Н. П. Ермакова (1948 г.), *Planorbis* sp., *Unio* sp., *Neritina* sp., *Helix* sp. и др.

3. В различных горизонтах угленосной свиты в районе Березинки собрана рядом исследователей фауна пресноводных гастропод и микрофауна остракод. Пресноводная фауна, собранная О. Н. Горбачевской в кровле так называемого штольневого пласта лигнита, по определению В. А. Горецкого, представлена следующими формами: *Brotia* cf. *vaserchelyi, Unio* sp., *Planorbis* sp., *Neritina* sp., *Helix* sp.

В верхних частях Березинского разреза угленосной свиты обнаружена и обработана ст. научным сотрудником ВСЕГЕИ Волковой следующая фауна: в штольне № 1 обнаружена *Melania escherie* Brong., которая встречается (по Волковой) в верхних пресноводных молассах Швейцарии, Австрии и Германии. В ряде скважин найдена, кроме того, пресноводная фауна: *Planorbis* sp., *Melania* sp., *Neritina* sp. и др. Таким образом, в верхнем комплексе пород в районе с. Березинки мы обнаруживаем пресноводную фауну, сменяющую сарматскую морскую. Эта фауна имеет тот же облик, что и найденная у с. Кошелево вместе с *Congeria partschi* Cz., *Melania escherie* Brong., являющимися, по Е. Шмидту (1929 г.), типичными для нижнего паннона. Следовательно, верхняя часть разреза Березинки относится к отложениям паннона и, вероятно, частично — среднего сармата.

Это позволяет считать, что отложения угленосной толщи формировались, когда сарматское опресненное море перестало существовать и бассейн превратился в пресный паннонский, вернее — в систему лагун, за-

ливов и озер, соединенных с паннонским озером. Вместе с тем, поскольку отложения захватывают и средний сармат, а сарматские отложения в ряде разрезов незаметно переходят в угленосные, возраст угленосной свиты может быть принят в пределах средний сармат — паннон.

Эффузивно-туфогенная свита. В восточной части Выгорлат-Гутинской гряды эффузивно-туфогенная свита наиболее широко развита на восточных склонах Центрального водораздельного хребта, где она слагает полосу шириной до 2—2,5 *км*. Она также слагает южные склоны Северного водораздельного хребта. Большую площадь эффузивно-туфогенная свита занимает по р. Латорице, где она выходит широкой (3—4 *км*) полосой, захватывая ее правобережье и левобережье.

В западной части Выгорлат-Гутинской гряды, в районе сс. Анталовце, Кибрял и Гайдошова, площадь развития данной свиты достигает 35—40 *км*^{2}.

Затем эффузивно-туфогенные отложения обнажаются в виде узких полос вдоль правых притоков Латорицы и по правобережью и левобережью Ужа.

Рис. 68. Прослой андезито-базальтов среди эффузивно-туфогенной свиты в районе с. Дубровка

Везде, где удается это наблюдать, эффузивно-туфогенные образования ложатся согласно на отложения угленосной свиты, и лишь вдоль северной границы Выгорлат-Гутинской гряды они перекрывают более древние отложения мела и палеогена. Отложения повсеместно падают (в среднем) под углами 20—30°, реже до 40°, под лавы, слагающие водораздельные части хребтов.

Эффузивно-туфогенная свита может быть грубо подразделена на две части. В низах ее еще преобладают пирокластические образования, представленные зернистыми и лапиллиевыми туфами, вулканическими брекчиями с туфогенным цементом. Встречаются горизонты туфогенных песчаников и лишь отдельные горизонты лав андезито-дацитового состава мощностью от нескольких метров до 10—20 *м*.

В верхней части эффузивно-туфогенной свиты количество пирокластических образований уменьшается и характер их резко меняется: появляются горизонты витрокластических туфов и вулканические брекчии родственного характера. Иными словами, характер пирокластических образований говорит об их формировании в наземных условиях.

В верхней части эффузивно-туфогенной свиты увеличивается количество лавовых прослоев, мощность их возрастает до 40—50 *м* (рис. 68) и появляются вулканические брекчии с лавовым цементом. Состав лав тоже меняется: в прослоях встречаются авгито-гиперстеновые андезиты, андезито-базальты и в самой верхней части свиты — оливиновые базальты.

Петрографическое описание лав эффузивно-туфогенной свиты будет дано ниже, вместе с описанием аналогичных пород эффузивной свиты.

Эффузивно-туфогенная свита характеризуется очень пестрым составом и быстрой фациальной изменчивостью как по простиранию, так и вкрест его. Повидимому, эффузивно-туфогенная свита формировалась в условиях очень изменчивого режима, когда существовавшие здесь бас-

сейны испытывали диференциальные движения. Мощность эффузивно-туфогенной свиты различна: в восточной части Выгорлат-Гутинской гряды она достигает 200—250 *м*, в западной — увеличивается до 300—350 *м*.

Возраст эффузивно-туфогенной свиты определяется довольно точно: как в районе с. Кошелева, так и в районе с. Ильницы эффузивно-туфогенные отложения подстилаются слоями с фауной паннона. Условно относя к плиоцену лишь верхнюю часть эффузивной свиты, эффузивно-туфогенную свиту целиком мы относим к паннону.

Эффузивная свита в пределах Выгорлат-Гутинской гряды пользуется наиболее широким распространением и может быть подразделена на три покрова: нижний — покров андезито-дацитов, средний — авгито-гиперстеновых андезитов и верхний — оливиновых базальтов и андезито-базальтов. По возрасту покров андезито-дацитов и авгито-гиперстеновых андезитов относится, чисто условно, к паннону, а верхний базальтовый покров — к нижнему плиоцену.

В пределах верхней эффузивной свиты местами встречаются пирокласты, залегающие обычно в виде линз и маломощных пачек среди лавовых горизонтов. Пирокластические образования не определяют характера разреза и встречаются сравнительно редко.

Андезито-дациты в восточной части Выгорлат-Гутинской гряды слагают западную часть Центрального хребта. Затем андезито-дациты широко развиты в пределах Южного хребта в районе сс. Вышкова и Велятина. В западной части Выгорлат-Гутинской гряды они слагают в основном хребет Синяк с его наиболее крупными вершинами и спускаются отдельными языками в район г. Мукачева.

Андезито-дациты обнажаются также на восточных склонах горы Маковицы и имеют почти сплошное развитие между селами Лалово, В. Визнице, Линце, Ляховце и Середне. Андезито-дациты ложатся несогласно на нижележащие свиты. Среди покрова андезито-дацитов часто встречаются вулканические брекчии с лавовым цементом того же состава. Последние, как правило, приурочены к кровле или почве лавового горизонта.

Порядок максимальной мощности андезито-дацитового покрова может быть определен в 200—250 *м*.

Андезито-дациты представляют собой плотные стекловатые породы темносерого цвета с белыми крупными, до 1—2 *мм*, вкрапленниками плагиоклаза. Цветной минерал во вкрапленниках представлен гиперстеном, реже — авгитом, коричневой роговой обманкой и биотитом. Состав плагиоклаза во вкрапленниках находится в прямой зависимости от их величины и меняется от андезина № 42 в мелких до битовнита № 70—75 в наиболее крупных вкрапленниках. Вкрапленники цветных минералов гиперстена и роговой обманки часто окружены опацитовой каймой (рис. 69).

Основная масса андезито-дацитов состоит из микролитов андезина от № 41 до № 48 и гиперстена, сцементированных прозрачным вулканическим стеклом или гранофировыми сростками кварца и калиевого полевого шпата. Структура основной массы андезито-дацитов гиалопилитовая, реже микропойкилитовая и перлитовая. Следует подчеркнуть, что характерной особенностью андезито-дацитов является наличие в основной массе совершенно прозрачного вулканического стекла и широкое развитие опацитовых кайм вокруг вкрапленников цветных минералов.

Химическая характеристика андезито-дацитов приведена в табл. 12 и 13, из которых видно, что первые три анализа, №№ 17, 18 и 19, близки по своему составу к среднему типу (А. Н. Заварицкий, 1931 г.). Анализ № 20 по составу отвечает дациту. Несколько более высокое содержание кремнекислоты наблюдается также в анализе № 19. Петрографически все анализированные лавы очень близки по своему составу.

Авгито-гиперстеновые андезиты залегают гипсометрически несколько выше, чем андезито-дациты. Их покров развит главным

Рис. 69. Опацитовые каймы вокруг вкрапленников коричневой роговой обманки в андезито-даците. При одном николе. Ув. 20

образом в восточной части Выгорлат-Гутинской гряды, где андезиты слагают водораздельную часть Южного хребта и встречаются в виде отдельных пятен на водораздельной части Центрального хребта. В пре-

Таблица 12

Химический состав андезито-дацитов

Анализы	17		18		19		20	
Компоненты	№ 140/46, гиперстеновый андезито-дацит, гора М. Синяк, район с. Довгое		гиперстеновый андезит, Виноградовский р-н, гора Черная (анализ А. Кеффера)		№ 247/48, гиперстеновый андезито-дацит с микропойкилитовой структурой основной массы, гора Токарня р-н с. Анталовце		№ 688/47, гиперстеновый андезито-дацит, Рокосово	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	57,20	0,953	60,09	1,001	61,30	1,021	65,40	1,089
TiO_2	0,78	0,010	1,62	0,020	2,45	0,031	1,47	0,019
Al_2O_3	19,16	0,188	16,38	0,161	15,08	0,148	15,15	0,149
Fe_2O_3	3,33	0,021	4,77	0,030	3,16	0,020	3,13	0,019
FeO	3,33	0,046	4,16	0,058	3,01	0,042	1,87	0,026
MnO	0,12	0,001	0,15	0,03	0,23	0,003	0,06	0,001
CaO	6,05	0,108	4,63	0,082	4,30	0,077	3,30	0,059
MgO	1,82	0,045	1,46	0,035	2,37	0,059	0,20	0,020
K_2O	1,20	0,020	0,44	0,004	2,75	0,030	2,76	0,030
Na_2O	3,20	0,052	5,53	0,089	2,90	0,047	4,14	0,067
P_2O_5	0,29	0,002	—	—	0,63	0,004	0,18	0,001
SO_3	0,05	0,001	—	—	0,22	0,003	0,39	0,005
Cl	—	—	—	—	Следы	—	Следы	—
H_2O	1,42	—	—	—	0,80	0,044	0,44	0,025
П.п.п.	1,77	—	1,05	0,058	1,40	—	1,14	—
Сумма	100,45	—	100,28	—	100,60	—	100,23	—

Таблица 13

Результаты пересчета химических анализов андезито-дацитов по А. Н. Заварицкому

№ п/п	Номер образца	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	a'	n'	E	t	Q	$a:c$
17	140/46	10,6	7,9	11,0	70,5	72,2	59,3	30,0	—	10,7	—	28,0	0,7	+11,9	1,3
18	—	12,9	4,7	11,8	71,6	95,7	70,8	21,0	8,2	—	—	35,1	1,9	+11,7	2,7
19	247/48	10,8	5,0	10,4	73,8	61,0	57,4	39,9	2,7	—	—	27,0	2,9	+21,0	2,2
20	688/47	13,4	3,6	6,4	76,6	69,7	70,7	21,7	7,6	—	—	41,3	1,7	+2,8	3,7

делах Северного хребта андезиты слагают южные и восточные склоны хребта М. Синяк, на западе вершину горы Маковица, откуда прослеживаются полосой шириной до 2 *км* вдоль южных склонов горы Анталовская Поляна. Андезиты также развиты на левобережье Ужа.

Андезитовый покров ложится несогласно на самые различные горизонты нижележащих комплексов. Вдоль северной и восточной границ Выгорлат-Гутинской гряды андезиты лежат местами на сложнодислоцированных отложениях мезозоя и палеогена. Максимальная мощность андезитового покрова в восточной части около 300 *м*, в западной 350 *м*.

Андезиты представляют собой плотные породы серого цвета с вкрапленниками плагиоклаза и цветных минералов — гиперстена и авгита. Плагиоклаз образует наиболее крупные (1—1,5 *мм*) вкрапленники и обладает резко выраженным зональным строением (рис. 70). Он представлен лабрадором № 60 до битовнита № 80 (табл. 14).

Таблица 14

Оптические константы плагиоклазов, определенные методом Федорова

№ шлифов	Плагиоклаз								Название породы
	$P:Ng$	$P:Nm$	$P:Np$	$B:Ng$	$B:Nm$	$B:Np$	№	закон	
123/47	48°	58°	58°	65°	33°	63°	80 (центр)	⊥ [001] (010)	Авгито-гиперстеновый андезит
123/47	36°	66°	67°	58°	78°	34°	69 (периферическая зона)	[001] (010)	То же
190/47	39°	63°	63°	69°	30°	75°	73 (центр)	⊥ [001] (010)	„ „
161/47	76°	61°	34°	42°	61°	64°	73 (центр)	⊥ [001] (010)	То же с микропойкилитовой основной массой
5111/48	52°	50°	58°	56°	87°	36°	80 (центр)	⊥ [001] (010)	Авгито-гиперстеновый андезит

Гиперстен образует довольно крупные (0,4—1 *мм*) кристаллы, окруженные с периферии реакционной каймой из мелких зерен моноклинного пироксена (рис. 71).

Иногда, кроме каймы, внутренняя часть кристалла гиперстена замещается моноклинным пироксеном в гомоосевой псевдоморфозе. Моноклинный пироксен представлен авгитом: $2V = +48°$, $C:Ng = 42—43°$. Угол оптических осей в гиперстене $2V = 55°$.

Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза — андезина № 40—45, зерен моноклинного пироксена и рудного минерала. Структура основной массы гиалопилитовая или интерсертальная, реже — пилотакситовая. Встречаются переходные разности к андезито-дацитам с микропойкилитовой структурой, когда в базисе присутствуют кварц и калиевый полевой шпат. Текстура гиперстена флюидальная.

Химическая характеристика авгито-гиперстеновых андезитов дана в табл. 15, в которой, кроме анализов Карпатской экспедиции Москов-

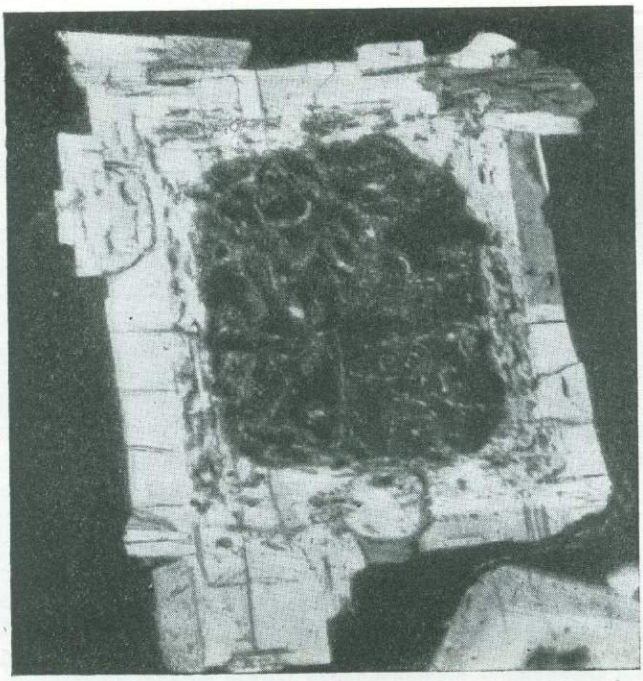


Рис. 70. Зонарный вкрапленник плагиоклаза с включениями каолинизированного вулканического стекла в центральной части. Николи ×. Ув. 48

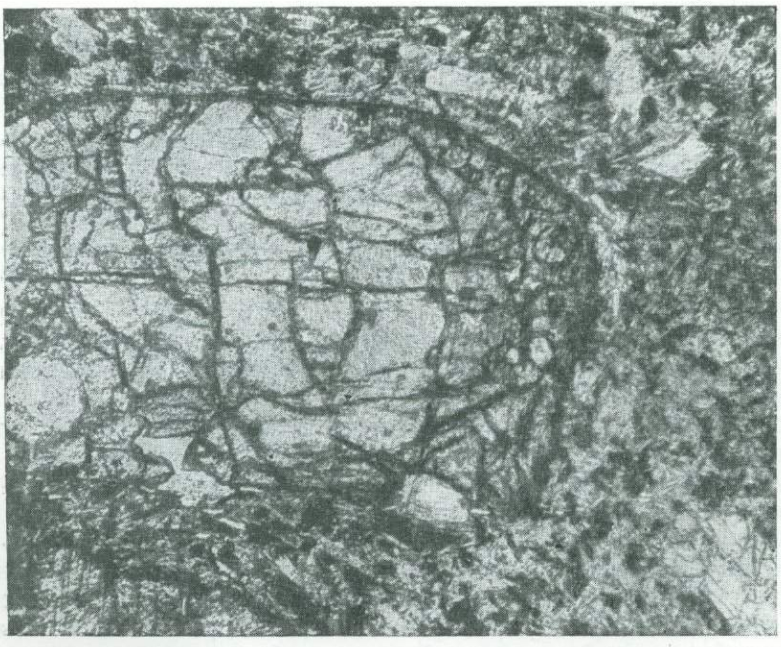


Рис. 71. Вкрапленник гиперстена с реакционной каймой из зерен авгита. При одном николе. Ув. 48

Таблица 15

Химический состав авгито-гиперстеновых андезитов

Анализы	21		22		23		24	
Компоненты	№ 144/46, авгито-гиперстеновый андезит, с. Довгое на Сухой Быстрице		№ 122/47, авгито-гиперстеновый андезит, р-н М. Синяка		№ 160/84, авгито-гиперстеновый андезит, р-н между Мукачево и Имеличево		№ 169/46, авгито-гиперстеновый андезит, р-н с. Иршавы	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	55,47	0,924	54,20	0,902	55,80	0,929	54,78	0,913
TiO_2	0,95	0,012	2,21	0,028	3,60	0,045	0,99	0,013
Al_2O_3	17,67	0,174	18,94	0,185	15,85	0,156	15,77	0,155
Fe_2O_3	2,36	0,015	3,30	0,021	6,42	0,040	3,50	0,022
FeO	4,68	0,065	4,30	0,060	3,60	0,050	4,88	0,068
MnO	0,13	0,001	0,13	0,001	0,09	0,001	0,13	0,001
CaO	6,61	0,118	8,30	0,148	6,00	0,107	7,92	0,141
MgO	3,62	0,090	2,10	0,052	2,17	0,056	4,75	0,018
K_2O	2,21	0,023	1,22	0,013	1,40	0,015	1,82	0,019
Na_2O	2,63	0,042	3,46	0,056	3,62	0,058	2,18	0,035
P_2O_5	0,2	0,001	0,25	0,002	0,38	0,002	0,25	0,002
SO_3	0,14	0,002	0,25	0,004	0,08	0,001	0,06	0,001
Cl	—	—	Следы	—	Следы	—	—	—
H_2O (105°)	1,30	—	0,88	0,050	0,36	0,020	1,65	—
П.п.п.	1,95	—	0,88	—	1,04	—	1,51	—
Сумма	99,92	—	100,42	—	100,36	—	100,19	—

Продолжение табл. 15

Анализы	25		26		27		28	
Компоненты	№ 1009/47, авгито-гиперстеновый андезит с микропойкилитовой основной массой, р-н Вышково		Гиперстено-роговообманковый андезит с андезитовой основной массой, р-н с. Задне		№ 1178, гиперстеновый андезит, б. карьер в с. Шелестово		№ 623/48, авгито-гиперстеновый андезит, г. Маковицы	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	63,52	1,057	54,40	—	56,32	—	58,08	0,907
TiO_2	2,66	0,034	1,22	—	1,45	—	0,64	0,008
Al_2O_3	10,66	0,105	17,22	—	16,22	—	18,65	0,183
Fe_2O_3	5,17	0,033	3,73	—	3,77	—	1,92	0,012
FeO	3,33	0,046	5,35	—	7,39	—	4,06	0,057
MnO	0,11	0,001	0,05	—	0,20	—	0,001	0,001
CaO	5,73	0,102	7,40	—	6,26	—	7,36	0,131
MgO	242,	0,059	2,85	—	2,43	—	4,00	0,099
K_2O	1,50	0,016	1,60	—	2,07	—	1,89	0,020
Na_2O	2,56	0,041	2,30	—	2,47	—	2,08	0,033
P_2O_5	0,25	0,002	0,24	—	0,3	—	0,18	0,001
SO_3	0,17	0,003	—	—	—	—	Следы	0,001
Cl	Следы	—	—	—	—	—	То же	—
H_2O (105°)	0,80	0,044	1,92	—	1,94	—	0,50	0,028
П.п.п.	0,80	—	1,30	—	—	—	0,55	—
Сумма	99,68	—	99,58	—	100,42	—	100,03	—

ского геолого-разведочного института им. С. Орджоникидзе, приведены анализ № 23, принадлежащий Л. К. Ткачук (Львовский филиал Академии наук), и анализы № 26 и 27 из работы В. С. Соболева, Н. С. Вартановой и О. Н. Горбачевской. Пересчет анализов по системе А. Н. Заварицкого (табл. 16) показал, что данные большинства анализов отве-

чают типичным гиперстеновым и авгито-гиперстеновым андезитам. Лишь анализ № 25 выделяется из всей группы своим высоким содержанием SiO_2, что связано с наличием кварца в основной массе. По своей микроскопической характеристике эта лава занимает промежуточное положение между андезитами и андезито-дацитами, в то время как по химическому составу эта порода ближе к группе андезитов.

Таблица 16

Результаты пересчета химических анализов авгито-гиперстеновых андезитов по А. Н. Заварицкому

№ п/п	Номер образца	*a*	*c*	*b*	*s*	*n*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n'*	*E*	*t*	*Q*	*a:c*
21	144/46	9,5	8,0	14,2	68,3	43,6	49,2	46,1	4,6	—	—	15,4	0,9	+9,6	1,2
22	122/47	10,1	8,5	13,6	67,8	81,2	55,1	27,8	17,1	—	—	22,5	30,1	+6,9	1,2
23	160/84	10,3	5,9	14,9	68,9	79,5	62,1	26,5	11,4	—	—	37,9	4,6	+11,3	1,7
24	169/46	8,3	7,7	13,1	71,0	67,8	66,1	10,5	23,4	—	—	25,7	1,0	+17,6	1,1
25	1009/47	7,7	3,3	15,3	73,8	71,9	50,0	26,1	23,9	—	—	29,2	3,1	+28,8	2,3
26[1]	—	7,7	8,6	15,4	68,3	71,0	58,6	33,7	7,7	—	—	22,2	1,6	+15,3	0,9
27[1]	1178	8,9	7,0	16,0	68,1	64,5	65,6	27,7	16,7	—	—	37,5	1,5	+11,5	1,2
28	623/48	7,6	9,3	13,1	70,0	62,3	45,1	54,4	0,6	—	—	13,2	0,8	+15,4	0,8

[1] **Анализы взяты из работы В. С. Соболева, Н. С. Вартановой и О. Н. Горбачевской.**

На геологической карте эти лавы отнесены условно к андезито-дацитам, так как в период составления карты химических анализов еще произведено не было. В силу этого площадь покрова андезитов местами, вероятно, оказалась несколько заниженной.

Оливиновые базальты и андезито-базальты слагают водораздельные части хребтов. Наибольшего распространения этот

Химический состав базаль

Анализы	29		30		31		32	
Компоненты	№ 305/48, оливиновый андезито-базальт, вершина г. Буш, хребет Синяк		№ 576/47, оливиновый андезито-базальт, хребет М. Синяк		№ 269/47, оливиновый андезито-базальт, Б. Раковец, р. Бистра		№ 601/47, оливиновый андезито-базальт, вершина горы Остра	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	53,30	0,888	56,66	0,943	50,66	0,844	52,90	0,881
TiO_2	2,45	0,031	2,51	0,031	3,50	0,044	3,32	0,041
Al_2O_3	18,47	0,180	16,64	0,163	20,21	0,198	16,79	0,165
Fe_2O_3	2,57	0,016	3,09	0,019	1,08	0,007	1,95	0,012
FeO	4,16	0,058	5,20	0,072	5,78	0,080	6,52	0,090
MnO	0,25	0,004	0,10	0,001	0,11	0,001	0,29	0,004
CaO	9,00	0,161	8,03	0,143	9,20	0,164	8,00	0,143
MgO	3,14	0,078	1,91	0,047	4,25	0,106	4,30	0,107
K_2O	1,25	0,014	1,28	0,014	0,90	0,010	1,12	0,012
Na_2O	3,10	0,050	3,00	0,048	2,46	0,040	3,34	0,054
P_2O_5	0,89	0,006	0,12	0,001	0,12	0,001	0,81	0,006
SO_3	0,14	0,001	0,42	0,005	1,05	0,014	0,07	0,001
Cl	Следы	—	Следы	—	Следы	—	Следы	—
H_2O—(100°)	0,80	0,044	0,60	0,033	0,40	0,022	0,40	0,022
H_2O+(100°)	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,80	—	0,80	—	0,60	—	0,60	—
Сумма	100,32		100,36		100,32		100,41	

Таблица 17

Определение плагиоклазов методом Федорова

№ шлифа	P			B			№ плагиоклаза	Закон	Характер вкрапленника
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np			
503/47	45°	65°	56,5°	—	—	—	90	⊥ (010)	Центральная часть крупного вкрапленника
503/47	45°	63°	59°	—	—	—	86	⊥ (010)	То же
523/48	41°	65°	61°	—	—	—	80	⊥ (010)	» »
557/47	46°	58°	58°	—	—	—	80	⊥ (010)	» »
4091/48	35°	62°	69°	59°	70°	39°	63	[001] (010)	То же, средней величины

покров достигает в пределах Северного и Центрального хребтов, где базальты образуют наиболее крупные вершины гор Анталовская Поляна, Буш, Борлио-Дил, Мартинский Камень, Малый Синяк, Острый, Тупой и др. На юге базальтовый покров в основном смыт и сохранился лишь в виде отдельных останцов на водораздельной части Южного хребта, где он слагает вершину горы Фрасинул.

Базальты лежат на самых разнообразных свитах вулканического комплекса. В районе с. Луково оливиновые базальты ложатся на размытую антиклинальную структуру, в ядре которой выходят серые глины нижнесарматского возраста. Вдоль северной границы Выгорлат-Гутинской гряды оливиновые базальты ложатся непосредственно на сложнодислоцированные отложения мезозоя и палеогена.

Мощность базальтового покрова колеблется в пределах 250—350 *м*. Максимальная мощность наблюдается в восточной части гряды.

Базальты и андезито-базальты характеризуются макроскопически очень плотным афанитовым строением и черной окраской. Порфировая структура видна лишь на выветрелой поверхности. Крупнопорфировые разности (вкрапленники до 3—4 *мм*) андезито-базальтов пользуются меньшим распространением: они слагают хребет Гат, гору Брлог и затем склоны горы Анталовская Поляна.

Таблица 18

тов и андезито-базальтов

33		34		35		36		37	
№ 172/46, авгито-гиперстеновый базальт, карьер над с. Сельце		Гиперстеновый базальт, Иршавский р-н, с. Сельце		Базальт, Мукачевский р-н, с. Косино		№ 510/205/Г, андезито-базальт, с. Сельце		№ 307/48, оливиновый базальт, хребет Синяк	
вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
52,99	0,883	52,4	0,873	56,8	0,946	51,52		54,64	0,910
1,00	0,013	0,0	0,000	Следы	—	1,19		0,76	0,10
17,08	0,168	17,8	0,175	16,7	0,164	17,78		21,05	0,207
2,30	0,014	9,2	0,058	7,8	0,049	1,43		1,79	0,011
6,43	0,089	1,2	0,016	0,00	0,000	8,24		3,48	0,049
0,13	0,001	1,3	0,018	0,00	0,000	0,016		0,15	0,002
8,46	0,151	9,6	0,171	8,5	0,152	9,20		6,80	0,112
4,70	0,117	4,6	0,115	3,0	0,075	4,99		3,22	0,080
1,71	0,018	1,3	0,014	3,3	0,035	0,63		1,42	0,015
2,15	0,034	1,3	0,021	3,2	0,052	3,60		1,30	0,021
0,26	0,002	0,3	0,002	0,10	0,001	Следы		0,25	0,002
0,14	0,002	0,0	0,000	0,00	0,000	0,00		4,05	0,051
—	—	0,0	0,000	0,00	0,000	0,00		Следы	—
0,62	0,034	0,25	0,078	1,4	0,078	0,30		0,90	0,050
—	—	—	—	—	—	—		—	—
1,96	—	—	—	—	—	1,06		1,32	—
99,93		98,25		39,8		99,956		100,63	

Под микроскопом все лавы описываемой группы характеризуются порфировой структурой. Размер вкрапленников в среднем колеблется от 0,2 до 1,5 *мм*. Вкрапленники представлены в основном плагиоклазом. Последний обладает зональным строением и отвечает по составу битовниту № 80—90 в центральной части до лабрадора № 60—65 в периферической зоне (табл. 17).

В меньшем количестве встречаются вкрапленники гиперстена и, еще реже, авгита. И лишь в крупнопорфировых разностях количество вкрапленников авгита не уступает вкрапленникам гиперстена. Оптические константы и взаимоотношения двух пироксенов совершенно аналогичны описанным в авгитово-гиперстеновых андезитах.

Оливин образует крупные идиоморфные вкрапленники, вокруг которых часто наблюдается реакционная кайма из мелких зерен авгита.

Основная масса в андезито-базальтах состоит из микролитов плагиоклаза (лабрадора № 50—65), зерен авгита и рудного минерала, сцементированных бурым вулканическим стеклом. В оливиновых базальтах в основной массе присутствует также оливин. Структура основной массы гиалопилитовая или интерсертальная, реже — микролитовая. Текстура флюидальная.

Химическая характеристика базальтов и андезито-базальтов приведена в табл. 18, из них четыре анализа относятся к крупнопорфировым андезито-базальтам, причем три из них сделаны разными исследователями из авгито-гиперстенового андезито-базальта района с. Сельце. Один анализ (№ 37) относится к группе оливинсодержащих пород. Пересчет

Таблица 19

Результаты пересчета химических анализов по А. Н. Заварицкому

№ п/п	Номер образца	*a*	*c*	*b*	*s*	*n*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n'*	*E*	*t*	*Q*	*a:c*
29	305/49	9,3	8,5	15,7	66,6	78,1	53,5	36,1	20,4	—	—	14,8	3,4	+6,0	1,1
30	576/47	8,9	7,2	14,3	69,6	77,4	55,5	23,5	21,0	—	—	19,0	3,2	+14,3	1,2
31	269/47	7,4	7,2	19,7	65,6	80,0	35,6	39,7	24,7	—	—	5,2	4,9	+9,2	1,0
32	601/47	9,3	7,0	18,9	64,8	81,8	43,9	39,8	16,4	—	—	9,1	4,1	+4,1	1,3
33	172/46	7,5	8,4	19,4	64,7	65,4	43,7	43,3	13,0	—	—	10,4	0,1	+6,0	0,9
34[1]	—	5,0	10,2	21,5	63,3	60,0	50,7	38,9	10,5	—	—	39,2	—	+6,4	0,5
35[1]	—	12,0	5,3	17,1	65,6	59,8	39,5	30,2	30,3	—	—	39,5	—	+1,9	2,3
36[2]	510/205	9,0	7,7	21,9	61,4	90,6	42,6	39,7	17,7	—	—	5,7	1,8	—2,9	1,2
37	307/48	5,2	8,1	19,7	66,9	58,3	26,9	29,5	—	43,5	—	8,1	1,1	+15,2	0,6

[1] Анализы Всесоюзного алюминиево-магниевого института (ВАМИ).
[2] Анализ взят из работы В. С. Соболева, Н. С. Вартановой и О. Н. Горбачевской.

химических анализов по методу А. Н. Заварицкого (табл. 19) показал, что все проанализированные образцы относятся собственно к группе андезито-базальтов и лишь анализ № 36 ближе отвечает среднему составу базальтов.

Интрузии

В пределах Выгорлат-Гутинской гряды интрузивные тела представлены диорит-порфиритами и кварцевыми диорит-порфиритами и развиты почти исключительно в Вышковском районе. Что же касается фации куполов, то последние, несомненно, широко развиты в пределах Выгорлат-Гутинской гряды. В большинстве же случаев корни молодых излияний трудно выделяются по своим структурным и текстурным особенностям среди типичных лав, а геологическая обстановка не всегда ясна. Поэтому на геологической карте показаны лишь интрузивные тела, характеризующиеся явно секущими контактами с вмещающими породами.

Дациты (купола — нижний и средний сармат) образуют ряд мелких куполов и небольших тел в восточной части Выгорлат-Гутинской гряды. Наиболее крупное куполовидное тело дацитов находится к востоку от с. Рокосова, среди поля развития полосчатых липаритов. Небольшой выход дацитов имеется в юго-восточной части горы Черной. И, наконец, дациты слагают ряд остроконечных горок вдоль северной окраины Центрального хребта — среди отложений палеогена. Следует отметить, что дациты представляют собой очень плотные породы, лишенные трещиноватости, почему являются хорошим строительным материалом. К выходам дацитов поэтому приурочены наиболее крупные карьеры в рассматриваемом районе, а именно Большой Рокосовский и Большой Тиссенский карьеры.

Характерной особенностью дацитов является наличие большого количества пустот от 0,5 до 3,5 *мм* в диаметре, выполненных кальцитом, кварцем и тридимитом.

Второй особенностью дацитов является широкое развитие ксенолитов и шлировых образований. Последние особенно широко развиты в дацитах Большого Тиссенского карьера, где они достигают по величине 10, иногда и 15—20 *см*. Эти включения описаны В. С. Соболевым (1947 г.) и подразделены им на две группы: включения родственных изверженных пород и ксенолиты ороговикованных осадочных пород. По своему минералогическому составу, а также структурным и текстурным особенностям дациты фации куполов ничем не отличаются от вышеописанных дацитов, образующих маломощные покровы в пределах Выгорлат-Гутинской гряды.

Химические анализы дацитов фации куполов приведены в табл. 20, из которой видно, что состав их несколько колеблется и наряду с типичными дацитами имеются переходные разности к андезито-дацитам. Так,

Таблица 20

Химический состав дацитов

Анализы	38		39		40		41	
Компоненты	№ 384/48, дацит, Тиссенский карьер		№ 684/47, дацит, Рокосовский карьер		№ 134/46, гиперстеновый дацит из некка, район с. Довгое, г. Б. Клобук		№ 135/47 плагиоклазовый дацит из некка, район г. Клобук	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	65,00	1,082	62,43	1,040	59,70	0,995	55,30	0,921
TiO_2	1,67	0,021	0,67	0,009	0,59	0,008	3,01	0,041
Al_2O_3	12,37	0,122	17,47	0,172	15,82	0,155	17,83	0,175
Fe_2O_3	3,38	0,021	3,02	0,019	2,99	0,019	4,13	0,026
FeO	2,44	0,034	2,96	0,041	3,89	0,054	5,65	0,078
MnO	0,22	0,003	0,12	0,001	0,16	0,002	0,14	0,002
CaO	3,30	0,050	4,06	0,072	4,47	0,080	7,00	0,125
MgO	1,21	0,030	0,36	0,009	0,78	0,020	1,01	0,025
K_2O	2,60	0,028	2,96	0,032	2,21	0,023	1,40	0,015
Na_2O	5,14	0,083	3,00	0,048	2,94	0,047	3,48	0,056
P_2O_5	1,07	0,008	0,21	0,001	0,24	0,001	0,76	0,006
SO_3	0,21	0,003	0,16	0,002	0,07	0,001	0,13	0,001
Cl	Следы	—	Следы	—	—	—	Следы	—
H_2O	1,00	0,111	0,40	0,022	1,86	0,158	0,40	0,022
П. п. п.	1,00	—	2,54	—	4,46	—	0,40	—
Сумма	100,61		100,36		100,21		100,64	

дациты, образующие крупные купола (Тиссенский и Рокосовский карьеры), характеризуются более высоким содержанием SiO_2, тогда как дациты, образующие мелкие некки по периферии Выгорлат-Гутинской гряды, приближаются по составу к среднему типу андезито-дацитов и отличаются от них высоким параметром Q (табл. 21).

Таблица 21

Результаты пересчета химических анализов дацитов по А. Н. Заварицкому

№ п/п	Номер образца	*a*	*c*	*b*	*s*	*n*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n'*	*E*	*t*	*Q*	*a:c*
38	384/48	15,1	0,8	9,3	74,9	74,8	43,1	21,9	35,0	—	—	17,4	1,9	+18,7	18,8
39	648/47	11,4	9,2	5,1	74,4	60,0	62,0	7,0	—	31,0	—	29,5	0,9	+16,7	1,2
40	134/46	10,4	5,9	9,2	74,5	67,1	75,8	16,1	—	8,1	—	30,6	0,5	+22,3	1,7
41	135/47	10,31	7,5	12,8	69,4	78,9	74,2	14,1	14,8	—	—	29,2	4,3	+20,2	1,4

Андезито-дациты (некки—паннон) образуют ряд интрузивных тел типа некков и куполов вдоль северной и восточной границ Выгорлат-Гутинской гряды. Затем купола и некки андезито-дацитов встречаются в Вышковском районе и на левобережье Тиссы около с. Крива. Андезито-дациты, слагающие эти интрузивные тела, по своему минералогическому составу ничем не отличаются от их эффузивных аналогов. В них наблюдается лишь более полная раскристаллизация основной массы и отсутствует опацитовая кайма вокруг вкрапленников цветных минералов. В Вышковском районе андезито-дациты связаны постепенными переходами с кварцевыми диоритами, образующими ряд интрузивных куполов. Как те, так и другие, повидимому, являются корнями излияний андезито-дацитовой магмы.

Кварцевые диорит-порфириты и диорит-порфириты (интрузии и купола — паннон) широко развиты в Вышковском районе. Затем они слагают ряд даек в западной части Выгорлат-Гутинской гряды в районе с. Сусково и на запад от г. Перечина. В Вышковском районе насчитывается не менее 16 интрузивных тел, площадь которых не превышает 1—1,2 *км*². Часть этих тел обладает ярко выраженной куполовидной формой (горы Шаян и Вархедь), другие имеют вытянутую форму, согласную с простиранием вмещающих их песчанисто-глинистых отложений. Основная масса интрузивных тел Вышковского района приурочена к ядрам мелких антиклинальных структур. Они, повидимому, являются корнями андезито-дацитовых излияний, о чем свидетельствует наличие постепенных переходов между диорит-порфиритами и андезито-дацитами. В Вышковском районе имеются различные части подводящих каналов в вертикальном разрезе от типичной фации куполов (горы Шаян и Вархедь) до интрузивных некков более глубоких зон (интрузии Баня-Поток, Шюто и другие). Возраст интрузии кварцевых диорит-порфиритов и диорит-порфиритов определяется в соответствии с этим как паннонский.

Петрографическая характеристика интрузий Вышковского района дана на основании описания П. Ф. Сопко.

В связи со значительными вариациями в условиях застывания, диорит-порфириты характеризуются большим разнообразием минералогического состава и структур. Макроскопически это — разнозернистые породы светлосерого или зеленоватого до темносерого цвета, иногда с фиолетовым оттенком.

Вкрапленники в диорит-порфиритах представлены плагиоклазом, кварцем и цветными минералами: биотитом, роговой обманкой и пироксеном. Размер вкрапленников колеблется в пределах 1—3 *мм*, иногда до 5 *мм*. Плагиоклаз в кварцевых диорит-порфиритах в крупных (2—3 *мм*) вкрапленниках соответствует по составу андезину № 46. В бескварцевых диорит-порфиритах плагиоклаз во вкрапленниках обладает резко выраженным зональным строением и состав его меняется от лабрадора № 52 до битовнита № 80—81 в центральной зоне. Роговая обманка представлена обычно буро-зеленой разновидностью, реже—бурой. Пироксен в большинстве случаев представлен и гиперстеном и авгитом. В диорит-порфиритах почти постоянно присутствует пирит в виде более или менее густой вкрапленности.

Из вторичных минералов широко развиты хлорит и карбонат. Основная масса диорит-порфиритов обладает чаще всего микрогранитовой (рис. 72), иногда микропойкилитовой структурой.

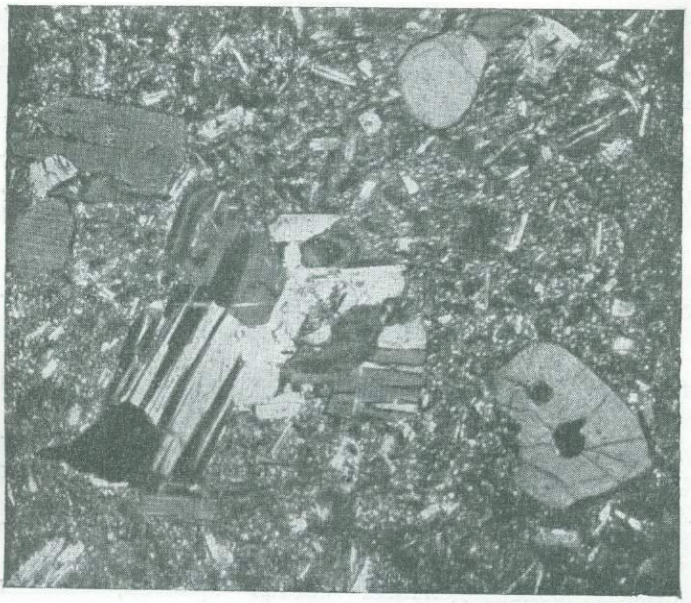


Рис. 72. Кварцевый диорит-порфирит с микрогранитовой структурой основной массы. Николи ×. Ув. 20

Состав плагиоклаза в основной массе колеблется от андезина № 40—45 до лабрадора № 50—67 в базокварцевых и бескварцевых диорит-порфиритах.

Химическая характеристика диорит-порфиритов Вышковского района дана в табл. 22, из которой видно, что анализ № 42, характеризующий

Таблица 22

Химический состав кварцевых диорит-порфиритов

Анализы	42		43	
Компоненты	№ 142/48 базокварцевый диорит-порфирит, р-н Вышкова, гора Шаян		№ 1070/48, кварцевый диорит-порфирит, р-н Вышкова, гора Вархедь	
	вес. %	молек. колич.	вес. %	молек. колич.
SiO_2	62,00	1,032	63,47	1,057
TiO_2	0,65	0,009	0,60	0,008
Al_2O_3	14,53	0,142	17,20	0,169
Fe_2O_3	4,92	0,030	6,11	0,038
FeO	1,86	0,026	0,14	0,002
MnO	0,10	0,001	0,00	0,000
CaO	5,33	0,095	5,38	0,096
MgO	2,29	0,057	0,32	0,008
K_2O	1,74	0,018	0,70	0,007
Na_2O	3,71	0,060	4,09	0,066
P_2O_5	Следы	—	0,19	0,001
SO_3	0,19	0,003	Следы	—
H_2O (−100°)	1,16	0,122	0,80	0,044
H_2O (+110°)	—	—	—	—
П. п. п.	2,02	—	1,60	—
Сумма	100,50		100,60	

базокварцевый диорит-порфирит горы Шаян, по своим числовым характеристикам (табл. 23) близок к среднему типу кварцевых диорит-порфири-

Таблица 23

Результаты пересчета химических анализов кварцевых диорит-порфиритов по А. Н. Заварицкому

№ п/п	Номер образца	*a*	*c*	*b*	*s*	*n*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n'*	*E*	*t*	*Q*	*a:c*
42	142/48	10,9	4,5	12,2	72,5	76,9	49,7	32,6	17,7	—	—	49,7	0,9	+11,20	2,4
43	1070/48	10,9	6,9	6,2	76,5	90,4	90,7	9,3	0,0	—	—	88,4	0,7	+22,07	1,6

тов. Кварцевый диорит-порфирит г. Вархедь (анализ № 43) занимает промежуточное положение между средним типом гранодиоритов и адамеллитов (А. Н. Заварицкий, 1941 г.).

Условия залегания пород вулканического комплекса

В результате региональной съемки всей полосы развития вулканических пород Закарпатья удалось подметить ряд закономерностей в характере их залегания.

Песчано-глинистые отложения нижнего и среднего сармата характеризуются пологим залеганием с общим небольшим наклоном слоев до 10—15° в сторону водораздельных частей хребтов, сложенных более молодыми комплексами. В пределах центральной, наиболее приподнятой зоны Выгорлат-Гутинской гряды песчано-глинистые отложения нижнего и среднего сармата в районе сс. Вышкова, Лукова, Березинки и Берегова образуют ряд антиклинальных поднятий с углами наклона крыльев до 10—15°. Крылья этих складок иногда осложнены рядом крупных разрывных нарушений, имеющих меридиональное и отчасти северо-западное простирание с крутым, почти вертикальным падением (район сс. Берегово и Вышково).

С этими нарушениями связаны мощные зоны окварцевания, раздробления и брекчирования пород. Эти структурные особенности описываемого района, возможно, обусловлены наличием магматических инъекций, проникавших по каналам и трещинам из глубинного очага, но не получивших доступа к земной поверхности. Е. Е. Захаров связывает мощные зоны окварцевания на Береговском холмогорье с наличием интрузии на глубине. А. А. Богданов поднятия в районе сс. Березинки и Доробратова связывает с соляной тектоникой.

Чтобы судить о формах проявления вулканизма в нижнем и среднем сармате, мы располагаем лишь немногочисленными фактами. Интересны взаимоотношения, наблюдаемые на границе полосчатых липаритов с перекрывающими их отложениями угленосной свиты. В районе с. Рокосова в одном из ручьев на полосчатые липариты ложится маломощный (40 *см*) прослой, состоящий из дресвы самих липаритов, выше залегают туфогенные песчаники с обломками полосчатых липаритов до 10 *см* в диаметре. Последние перекрываются туфоконгломератами и вулканическими брекчиями с крупными лапиллями и обломками лав андезито-дацитового состава. Рядом с этим обнажением, в ручье, среди полосчатых липаритов наблюдаются карманы, выполненные крупными глыбами и дресвой липаритов.

Все это создает впечатление наличия сложного погребенного древнего рельефа, засыпанного вулканическими продуктами более молодых извержений.

В районе сс. Кошелева и Рокосова восточный и южный контакты кислых лав осложнены сбросовыми дислокациями, причем по мере при-

ближения к кислым лавам отложения эффузивно-туфогенной свиты падают под все более крутыми углами (до 40°).

В потоке Тоссари эффузивно-туфогенные отложения падают от вертикальной стены кислых лав под углом 60—70°.

Эти факты позволяют считать, что здесь имеет место прислонение различных горизонтов угленосной и эффузивно-туфогенной свит к сложному древнему рельефу, образованному полосчатыми липаритами. О характере же залегания самих кислых лав имеются лишь следующие данные:

1. Кислые лавы, как правило, не дают мощных прослоев среди осадочных отложений нижнего и среднего сармата.

2. Полосчатые липариты слагают крупные массивы, в пределах которых они обладают однородным строением.

3. Петрографическое изучение полосчатых липаритов показало, что эти лавы во многих своих особенностях очень сходны с игнимбритами, которые образуются из пирокластических, раскаленных частиц в поверхностных условиях.

4. Куполовидная форма залегания полосчатых липаритов, которая, по В. С. Соболеву, является наиболее вероятной, едва ли приемлема, так как все породы, окружающие полосчатые липариты, являются более молодыми и, следовательно, предполагаемый купол полосчатых липаритов подвергался эрозии на большую глубину.

В свете изложенного нам кажется, что к полосчатым липаритам Закарпатья лучше применима гипотеза образования кислых лав А. Н. Заварицкого (1947 г.). Правда, остается неясным характер тех вулканических аппаратов, из которых было вынесено такое большое количество пирокластического материала. Можно предполагать наличие крупные кальдер, существовавших на месте залегания кислых лав. Но не исключено, что кислые пирокластические продукты выносились из ряда мелких вулканических очагов.

Отложения угленосной свиты везде падают под небольшими углами (10—15°, максимально 20°) под вышележащие свиты вулканического комплекса. В районе с. Вышкова и в районе сс. Ляховце и Анталовце прекрасно картируются мелкие пологие брахиантиклинальные и синклинальные складки второго порядка, в которые смяты отложения угленосной свиты.

В потоке Угольном породы угленосной свиты, в частности горизонты лигнита, имеют иногда углы падения до 40°. В районе с. Вышкова к ядрам этих антиклинальных складок второго порядка приурочены купола и лакколиты кварцевых диорит-порфиритов и диорит-порфиритов.

Отложения эффузивно-туфогенной свиты также участвуют в складчатости второго порядка, при общем наклоне пород под верхнюю эффузивную свиту под углами до 25—30°.

Нижний андезито-дацитовый покров ложится на самые различные горизонты угленосной свиты и нижне- и среднесарматских отложений, что свидетельствует о том, что к моменту излияния лав андезито-дацитового состава в пределах Выгорлат-Гутинской гряды уже существовал сложный древний рельеф. Андезито-дацитовый покров состоит из серии потоков лавы, имеющих мощность от 10—12 до 40—50 *м*. К подошве и кровле каждого лавового горизонта приурочены вулканические брекчии с лавовым цементом того же состава. Образование этих лавовых брекчий для вулканов Камчатки объясняется следующим образом (Б. И. Пийп, 1941 г.). При движении лавового потока в его подошве и кровле благодаря охлаждению образуется корка, которая ломается и обрушается, а затем глыбы и обломки цементируются движущейся жидкой лавой.

Следующий покров авгито-гиперстеновых андезитов также выполняет формы древнего рельефа и ложится на самые разнообразные горизонты

вулканического комплекса. Для этого покрова тоже характерно переслаивание лав и вулканических брекчий с лавовым цементом. Вулканы этих двух циклов выражены в рельефе Выгорлат-Гутинской гряды в большинстве случаев неярко. Они часто замаскированы проявлением более молодого вулканизма оливиновых базальтов и андезито-базальтов. Из наиболее ярко выраженных вулканов следует указать горы Синяк, Маковица, затем полукольцо в районе гор Бужора и Малый Синяк.

Наконец, верхний покров оливиновых базальтов и андезито-базальтов покрывает, как правило, водораздельные части хребтов и создает типичные для рельефа Выгорлат-Гутинской гряды остроконечные и конусовидные вершины. Вулканы этого последнего цикла, очевидно, имели характер эндогенных куполов, сложенных монолитной лавой. Они развивались на фоне древних кальдер либо в центральной части этих вулканов, как это имеет место в хребте Синяк (гора Буш), либо по их периферии (гора Малый Синяк). Вулканы более молодых циклов имеют линейную вытянутость в северо-западном направлении и приурочены, повидимому, к серии разломов, наблюдающихся на границе вулканического комплекса с флишевыми отложениями Карпат.

В пределах Выгорлат-Гутинской гряды имеется ряд более мелких разрывных нарушений, осложняющих структуры описываемого района. Большинство из них имеет северо-западное простирание.

Изложенные соображения об условиях залегания пород вулканического комплекса Закарпатья, конечно, еще страдают большой схематичностью и дают лишь самые общие представления о строении этой сложной вулканической области, характеризующейся многообразием проявления фаз вулканического процесса.

Вопросы минералогического состава, а также особенности породообразующих минералов закарпатских эффузивов освещены в работе В. С. Соболева (1947 г.). Результаты петрографического исследования пород позволяют дать следующую сравнительную характеристику эффузивов Закарпатья.

Наиболее резко бросающейся в глаза особенностью карпатских эффузивов является повышенная основность плагиоклаза. Здесь не только в базальтах и андезито-базальтах, но и в андезитах и в андезито-дацитах и даже в дацитах плагиоклаз представлен лабрадор-битовнитом, иногда до № 80—90. Одновременно среди карпатских эффузивов развиты базокварцевые разности, часто с микропойкилитовой структурой основной массы. Из цветных минералов наиболее широким развитием пользуется гиперстен, затем оливин. Оба минерала, по данным В. С. Соболева, характеризуются высокой железистостью. Исключительно редко в породах Закарпатья присутствуют роговая обманка и биотит; они встречаются только в липаритах и андезито-дацитах.

Интересной особенностью кислых лав Закарпатья является полное отсутствие вкрапленников калиевого полевого шпата. Но калиевый полевой шпат довольно широко развит в основной массе данных пород, чаще всего в виде тончайших микрогранофировых срастаний с кварцем.

Лавы Закарпатья характеризуются широким распространением тридимита. Возможно, в них частично присутствует и кристобалит, но его определение в ряде случаев затруднительно. Во многих разновидностях липаритов тридимит замещается кварцем; в ряде случаев удается наблюдать промежуточные стадии этого процесса. А. Н. Заварицкий и Б. П. Пийп считают, что тридимит присутствует также в основной массе лав Камчатки и за счет него развивается кварц в микропойкилитовых разностях. Возможно, что это имеет место и в данном случае.

Описанные особенности минералогического состава эффузивов Закарпатья, конечно, находятся в тесной связи с их химическим составом. Попытаемся проанализировать химические особенности описываемых пород, применив методику А. Н. Заварицкого. На диаграмме (рис. 73) нанесены

векторы 43 химических анализов карпатских эффузивов. Кроме того, на эту диаграмму нанесены три линии, характеризующие основные типы ассоциаций вулканических горных пород (А. Н. Заварицкий, 1944 г.).

На диаграмме в первую очередь бросается в глаза резкая очерченность четырех групп пород, а именно: 1) липаритов, 2) андезито-дацитов, 3) авгито-гиперстеновых андезитов и 4) оливиновых базальтов и андезито-базальтов. Иными словами, эта диаграмма подтверждает правильность геолого-петрографического принципа, положенного нами в основу деления всех эффузивов Закарпатья на четыре основных комплекса, которые и были выделены на геологической карте.

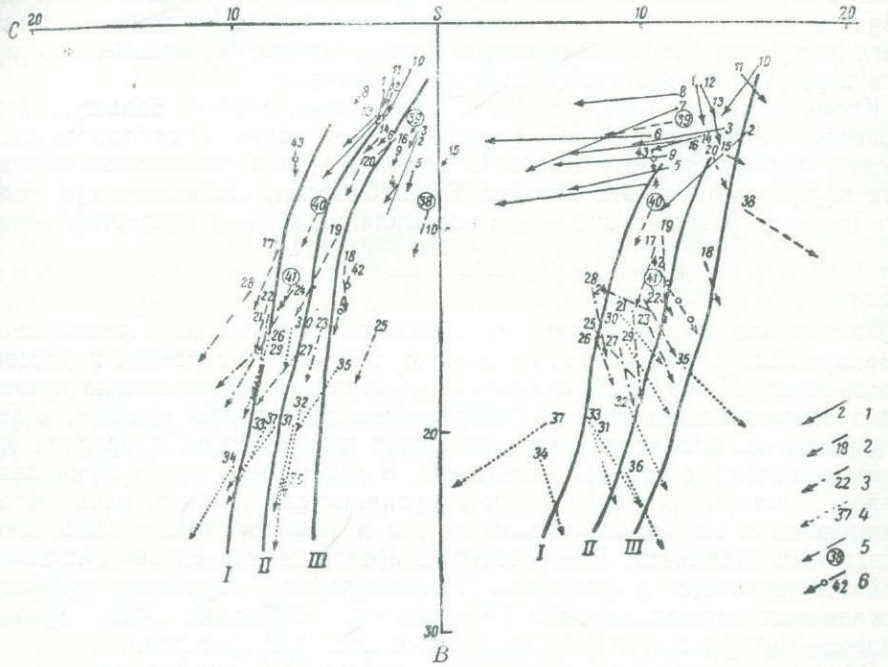


Рис. 73. Диаграмма химического состава неогеновых вулканических пород Закарпатской области (по А. Н. Заварицкому)

1—липариты; *2*—андезито-дациты; *3*—авгито-гиперстеновые андезиты; *4*—оливиновые базальты и андезито-базальты; *5*—дациты; *6*—диорит-порфириты

I. Тип Пеле
II. Тип Лассен-Пик
III. Тип Иелоустонского парка
} (по А. Н. Заварицкому)

Далее, сравнивая положение векторов по отношению к основным типам, видим, что точки наших пород близко ложатся между наиболее известковым типом Пеле и типом Лассен-Пик, слегка отклоняясь в сторону типа Иеллоустонского парка. Проанализируем сами векторы и рассмотрим их особенности. На плоскости *SAB* векторы эффузивов Закарпатья отличаются от эффузивов Пеле своей меньшей длиной и резким наклоном кислых лав влево, что свидетельствует о пересыщенности Al_2O_3. На проекции плоскости *SBC* бросается в глаза больший наклон векторов, что связано с небольшой величиной *n*. По наклону векторов и по их общему расположению, особенно среди кислых представителей, эффузивы Закарпатья ближе всего стоят к типу Электрик-Пик, но отличаются от него более известковым составом. Сравнивая диаграмму закарпатских эффузивов с диаграммой вулканических пород гор Матра и Мячек в Венгрии (А. Н. Заварицкий, 1944 г.), мы видим почти полную аналогию. Повидимому, вышеприведенная характеристика эффузивов Закарпатья может быть распространена вообще на неогеновые эффузивы Карпат.

Таким образом, карпатские эффузивы относятся к известково-щелочному комплексу, характерному для складчатых областей. Построенная диаграмма указывает на некоторую закономерность в развитии процессов дифференциации. Так, ясно видно, что с изменением возраста пород идет передвижение векторов справа налево. Таким образом, намечается общее направление процесса дифференциации от липаритов до оливиновых базальтов.

Появление кислых лав в начале вулканического процесса заставляет предполагать наличие длительного процесса дифференциации магмы на глубине и накопление кислой магмы. Последняя появилась на поверхности в виде толщи мощных пирокластических образований или же в виде куполообразных выпячиваний. В дальнейшем из магматического очага поступают все более основные порции магмы, скопившиеся на глубине в результате гравитационной дифференциации.

Кроме явлений дифференциации, несомненно, играли большую роль процессы ассимиляции, о чем свидетельствует наличие ксенолитов роговиков в первых порциях магмы (в дацитах). Да и сам химизм карпатских эффузивов, как это отметил В. С. Соболев, заставляет предполагать широкое развитие процессов ассимиляции магмой глинистых пород.

Заканчивая рассмотрение миоценовых образований Предкарпатья и Закарпатья, следует отметить резкую разницу их строения и условий образования. Миоценовые отложения Закарпатья, достигающие чрезвычайно больших мощностей в Закарпатском предгорном прогибе, содержат большое количество вулканических пород. Туфы и прослои лав в них встречаются начиная с гельвета. В миоценовое время Закарпатье явилось областью развития полного вулканического цикла, начавшегося излияниями и выбросами кислой магмы и закончившегося излияниями оливиновых базальтов. В эту эпоху в Предкарпатье следы вулканической деятельности отсутствуют. Встречающиеся горизонты туффитов в осадочных толщах миоцена Предкарпатья отражают вулканические процессы Закарпатья, откуда приносился пепловый материал.

Общим в строении миоценовых отложений сопоставляемых зон является наличие мощных скоплений каменной соли в нижних частях разрезов.

НЕОГЕНОВЫЕ И АНТРОПОГЕНОВЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Континентальные отложения, почти сплошным чехлом покрывающие описываемую область, характеризуются большим разнообразием условий происхождения и мощностей литологического состава.

Минимальную мощность континентальные отложения имеют в пределах горного сооружения Восточных Карпат (1—3 *м*), тогда как в предгорьях и по периферии Венгерской низменности мощность континентального покрова возрастает до 20—40 *м*, достигая в отдельных случаях 60 *м*. В области окраины Русской платформы мощности сокращаются до 10—15 *м*, местами же не превышают 2—3 *м* (возвышенные плато). Исключение представляет область ледниковой аккумуляции в бассейне Западного Буга, где мощность четвертичных отложений нередко превышает 30 *м*.

Почти сплошной чехол континентальных образований отсутствует лишь на ограниченных по площади поверхностях: крутых склонах горных ущелий, утесовидных и гривковидных выступах скальных пород, по перекатам горных рек и т. д.

Среди континентальных отложений выделяются следующие генетические разности:

элювий коренных пород;
оползни и оплывины;
обвалы и осыпи;
делювиальные отложения;
аллювиальные отложения;
пролювиальные отложения;
озерно-болотные отложения;
эоловые отложения;
ледниковые отложения;
флювиогляциальные отложения;
отложения источников.

К группе отложений невыясненного генезиса относятся лессовидные суглинки на водораздельных плато.

Вопросы стратиграфии перечисленных типов континентальных отложений вследствие их бедности остатками фауны разработаны еще далеко не достаточно. Этим определяется условность возрастного определения некоторых толщ.

Наиболее полный стратиграфический разрез континентальных отложений дает нам комплекс аллювиальных образований, которые являются наиболее хорошо изученными. Ряд типов континентальных отложений изучен значительно слабее (делювий, отложения осыпей, лёссы и лессовидные суглинки).

Элювий коренных пород чрезвычайно разнообразен литологически, но характеризуется постоянством условий залегания будучи приурочен к возвышенным уплощенным участкам рельефа. Таковы водораздельные площади возвышенности Ополья, южные гряды котловины Буга, Полонинные горы, Горганы, многие хребты Внешних Карпат и т. д.

В зависимости от подстилающих пород и характера выветривания встречается глинистый, известково-глинистый, глинисто-щебенчатый, песчаный, песчано-глинистый, типа «терра-росса» и щебенчато-глыбовый элювий (россыпи). Мощность элювия не превосходит 1—3 *м*.

На пологих склонах элювий испытывает некоторое перемещение и в верхних горизонтах обогащается намывным материалом, приобретая слабую слоистость. Однако состав отложений и мощность меняются незначительно. Это переходная зона элювиально-делювиальных отложений. Подобные отложения широко развиты как в области платформенного рельефа, так и на отдельных участках горных хребтов.

Оползни и оплывины. Оползни сравнительно слабо развиты в Горных Карпатах и в платформенной области. Наиболее благоприятные условия для их проявления существуют в области развития песчано-глинистого комплекса пород миоцена предгорий Карпат.

Среди оползней предгорий выделяется несколько типов.

1. Крупные оползневые цирки с захватом по фронту до 1—1,5 *км* и смещением оползневых блоков на десятки метров по крутой скальной поверхности обрыва. Поверхности оползневых блоков характеризуются слабым запрокидыванием в сторону коренного склона. Примером такого типа оползневых образований является оползень на правом склоне долины Терешвы в окрестностях с. М. Крива. Оползневой массив сложен песчаниками и глинами миоцена. Амплитуда смещения достигает 60 *м*. Оползни этого типа сравнительно редки.

2. Крупные оползневые цирки с захватом по фронту до 1 *км* со смещением оползневых масс в виде мелких наползающих друг на друга блоков по пологим поверхностям обрыва. Амплитуда частных смещений не превышает нескольких метров. Оползни данного типа, широко развитые в северных предгорьях Карпат и приуроченные к песчано-глинистым

отложениям краковецкой свиты, обычно захватывают пологие склоны на высоту, нередко превышающую 100 *м*.

3. Мелкие ступенчатые оползни в аллювиальных и лессовидных суглинках высоких террас. Характеризуются крутыми стенками обрыва и смещением на несколько метров. Проявляются обычно в условиях дренирования подстилающих водоносных террасовых галечников.

В Карпатах условия для проявления оползневого процесса мало благоприятны. Обычно оползни связаны с определенными литологическими комплексами флишевой серии. В частности, из наблюдавшихся нами оползней большинство приурочено к свите пестрых сланцев эоцена и менилитовым сланцам. Оползни являются составной частью сложных образований в результате действия целого комплекса процессов. Примером такого образования является грандиозный «оползень» района с. Спаса в долине Верхнего Днестра. Оползневой цирк располагается на высоте около 60 *м* над Днестром. Оползневые тела, смещенные на 10—20 *м*, имеют сравнительно небольшую величину. В основании оползневого цирка они смешиваются с отложениями конусов выноса и осыпей и вытекают из него широким истоком, сложенным крупными глыбами песчаников, перемешанных с глинистым материалом.

К менее четко выраженным, но довольно часто наблюдающимся явлениям на склонах карпатских долин относятся оползни, морфологически представленные мелкой бугристостью склонов. Процессы оплывания захватывают, как правило, делювиальный покров.

В платформенной области оползни крупных масштабов развиты очень редко. Обычно они приурочены к песчаникам миоцена (тортон), подстилаемым водоупорными мергелями сенона. Оползни имеют ступенчатый характер с крупными поверхностями смещения и относительно небольшой амплитудой смещения (5—10 *м*).

О б в а л ы и о с ы п и. Отложения обвалов и осыпей приурочены в основном к области горного рельефа. Однако слабая обнаженность и широкое развитие почвенного покрова и растительности в Восточных Карпатах создают неблагоприятные условия для проявления процессов, формирующих осыпи. Наиболее часто осыпи встречаются в Горганах, Черных горах и Чивчинах. Особенно хорошо они проявляются в областях развития массивных эоценовых песчаников.

Д е л ю в и й. Делювиальные образования широко развиты как в горных районах, так и в областях предгорного и платформенного рельефа.

В горной области в составе делювия преобладает щебенчатый материал, заключенный в глинистой или песчано-глинистой массе. При крутизне склонов, превосходящей 30°, делювиальные образования уступают место осыпям. Мощность делювия невелика и редко превышает 3 *м*.

На Ополье делювий представлен обычно мелкозернистыми отложениями, иногда заключающими прослои щебневого материала с мощностью, постепенно увеличивающейся к основанию пологих склонов. В пределах предгорья делювиальные отложения относятся к последним этапам четвертичной истории.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я. Самыми древними образованиями этого генетического ряда являются плиоценовые отложения, представленные покровными галечниками и суглинками высоких уровней, развитые по северо-восточному краю Закарпатской низменности, в Турьинско-Боршавской ложбине, Верхне-Тиссенской котловине и в Предкарпатской равнине.

Покровные галечники распадаются на два этажа: верхний, сохранившийся в виде отдельных изолированных пятен (N_2^{ab-II}), и нижний особенно хорошо сохранившийся в Закарпатской низменности и Предкарпатской равнине в виде крупных конусов, приближающихся по своей морфологии к субаэральным дельтам (N_2^{ab-I}).

Покровные галечники верхнего плиоценового уровня в пределах Закарпатья сохранились в очень немногих пунктах. К ним относятся: 1) небольшой останец аккумулятивного покрова на водоразделе Рики и Теребли (абс. высота 489 *м*); он представлен двухметровым слоем крупного галечника кварцита и песчаника, покрытого тонким слоем суглинка; 2) останец галечного покрова (галька флишевых пород) на горе Полонина (абс. высота 511 *м*).

Возможно, что к ним же можно отнести и галечники, прислоненные к лавам Выгорлат-Гутинского хребта в долине Боршавы на абсолютной высоте 400 *м*.

В Предкарпатье наиболее древними покровными образованиями являются галечники вершин Кросно (абс. высота 590 *м*) и Ландестрец (515 *м*), а также в Залесье (488 *м*).

На водоразделе Днестра и Прута им соответствуют галечники гряды Гостув—Хоцимир (абс. высота 360 *м*), в долине же Днестра—покровные галечники района Надорожный (380 *м*).

Покровные галечники и суглинки нижнего плиоценового уровня в южных предгорьях Карпат представлены мощной галечниковой толщей наиболее высокой предгорной террасы, прислоненной к лавам Выгорлат-Гутинской гряды на высоте 160—200 *м*. В сторону гор в пределах так называемого Верхне-Тиссенского озера плиоценовый уровень протягивается до 370—430 *м*.

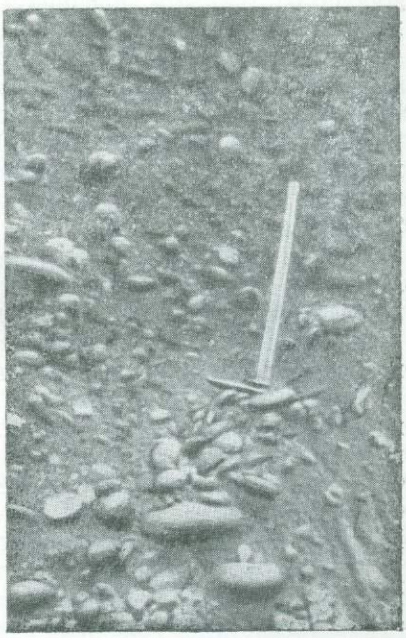


Рис. 74. Галечник в районе с. Великая Копаня

Мощность плиоценовых галечников достигает 25—30 *м*. Особенностью их является обилие кварцитовых галек (рис. 74) наряду с песчаниковыми, чего не наблюдается на более низких уровнях, где галечник слагается исключительно песчаниковым материалом.

В районе Верхне-Тиссенской котловины величина галек достигает 0,5 *м* в диаметре, уменьшаясь в сторону Венгерской низменности.

В пределах Предкарпатской равнины отложениями, повидимому близкими по возрасту к вышеописанным, являются галечники и суглинки, покрывающие водоразделы карпатских притоков Днестра и Прута. В бассейне Верхнего Днестра—Стрвионжа они встречаются у края гор на высотах 370—380 *м*, в междуречье Быстрицы и Прута на высоте 540 *м*. Поверхность плиоценовой аккумуляции понижается от края гор к долине Днестра.

Отложения, представленные хорошо окатанной галькой пород карпатского флиша размером от 3—5 до 30 *см*, с покрывающими их суглинками, достигают 10—20 *м* мощности. Фауна в этих отложениях отсутствует.

В бассейне Сана указанному уровню, повидимому, соответствует терраса с относительной высотой 120—150 *м*.

Большинством исследователей отложения двух названных уровней относятся к плиоцену. Более дробная датировка затруднительна в связи с отсутствием остатков фауны.

В отношении генезиса галечников некоторыми исследователями высказывались взгляды об их флювиогляциальном происхождении (Лун-

герсгаузен, 1940 г.). Однако анализ истории формирования рельефа Карпат не дает никаких оснований для таких предположений.

Четвертичные отложения можно подразделить на нижнечетвертичные (миндельские), среднечетвертичные и верхнечетвертичные.

К нижнечетвертичному времени относится высокий, наклоненный от гор к долине Тиссы эрозионный уровень со следами галечниковой аккумуляции. Этот уровень хорошо выражен в пределах Верхне-Тиссенской котловины. Относительные высоты двух выделяемых уровней составляют примерно 42—45 и 60—65 *м*. Отложения представлены хорошо окатанными галечниками, заключенными в желтом суглинке. Они характеризуются широким фронтом причленения.

Наиболее древние четвертичные террасы Предкарпатской равнины в бассейнах Свицы, Быстрицы и Прута имеют относительные высоты 60—70 *м* и несут мощный покров галечно-суглинистой аккумуляции.

В долине Днестра аналогами являются галечники и суглинки террасы на уровне 60 *м* района г. Журавно; в восточной части эти отложения приподняты несколько выше. Кровля их в районе Нижнева достигает 90—100 *м*.

В долине Стрыя нижнечетвертичными следует считать осадки террасы Моршина—Дашавы на уровне 50 *м*, сложенные галечниками карпатских пород, покрытыми аллювиальными суглинками.

В бассейне Сана данным террасам, вероятно, соответствуют терраса на уровне 75—85 *м* на р. Сан и терраса на уровне 60 *м* на р. Вырва.

Среднечетвертичные отложения в Закарпатской области, как и более поздние аллювиальные отложения, в отличие от более древних, вложены узкими полосами во врезы в верхних уровнях и террасах. Среднечетвертичная терраса имеет относительную высоту от 20 до 30 *м*. Строение ее цокольное, покров—галечно-суглинковый, до 15 *м* мощности. К горам высота террасы увеличивается.

В пределах Предкарпатской равнины среднечетвертичная терраса имеет высоту от 25—30 до 40 *м*. В котловинах осадки ее имеют нередко характер крупных галечных конусов, прикрытых покровом желтых лессовидных суглинков. Всюду эта терраса является цокольной.

На уровне данной террасы в долине Днестра (район Журавно) отмечаются гранитные гальки, увязываемые с уровнем развития среднечетвертичного зандра в Щирецкой котловине.

Следует заметить, что и для среднечетвертичной, как и для более древних террас, можно отметить некоторое снижение относительных высот к западу.

На водоразделе Днестра и Вишенки имеются указания о переуглублении долин. В районе г. Рудки, на глубине около 15 *м* от поверхности в серых песках встречены кости и зубы млекопитающих, принадлежащих двум разновозрастным комплексам:

1) *Elephas primigenius* Bl., *Rhinoceros tichorhinus* (верхнепалеолитический комплекс);

2) *El. trogontherii* — предсреднечетвертичная форма (со следами слабой окатанности).

Расположенная ниже костеносного слоя толща глин и песков озерно-аллювиального типа (рис. 75), возможно, и является материнской для более древних форм. Однако этот вопрос до установления *El. trogontherii* in situ не может быть окончательно разрешен.

Возраст отложений, выполняющих переуглубленную долину Днестра до меридиана Журавно, можно, таким образом, предположительно датировать либо раннесреднечетвертичным временем, либо более древним межледниковым этапом.

К верхнечетвертичным вюрмским отложениям относится комплекс молодых надпойменных террас. В системе р. Тиссы их насчитывается несколько; наиболее частые относительные уровни их

4—8 и 16—18 *м*. Обычно это очень узкие полосы, тянущиеся прерывисто вдоль речных русел. Лишь ниже Хустинских ворот 4—6-метровая надпойменная терраса Тиссы расширяется до нескольких десятков километров, образуя Закарпатскую низменность.

В области Закарпатской низменности аллювиальные отложения верхнечетвертичных террас покоятся на озерно-аллювиальных песчано-глинистых отложениях, мощность которых достигает 30 *м*. Возраст этой толщи предположительно определяется как древнечетвертичный — плиоценовый (?).

В бассейне Днестра к верхнечетвертичному времени относится главным образом формирование предгорий Карпат. Аккумулятивные террасы с относительной высотой в 6—8 и 10—15 *м* развиты на очень широкой площади. В основании видимого разреза аллювия залегают пески и супеси с прослоями суглинков, выше располагаются желто-серые лессовидные суглинки. В суглинках 10—12-метровой террасы удается наблюдать горизонт ископаемой почвы.

В бассейнах Свицы и Ломницы в составе аллювия значительную роль играют галечники.

Современные аллювиальные отложения в предгорьях и на равнине занимают значительные пространства вдоль русел протекающих в настоящее время рек. Ими образованы первая надпойменная и пойменная террасы, высоты которых варьируют от 1 до 4—5 *м*.

Отложения поймы в равнинных отрезках рек песчано-галечные; в горах нередко совершенно отсутствуют (перекаты, поперечные пропилы долин), обычно же они представлены галечно-глыбовым материалом.

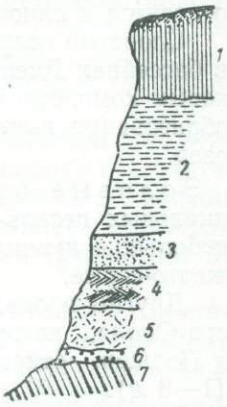


Рис 75. Разрез 15—16-метровой террасы на р. Вишня у д. Рудки

1 — желтые лёссовидные суглинки (1,5—2 *м*); *2*—желто-серые охристые глины (8—10 *м*); *3*—желто-серые глинистые пески (1 *м*); *4*—желто-серые пески с прослоями галечников (1,2 *м*); *5*—костеносные темносерые глины (2 *м*); *6*—серые водоносные пески (плывуны) — 0,5 *м*; *7*—цоколь коренных пород (краковецкие глины)

Первая надпойменная терраса песчано-галечная с покровом аллювиальных суглинков. Иногда среди отложений террасы встречаются накопления пресноводного туфа. Нередки крупные площади развития илисто-болотных и торфяных осадков и болотных руд. Прослои болотных лимонитовых руд обычно имеют небольшую (0,3—0,5 *м*) мощность и залегают в кровле аллювиальной серии. Местами они являются предметом эксплоатации. К верхней части разреза также приурочены торфяники с мощностью торфа 0,8—1 *м*. Примером площадного широкого развития торфяников является территория так называемых Самборских болот в долине верхнего Днестра.

Мощность современного аллювия невелика, не свыше 4—5 *м*. Судя по находкам остатков млекопитающих верхнечетвертичного облика (*Rhinoceros tichorhinus*) в цоколе 1-й надпойменной террасы Стрвионжа, современные аллювиальные отложения непосредственно подстилаются аллювием верхнечетвертичного возраста.

Пролювиальные отложения представляют собой современные и верхнечетвертичные отложения конусов выноса.

По характеру отложений и морфологии можно выделить два типа пролювиальных отложений.

1. Плоские конусы выноса, приуроченные к устьевым частям балочной сети, расчленяющей рельеф предгорий. Веера конусов опираются на пойму основных рек, постепенно сливаясь с ней. Размеры конусов измеряются несколькими десятками метров в высоту и характеризуются значительной шириной. Материал глинистый или песчано-глинистый. Иногда подобные же конусы встречаются и в расширенных участках горных долин.

2. Конусы выноса горных областей обычно вложены в крутые ложбины стока. Характеризуются обилием обломочного плохо окатанного материала от мелкой щебенки до метровых глыб, перемешанных с песчано-глинистой массой. Нередко наблюдается ярусность строения с вложенными 2—3 разновозрастными конусами. Размеры конусов сильно варьируют, часто превышая по ширине 100 *м*.

В равнинной области пролювиальные отложения развиты незначительно.

Озерно-болотные отложения среди континентальных отложений играют относительно небольшую роль. Более широко развиты озерные отложения, представленные мощной толщей синевато-серых глин, распространенных в пределах Закарпатской низменности, где они относятся к плиоцену и, возможно, отчасти к четвертичному времени.

Слоистые озерные суглинки и ленточные глины встречаются также в бассейнах Днестра и Сана, где они генетически тесно связаны с ледниковым комплексом пород. В области горного оледенения озерно-болотные образования выполняют котловины древних подпруженных моренами озер.

Эоловые отложения. В пределах распространения флювиогляциальных песков максимального материкового оледенения встречаются небольшие дюнные всхолмления. Пески — от мелко-до среднезернистых, желто-серые.

Другим проявлением эолового процесса являются лёссы возвышенности Опола, которые, по аналогии со смежными районами Украины и Польши, отнесены к вюрмскому возрасту. Мощность их невелика (1—8 *м*).

В литературе имеются слабо обоснованные указания на наличие в бассейне Верхнего Днестра рисского лёсса, помимо более молодого, мощного покрова вюрмских лёссов.

Вопрос о генезисе лёссовидных суглинков предгорий пока остается спорным. Несомненно, однако, что большинством предыдущих исследователей эоловый характер их образования явно переоценивался.

Ледниковые отложения. Следы наиболее древнего четвертичного оледенения в пределах описываемой области отсутствуют. Указания на такое оледенение имеются в границах Южного Полесья и Северной Волыни.

На описываемой территории широким развитием пользуются ледниковые отложения максимального краковского оледенения, соответствующего, повидимому, днепровскому на востоке.

Отложения материкового ледника представлены в бассейне Сана и в области Главного Европейского водораздела серыми и бурыми валунными глинами, располагающимися на различных гипсометрических уровнях. Часто они перекрывают плиоценовые и древнечетвертичные аллювиальные отложения Днестра и Сана. Мощность морены обычно не превышает 1—3 *м*. По периферии оледенения моренные отложения сильно перемыты и представляют скопления валунно-галечного материала. Среди валунов преобладают красные граниты, сиениты, амфиболиты, розовые кварциты и другие породы скандинавского типа. Валуны имеют угловатую форму и носят следы ледниковой штриховки.

Местами (Пикулицы, Крупинец) валунные горизонты разделены флювиогляциальными смешанными галечниками, содержащими материал карпатских и скандинавских пород, что позволило некоторым авторам говорить о двух стадиях краковского оледенения.

Благодаря сильной послесреднечетвертичной денудации области оледенения формы конечноморенного ландшафта оказались полностью уничтоженными. Реставрация контуров оледенения производится в связи с этим путем установления границ распространения эрратических валу-

нов. Минимальные размеры последних условно приняты равными 1/16 $м^3$.

Последнее материковое оледенение не достигало изученной площади.

Следы горно-ледниковых отложений в пределах Восточных Карпат устанавливаются на юго-востоке (Черногорье, Чивчины, Горганы). Бескиды, высоты которых значительно ниже древней снеговой линии (1500—1400 *м*), повидимому, оледенению не подвергались. Ледниковые отложения в Черных горах представлены крупноглыбовым материалом морен, вложенных в долины верховий Прута и его притоков. Конечные морены встречены на высотах от 1030 до 1150 *м*. Выше этих отметок встречается от двух до трех стадиальных морен. Внутри валов стадиальных морен часто развиты отложения торфяников.

Все ледники имели характер каровых. Остатки последних широко распространены на высоких массивах Полонинских гор, от горы Говерлы на юго-востоке до горы Полонины Руны на северо-западе.

Большинством исследователей оледенению приписывается вюрмский (верхнечетвертичный) возраст.

Флювиогляциальные отложения в равнинной области в границах максимального оледенения развиты очень широко и характеризуются значительными мощностями. Как правило, они представлены толщей хорошо окатанных галечников карпатских и скандинавских пород и косослоистых грубозернистых песков. Размеры гальки варьируют от 3—5 до 15 *см*.

Там, где флювиогляциальные отложения покрывают уровни древних террас, мощность их не превышает 4—8 *м*. В участках затрудненного стока флювиогляциальных вод от края ледника к Днестру (заводораздельная область) мощность их достигает 10—40 *м* (Пикулице).

В приледниковой области к востоку от границы оледенения в пределах Щирецко-Верещицкой депрессии широко развиты слоистые песчаные флювиогляциальные отложения с примесью мелкого гравия гранита, ортоклаза, розового кварцита и местных пород (литотамниевые известняки). Пески покрывают водораздельные участки и склоны долин на высотах от 318 *м* абс. высоты на севере до 280 *м* абс. высоты в Приднестровье. В котловине Западного Буга среднечетвертичным флювиогляциальным отложениям соответствуют пески и суглинки на уровне 30—40 *м* гряды.

Мощность песков варьирует от 1 до 10 *м*.

Повидимому, эти отложения представляют сильно денудированное зандровое поле среднечетвертичного ледника, сливающееся на юге с одновозрастной ему террасой.

В горной области флювиогляциальные отложения горных ледников чрезвычайно трудно отличить от аллювия террас. Наиболее очевидными являются флювиогляциальные отложения, прислоненные к конечноморенным валам. Они характеризуются большим уклоном поверхности аккумуляции. Материал их глыбовый, слабо окатанный. Вниз по течению эти образования связываются с нижними (4—9 *м*) аллювиальными террасами.

Отложения источников развиты в различных районах, но по возрасту все они являются близкими, преимущественно современными или поздневерхнечетвертичными.

Известен ряд накоплений железисто-карбонатных туфов на склонах долин в бассейне Верхней Тиссы. Здесь травертины формируются и ныне в виде натеков ржаво-желтой пористой, очень легкой известковой массы, заключающей листья и мелкий растительный детритус. Приурочены они к выходам источников минеральных вод.

Известны также рыхлые травертины пойм в пределах Опольского Приднестровья и уплотненные, повидимому верхнечетвертичные, травертины в долинах Северного Опола (с. Вулка).

В общем распространение отложений источников весьма незначительно.

Лёссовидные суглинки покрывают обширные пространства Предкарпатья и Закарпатской низменности. Большая часть их относилась ранее к эоловым лёссам, главным образом вюрмского времени. Однако даже макроскопическое изучение лёссовидных суглинков показывает, что значительная часть их представляет собой сильно преобразованные породы водного происхождения.

В пределах Предкарпатской равнины лёссовидные суглинки находятся в верхней части разреза аллювиальной толщи.

Эоловые образования здесь играли незначительную роль. К северу, с приближением к зоне материкового оледенения, их роль возрастает. В частности, котловина Западного Буга и Опольская возвышенность являются областями развития лёссов, вероятно эолового характера.

Отсутствие специальных исследований по вопросу генезиса лёссовидных суглинков не дает возможности произвести полное разграничение генетических типов четвертичных осадков, входящих в эту группу.

ТЕКТОНИКА

Анализ особенностей геологического строения края, исследованного съемочными и тематическими партиями Карпатской экспедиции, производился на основе общего районирования, принятого при описании стратиграфии. Выделенные зоны, резко различаясь характером разрезов, также отличаются и особенностями тектонических нарушений.

В пределы описываемой обширной территории входят (с северо-востока на юго-запад):

1) юго-западная окраина Русской платформы;
2) Предкарпатский краевой прогиб;
3) Складчатая область Восточных Карпат;
4) закарпатские миоценовые впадины.

В каждой из этих областей выделяется ряд зон, достаточно резко различающихся особенностями строения.

СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Восточные Карпаты образуют в пределах территории СССР широкую, до 90 *км*, полосу, слабо выгнутую на северо-восток и простирающуюся с северо-запада на юго-восток. По строению разреза, характеру тектонических нарушений и закономерностям истории развития в ней выделяются следующие структурные элементы: Внутренняя антиклинальная зона, Центральная синклинальная зона и Внешняя антиклинальная зона.

ВНУТРЕННЯЯ АНТИКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Внутренняя антиклинальная зона протягивается непрерывной широкой полосой, охватывая главный водораздел Карпат и их юго-западный склон. В юго-восточной ее части находятся Раховский кристаллический массив и Чивчинские горы (северо-восточное окончание Мармарошского массива Румынии), сложенные древними, возможно частично допалеозойскими, кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморизованными известняками и гнейсами. Кристаллический комплекс образует ядро сложного и очень крупного антиклинория. К северо-западу от р. Шопурки кристаллические породы ядра антиклинория погружаются и далее вновь появляются в изолированных участках, отмечая местные вздымания шарниров образующих его складок.

Кристаллическое ядро антиклинория покрыто чехлом интенсивно дислоцированных известняков, мраморов, порфиритов, песчаников и местами конгломератов триасового и юрского возраста. Эти образования теснейшим образом связаны с участками распространения кристал-

лических пород. На северо-западном погружении кристаллического ядра они образуют две сложные полосы (полосы закарпатских «клиппов»), соответствующие сводам крупных антиклинальных складок второго порядка.

Северо-восточнее Раховского массива юрские известняки и эффузивы образуют ряд выходов в ядре крупной антиклинали, проходящей через горы Петрос и Говерлу.

Выше несогласно залегает очень мощная толща терригенных пород, большей частью сложенная типичными флишевыми образованиями нижнего и верхнего мела, палеоцена, эоцена и олигоцена.

Общая мощность флишевой формации мела и палеогена в центральных частях достигает 4—5 тыс. *м*, а на северном крыле 7 тыс. *м*.

Все перечисленные толщи смяты в серию удлиненных складок, строение которых изменяется вполне закономерно. На северо-востоке складки сильно сжаты, разорваны надвигами и часто опрокинуты в сторону Центральной Карпатской синклинальной зоны. В центральной части они более прямые. Здесь находится система крупных наложенных мульд, заполненных отложениями верхнего олигоцена (рунской свиты), несогласно залегающими на сложно дислоцированных слоях палеогена. Характерным примером подобных наложенных мульд является синклиналь горы Полонина Руна. В зоне этих синклиналей и юго-восточнее их в ряде мест складки меловых и палеогеновых отложений опрокинуты и надвинуты на юго-запад.

Юго-западнее располагается система четкообразно расположенных складок, в ядрах которых выступают породы юрского и нижнемелового возраста. Они осложнены большим числом крутых надвигов и опрокинуты на северо-восток.

Юго-западное крыло Внутреннего антиклинория почти полностью спущено в пределы молодых закарпатских впадин и скрыто под мощным покровом миоценовых осадочных и эффузивных свит.

Мармарошский антиклинорий представляет собой внутренний кристаллический массив Восточных Карпат, имеет длину около 230 *км* и ширину 30—50 *км*. Большая часть его расположена на территории Румынии; в пределах Раховского округа обнажается только его западное периклинальное окончание, которое принято называть Раховским массивом, а на Чивчинских горах обнажен на протяжении 30—40 *км* его северный край.

Кристаллический массив играет роль древнего ядра Восточных Карпат. Это крупный, сложно построенный опрокинутый на северо-восток антиклинорий, сложенный комплексом кристаллических пород, перекрытых мезо-кайнозойским чехлом.

Внутреннее строение Мармарошского массива отличается большой сложностью. На основании стратиграфического разделения толщ кристаллических пород в нем удалось установить ряд отдельных крупных складок. Ядра антиклиналей сложены, как правило, породами нижней сланцевой свиты или кварцитами. Центральные части синклиналей выполнены известняками верхней кристаллической свиты и часто мезозойскими отложениями.

Внутри Раховского массива выделяется крупная Берлебашская антиклиналь, протягивающаяся от г. Петрос (Мармарошский) на северо-запад (300—310°) вдоль долины р. Берлебаш и далее на северную окраину с. Кобылецкая Поляна. Берлебашская антиклиналь имеет асимметричное строение. Она опрокинута на северо-восток, а южное крыло ее падает на юго-запад в пределах азимута 200—220° под углом 30—60°; в осевой части кристаллические сланцы стоят на головах или круто падают на юго-запад под углом 75—80°, северное крыло наклонено на юго-запад под углом 50—90°. В 4—5 *км* к северо-западу от с. Кобылец-

кая Поляна антиклиналь погружается под мезо-кайнозойские отложения.

В южной части массива расположена вторая антиклиналь, ось которой идет от с. Дилове в верховья р. Ягдсклош, где она меняет направление с СЗ 300° на ЮЗ 240° и уходит в пределы Румынии. Между этими антиклиналями находится широкая Бутинская синклиналь, сложенная известняками и кварцитами палеозоя, в центральной части — отложениями мезозоя. Строение ее асимметричное: северное крыло более пологое, южное — более крутое и срезано надвигом.

В северной части массива протягивается еще одна антиклиналь северо-западного простирания, в большей части перекрытая отложениями юры и мела. Ее крыло обнажается в верховьях Каменного Потока и на горе Менчул (Раховский). Между Северной и Берлебашской антиклиналями расположена узкая синклиналь северо-западного простирания, выполненная отложениями известняковой свиты палеозоя. Строение ее асимметричное, она опрокинута на северо-восток.

Во всех указанных складках Раховского массива хорошо видно опрокидывание их на северо-восток (рис. 76). Крупные складки осложнены

Рис. 76. Схематический разрез через Раховский массив

1—песчаники альб—сеномана; *2*—раховская свита; *3*—базальные конгломераты; *4*—т иасово-юрские отложения; *5*—известняково-сланцевая свита; *6*—кварцитовая свита; *7*—сланцевая свита; *8*—надвиг

весьма интенсивной вторичной складчатостью, нередко затушевывающей истинное залегание пород. Особенно широко развиты мелкие, часто изоклинальные, складки в нижней — сланцевой — и верхней — известняково-сланцевой — свитах. Для массивных кварцитовых пород, а также для грубослоистых известняков более характерны разрывные нарушения, часто сопровождающиеся образованием зон брекчирования. Как правило, простирание надвигов и сбросов совпадает с простиранием основных структур или перпендикулярно им.

К сводовым частям антиклиналей приурочены максимальное смятие слоев и наличие зон брекчирования и ряда мелких интрузий гранитов, вытянутых параллельно осям антиклиналей.

На кристаллические породы Раховского массива трансгрессивно ложатся мезозойские и третичные отложения, образующие чехол массива.

На южном крыле массива мезозойские и палеогеновые отложения ложатся с угловым несогласием на кристаллические породы и погружаются постепенно на юг вместе с южным крылом антиклинали Дилове под мощную толщу третичных отложений в Румынии. Они смяты в пологие складки широтного простирания с общим падением на юго-юго-запад под углом 20—30°. Простирание складок довольно точно повторяет изменение простирания границ кристаллических пород. Такая же картина наблюдается и на западном окончании массива южнее с. Косовская Поляна.

На северном крыле массива взаимоотношения мезозойского чехла с кристаллическим комплексом иные. На участке между р. Косовка и г. Соймул контакт носит тектонический характер. На флишевые породы и базальные конгломераты, перевернутое залегание которых во многих местах хорошо устанавливается, надвинуты слюдяные сланцы и кварциты. По контакту, поверхность которого падает на юго-запад под углом 50—70°, между ними зажаты в виде линз и чешуй яшмовидные

породы и известняки юры и триаса. Далее на восток этот надвиг прослеживается на склонах горы Менчул (Раховский) и уходит за государственную границу СССР. Простирание складок флиша не совпадает с простиранием границ массива. Создается впечатление, что по северному краю кристаллические породы массива надвинуты на мезозойские, главным образом флишевые отложения, подвернув и опрокинув последние вблизи контакта. Однако амплитуда надвига невелика (первые сотни метров), так как нигде не видно полного срезания триасово-юрских отложений и базальных конгломератов мела.

На юго-восток описанные выше структуры уходят в пределы Румынии, и на территории Советского Союза мы не наблюдаем их продолжения. Только в Чивчинских горах обнажаются вновь кристаллические породы северной окраины Мармарошского массива, но структуры, развитые там, являются более северо-восточными по отношению к структурам Раховского массива. В Чивчинах находятся две антиклинали северо-западного простирания, сложенные кристаллическими породами, главным образом кварцитовой свиты. Южная антиклиналь приурочена к водораздельной части Чивчинских гор и их юго-западному склону, т. е. расположена в основном в пределах Румынии. Северная антиклиналь протягивается от устья рр. Сарата и Прелучная через хребет Ротондул на гору Мокрын Большой, западнее которой она погружается под мезозойские отложения.

Между этими антиклиналями расположена широкая синклиналь, выполненная меловыми и юрскими отложениями. Восточнее р. Лостун отмечается поперечное поднятие, на котором обе полосы выходов кристаллических пород сливаются, а синклиналь замыкается. Эта синклиналь, получившая название у польских геологов «плиты Паленицы», представляет собой довольно пологую и широкую мульду с падением крыльев к центру под углом 10—25°. На ее северо-западном продолжении находится синклинальная складка горы Чивчин (рис. 77), сложенная триасово-юрскими породами и перекрытая нижнемеловыми флишевыми отложениями. Почти повсюду в Чивчинских горах на контакте кристаллических пород и флишевых отложений удается наблюдать горизонт базальных конгломератов. Флишевые толщи у контакта лежат в перевернутом залегании, с падением на юго-запад под углом 50—70°. Таким образом, здесь наблюдается точно та же картина, что и на Раховском массиве.

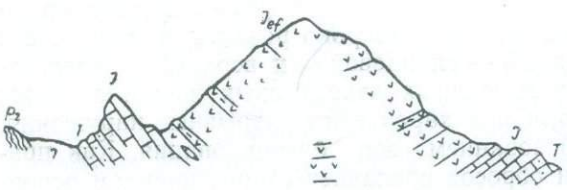


Рис. 77. Схематический разрез через гору Чивчин

J_{ef} – юрские эффузивы; J—юрские известняки; T—триасовые доломиты; Pz—кристаллические сланцы

Резюмируя изложенное, можно утверждать, что мезозойские отложения чехла массива по своим тектоническим особенностям резко отличаются от внутреннего ядра. Прежде всего для кристаллических пород массива характерна изоклинальная складчатость с широким развитием катакластических явлений, в то время как породы чехла массива смяты в более простые плавные складки. Далее, простирание основных структур внутренней части массива не совпадает с простиранием структур мезокайнозойского чехла. В большинстве случаев хорошо видна связь между внешней границей кристаллических пород и простиранием слоев юрских и меловых отложений, которые как бы окаймляют массив.

Мармарошский массив представляет собой крупное антиклинальное сооружение, осложненное серией крутых складок различного масштаба. Местное надвигание массива на породы северного крыла в ряде случаев

устанавливается достаточно четко. Флишевые отложения южного крыла массива лежат трансгрессивно на кристаллических и триасово-юрских породах и нигде не надвинуты на них.

Новоселицко-Перечинская антиклинальная система. Погружаясь в долине р. Шопурки, древние кристаллические породы ядра Мармарошского антиклинория в северо-западном направлении, в связи с местным вздыманием шарниров складок, сначала выступают в виде отдельных небольших выходов и далее совсем исчезают. Однако теснейшим образом с ними связанные породы триасового, юрского и частично нижнемелового возраста прослеживаются в северо-западном направлении на многие сотни километров. Эти образования, выступающие вытянутыми изолированными более или менее крупными «глыбами», располагаются в пределах двух узких полос, протягивающихся параллельно с юго-востока на северо-запад вдоль внутреннего края Карпат. Обе эти полосы различаются строением разреза и мощностями юрских и нижнемеловых отложений и соответствуют двум крупным антиклинальным грядам мезозойского возраста. В связи с этим породы, слагающие эти гряды, сильнейшим образом дислоцированы, нарушены разрывами, на отдельных участках брекчированы и значительно сильнее метаморфизованы, чем все вышележащие толщи.

Упомянутые антиклинальные гряды не представляют собой двух антиклинальных складок, а распадаются на ряд четкообразно расположенных антиклиналей, вытянутых в длину на несколько километров. Их можно прослеживать лишь в пределах Советского Закарпатья, где в последние годы были проведены достаточно детальные исследования. За пределами территории СССР, в Словакии, прослеживание их встречает большие затруднения, поскольку они обычно описывались в литературе как останцы (клиппы) покровов альпийского типа.

Две крупные антиклинальные складки описываемой полосы — Угольская и Новоселицко-Свалявская — появляются в 20—25 *км* северо-западнее погружения кристаллических пород Мармарошского антиклинория и почти прямолинейно протягиваются отсюда на северо-запад, первая на 65 *км*, а вторая — на 75 *км*. Ширина этих складок не превышает нескольких километров.

Угольская антиклиналь располагается северо-восточнее Новоселицко-Свалявской. По рр. Большая Уголька и Малая Уголька выступает ее палеозойское ядро. Северо-западное окончание складки срезано тектоническим разрывом, и здесь на ее продолжении в районе с. Кушницы лежит Дусинская синклиналь, выполненная породами менилитовой свиты.

В бассейне р. Угольки обнажается изолированный выход перидотитов. Формирование этого интрузива, вероятнее всего, относится к предальбскому времени.

В направлении на юго-восток ось складки погружается к востоку от р. Лужанки, где антиклиналь перекрыта наложенной синклиналью, выполненной породами олигоцена. Северо-восточнее крыло антиклинали взброшено со значительной амплитудой смещения. Отмечается ряд других продольных разрывов, а также интенсивных складок, различно ориентированных, осложняющих структуру. По правобережью Угольки установлен крупный поперечный разлом, вдоль которого юрские известняки контактируют с палеозойскими сланцами. Разлом перекрыт аптскими конгломератами, что указывает на его неокомский возраст.

Располагающаяся юго-западнее Новоселицко-Свалявская антиклиналь на северо-западе разрушена разломами и перекрывается вулканогенным комплексом миоцена. На юго-востоке она скрывается под миоценом Верхне-Тиссенской впадины. Эта антиклиналь также состоит из ряда сложных структур меньшего масштаба, осложненных сбросами и надвигами. В целом юго-западное крыло антиклинали круче северо-восточного.

На междуречье Рики и Боршавы в сводовой части антиклинали выходят купола интрузивных пород нижнесарматского возраста. Далее на правобережье Ужа, в районе г. Перечина, имеется группа изолированных выходов юрских известняков. Все выступающие здесь породы характеризуются также чрезвычайно сложным залеганием (рис. 78). Размеры отдельных выходов (несколько километров) указывают, что, вероятнее всего, они находятся в коренном залегании в своде антиклинали. Не исключена, однако, возможность существования в этой же полосе мезозойских образований отдельных крупных смещенных глыб, обрушившихся с антиклинальных поднятий во время накопления более молодых меловых и третичных отложений. Возможность существования подобных глыб доказывается полной в ряде случаев выработкой выходов юрских известняков в некоторых карьерах.

Рис. 78. Характер залегания титонско-неокомских известняков в районе Свалявы

Петросская антиклиналь. Севернее г. Рахова, в районе горы Петрос, находится крупная антиклинальная складка, в ядре которой обнажаются юрские известняки, юрские эффузивы и нижнемеловой флиш. Эта структура названа нами Петросской антиклиналью. Среди исследователей Восточных Карпат до последнего времени существовали две точки зрения на строение района горы Петрос и, в частности, на положение юрских пород. Первая сводилась к тому, что юрские и меловые отложения горы Петрос принесены крупным шарьяжем с юго-запада, перекрывшим магурские и черногорские песчаники Черных гор, и представляют собой отдельные тектонические глыбы — клиппы.

Вторая точка зрения сводилась к тому, что эффузивы горы Петрос имеют миоценовый возраст. В процессе излияния они захватывали с глубин крупные обломки и блоки юрских пород, которые, таким образом, являются крупными ксенолитами.

Нами установлено, что Петросская антиклиналь представляет собой сложно построенную асимметричную складку, опрокинутую на северо-восток. В междуречье Говерлы и Тиссы наблюдается максимальное поднятие шарнира антиклинали, благодаря чему на поверхность выходят юрские и нижнемеловые отложения. Южное крыло ее, более пологое, наклонено на юго-запад под углом 30—40°, северное, более крутое, падает на северо-восток под углом 60—80°. Свод антиклинали разбит серией крутых сбросов северо-западного простирания. Между северной полосой выходов юры на склонах горы Петрос и южной полосой выходов юры на горе Сесул расположена небольшая синклиналь, выполненная

меловыми отложениями. Западнее долины р. Тиссы Петросская антиклиналь круто погружается на северо-запад под верхнемеловые отложения. В долине Тиссы у ст. Сурдок хорошо видно периклинальное погружение нижнемеловых пород; там северное крыло падает на СЗ 300—310° под углом 30°, южное крыло — на ЮЗ 240° под углом 45—50°. Западнее, в долине р. Трофанец, наблюдаются падения на СЗ 270—280° под углом 25°. Еще далее на северо-запад погружение становится более спокойным.

В хребте Свидовец ядро Петросской антиклинали сложено отложениями черемошской свиты, а крылья — свидовецкой свитой. Строение ее остается асимметричным, юго-западное крыло наклонено на юго-запад под углом 20—40°, а северо-восточное крыло перевернуто, и слагающие его слои падают на юго-запад под углом 60—80°, т. е. опрокидывание антиклинали на северо-восток увеличивается.

К востоку от г. Говерлы Петросская антиклиналь погружается под меловые и палеогеновые отложения. При этом отмечается ундуляция ее шарнира, благодаря которой в верховьях рр. Бальзатул, Шибяны и Черный Черемош на дневную поверхность выходят юрские отложения. Породы раховской свиты здесь полностью отсутствуют, и буркутские песчаники ложатся непосредственно на юрские отложения. Выходы последних на дневную поверхность расположены на юго-восточном продолжении Петросской антиклинали и не совпадают с продолжением северной полосы кристаллических пород Чивчинских гор. Отсюда ясно, что Петросская антиклиналь не является продолжением складок Чивчинских гор, а расположена кулисообразно (к северо-востоку) по отношению к северной антиклинали Чивчинских гор.

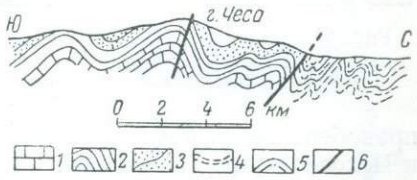


Рис. 79. Надвиг Петросской антиклинали на Центральную синклинальную зону

1—юрские отложения; *2*—раховская свита; *3*—буркутская свита; *4*—менилитовая свита; *5*—нижнекросненская свита; *6*—надвиги, сбросы

Северное крыло Петросской антиклинали надвинуто на кросненскую свиту Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат. Этот надвиг (рис. 79) прослеживается между верховьями рр. Белого Черемоша и Теребли. Реку Тиссу он пересекает южнее с. Ясина. Поверхность надвига наклонена на юго-запад. Углы ее падения меняются от 30—40° на востоке, в долинах Черного Черемоша и Белого Черемоша, до 40—50° в долине р. Тиссы и достигают 55—60° в западной части хребта Свидовец. Амплитуда горизонтального перемещения уменьшается с юго-востока на северо-запад, и в верховьях р. Терешвы надвиг затухает.

Максимальное горизонтальное перемещение масс отмечается на левом склоне долины р. Прута и в долине р. Черного Черемоша. Здесь надвигом перекрывается южная часть Центральной синклинальной зоны. На верхнюю часть кросненской свиты надвинуты низы свидовецкой свиты. Мощность отложений, срезанных надвигом, достигает 3—3,2 *км* (от верхнего мела до верхнего олигоцена). Учитывая углы падения пластов и угол падения поверхности надвига, амплитуду горизонтального перемещения масс на этом участке можно считать не менее 8 *км*. Однако каких-либо оснований для установления здесь покрова перекрытия, конечно, не имеется.

Строение Петросской антиклинали значительно осложняется наличием крупной наложенной синклинали в районе горы Петрос и горы Говерлы (рис. 80). Эта синклиналь выполнена палеоценовыми песчаниками и конгломератами, залегающими трансгрессивно на всех более древних отложениях. На горе Петрос и горе Сесул она накладывается на ядро Петросской антиклинали, в Черных горах она наложена на северное крыло, т. е. несколько смещена от оси антиклинали на северо-восток.

Синклиналь построена довольно просто. Крылья ее асимметричны: северо-восточное крыло падает на юго-запад под углом 55—70°, юго-западное крыло наклонено на северо-запад под углом 10—30°. В центральной части синклинали наблюдается перегиб слоев, и падения варьируют от юго-западного под углом 20° до северо-восточного под углом 10°. Благодаря пологому залеганию породы, выполняющие эту синклиналь, расчленены эрозией на ряд отдельных участков, сохранившихся на водораздельных частях Полонинских гор между рр. Тиссой и Белым Черемошем. Западнее р. Тиссы, на хребте Свидовец, подобных структур не наблюдается.

Складки Полонинских гор. На северо-запад от группы Петросских складок и к северо-востоку от узкой полосы развития юрских и нижнемеловых пород протягивается широкое поле сложноперемятых песчано-глинистых отложений большой мощности, относящихся главным образом к различным горизонтам палеогена, а также к отдельным горизонтам верхнего мела; последние выступают в ядрах наиболее крупных антиклиналей.

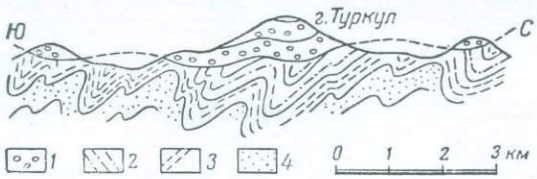


Рис. 80. Разрез через синклиналь Говерлы
1—льютская свита; *2*—свидовецкая свита; *3*—черемошская свита; *4*—буркутская свита

Описываемая складчатая полоса протягивается с юго-востока на северо-запад вдоль внутреннего склона Карпат от среднего течения р. Терешвы до государственной границы СССР на правобережье р. Ужа и затем уходит в пределы территорий Польши и Чехословакии. В бассейне Ужа эта полоса имеет наибольшую ширину, превышающую 50 *км*. В ее периферической части, вдоль северо-восточного края Внутренней антиклинальной зоны, расположено крупное Дукельско-Ужокское антиклинальное поднятие, а юго-восточнее верховьев р. Боршавы к ней примыкает система своеобразных Горганских складок.

Тектоническое строение этой области в целом отличается большой сложностью. Здесь выделяется ряд естественных районов, различающихся морфологическими признаками тектонических нарушений.

С юго-востока на северо-запад, т. е. по простиранию полосы, происходит изменение формы, размеров и даже ориентировки складок, а также пород, принимающих участие в их строении.

Для всех районов описываемой полосы характерна интенсивная мелкая складчатость. Особенно резко она проявляется во флишевых породах карпатской и менилитовой свит. Мелкие складки в этих свитах имеют обычно острую форму, асимметричное строение и дисгармоничный характер. Нередко в них наблюдаются разрывы и надвиги, а также признаки скольжения, выжимания и раздробления пород. Песчаные горизонты карпатской свиты и песчаники льютской свиты смяты менее интенсивно. Внутренняя перемятость свит нисколько, однако, не меняет очертаний крупных складок в плане.

Отличаясь рядом существенных индивидуальных особенностей тектоники, отдельные районы описываемой полосы теснейшим образом взаимосвязаны и в целом принадлежат одной структурно-фациальной области, отражая собой отдельные черты ее тектонического строения.

Юго-восточный район характеризуется распространением весьма крупных и относительно правильных антиклиналей с верхнемеловыми породами в ядре. Складки вытянуты в северо-западном направлении и прослеживаются в длину на 30—35 *км*, а отдельные из антиклиналей — на 45 *км*. Их ширина составляет несколько километров. Крылья имеют наклон 60—70° и сложены преимущественно породами льютской свиты. Породы, слагающие крылья, как правило, смяты в менее крупные, также

удлиненные складки второго и третьего порядка. В сводовой части антиклиналей породы дислоцированы особенно интенсивно.

Наиболее типичны следующие антиклинали: Красношорская, протягивающаяся между рр. Терешвой и Рикой, Красненская, протягивающаяся между Тереблей и Терешвой, и Нижне-Быстринская (в ядре — песчаники палеоцена), развитая между р. Боршавой и левобережьем Теребли. По северо-восточному крылу Красношорская антиклиналь сорвана по крутому надвигу, имеющему амплитуду в несколько километров. Срыв северо-восточного крыла наблюдается и во многих других складках юго-восточной части описываемой полосы. Например, в Нижне-Быстринской антиклинали северо-восточное крыло взброшено.

Крупной антиклиналью является также Боршавская, протягивающаяся в северо-западном направлении через хребет Полонину Боршаву; в ядре ее также выступают породы верхнего мела. Эта антиклиналь и другие, менее крупные, находящиеся к юго-востоку от р. Вечи, обладают сходными морфологическими признаками. Характерно, что данному складчатому району в рельефе соответствуют высокие горные массивы сложной формы, что связано с резким преобладанием песчанистых толщ в их разрезе. Некоторые складки разбиты поперечными сбросами. У многих складок отчетливо выражены периклинальные и центриклинальные окончания, обычно тупой формы.

Профили по северо-восточному крылу Красненской антиклинали, рисующие ее нормальный контакт с менилитовой свитой в Горганских складках, приведены на рис. 81.

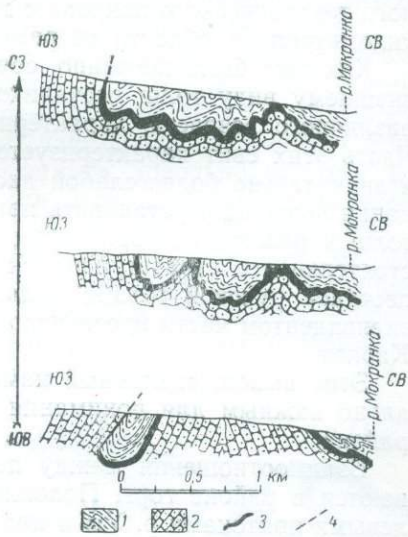


Рис. 81. Профили северо-восточного крыла Красненской антиклинали близ с. Комсомольское

1—менилитовая свита; *2*—карпатская свита; *3*—силицитовый горизонт; *4*—взбросы

Далее в северо-западном направлении рассматриваемая полоса имеет меньшую глубину эрозионного среза складчатой структуры и несколько отличный характер морфологии. Здесь распространены складки длиной 10—20 *км*, с различным наклоном осевых поверхностей, нередко осложненные крутыми надвигами. В сводах антиклиналей развиты породы льютской свиты; в синклиналях, имеющих прихотливые очертания, залегают породы менилитовой свиты.

В районах, непосредственно примыкающих к зоне развития мезозоя (юры и нижнего мела), распространены четкообразно расположенные крупные линейно вытянутые складки, наклоненные или опрокинутые на северо-восток и часто разорванные надвигами с движением масс в том же направлении. В центральной части полосы разрывные нарушения менее характерны, а складки более полно развиты и имеют меньшую протяженность. Наряду со складками, обладающими пологими сводами, в отдельных районах развиты складки острой формы с наклоном пластов под углом 60—70° (междуречье Уж — Латорица). Обычно складки этой части Внутренней антиклинальной зоны характеризуются северо-восточным наклоном, но в наиболее широком поперечном профиле полосы, по левобережью Ужа, распространены, кроме того, прямые (р. Льюта) складки, а также складки, наклоненные или опрокинутые на юго-запад (антиклиналь Яворника и др.). Для этой же части Внутренней антиклинальной зоны характерны поперечные простирания отдельных складок и разрывов. Так, почти широтное простирание имеет Буковецкая анти-

клиналь (левый берег р. Льюты), в сводовой части которой выходят породы верхнего мела. Так же вытянута и синклиналь Большого Березне. Ниже мы вкратце остановимся на возможном объяснении этого интересного явления.

В северо-восточной части Внутренней антиклинальной зоны складки сильно сжаты, разорваны надвигами и часто опрокинуты в сторону Центральной синклинальной зоны.

Многочисленные чешские и польские исследователи, изучавшие геологическое строение Восточных Карпат, постоянно обращали внимание на широкое развитие во Внутренних Карпатах мощных песчаных свит, слагающих многие горные массивы Полонинских гор. Такие толщи песчаников обычно выделялись под каким-либо общим названием («стожская серия», «магурские песчаники» и др.). При этом принималось, что они являются образованиями аллохтонными и переместились в виде крупного тектонического покрова с запада или юго-запада на многие десятки километров из области современных закарпатских впадин.

Как уже было показано, среди этих мощных и однообразных по внешнему виду толщ песчаников может быть выделено несколько свит различного возраста, характеризующихся разными формами залегания. Часть этих свит характеризуется трансгрессивной формой залегания и значительно более слабой дислоцированностью. Проведенные исследования позволили установить принадлежность дислоцированных песчаных толщ к различным горизонтам мела и палеогена и этим доказать самостоятельность стратиграфического положения трансгрессивно лежащей песчаной рунской толщи, относящейся к олигоцену и являющейся эквивалентом части кросненской свиты Центральной синклинальной зоны Карпат.

Этот вывод, сделанный нами впервые в 1946 г., является принципиально важным для понимания тектонического строения описываемого района.

Взаимоотношения между перечисленными свитами легко устанавливаются в районе горы Полонина Руна, в пределах водораздела между левыми притоками р. Уж и правыми притоками р. Латорица, где широко распространены: льютская свита (палеоген), карпатская свита (эоцен), менилитовая свита (средний и нижний олигоцен) и несогласно залегающая на них свита рунских песчаников (рис. 82). Льютская, карпатская

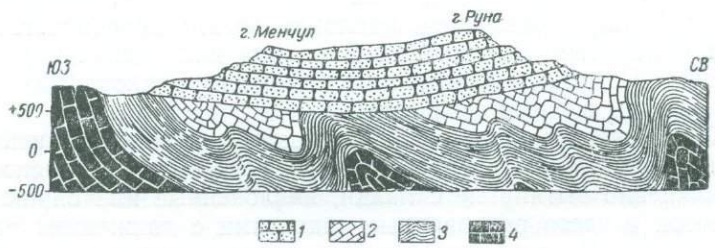


Рис. 82. Геологический разрез через гору Полонина Руна

1—рунская свита; *2*—менилитовая свита; *3*—карпатская свита; *4*—льютская свита

и менилитовая свиты смяты в асимметричные складки, вытянутые с северо-запада на юго-восток. В них обычно хорошо развиты северо-восточные, более пологие, крылья и часто редуцированы юго-западные — более крутые и нередко перевернутые.

Так, антиклинальная складка, протягивающаяся от подножья горы Руна Плай до подножья горы Великий Вижек, обладает хорошо развитым северо-восточным крылом, сложенным песчаниками льютской свиты, падающими на северо-восток под углом 60—70°, и слабо развитым,

перевернутым и сорванным юго-западным крылом, наклоненным также на северо-восток под углом 80—85°.

Антиклиналь, протягивающаяся через горы Гаура и Кривуля в своей северо-западной части, имеет симметричное строение с падением пород на крыльях в 80—85°. Южнее складка опрокинута на северо-восток с наклоном осевой поверхности на юго-запад под углом 70°, а в долине р. Шипот наблюдается ее запрокидывание, с падением осевой поверхности под углом 80°.

Ширина складок, сложенных льютской, карпатской и менилитовой свитами, обычно не превышает 2—3 *км*. Осложняющие их надвиги имеют, как правило, крутой наклон.

Сложная дислоцированность названных свит, так же как и особенности их литологического состава, отражаются на формах рельефа.

Антиклинали с породами льютской свиты в своде образуют хребты с остроконечными вершинами и крутыми склонами. Синклинали, выполненные породами менилитовой свиты, образуют межгорные долины.

Породы рунской свиты, в отличие от нижележащих свит, залегают полого, выполняя симметричные и широкие мульды овальной формы, вытянутые в северо-восточном направлении. Крылья этих мульд относительно слабо наклонены, а в центральных частях пласты залегают горизонтально. В рельефе мульдам соответствуют довольно высокие (до 1400 *м*) столообразные горы с плоскими или слабо наклоненными, а иногда даже вогнутыми вершинами и ступенчатыми склонами. Это — Полонина Руна, Витрова, Корна, Лаутанская Голица, Широкий Менчул, Великий и Малый Вижек и Острая Гора. Наиболее высоким горным массивом является гора Полонина Руна. Полонина Руна имеет вершину вогнутой чашеобразной формы (рис. 83) и крутые склоны, особенно се-

Рис. 83. Схематическая зарисовка горы Полонина Руна с юго-востока

верный и южный, где средняя крутизна составляет 30—35 и даже 60°. Все ручьи с большой скоростью низвергаются по ним, образуя водопады. В поперечном профиле склоны массива имеют ступенчатую форму. Высота ступеней колеблется от 50 до 100—150 *м*. Хорошо выявляются в рельефе скалистые 5—10-метровые обрывы, выше которых нередко наблюдается обратный уклон ступеней, которые обычно в этих местах заболочены.

Мощность рунских песчаников достигает здесь 800 *м*. По р. Шипот отчетливо видно несогласное налегание этих песчаников на сильно дислоцированные более древние породы палеогена.

Полонина Руна представляет собой почти совершенно симметричную мульду, на крыльях которой наклон слоев не превышает 30°, обычно составляя 5—15°.

Горы Корна, Витрова и Лаутанская Голица имеют строение, аналогичное с Полониной Руной.

Гора Острая представляет собой часть размытой мульды, имеющей асимметричное строение, с большей крутизной наклона юго-западного крыла.

На горах Широкий Менчул, Великий Вижек и Малый Вижек наблюдается моноклинальное пологое падение рунских песчаников (на Широ-

ком Менчуле падение на юго-запад под углом 10—12°, а на Великом и Малом Вижеке — на северо-восток под углом 5—15°).

Установление несогласного залегания пород рунской свиты решает вопрос о стратиграфическом положении многих песчаных толщ, которые ранее обычно объединялись собирательным термином «магурские песчаники». Это также позволяет установить время формирования складок в меловых и палеогеновых отложениях Внутренней антиклинальной зоны как предверхнеолигоценовое.

Необходимо отметить, что это несогласие является локальным, характерным только для Внутренней антиклинальной зоны. В пределах Центральной синклинальной зоны кросненские отложения лежат совершенно согласно на менилитовой свите. Полученные данные о распространении пологих наложенных мульд, выполненных рунскими песчаниками и развивавшихся независимо от складчатого палеогенового основания, позволяют связывать образование этих структур с формированием поперечных складчатых и разрывных нарушений, развитых в примыкающем с запада районе.

Дукельско-Ужокское антиклинальное поднятие располагается почти целиком на территории Польши и заходит в пределы Советского Союза лишь своим юго-восточным окончанием. На северо-западе оно погружается в районе Дукельского перевала через Карпаты; юго-восточным окончанием Дукельско-Ужокского поднятия является так называемая Лужская антиклиналь, протягивающаяся на левом берегу р. Ужа близ Ужокского перевала. Общая длина поднятия составляет около 100 *км*.

В пределах Дукельско-Ужокского поднятия выделяется ряд крупных, но узких антиклиналей, осложненных надвигами с движением масс в северо-восточном направлении.

В сводовых частях антиклиналей выступают породы верхнего мела (палеоцена ?); на крыльях залегают флишевые толщи эоцена и породы менилитовой свиты. Более полно развиты юго-западные крылья антиклиналей; северо-восточные крылья выражены слабо и иногда сорваны.

Дукельско-Ужокское поднятие располагается в краевой части Внутренней антиклинальной зоны, отделяя ее от Центральной синклинальной зоны Карпат, в сторону которой по простиранию поднятие нормально погружается.

В зоне погружения местами отмечаются складки, наклоненные на юго-запад. Упомянутая выше Лужская антиклиналь, располагающаяся на юго-восточном окончании Дукельско-Ужокского поднятия, представляет собой симметричную складку крупных размеров с отчетливо выраженным периклинальным замыканием слоев на южном окончании. Породы, слагающие антиклиналь, сильно смяты в более мелкие складки.

Положение Дукельско-Ужокского антиклинального поднятия в общей структуре Внутренней антиклинальной зоны, особенности геологического разреза, а равно и характер его взаимоотношения с Центральным синклинорием Карпат позволяют в известной мере провести аналогию между этим поднятием и Горганскими складками.

На юго-восточном продолжении Дукельско-Ужокского поднятия в краевой части Внутренней антиклинальной зоны проходит полоса, имеющая характер сложно построенной моноклинали. Наиболее древние породы этой моноклинали, представленные песчаниками эоцена, залегают на Пикуйской гряде и по крутому разлому, проходящему с восточной стороны гряды, надвинуты на отложения кросненской и менилитовой свит Центральной синклинальной зоны. Из района Ужокского перевала этот разлом прослеживается в юго-юго-восточном направлении примерно на 40 *км*, затухая на междуречье Латорицы и Вечи.

Кулисообразно по отношению к указанному разлому, юго-западнее от него, по линии Подполозье—Лесной Майдан—разъезд Заинька про-

ходит другой надвиг, срезающий моноклинальную полосу и являющийся фронтальной линией группы антиклинальных поднятий хребта Полонина Боршава.

Надо отметить, что бассейны рр. Латорицы и Вечи представляют исключительный интерес для понимания взаимоотношения Внутренней антиклинальной зоны и Центральной синклинальной зоны. Геологическое строение этого района указывает на отсутствие здесь каких-бы то ни было покровов и, наоборот, выявляет гармоническую связь, хотя и очень сложную, между названными крупнейшими тектоническими единицами Карпат. Представление о наличии покрова явилось следствием слабой геологической изученности района. Так, К. Толвинский (1924 г.), основываясь на неправильно сделанном им заключении о верхнемеловом возрасте песчаников, развитых к западу от г. Воловца, неверно изображал здесь «скибу Воловца». А. Матейка и Д. Андрусов (1931 г.), принимавшие олигоценовые отложения менилитовой свиты за отложения нижнего мела, выделили соответственно свой покров, названный ими «стожской серией», чем усугубили ошибку Толвинского.

Г. Свидзинский (1934 г.) «находил» покров на р. Уже в районе с. Ставны. Андрусов и Гини (1930 г.) на той же реке Уж до с. Большое Березне «покрова» не нашли. Не нашел его здесь же и Стейскал (1936 г.), который на этом основании предположил, что «магурский надвиг» проходит западнее Большого Березне.

Даже простой перечень этих взглядов показывает полную несостоятельность гипотезы так называемого «магурского покрова» («плащевины», «серии»), лишенной всякого фактического основания.

Область Горганских складок. К выводу об отсутствии так называемого «магурского покрова» приводит также изучение района, расположенного в верховьях рр. Черной Тиссы, Терешвы, Теребли и Рики. Там находится своеобразная область, носящая черты, характерные как для Центральной синклинальной зоны, так и для Внутренней антиклинальной зоны, получившая у чешских геологов название Горганских складок.

По характеру разреза эта область тесно связана с Внутренней и Внешней антиклинальными зонами. В ней отсутствуют отложения кросненской свиты и ограничены в распространении породы менилитовой свиты. Наиболее широко развиты эоцен, палеоцен и меньше — верхнемеловые отложения.

Одновременно с этим складчатые структуры этой области теснейшим образом связаны со структурами Центральной синклинальной зоны. Они замещают друг друга по простиранию, образуя единую складчатую полосу. Складки этой области имеют своеобразную форму. Антиклинали обладают четкими формами, иногда укорочены и имеют вид брахиантиклиналей, несколько асимметричных в разрезе, с уплощенной сводовой частью. Опрокидывание складок наблюдается не только на северо-восток, но и на юго-запад.

В отдельных случаях складки имеют веерообразное строение, например Негровецкая антиклиналь, расположенная в верховьях р. Терешвы на западном продолжении Петросского антиклинория. Синклинали в этой области лишены четких форм, часто приходится говорить только о синклинальном характере залегания. В нижнеменилитовой свите чрезвычайно интенсивно развита мелкая вторичная складчатость (рис. 84), резко дисгармоничная по отношению к развитым здесь крупным складкам.

Промежуточность тектонического характера этой области сказывается и в характере разрывных нарушений. В южной части области развиты надвиги, прослеживающиеся в некоторых случаях на десятки километров, с амплитудой горизонтального перемещения до нескольких километров. В северной части крупные надвиги отсутствуют.

Горганские складки следует рассматривать как поднятое складчатое основание Центральной синклинальной зоны. С этой точки зрения харак-

Рис. 84. Мелкие складки в менилитовой свите в Горганах

тер складчатых нарушений Горган проливает свет на характер строения внутренних, глубоко погруженных частей Центральной синклинальной зоны.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА[1]

Центральная синклинальная зона, один из крупнейших тектонических элементов Восточных Карпат, непрерывно протягивается от бассейна р. Дунайца в Польше до р. Молдовы в Румынии на расстоянии более 400 *км*. Далее на юге, за р. Быстрицей, на ее непосредственном продолжении находится крупная синклиналь, выполненная палеогеновыми песчаниками свиты таркэу, прослеживающаяся до южного погружения Восточных Карпат в Валахской впадине (севернее Плоешти).

В пределах Советского Союза Центральная синклинальная зона распространяется на горные системы Центрально-Карпатского нагорья, Бескид и Горган, а также на крупные продольные межгорные впадины Ясины и Жабье.

Центральная синклинальная зона располагается между сложным сооружением Внутренней антиклинальной зоны и разбитой чешуями Внешней антиклинальной зоной Восточных Карпат. Эта зона резко отличается от систем обрамляющих поднятий как характером и мощностями слагающих ее пород, так и типом тектонических нарушений.

Верхнемеловые отложения выходят на поверхность в ядрах наиболее крупных складок в приподнятых частях синклинория. Это темные глинисто-песчаные толщи так называемой силезской фации в Польше (бассейн Санока) и песчано-глинистый флиш горного массива Горган — в центре описываемой площади.

Палеоценовые и эоценовые отложения также выступают только в наиболее крупных антиклинальных складках. На северо-западе, в пределах Польши, они сложены преимущественно глинистыми свитами, среди которых получают широкое распространение пестроокрашенные (зеленые и красные) аргиллиты, а на описываемой площади — преимущественно песчаники и песчано-глинистый флиш.

Олигоценовые отложения достигают наиболее полного развития и широкого распространения в Центральной синклинальной зоне. Ниж-

[1] Это название является синонимом польского термина «Центрально-Карпатская депрессия» (К. Толвинский). От применения последнего мы отказались вследствие того, что ему придавался прежними исследователями несколько иной смысл, а также потому, что термин «депрессия» в русской литературе имеет преимущественно геоморфологическое значение.

няя их часть — менилитовая свита — сложена преимущественно темноокрашенными глинисто-песчанистыми толщами, содержащими горизонты характерных слоистых кремней (в низах разреза). Эти толщи, выступающие в сводовых частях большинства антиклинальных складок, характеризуются развитием интенсивной дисгармоничной складчатости.

Верхняя часть разреза олигоцена и, возможно, частично и низы миоцена сложены мощной толщей песчаников и глинисто-песчаного мелкоритмичного флиша (кросненская свита).

В верхах кросненской свиты местами появляются сильно загипсованные глинистые породы, которые могут являться аналогами соленосной толщи нижнего миоцена Предкарпатского прогиба. Кросненские отложения, как правило, характеризуются относительно более слабой нарушенностью, чем нижележащие слои. Обычно они выполняют обширные синклинальные складки. Однако в мелкоритмичном флише верхов кросненской свиты в ряде мест наблюдается интенсивная внутриформационная складчатость.

Общая мощность олигоценовых и эоценовых отложений достигает в Центральной синклинальной зоне 2—2,5 тыс. *м*, превышая на 500—700 *м* мощность тех же отложений Внутренней антиклинальной зоны и на 1000—1200 *м* — мощность эоцена и олигоцена Внешней антиклинальной зоны. Каких-либо следов перерывов и несогласий в разрезе Центральной синклинальной зоны не установлено.

Анализ стратиграфического разреза свит, заполняющих Центральную синклинальную зону, позволяет устанавливать основные черты отличий этой зоны от обрамляющих ее с северо-востока на юг и юго-запад поднятий. Эти отличия достаточно резко выражены в разрезах олигоцена, эоцена и верхнего мела (особенно на северо-западе). Совершенно естественно полагать, что это связано с тем, что развитие Центральной синклинальной зоны в виде самостоятельного структурного элемента Восточных Карпат являлось процессом длительным, падающим на верхнемеловое и палеогеновое время. Вторым отличием рассматриваемого синклинория является характер распространенных в его пределах тектонических нарушений.

Центральная синклинальная зона, характеризующаяся преимущественным распространением пород олигоценового возраста, также нарушена интенсивной складчатостью. Однако складки в ней носят чрезвычайно специфический характер. Антиклинали здесь имеют форму узких гребней, вытянутых иногда на десятки километров. В поперечном сечении они приближаются по типу к килевым складкам, в ядрах которых имеют место интенсивные дисгармоничные перемещения масс. Продольные надвиги развиваются в сводах складок, лишь в редких случаях захватывая их крылья.

Нередко антиклинали нарушаются поперечными и косыми сбросо-сдвигами. В отличие от антиклиналей, синклинали характеризуются большой шириной и уплощенностью очертаний. Местами в них также проявляется дисгармоничная складчатость, не нарушающая их плавных очертаний. Многие складки по простиранию расщепляются на ряд ветвей, которые при затухании часто кулисообразно подставляют одна другую. Для Центральной синклинальной зоны чрезвычайно характерным также является то, что в ее пределах вертикальный размах складок сохраняется примерно постоянным. Это находит прямое отражение в возрасте слоев, слагающих своды антиклиналей.

На крайнем северо-западе, в Польше, в сводах антиклиналей выступают породы эоцена и иногда мела. В месте погружения синклинория на юго-восток (рр. Санок и Сан) своды складок сложены менилитовой свитой. По мере дальнейшего углубления синклинория в пределах Советского Союза ядра антиклиналей слагаются, наряду с менилитовой свитой, также низами кросненской свиты. Единственным местом нарушения

этой общей закономерности является район с. Сможе, в котором неожиданно появляются породы эоценового возраста. Руководствуясь перечисленными признаками, можно достаточно точно очертить контуры Центральной синклинальной зоны.

Юго-восточное замыкание синклинория приурочено к области наибольшего расширения и поднятия внутреннего кристаллического массива Восточных Карпат (бассейн р. Молдовы).

Северо-западное окончание синклинория намечается в среднем течении р. Дунайца, в районе сочленения Западных и Восточных Карпат. В этой области Карпаты сужаются, как бы зажимаясь между Силезским и Богемским палеозойскими массивами с севера и Татрами — с юга. Северо-западное простирание складок, столь характерное для Восточных Карпат, здесь постепенно сменяется широтным.

В бассейнах Санока и Дунайца северная граница Центральной синклинальной зоны проводится до некоторой степени условно. Кросненские слои, столь характерные для синклинория, приобретают здесь достаточно широкое распространение, как и во Внешней антиклинальной зоне, где они выполняют большинство синклинальных впадин. Верхнемеловые отложения, слагающие бóльшую часть площади Внешней зоны, появляются (в «силезской фации») в ядрах многих складок Центральной зоны. Крупные антиклинали с меловыми породами в ядрах проникают здесь далеко вглубь зоны развития кросненских отложений (антиклинали Вары, Вегловки др.), которые, в свою очередь, заходят широкими синклинальными полосами в пределы Внешней зоны.

Внешняя антиклинальная зона распадается в этом районе на ряд нормальных складок широтного простирания. Это антиклинали района Ржешова, Пильзно, Тарнова, Брусника и т. п. Антиклинали Ржешов-Тарнов обрамляют Карпаты по их северному краю и тем самым указывают на отгибание Центральной синклинальной зоны к западу в соответствии с изгибом Карпатской дуги в целом. Характерной чертой всех этих складок является их нормальное строение. Здесь отсутствуют чешуйчатые структуры, столь типичные для Внешней антиклинальной зоны к юго-востоку от Перемышля. К юго-востоку от р. Сан, вплоть до бассейна р. Молдовы, соотношение Центрального синклинория и Внешней антиклинальной зоны достаточно простое. В области их смыкания наблюдается нормальное погружение Внешней зоны, иногда заходящей в краевые части прогиба в виде отдельных антиклинальных складок, кулисообразно подставляющих одна другую. Система таких складок чрезвычайно четко выражена на междуречье Опура и Быстрицы Надворнянской. В этом отрезке Внешняя антиклинальная зона достигает наибольшей ширины; складки ее тыловой части имеют в связи с этим достаточно выпрямленную форму и свободно развиваются. Кулисообразное расположение их связано с некоторым поперечным погружением зоны в этом районе в юго-восточном направлении.

Соотношения Центральной синклинальной и Внутренней антиклинальной зон — более сложные. На отдельных участках обе эти зоны связаны естественными переходными формами. Это наблюдается к югу от истоков р. Стрый (в Горганах), а также вдоль восточной границы Дукельско-Ужокского антиклинального поднятия Внутренней антиклинальной зоны. В других случаях антиклинальные структуры Внутренних Карпат надвинуты на Центральную синклинальную зону. Один из наиболее крупных надвигов образует Петросское антиклинальное поднятие; с ним связано значительное поперечное сужение синклинория в этом районе (верховья р. Черемош). Другой надвиг проходит с северо-восточного края Пикуйского хребта.

Наибольшую ширину Центральная синклинальная зона имеет в своей северо-западной части, где пересечение ее составляет около 30 *км*. К юго-востоку от р. Опур зона сильно суживается в связи с общим вздыманием

осей складок в этом направлении, выводящим на поверхность эоценовые и меловые отложения. В верховьях Быстрицы Надворнянской ширина зоны не превышает 3 *км*. Общая протяженность синклинория (от р. Молдовы до р. Дунайца), как указывалось выше, примерно 400 *км*. В поперечном сечении описываемый синклинорий имеет несколько асимметричную форму. Его ось протягивается в непосредственной близости от его северного борта. Очевидно, эта асимметрия и объясняет локальное распространение наиболее высоких горизонтов красненской свиты, сложенных сильно загипсованными засоленными аргиллитами (нижний миоцен), вдоль северного края синклинория [1].

Глубинное строение Центральной синклинальной зоны наиболее полно изучено в ее северо-западной части.

Характерным примером развитых здесь складок является антиклиналь Ясло—Кросно, протягивающаяся на расстоянии более 35 *км*. На всем своем протяжении эта складка имеет достаточно резко выраженную килевую форму. Она рассечена большим количеством поперечных сбросо-сдвигов. Ширина ее свода колеблется в пределах 1—1,5 *км*. Сводовая часть складки сложена пестрыми аргиллитами эоцена и менилитовой свитой, а крылья — красненской свитой. Антиклиналь Ясло имеет отчетливо выраженное дисгармоничное строение (рис. 85 и 86).

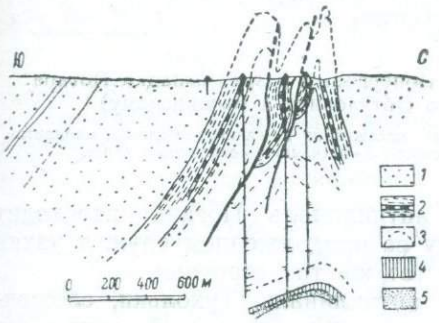


Рис. 85. Разрез антиклинали Ясло в Добрукове (по Свидзинскому)

1—красненские отложения; *2*—менилитовая свита с кремнистым горизонтом; *3*—эоценовые отложения с отдельными маркирующими горизонтами; *4*—чарножецкие сланцы; *5*—чарножецкие песчаники

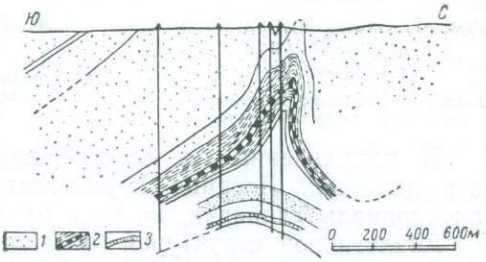


Рис. 86. Схема антиклинали Ясло в Ростоках (по Свидзинскому)

1—красненские отложения; *2*—менилитовая свита с кремнистым горизонтом; *3*—зеленые и красные аргиллиты с ценжковицкими песчаниками

Судя по данным глубокого бурения, породы верхнемелового возраста образуют сравнительно пологую антиклиналь, над сводом которой развит килевой гребень, сложенный в ядре пластичными породами эоцена и менилитовой свиты. В связи с выжиманием этих толщ вдоль свода складки возникают продольные крутые надвиги. Подобный же характер строения имеет антиклиналь Тиравы Сольной (район Санока), ядро которой напоминает форму тонкого лезвия (рис. 87).

В пределах территории Советского Союза характерным примером антиклинальных складок Центральной синклинальной зоны является антиклиналь Погара (рис. 88), расположенная на междуречье Стрыя и Опура.

В сводовой части этой складки, между сс. Оравой и Долинами, обнажается менилитовая свита; на крыльях ее залегают нижнекросненские песчаники. Сводовая часть складки сильно перемята; здесь наблюдаются крутые углы наклона слоев, падающих преимущественно на юго-запад. Вдоль северо-восточного края полосы выхода пород менилитовой свиты

[1] Подобные породы известны в районе Тиравы Сольной; авторами они, кроме того, наблюдались в верховьях рч. Славско (правый приток р. Опур) и на Черном Черемоше (р. Жабье).

во многих местах наблюдаются срывы с надвигом в северо-восточном направлении.

Судя по строению верхней части ядра антиклинали Погара, вскрытой скважинами и выходящей на дневную поверхность, эта складка имеет сложную килевую форму и в ее основании, так же как и в антиклинали Ясло, находится более пологая складка нижнепалеогеновых и меловых пород. Западное крыло складки наклонено на юго-запад под углом 50—60°; восточное крыло, перевернутое и частично сорванное, падает также на юго-запад, но под более крутыми углами. Антиклиналь Погара пересечена тремя поперечными сбросо-сдвигами, разбивающими ее на отдельные блоки. На крыльях антиклинали отмечается вторичная складчатость.

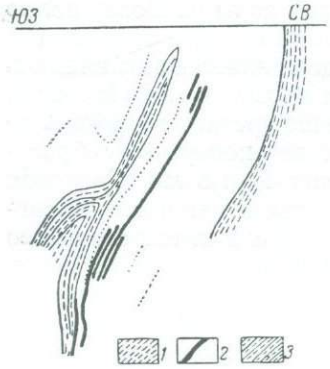


Рис. 87. Схема антиклинали Тираны Сольной (по Вдовиажу)

1—красненские слои; *2*—менилитовая свита; *3*—пестрый эоцен

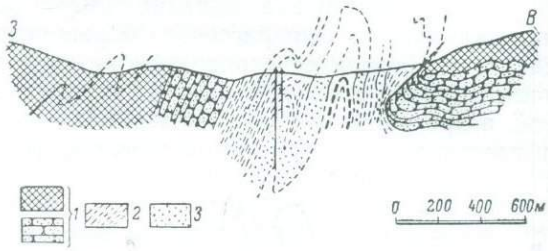


Рис. 88. Поперечный разрез складки Погара (по Обтуловичу и Вышинскому)

1—красненские отложения; *2*—глинистые сланцы менилитовой свиты; *3*—песчаники менилитовой свиты

В направлении на северо-запад антиклиналь Погара переходит в антиклиналь Лосинца. К юго-востоку ее продолжением служит узкая антиклиналь Тарнавки, которая имеет тот же тип строения.

Аналогичной структурой обладает антиклиналь Тухольки, сложенная в сводовой части верхними горизонтами менилитовой свиты. Из района Тухольки эта складка узкой полосой протягивается в с. Лавочное, находящееся на тракте Сколе—Мукачево. В ее сводовой части также наблюдаются крутые углы падения. Восточное крыло складки сильно сокращено и надвинуто на более высокие горизонты красненской свиты. Надвиг проходит по западному склону хребта Должки. В связи с этим надвигом находится поперечный сдвиг, отмечающийся у восточного конца с. Тухольки.

В тех случаях, когда в сводовой части антиклиналей на поверхность выходят более древние отложения, чем менилитовая свита, их дисгармоничное строение выражено менее резко. Такого типа складка известна в Страхоцине (в Польше, к северо-западу от Санока). На территории Советского Союза, помимо указанных узких, но протягивающихся на большие расстояния складок Центральной синклинальной зоны (Погара, Тухолька, Тарнавка), могут также быть названы следующие складки: антиклиналь Опожеца, протягивающаяся от этого села на северо-запад в район с. Мохнате на расстоянии около 20 *км;* узкая антиклиналь, прослеживающаяся на правом берегу Сана от с. Смольника до д. Туречка Нижняя, где она разветвляется на две ветви, одна из которых (южная) идет в направлении с. Бутелька Нижняя; антиклиналь Боберка-Борыня; антиклинали, прослеживаемые на левом и правом склонах долины р. Днестра в районе с. Волче; антиклиналь Росохате. В южной части района, в бассейнах рр. Черный Черемош и Прут могут быть указаны антиклинальные складки Яблониц, Ясины и Жабье.

Общее количество антиклинальных складок описанного типа, осложняющих внутреннее строение Центральной синклинальной зоны, велико.

При этом в каждом отдельном поперечном сечении синклинория их количество зависит от его ширины. На юго-востоке, в бассейне Черемоша, выделяются две антиклинали, северо-западнее, по рекам Стрыю и Опуру, по 4—5 складок, в бассейне Сана и Санока — по 7—8 антиклиналей.

Выше отмечалось, что синклинальные полосы, разделяющие узкие антиклинали Центральной синклинальной зоны, отличаются большей величиной своего поперечного сечения (иногда более 6 *км*). По своему строению эти синклинали разделяются на два типа. К первому типу относятся плоские чашеобразные формы. В складках этого типа отмечаются очень небольшие углы падения. Они широко распространены на территории Польши в бассейне р. Сан. Подобные синклинали являются характерными для районов развития антиклиналей, своды которых сложены меловыми породами.

Однако более распространенным является другой тип синклиналей — с крутыми падениями пород в краевых и в центральных частях. В этих синклиналях наблюдаются резкие вторичные складки, осложняющие их строение. Вторичные складки нередко имеют острую форму. Большей частью они являются прямыми или слабо наклоненными на северо-восток и лишь в редких случаях наклонены к юго-западу. Несмотря на общую интенсивную дислоцированность пород, синклинали этого типа сохраняют также плавность очертаний. Подобные складки широко распространены в зоне развития узких антиклиналей, ядра которых сложены менилитовой или низами кросненской свиты. К таким зонам относятся районы антиклиналей Чарны, Турки, Погара и более южные части синклинория.

Отдельные вторичные антиклинали могут достигать значительных размеров. По мнению Ю. М. Пущаровского, примером такого типа структур является антиклиналь Чарны. Эта складка протягивается в длину на 7 *км*. Ее южное крыло падает на юго-запад под углом 60—75°. По данным бурения в осевой части складки фиксируется центральный сброс с амплитудой смещения в 18—20 *м*. Антиклинали подобного характера, но значительно меньших размеров отмечаются и в ряде других мест (например, на левом берегу Днестра в районе с. Волче и в Туркинском районе).

Наряду с антиклиналями в широких синклинальных полосах развития кросненских отложений прослеживаются узкие, но весьма значительные по длине синклинали. В некоторых случаях протяженность их доходит до 20 *км*. Эти синклинали выполнены верхнекросненским флишем. В районе Туркинско-Ужокского пересечения Центральной синклинальной зоны можно выделить три таких синклинали: 1) юго-восточнее с. Ильник, 2) у западного конца г. Турки и 3) к югу от с. Борыни.

Мелкоритмичный верхнекросненский флиш, зажатый среди песчаников нижнего кросно, в ядрах этих синклиналей сжимается иногда в мелкие резкие складки.

Таким образом, широкие синклинальные полосы кросненских отложений, сопряженные с узкими антиклинальными складками, сложенными в ядрах породами менилитовой свиты, представляют собой неоднородные структуры, распадающиеся на вторичные складки, имеющие прямые или слабо наклоненные формы (рис. 89).

В отдельных участках Центральной синклинальной зоны имеет место широкое развитие менилитовой свиты со сравнительно слабым распространением кросненских отложений. Такая полоса прослеживается вдоль западного обрамления зоны от Ужокского тракта на севере до Бескидского тракта на юге. Породы менилитовой свиты здесь чрезвычайно интенсивно перемяты (рис. 90), и их мелкая складчатость не позволяет установить складок более крупного порядка. Вместе с тем складчатость в кросненских отложениях здесь нередко отличается весьма пологим характером.

В заключение следует отметить, что в юго-восточной, суженной части Центральной синклинальной зоны наблюдается более сильная перемятость пород. Это связано с меньшим развитием песчаников в отложениях кросненской свиты и с более широким распространением глинистых пород как в кросненской, так и в менилитовой свитах.

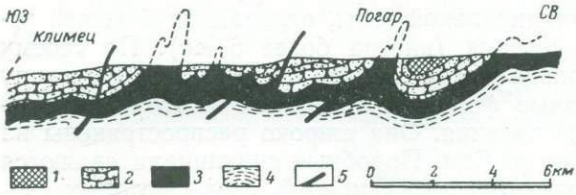


Рис. 89. Разрез через Центральную синклинальную зону в районе Климец—Погар

1—верхняя часть кросненской свиты; *2*—нижняя часть кросненской свиты; *3*—менилитовая свита и, частично, эоцен; *4*—эоценовые и более древние породы; *5*—надвиги

От всех описанных складок резко отличаются по своему строению поднятие Сможе и ряд антиклиналей, находящихся на северном окончании горного массива Горган.

Поднятие Сможе резко нарушает общий стиль тектоники Центральной синклинальной зоны. Этот массив имеет правильное южное периклинальное окончание и резко обрывается по северному краю разрывным нарушением. Он вытянут в меридиональном направлении с отклонением от общего простирания окружающих складок на 15°. Сложен он в общем толстослоистыми кварцитовидными песчаниками и гравийными конгломератами, состоящими исключительно из прекрасно окатанного кварцевого гравия с размером частиц до нескольких сантиметров. На этой толще залегает менилитовая свита, сильно выжатая на южном окончании массива и покрываемая кросненскими отложениями. Песчаники и конгломераты, повидимому, принадлежат к эоцену. По своему характеру эти породы не похожи ни на одну из свит, развитых во Внешней или Внутренней антиклинальной зоне. Поэтому старая трактовка, по которой массив Сможе представляет собой «останец магурского покрова», базировавшаяся отчасти на литологических сопоставлениях, должна быть отброшена. Ей противоречат также нормальные взаимоотношения пород, наблюдаемые на южном окончании массива. Имеющийся материал позволяет сделать единственный вывод—что массив Сможе является сводом антиклинального поднятия, ограниченного системой разломов.

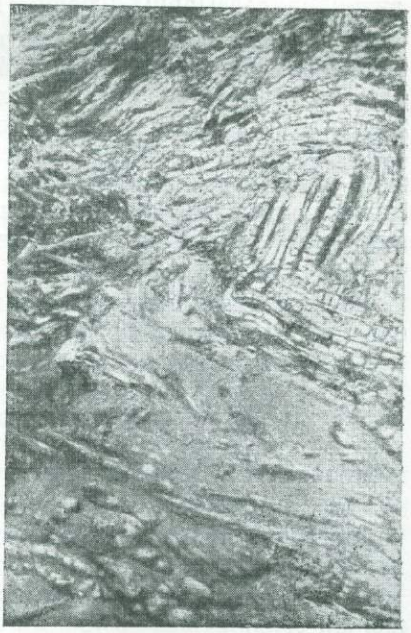


Рис. 90. Дисгармоничная складчатость в менилитовой свите в районе с. Голятин

Подобный своеобразный характер строения имеет антиклиналь хребта Ближнец, протягивающаяся около 8 *км* в северо-западном направлении по водоразделу рр. Опура, Голятинка и Пришлом. Это крупная, резко асимметричная складка, сложенная в своей сводовой части массивными песчаниками эоцена и, возможно, палеоцена, а на крыльях — менилитовой свитой и кросненскими слоями. Западное крыло этой складки имеет нормальный разрез и характеризуется наклоном слоев в 40—50°. Восточное крыло сорвано крутым надвигом; ядро надвинуто на наиболее высокие горизонты кросненской свиты (загипсованные глины), образующие пережатую синклиналь (рис. 91).

Близкую форму имеют расположенные непосредственно к югу антиклинали Голятина и Новоселицы. Ядра их (рис. 92) также сложены массивными песчаниками эоцена и палеоцена и осложнены крутыми надвигами. Резким отличием Голятинской складки является то, что она несколько опрокинута и надвинута не на северо-восток, а на юго-запад.

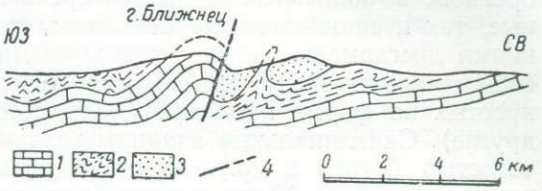


Рис. 91. Разрез антиклинали Ближнец

1—эоценовые и более древние отложения; *2*—менилитовая свита; *3*—кросненская свита; *4*—надвиг

Положение этих трех складок совершенно своеобразное. Они находятся на северном окончании крупного поднятия Горган, принадлежащего к Внутренней антиклинальной зоне, в месте его погружения в пределы Центрального синклинория. Таким образом, их можно в равной

Рис. 92. Ядро Голятинской антиклинали. **Эоценовые песчаники возле шоссе из Голятина в Новоселицу**

степени рассматривать в качестве структур, принадлежащих как к Внутренней антиклинальной зоне, так и к складчатому основанию Центральной синклинальной зоны.

Сжатое описание Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат показывает, что в ее пределах выделяется два типа крупных тектонических нарушений. Первый из них выражен достаточно крупными и массивными антиклинальными складками, сложенными в ядрах мощными песчаными толщами (на северо-западе — свиты верхнего мела, на юго-востоке — массивные песчаники эоцена). Эти складки местами (Сможе) нарушены крутыми надвигами. С подобными антиклиналями сопрягаются широкие и плоские синклинальные впадины, выполненные кросненской свитой. Этот тип нарушений не сопровождается резко выраженными явлениями дисгармоничной складчатости. Приурочен он к районам общего вздымания синклинория, и его, соответственно, следует рассматривать как проявление складчатых нарушений основания прогиба. К подобным складкам относятся в пределах исследованной нами площади антиклинали Ближнец, Голятина и массив Сможе, а на территории Польши к ним, очевидно, принадлежат глубокие, вскрываемые при бурении меловые ядра антиклиналей Ясло и др.

Второй тип нарушений выражен узкими (от 0,5 до 2 *км*) гребневидными антиклиналями, сложенными в ядрах глинистыми толщами мени-

литовой свиты или эоцена. Эти антиклинали часто осложнены вдоль сводов продольными надвигами и поперечными сбросо-сдвигами. С подобными антиклиналями сопрягаются широкие (4—6 *км*) синклинальные прогибы, выполненные породами кросненской свиты. Как антиклинальные, так и синклинальные складки этого типа сильно осложнены явлениями дисгармоничной складчатости. Ядра антиклиналей представляют собой вторичные сложные складки, возникшие над сводами глубинных, простых по форме поднятий (Ясло, Кросно, вероятно Погар и многие другие). Синклинальные впадины захвачены интенсивной мелкой складчатостью (Турка и др.). Антиклинальные складки этого типа имеют длину от 5—6 до 20 *км*, а если брать совокупность двух-трех складок, расположенных в виде четок на одной и той же линии, то она достигает по протяженности 30—50 *км*. Этот тип тектонических нарушений распространен на большей части площади синклинория, характеризующейся значительным погружением его основания.

Таким образом, мы получаем возможность выделять в пределах Центральной синклинальной зоны два структурных яруса, характеризующихся разным типом тектонических нарушений. Нижний ярус сложен преимущественно песчаными породами верхнего мела (на северо-западе) и эоцена на юго-востоке. Верхний структурный ярус образован глинистыми породами менилитовой свиты и эоцена (на северо-западе), покрытыми чехлом отложений кросненской свиты. Верхний структурный ярус характеризуется развитием интенсивных пластичных деформаций в глинистых толщах, приводящих к образованию дисгармоничной складчатости и к возникновению узких килевых антиклиналей.

Положение Центральной синклинальной зоны между обрамляющими ее с северо-востока и юго-запада крупными антиклинальными поднятиями, резко отличающимися характером и значительно большей интенсивностью тектонических нарушений, является достаточно своеобразным. Такое положение легко было бы объяснить, если бы рассматриваемый синклинорий возник в системе складчатых сооружений Восточных Карпат в последний этап их развития в виде крупного осложнения восточного крыла мегаантиклинория. Однако имеющиеся материалы заставляют делать вывод, что Центральная синклинальная зона являлась полосой устойчивого прогибания на всем протяжении верхнемелового и палеогенового, а возможно отчасти и миоценового, времени.

ВНЕШНЯЯ АНТИКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

Внешняя антиклинальная зона Восточных Карпат занимает почти целиком все Внешние Карпаты.

Структурное положение Внешней антиклинальной зоны — совершенно определенное. Будучи сложена преимущественно меловыми и эоценовыми отложениями, она сопряжена с двумя крупными тектоническими впадинами, обрамляющими ее с обеих сторон. С северо-востока к ней примыкает Предкарпатский краевой прогиб, выполненный мощными миоценовыми отложениями. С юго-запада располагается Центральный карпатский синклинорий, выполненный отложениями олигоцена. В юго-восточном направлении Внешняя антиклинальная зона прослеживается до р. Молдовы (Румыния), где сливается со структурами Внутренней антиклинальной зоны. Постепенное сужение зоны начинается южнее р. Прута. Северо-западное ограничение зоны приурочено к области древних поднятий. С севера здесь выступает Силезский массив, с юга—Татры. В бассейне р. Дунайца исчезает Центральная синклинальная зона, и далее на запад Внешняя антиклинальная зона образует, повидимому, единую структурную единицу с Внутренней антиклинальной зоной, имеющей здесь очень сложное строение. Соотношения этой системы с обра-

мляющими прогибами — различные. В области смыкания с Центральной синклинальной зоной наблюдается нормальное погружение Внешней антиклинальной зоны. Граница с Предкарпатским краевым прогибом — тектоническая: Внешняя зона надвинута на зону прогиба по системе крупных надвигов, прослеживающихся по простиранию более чем на 250—300 *км* (на юго-восток от Перемышля).

Во Внешних Карпатах наиболее распространены меловые флишевые толщи. Только на участке юго-восточнее Бескидского тракта и до р. Ломницы в равной степени, а иногда даже и несколько шире развиты палеогеновые отложения.

На территории преимущественного развития мела между рр. Стрыем и Днестром выступают наиболее древние отложения зоны — породы нижнемеловых свит. Они прослеживаются по простиранию в виде очень узких и значительных по протяженности полос, обнаруживая чрезвычайно сильную перемятость. Полоса выходов нижнего мела к югу от Рыбника протягивается на 15 *км*, добромильский нижний мел прослеживается на 25 *км*. Нижнемеловые отложения выходят на поверхность только в пределах центральных частей антиклинальной системы, как бы разделяя ее на две краевые зоны. Ими обозначается сводовая часть описываемого поднятия.

По характеру своей внутренней тектоники Внешняя антиклинальная зона отличается большой сложностью. Слагающие ее породы смяты в сложные складки, различные по величине и ориентировке, отличающиеся по форме и степени интенсивности их проявления. Здесь также широко развиты надвиговые нарушения от мелких форм до очень значительных (порядка многих километров); местами характерны поперечные сдвиги и сбросы; повсюду проявляется напряженная мелкая складчатость.

В юго-восточной части Внешняя антиклинальная зона распадается на серию отдельных, часто весьма крупных чешуй, линейно вытянутых и надвинутых одна на другую в направлении с юго-запада на северо-восток. Они представляют собой опрокинутые к северо-востоку антиклинальные складки с сорванными северо-восточными крыльями. Отдельные из этих структур протягиваются на многие десятки километров. В ширину, однако, они обычно не превышают нескольких километров, что составляет характерную особенность их морфологии.

Наибольшую амплитуду перемещения и протяженность имеют внешние чешуи; меньшей протяженностью обладают внутренние чешуи. Иногда чешуйчатые структуры погружаются участками, и при этом наблюдается как бы их расщепление.

Отмеченный чешуйчатый тип строения характеризует лишь юго-восточную часть Внешней антиклинальной зоны, главным образом, ту ее часть, которая входит в пределы территории Советского Союза. Западнее меридиана Перемышля, в Польше, наблюдаются структуры иного характера. Складки здесь развиты более полно, и среди них не отмечается региональных надвигов и связанных с ними крупных чешуй.

Поперечная зона смыкания указанных регионов характеризуется особенно интенсивным проявлением складчатости и крутыми надвигами. Она является участком поперечного сужения антиклинальной зоны.

Таким образом, в пределах Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат можно выделить три отличающихся друг от друга поперечных района:

1. Район юго-восточных чешуй.
2. Средний суженный участок, которому Ю. М. Пущаровский дал название Самборского сужения.
3. Район западных складок.

Район юго-восточных чешуй занимает бóльшую часть Внешней антиклинальной зоны, прослеживаясь на очень значительное расстояние от

Бориславского пересечения через Карпаты до верховьев р. Серета по советской территории и далее на меньшем расстоянии по территории Румынии.

Наибольшая ширина зоны отмечается в Болеховском пересечении, где она составляет примерно 35 *км*. К юго-востоку от р. Ломницы происходит постепенное сужение антиклинальной зоны. При этом на р. Черемош ее ширина составляет всего 10—12 *км*.

Наличие чешуй во Внешних Карпатах впервые было доказано Кропачеком (1919 г.), который установил их в районе г. Борислава. Законченное представление о них было создано работами К. Толвинского (1937 г.), который выделил чешуи в пределах всей юго-восточной части Внешней антиклинальной системы Восточных Карпат. В районе Скольского пересечения через Карпаты выделяются следующие чешуи: 1) Береговая; 2) Оровская; 3) Скольская; 4) Парашка; 5) Зелемянка и 6) Ружанка.

В самой общей схеме залегание слоев в пределах указанных чешуй можно представить как моноклинальное, с более или менее крутым наклоном на юго-запад (40—50°). Таковы, например, поперечные сечения чешуй Скольской, Парашки и Зелемянки на р. Опур. Фронтальную часть этих чешуй слагают породы верхнего мела. Далее вкрест простирания в каждой чешуе последовательно обнажаются различные горизонты эоцена и олигоцена. Такая закономерность в строении отдельных чешуй и регулярность в приуроченности линий разрывов к границе между иноцерамовыми слоями и более молодыми свитами (большей частью — менилитовой) указывает на общий характер этих структур, являющихся крупными, резко наклоненными на северо-восток антиклиналями с сорванными, подвернутыми крыльями. Лишь в отдельных случаях можно наблюдать сохранившиеся незначительные участки этих подвернутых крыльев.

Обычно непосредственно невозможно наблюдать даже замковую часть описываемых складок. Исключение представляют лишь небольшие участки Скольской чешуи, в частности в районе Н. Крапивника на р. Стрые, и чешуи Парашки, например к югу от Рыбника. Здесь в центральных участках полосы иноцерамовых слоев протягиваются узкие слои нижнего мела. Следует подчеркнуть, что антиклинальный характер залегания нижнего мела в описываемых структурах отмечался и прежними исследователями этого района (Г. Сизанкуром, а затем и К. Толвинским). Это отчетливо видно на профиле района Крапивника, составленном Г. Сизанкуром (1925 г.), изображенном на рис. 93. Сводовая часть складок, в которых выступает нижний мел, исключительно интенсивно и дисгармонично дислоцирована и нарушена рядом разрывов.

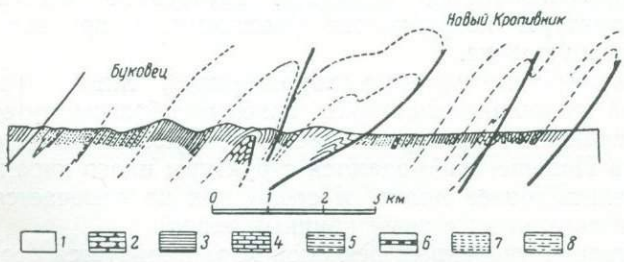


Рис. 93. Геологический профиль района Н. Крапивника (по Сизанкуру)

1—спасские сланцы; *2*—кремнистые мергели; *3*—верхние и нижние иноцерамовые слои; *4*—фукоидные мергели; *5*—зеленые песчаники и сланцы; *6*—горизонт силицитов; *7*—менилитовые сланцы; *8*—средняя толща менилитовой свиты

С той же точки зрения заслуживает рассмотрения Мальманстальская антиклиналь, протягивающаяся между рр. Днестром и Опуром. Это довольно крупная складка, вытянутая в длину на 40 *км*. Она вклинивается между чешуями Парашкой и Зелемянкой. Ее северо-западная часть по типу своего строения ничем не отличается от любой

из указанных выше чешуй, что давало право К. Толвинскому называть ее «Мальманстальской скибой».

На юго-восточном окончании складки видно (рис. 94) спокойное погружение и периклинальное замыкание слоев, а соответственно и развитие обоих крыльев складки. Однако уже в нескольких километрах к северо-западу обнаруживается срыв северо-восточного крыла. Нельзя не отметить, что на примере этой складки очень наглядно виден механизм образования описываемых чешуй, развившихся из крупных антиклинальных складок, в других случаях обычно замаскированный разными накладывающимися явлениями. Кроме того, здесь можно определить амплитуду надвига иноцерамовых слоев Мальманстальской складки на менилитовые слои смежной чешуи. Расчет показывает, что эта амплитуда не может быть более 1 *км*.

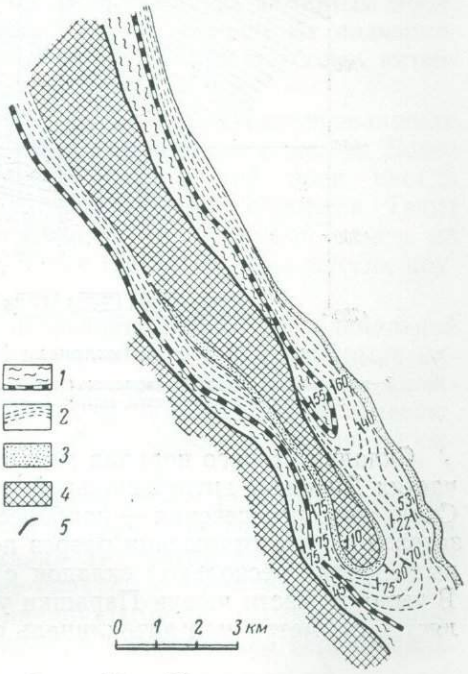


Рис. 94. Юго-восточное окончание Мальманстальской антиклинали (по К. Толвинскому)

1—менилитовая свита с кремнистым горизонтом в основании; *2*—карпатская свита; *3*—горизонт ямненских песчаников; *4*—иноцерамовая свита; *5*—надвиги

Более сложным тектоническим элементом, чем остальные является Оровская чешуя. Она расположена на северо-восточном крыле антиклинальной зоны и является наиболее крупной структурой как по длине (до 150 *км*), так и по своему поперечному размаху. Ее ширина в Скольском пересечении составляет 12 *км*. Оровская чешуя не представляет собой моноклинали в том смысле, как это указывалось для других чешуй, находящихся от нее к юго-западу.

Являясь в целом также лишь крылом крупного антиклинального поднятия, Оровская чешуя осложнена серией значительных по размерам складок второго и третьего порядка, нередко также надвинутых друг на друга с юго-запада на северо-восток. Одна из таких синклиналей выделяется в средней части чешуи в районе Орова. Эта синклиналь прослеживается до р. Стрыя, затем переходит на его правый берег, где вскоре перекрывается надвигом расположенной западнее сорванной антиклинальной складки. Структура сильно наклонена на северо-восток. В ядре складки выступают менилитовые слои. Юго-восточнее описанной структуры, кулисообразно по отношению к ней, прослеживается другая синклиналь, еще более крупная, выполненная также отложениями менилитовой свиты. Она прослеживается вплоть до р. Мизувки, т. е. на 20 *км*. В поперечном разрезе синклиналь имеет нормальное строение, будучи в целом слабо наклоненной на северо-восток.

Значительные по размерам складки второго порядка особенно характерны для внутренней части Оровской чешуи. К таким складкам относятся антиклинали Сходницы и Урыча (рис. 95), синклиналь Сходницы и др. В этих складках развиты оба крыла, но их осевые поверхности постоянно наклонены на юго-запад. Подвернутые крылья частично выжаты.

Северо-восточная ориентировка в наклоне структур и резкие формы складчатости в некоторых случаях исчезают. Например, на р. Стрый у с. Сыновудско-Выжне хорошо видны плоские своды складок. Повиди-

мому, достаточно правильной антиклиналью является также и складка, расположенная во внешней части Оровской чешуи, между рр. Стрыем и Свицей. Тем не менее нужно подчеркнуть и для Оровской чешуи общий северо-восточный наклон складок и движение масс в том же направлении.

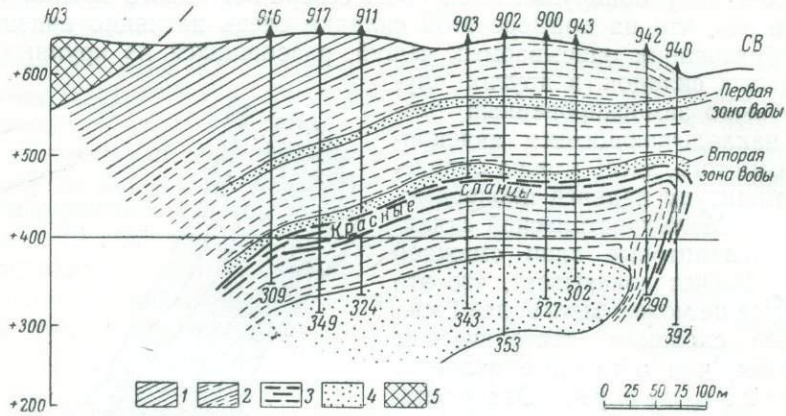


Рис. 95. Разрез антиклинали Урыча (по материалам промысла)

1—менилитовая свита; *2*—карпатская свита с горизонтами песчаников; *3*—горизонт красных аргиллитов в карпатской свите; *4*—ямненский горизонт; *5*—иноцерамовая свита

Складки второго порядка местами можно наблюдать и во внутренних частях Внешней антиклинальной зоны. Такие складки имеются южнее Скольского пересечения — наиболее широкой части зоны. Особенно показателен в этом отношении разрез по р. Свице. В Скольской чешуе здесь выделяется несколько складок с очень пологим залеганием слоев. В тыловой части чешуи Парашки у с. Людвикувки в этом разрезе выделяется симметричная антиклиналь с породами эоцена в своде.

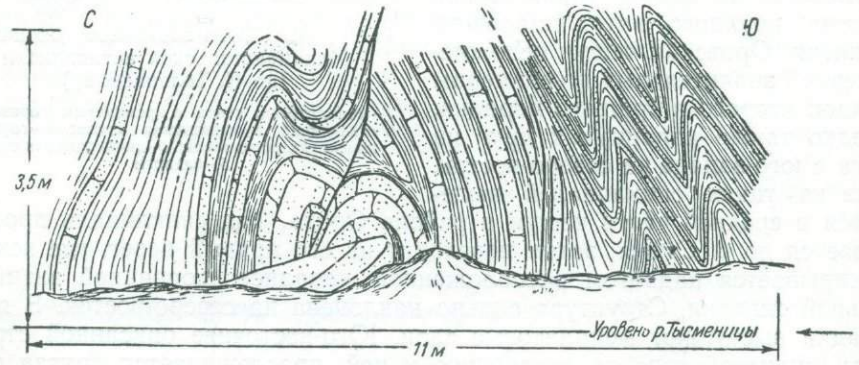


Рис. 96. Схематическая зарисовка дисгармоничной складчатости в иноцерамовом флише верхнего мела (Cr_2)—с. Мражница, район г. Борислава

В пределах всего описываемого поперечного района Внешней зоны часто наблюдаются мелкие складки. Особенно хорошо они выражены в иноцерамовой свите. В типичном случае это острые складки с амплитудой не более чем в несколько метров, наклоненные или опрокинутые на северо-восток. В их сводовой части иногда наблюдаются небольшие разрывы (рис. 96). Наибольшую степень дислоцированности обнаруживают глинистые пачки менилитовой свиты. Из-за сильной перемятости здесь очень трудно определить характер залегания слоев. Мелкая складчатость в этой свите резко дисгармонична и сопровождается выжиманием слоев и разрывами.

Так же, как в более крупных структурах, в мелких складках лишь в исключительных случаях встречается «обратный» наклон слоев, с падением на северо-восток. Чаще такие падения имеют место в краевых внутренних чешуях, т. е. на юго-западном крыле антиклинальной системы. Их можно наблюдать, например, на р. Опур в 1 *км* севернее Славска.

Рассмотрим морфологию надвигов. Прекрасно устанавливающиеся при геологическом картировании по ненормальному взаимоотношению свит, надвиги не сопровождаются сколько-нибудь заметным механическим преобразованием пород. Лишь иногда наличие их подчеркивается небольшими зеркалами скольжения, быть может, более интенсивно развитыми во фронтальной части чешуй.

С этим, повидимому, нужно связывать и сильную дислоцированность пород менилитовой свиты в зоне ее соприкосновения с мелом. Более прочные породы менилитовой свиты разбиваются в этой зоне иногда небольшими вертикальными либо круто наклоненными сбросами. Такие сбросы хорошо видны в кремнистом горизонте менилитовой свиты на правом берегу р. Стрый, по дороге на Долге Подбуске, и во многих других местах.

Амплитуда надвигов внешнего и внутреннего крыла антиклинальной системы резко различается по своей величине. На внешнем крыле надвиги имеют бóльшую амплитуду, что сопровождается и их более сложной конфигурацией и увеличением числа поперечных разрывов, отмечающихся в некоторых местах, например по левому берегу р. Стрыя (Оровская чешуя).

Иная картина наблюдается на внутреннем крыле. Один из характерных надвигов — Мальманстальский — был уже отмечен выше. Другим примером может быть структура Ружанка. В строгом смысле слова это даже не чешуя, а две антиклинальные складки с частично сорванными северо-восточными крыльями, слабо надвинутыми по крутому разрыву на смежные структуры. При этом отчетливо наблюдаются периклинальные окончания этих складок.

Наклон плоскостей надвигов во внешнем крыле Внешней антиклинальной зоны является более пологим, чем в центральных и внутренних частях.

Достаточно выдержанные чешуйчатые структуры Скольского пересечения прослеживаются на юго-восток до р. Ломницы. В Ломницком пересечении наблюдается погружение внутренних и центральных чешуй Внешней антиклинальной зоны. Характер этого погружения имеет большое сходство с юго-восточным окончанием Мальманстальской антиклинали. Это относится к чешуям Скольской, Парашке, Зелемянке и к антиклинали Ружанке. К юго-востоку от данного участка зона суживается, но в бассейне Прута Скольская чешуя снова отчетливо выражена, располагаясь к юго-западу относительно Оровской, имеющей здесь весьма массивный характер.

Тектоника зоны полосы погружения Внешней антиклинальной системы в сторону Предкарпатского краевого прогиба представляется в следующем виде.

В этой зоне в пределах описываемого поперечного района выделяются три резко отличных между собой тектонических элемента: 1) система береговых чешуй, 2) ярус погребенных складок и 3) складки Покутских Карпат.

Система береговых чешуй представляет собой краевую структуру Внешней антиклинальной зоны. В своем северо-западном конце эта система прослеживается до района г. Перемышля. На юго-восток она продолжается до р. Прут.

В строении чешуй принимают участие преимущественно палеогеновые отложения, меловые породы здесь развиты слабо вследствие их погружения.

Описываемая структура отличается большой сложностью тектоники. Наилучшим образом характер ее строения установлен в районе г. Бориславa, где доказано наличие нескольких мелких чешуй, перекрывающих одна другую в направлении с юго-запада на северо-восток. Они представляют собой обрывки сильно опрокинутых складок с пережатыми, подвернутыми крыльями. Надвиги здесь очень пологие. В пределах Береговой чешуи Борислава отмечается серия поперечных сдвигов с перемещением свит до 1 *км*.

Своим внешним краем система береговых чешуй надвинута на соленосную свиту краевого прогиба. Этот надвиг представляет собой региональное нарушение, протягиваясь на 250 *км* вдоль внешнего края Карпат вплоть до Перемышленского выступа. Имея большую протяженность, надвиг достигает и весьма крупной амплитуды, о чем имеются следующие данные. Скважинами, пробуренными в районе г. Борислава, на расстоянии 5 *км* на юго-запад от внешнего края Береговой чешуи, на глубинах более 900 *м* под иноцерамовым флишем вскрыта соленосная свита миоцена. Скважиной в районе Орова, пробуренной в иноцерамовой свите, на глубине 1399 *м* вскрыта подсоленосная моласса (скважина находится в 4 *км* вглубь Карпат от их внешнего края).

Особенно интересным представляется район Биткова, где соленосная свита установлена на расстоянии около 8 *км* от края Карпат. При этом соленосная свита встречена на очень небольшой глубине, не более нескольких сот метров.

Наконец, в районе Манявы (бассейн р. Быстрицы Солотвинской) имеется тектоническое окно, в котором соленосная толща и космачская свита нижнего миоцена выступают на поверхность на 10 *км* вглубь от надвига Карпат. Эти соотношения прекрасно видны по р. Маняве; один из разрезов показан на рис. 97.

Однако нет оснований полагать, что соленосная свита проникает до внутреннего края Внешних Карпат, как это утверждал, не приводя никаких данных, К. Толвинский (1933 г.). По данным глубокого бурения, в районе Борислава соленосная свита проходит вглубь Карпат вряд ли южнее Сходницы.

Иногда о наличии и отчасти об амплитуде краевых надвигов Карпат можно судить по косвенным признакам. В этом отношении представляется исключительно интересной мелкая складчатость, наблюдаемая в иноцерамовой свите Оровской чешуи на р. Прут в окрестностях дд. Яремчи и Доры. Приведем несколько примеров.

Мелкие складки в иноцерамовом флише видны в ряде обнажений в самой деревне Яремче. В этой части разреза мелкие складки в большинстве являются почти совершенно прямыми. Такие же прямые складки, только более мелкие, видны в прекрасном обнажении иноцерамовых слоев на правом берегу Прута ниже д. Яремчи. Восточнее, в районе д. Доры, т. е. уже в средних частях полосы иноцерамового флиша, обнаруживается резко выраженный северо-восточный наклон мелких складок. Синклинальная складка такого типа видна на левом берегу р. Прута, у моста. Еще ниже по реке встречаются складки уже со слабым запрокидыванием на юго-запад.

Особенно интересные, сильно запрокинутые на юго-запад складки обнаруживаются за д. Дора. Вблизи большого обнажения на правом берегу Прута, в уступе левого берега реки находится складка, изображенная на рис. 98.

Таким образом, в пределах Оровской чешуи в полосе распространения иноцерамового флиша на р. Прут четко выделяется полоса шириной 6 *км*, где складки не только не запрокинуты на северо-восток, как это

обычно наблюдается во Внешних Карпатах, но часто имеют обратный наклон осевых поверхностей. Очень возможно, что эта дисгармоничная складчатость «береговой» части Карпат связана с влиянием расположенной близко к поверхности под этими отложениями соленосной толщи миоцена, на которую последние надвинуты. Соленосная свита может протягиваться сюда из окрестностей Биткова. На наличие в этом районе глубокого прогиба указывает и гравиметрическая аномалия, достигающая в районе Дора значения $\Delta g = 95$ (Буге).

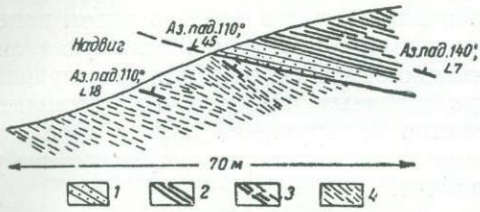


Рис. 97. Размытая часть надвига Оровской чешуи у р. Манявы, в балке на правом берегу, выше с. Манява. В тектоническом окне выходят породы космачской свиты

1—иноцерамовый флиш; *2*—красные аргиллиты; *3*—нижние иероглифовые слои; *4*—космачская свита

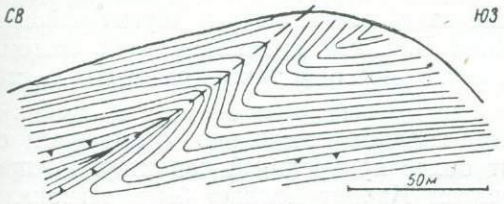


Рис. 98. Антиклиналь, опрокинутая на юго-запад. Правый берег р. Прут у д. Дора

Рис. 99. Крутые мелкие складки в иноцерамовом флише (фронтальная часть Оровской чешуи на р. Прут у г. Делятин)

У фронтальной части надвига Оровской чешуи в том же разрезе р. Прута видна уже северо-восточная ориентировка мелких складок, образующих здесь крутые и острые формы (рис. 99).

Приведенные данные указывают, что амплитуда надвига в юго-восточном направлении нарастает, причем наибольший размах перемещения масс отмечается в поясе вздымания кристаллического ядра Карпат.

Береговая чешуя тесно связана с примыкающей к ней с юго-запада Оровской чешуей [1]. Отмечается не только близкое сходство слагающих их пород и близкая морфология, но местами развитые в них частные складки взаимно переплетаются (район р. Сукели), затрудняя разделение этих чешуй. Наоборот, Береговая чешуя значительно оторвана от яруса погребенных складок, располагающихся под надвигами Карпат.

Крупная погребенная складка вскрыта глубокими буровыми скважинами в Бориславе [2]. Бориславская складка представляет собой сорванную лежачую антиклиналь с очень пологим юго-западным верхним крылом и подвернутым, пережатым и значительно сорванным по пологому надвигу нижним крылом. В ядре складки залегают песчаники ямненской

[1] Я. Новак всегда резко противопоставлял Береговую чешую остальной части Внешней зоны Карпат (1927, 1929 гг.). Это делает и А. Токарский (1947 г.).

[2] Складки Борислава, Биткова и др. в практике геологов Западной Украины принято называть «глубинными». Мы этот термин не применяем, так как в литературе он имеет совершенно определенное значение (Арган и др.), не отвечающее указанным случаям Предкарпатья.

свиты. Верхнее крыло складки слагают карпатская, менилитовая, космачская и соленосная свиты, относящиеся к разным горизонтам палеогена и миоцена. Буровые скважины, пройдя верхнее крыло складки и ее ядро, не встречают нормальной последовательности свит на другом крыле, а попадают сразу в соленосную свиту миоцена, чем доказываются срыв и перемещение этой складки в северо-восточном направлении.

Верхнее крыло Бориславской антиклинали, полого погружаясь под породы Береговой чешуи, прослежено глубоким бурением в юго-западном направлении примерно на 7 *км*. По простиранию складка прослежена менее ясно. Установлено, что ее фронтальная часть разбита рядом поперечных сбросов, отдельные из которых имеют достаточно большую величину перемещения. Между тем прослеживание складки по простиранию очень важно для расширения перспективных нефтеносных площадей Западной Украины, поскольку вероятно обнаружение других участков, где антиклиналь вследствие ундуляции оси вздымается аналогично тому, что имеет место в Бориславском районе.

Более сложно построен Битковский «глубинный элемент». Изученная его часть представляет собой антиклиналь, ныряющую в сторону краевого прогиба. Эта складка нарушена несколькими разрывами, придающими ей местами чешуйчатый характер. В лобовой части проходит крупный сброс с падением на северо-восток (см. ниже раздел «Нефть и горючие газы», стр. 359).

Погребенные складки подобного рода, известные и в других районах, следует рассматривать относительно Внешней антиклинальной системы как своеобразный параавтохтон, поскольку они также смещены в сторону краевого прогиба.

Фации отложений погребенных складок несколько отличаются от фаций Внешней зоны: они имеют более прибрежный характер. Распространение этих складок под надвигом Карпат должно быть региональным.

Система складок Покутских Карпат представляет собой третий тип структур, располагающихся в полосе смыкания Внешней антиклинальной зоны Карпат и краевого прогиба.

Покутские складки сложены верхнемеловыми и палеогеновыми породами. В краевой части Покутских Карпат, в верховьях р. Серета, западнее с. Красная Путна обнажаются юрские породы, возможно выступающие в своде антиклинальной структуры. Если это так, то, значит, здесь выходит на поверхность верхняя часть основания Покутских складок. Структурное положение Покутских Карпат А. А. Богдановым (1949 г.) определяется как поднятое на поверхность складчатое основание внутренней части краевого прогиба. Внешняя зона Карпат надвинута на эту систему. Надвиг имел весьма значительные размеры, на что указывает наличие тектонических останцов в отдельных частях Покутских Карпат, расположенных на 3—4 *км* восточнее современного края надвига.

Самборское сужение. Поперечный участок Внешней зоны, располагающийся к северо-западу от вышеописанного района, характеризуется резким сужением Внешних Карпат. Восточной границей этого сужения на юге является меридиан Борислава; на западе оно ограничивается р. Стрвионж. Это сужение связано с причинами механического характера, общим сжатием, но не с погружением оси антиклинальной зоны. Именно в пределах этого участка в центральных частях антиклинальной системы и выступает на поверхность нижний мел, а наиболее широкое распространение здесь имеют свиты верхнего мела.

Соответственно и тектоника описываемого района имеет специфический характер. Главную особенность ее составляют сильно сжатые и крутые складки, относительно прямые в центральных и внутренних частях зоны и наклоненные к северо-востоку в краевой, внешней части

В некоторых разрезах (р. Днестр) по внутреннему краю наблюдается северо-восточный наклон осевых поверхностей, вследствие чего антиклинальная зона приобретает веерообразное строение. Надвиги имеют здесь резко выраженный прямолинейный характер и крутое падение. Все они почти строго параллельны между собой и имеют северо-западное простирание. Наиболее крупные из этих надвигов соответствуют чешуям Скольского пересечения Карпат. Как и там, они представляют собой сорванные антиклинальные складки, опрокинутые на северо-восток и надвинутые одна на другую в том же направлении, но с меньшей амплитудой.

Характер строения Внешнего крыла зоны Самборского района может быть иллюстрирован Бориславским разрезом Оровской чешуи. Здесь выделяются две чешуи меньшего размера, которые клинообразно сходятся книзу. Это характерный морфологический признак структур такого рода, подтверждаемый данными бурения и в других местах (например, в Сходнице).

Подобного рода крупные чешуи полно развиты в районах Воля—Блажеска, где они перекрывают мощную (до 2000 *м*) толщу пород соленосной свиты.

Особенно сильно мелкие чешуйчатые надвиги проявляются в районе с. Опаки (северо-западнее Борислава), где установлено также несколько поперечных сбросов. Наклон крыльев складок здесь значительно круче, чем это имеет место в более широкой юго-восточной части района. На самой рч. Опачке наблюдаются крутые падения слоев (65—75°), а местами почти вертикальное их залегание. Очень часто по разрезу Опачки и Быстрицы Подбужской можно наблюдать мелкие изогнутия слоев, а также небольшие сбросы. Характерно, что нигде в разрезе Опачки не встречается слоев в перевернутом залегании.

Внутреннее крыло Внешней антиклинальной зоны в пределах района Самборского сужения построено также весьма сложно.

Одним из характерных районов в этом отношении является район Розлуча. Здесь видно большое развитие надвигов. Породы весьма сильно дислоцированы, будучи наклонены то очень круто, то сравнительно полого на юго-запад. В лобовой части надвигов нередко обнаруживаются особенно сильные дислокации. У тектонического контакта менилитовых слоев с эоценовыми отложениями, в западном конце Розлуча, в надвинутых менилитовых слоях наблюдаются весьма сложные мелкие складки и сбросы с падением плоскостей в сторону общего юго-западного наклона слоев. Менилитовые сланцы в зоне контакта сильно сдавлены. Сводовые части антиклиналей обнаруживают иногда обратные общему направлению падения (северо-восточные), т. е. имеют относительно правильную форму.

По течению р. Ясеницы, между д. Ясеница Замкова и д. Лопушанка имеется прекрасно прослеживаемая по простиранию синклинальная складка, опрокинутая на юго-запад. В ядре этой синклинали выступает кросненская свита. По характеру своего наклона эта структура является «необычной» и представляет особую черту строения описываемой суженной зоны. Особенно наглядно опрокидывание складок на юго-запад можно наблюдать по разрезу р. Днестр.

Центральные части района сужения характеризуются обычно крутым залеганием слоев с падением на юго-запад. Исключение представляет Гамарнинская антиклинальная складка, вскрытая на р. Быстрице Подбужской, к востоку от д. Быстрицы, в пределах иноцерамового флиша Скольской чешуи. Эта антиклиналь опрокинута на юго-запад, т. е. в ней проявляется обратное движение масс. Такое опрокидывание складки вызвано давлением на мелкоритмичные, легко поддающиеся деформации серии глинисто-песчаного иноцерамового флиша массивной толщи плотно сцементированных песчаников, направленным с юго-запада на северо-восток. Морфологически эта антиклиналь представляет собой

узкую складку с крыльями, падающими на северо-восток в среднем под углом 45°. Угол падения нормального (северного) крыла 30—45°, опрокинутого (южного) крыла 65—80°. В данном случае имеет место некоторое выжимание пород, на что указывают и наблюдаемые здесь многочисленные зеркала скольжения.

Характерную особенность тектоники антиклинальной зоны в Самборском районе представляют развитые здесь поперечные сбросо-сдвиги. Наиболее крупным является сдвиг к северу от р. Тисовицы, где он прослежен на 6 *км*. Ряд поперечных разломов устанавливается в районе Старого Самбора и Нагуевичей, а также в пределах внутреннего крыла поднятия в районе Стебника Добромильского.

Район западных складок. К северо-западу от р. Стрвионж складки Внешней антиклинальной зоны резко отгибаются к северу, приобретая к югу и юго-востоку от г. Перемышля северо-северо-западное простирание [1]. Карпаты здесь углом вдаются в зону краевого прогиба. Этот участок иногда называют Перемышленским выступом. Вместе с тем складки внутреннего крыла антиклинальной зоны заходят всё в большей степени в область Центральной синклинальной впадины до тех пор, пока граница между этими зонами не становится совершенно неопределенной.

Перемышленское меридиональное простирание структур вскоре вновь переходит в северо-западное, а к западу от меридиана Ржешова это простирание становится широтным. Здесь начинается система Западных Карпат. Эта область лежит уже в пределах Польши.

Линейные чешуйчатые надвиги отсутствуют в описываемом районе. Протягиваясь с юго-востока и достигая Перемышленского выступа, эти надвиги затухают, и северо-западнее р. Сана они уже совершенно не прослеживаются.

На левобережье Сана развивается иной тип структур. Наиболее характерными формами здесь являются крупные и достаточно широкие антиклинали, сложенные меловыми породами в ядре и эоценовыми и олигоценовыми отложениями на крыльях. Отдельные из этих складок протягиваются на 30—40 и даже 50 *км* в длину, достигая в ширину 4—6 *км*. Они имеют в основном правильное строение, и лишь на отдельных участках северо-восточные крылья этих структур оказываются незначительно сорванными. Складки нередко нарушены поперечными сбросами. Наряду с крупными антиклинальными складками развиты и более мелкие, отличающиеся обычно тоже большой вытянутостью в длину. Они также иногда осложнены разрывными нарушениями.

Антиклинали разделяются крупными синклиналями чашеобразной формы, выполненными кросненскими отложениями, заходящими очень глубоко в пределы этой части Внешней антиклинальной зоны.

В области северного погружения Западных Карпат в районе Ржешова на краевых складчатых структурах антиклинория несогласно и почти горизонтально залегают тортонские отложения, указывающие на верхний предел времени формирования этих складок. В этой части Карпат, таким образом, отсутствует надвигание складок Внешней антиклинальной зоны на структуры краевого прогиба, что является столь характерным для более юго-восточных районов.

Взаимоотношения между Западными и Восточными Карпатами остаются во многом неясными. Эта проблема могла бы быть легко решена, если бы мы располагали полной и точной характеристикой структуры Перемышленского выступа.

В листах «Атласа Галиции» и на некоторых картах, охватывающих различные участки Перемышленского выступа, при крайне скверной

[1] По данным старых съемок для «Атласа Галиции».

обнаженности изображаются складки, создающие рисунок крупной горизонтальной флексуры, следующей контуру замыкающейся полосы нижнего миоцена к юго-востоку от Перемышля. Неясно, насколько верно передан на этих картах характер строения района. Нельзя установить, погружаются ли складки Западных Карпат в пределы прогиба на меридиане Перемышля без изменения простирания. Но подобное погружение является возможным. Если это так, то возможно, что складки Перемышленского выступа являются своеобразными аналогами Покутских складок и представляют собой не вовлеченные в зону краевого прогиба окраинные части Карпатской складчатой зоны, а выведенное на дневную поверхность ее складчатое основание в его нормальном развитии.

Выяснение резкого отличия в тектонике трех поперечных районов Внешней антиклинальной зоны, кратко описанных выше, дает возможность коснуться условий образования чешуйчатой структуры, характерной для Внешних Карпат в пределах советской территории. Подытоживая изложенное выше, можно сделать следующие выводы:

1. Внешняя антиклинальная зона спокойно погружается в сторону Центральной синклинальной зоны и надвинута на зону краевого прогиба, причем максимальная величина надвига не превышает 10—12 *км*.

2. Амплитуда краевых надвигов Карпат увеличивается в юго-восточном направлении.

3. Наиболее интенсивное проявление надвиговых нарушений с развитием совершенно пологих форм приурочено к краевой полосе Внешней зоны.

4. В пределах отдельных чешуй наиболее резкие дислокации отмечаются в их фронтальной части.

5. Поверхности надвигов в сторону внутреннего края Внешней зоны становятся круче, а складки выпрямляются.

6. Почти повсеместно наблюдается в крупных чешуях надвигание отложений иноцерамовой свиты (сенон) на породы менилитовой свиты (олигоцен).

Указанное иллюстрируется несколькими поперечными профилями Внешней антиклинальной зоны в разных ее сечениях (рис. 100), составленными Ю. М. Пущаровским.

Приведенные профили ясно отражают стадии формирования чешуйчатых структур. Первую стадию отображает профиль западнее г. Перемышля, где чешуйчатые надвиги не развивались. Последующие и заключительная стадии отображаются остальными профилями юго-восточной части Карпат. Развитие почти плоских надвигов дает возможность заключить о значительных тангенциальных напряжениях, обусловивших их происхождение. Но вместе с этим можно наблюдать сравнительно спокойную тектонику внутреннего крыла Внешней зоны и, более того, этим же характеризуется в большинстве случаев строение тыловых частей отдельных чешуй. Очевидно, тангенциальные напряжения не передавались из каких-нибудь удаленных районов, а возникали локально в неглубоких от поверхности частях складчатой области.

В чем же состоит отличие геологической обстановки юго-восточной части Карпат, в которой развилась чешуйчатая структура, от северо-западной, где она отсутствует? Оно заключается в наличии на юго-востоке глубокого нижнемиоценового предгорного краевого прогиба, отсутствующего на западе. Развитие этого прогиба, образовавшегося вдоль края Карпат, определило в связанной с ним зоне вздымания возникновение несравненно более резких и более интенсивных форм тектонических нарушений. Перемышленский выступ представляет северо-западное ограничение этой впадины, поэтому-то к западу от этого района и меняется тектонический стиль Внешней зоны.

Западнее Перемышля отсутствует глубокая миоценовая предгорная впадина, также отсутствуют там и чешуйчатые структуры. Кстати сказать, это обстоятельство, а равно постепенное угасание краевого надвига

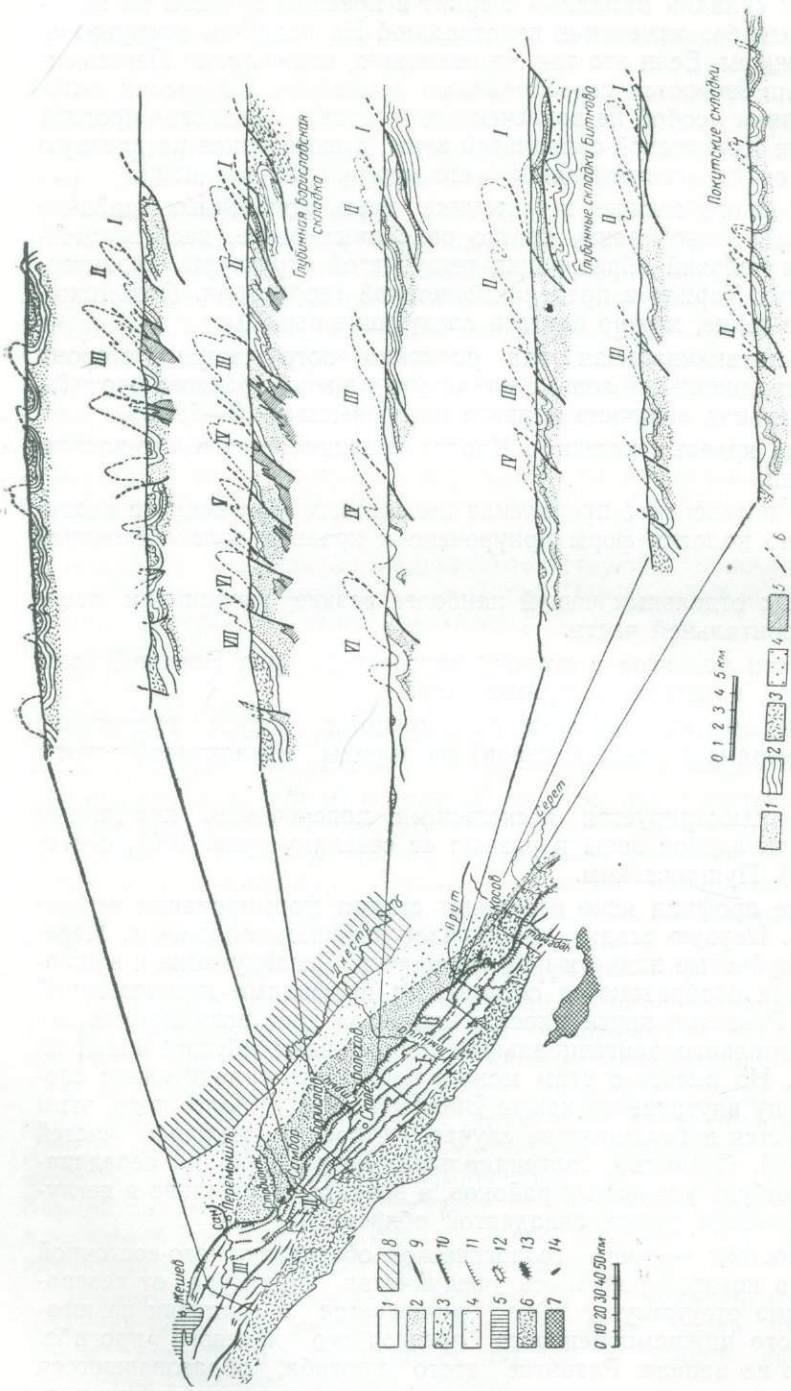


Рис. 100. Тектоническая схема и геологические профили Внешней антиклинальной зоны (по Ю. М. Пущаровскому)

Тектоническая схема. *I*—Внешняя антиклинальная зона (*I*—зона юго-восточных чешуй, *II*—Самборский пережим; *III*—зона западных складок); 2—Внутренняя зона Карпатского краевого прогиба; *3*—Покутские складки; *4*—Внешняя зона Карпатского краевого прогиба; *5*—зона трансгрессивного налегания среднетортонских отложений; *6*—Центральная синклинальная зона; *7*—Мармарошский кристаллический массив; *8*—Русская платформа; *9*—антиклинали; *10*—надвиг Карпат на зону краевого прогиба; *11*—чешуйчатые надвиги; *12*—тектонические окна; *13*—тектонические останцы; *14*—антиклиналь с выходом юры в сводовой части (в Покутских Карпатах)

Геологические профили. *1*—Иноцерамовая (Cr_2^{sn}) и ямненская (Pg_3^1)свиты; *2*—карпатская (Pg_3^2) и менилитовая свиты (Pg_3^1—^{2}); *3*—кросненская свита (Pg_{3-4}^1); *4*—нижний миоцен (N_1^1); *5*—меловые отложения древнее иноцерамовой свиты; *6*—надвиг Карпат на зону краевого прогиба. Чешуи: *I*—Береговая; *II*—Оровская; *III*—Сколькая; *IV*—Парашка; *V*—Мальманстальская; *VI*—Зелемянка; *VII*—Ружанка

Карпат к Перемышленскому выступу, и позволяют рассматривать приведенные выше профили именно как стадии формирования чешуйчатой структуры.

ПРЕДКАРПАТСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ

Как уже отмечалось, отличительные черты стратиграфического разреза и характер тектонического строения миоценовых отложений краевого прогиба Восточных Карпат разделяют его на две части. Юго-западная часть, примыкающая к складчатым сооружениям Карпат, представляет собой Внутреннюю зону краевого прогиба, а северо-восточная, примыкающая к окраине Русской платформы, — Внешнюю зону.

Во Внутренней зоне развит полный стратиграфический разрез до нижнего сармата включительно, причем все свиты обладают большими мощностями. Тектоническое строение Внутренней зоны характеризуется развитием узких линейно вытянутых на десятки километров, крутых антиклинальных складок, разделенных более широкими синклиналями.

Во Внешней зоне отложения нижнего миоцена и гельветского яруса отсутствуют. Здесь известны лишь отложения тортона и нижнего сармата.

Складчатость во Внешней зоне приобретает иной характер. Здесь развиты изометричные или овальные купола с очень пологим наклоном слоев на крыльях.

Внутренняя зона прогиба образовалась на окраинной части Карпатской геосинклинали. Соответственно этому, в ее основании находятся складчатые меловые и палеогеновые образования.

Внешняя зона развилась на окраине Русской платформы. Ее фундаментом являются меловые платформенные отложения.

ВНУТРЕННЯЯ ЗОНА ПРОГИБА

Тектоническое строение Внутренней зоны краевого прогиба чрезвычайно сложно. Характер тектоники миоценовых толщ, выполняющих прогиб, исключительно своеобразен и меняется как вдоль простирания зоны, так и в поперечном направлении от края складчатых сооружений Карпат к Внешней зоне. При этом резко меняются состав и мощности осадочных свит миоцена.

Нижняя соленосная свита прогиба развита широко лишь в юго-восточной части зоны. На северо-запад она сокращается в своем распространении на поверхности и, наконец, полностью исчезает. Стебникская свита также более широко развита на юго-востоке.

Иное распространение свойственно отложениям тортонского и нижнесарматского возраста: они развиты лишь в северо-западной части зоны, а на юго-востоке полностью отсутствуют.

Чрезвычайно резко меняется и характер складчатости. Широкие синклинали и относительно узкие антиклинали, вытянутые на десятки километров в северо-восточной части зоны, сменяются сильно сжатыми, опрокинутыми и разорванными складками на юго-западе.

Для удобства описания в дальнейшем Внутренняя зона краевого прогиба подразделяется на три отрезка-участка по условным границам:

1) ю г о - в о с т о ч н ы й, включающий Покутские Карпаты и примыкающую к ним часть Внутренней зоны;

2) с р е д и н н ы й, заключенный между Покутскими Карпатами и долиной р. Стрый, и

3) крайний с е в е р о - з а п а д н ы й — от долины р. Свицы до государственной границы СССР с Польшей.

Граница между Внешней антиклинальной зоной Карпат и краевым прогибом выражена системой региональных надвигов, по которым складчатые сооружения Карпат надвинуты на отложения соленосной свиты прогиба. Амплитуда надвигов может быть определена лишь ориентировочно в 4—10 *км*. Таким образом, юго-западное крыло Внутренней зоны прогиба оказывается перекрытым собранными в складки и надвинутыми

на него меловыми и палеогеновыми флишевыми породами Карпат. Эти соотношения превосходно подтверждаются также данными гравиметрических съемок (см. ниже), устанавливающими наличие крупных отрицательных аномалий силы тяжести в пределах Внешней антиклинальной зоны Карпат и внутренних частей прогиба.

Юго-восточный участок

Покутские Карпаты следует рассматривать как выведенное на поверхность складчатое основание Внутренней зоны прогиба. Они состоят из пяти параллельных антиклиналей (рис. 101) с верхнемеловыми отложениями в сводовых частях. Антиклинали разделены глубокими синклиналями, выполненными отложениями менилитовой и космачской свит. Осевые части антиклиналей совпадают с горными хребтами, которые имеют следующие названия (с севера на юг): Каменистый, Карматура, Брусне, Плоский и Максимец.

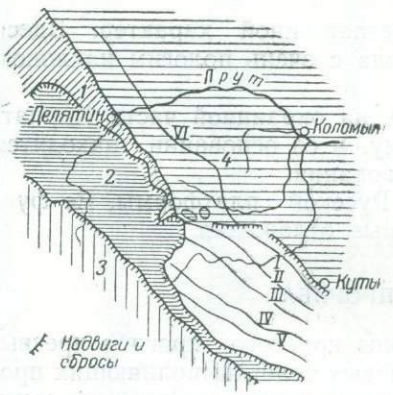


Рис. 101. Тектоническая схема Покутских Карпат

1—Битковская чешуя; *2*—Оровская чешуя; *3*—Скольская чешуя; *4*—краевой прогиб; *I-V*—Покутские складки; *VI*—антиклиналь Слободы Рунгурской

Северо-восточная складка — Каменистая — в междуречье Рушора и Пистынки имеет почти симметричную форму: южное крыло наклонено на юго-запад под углом 60°, северное — на северо-восток под углом 70°. К долине Пистынки на юго-восток шарнир ее погружается, в сводовой части обнажаются только эоценовые отложения. К северо-западу, к долине р. Лучи также отмечается погружение шарнира. По правому берегу р. Лучи складка осложняется двумя крупными сбросами широтного простирания. Северное крыло сброшено относительно юго-западного.

Следующая антиклиналь — Карматура — построена более правильно. Постепенно поднимаясь от долины р. Рыбница к долине р. Рушора, она имеет значительную ширину. Оба крыла ее падают почти вертикально: северное — на юго-запад под углом 85° и на северо-восток под углом 75—80°, южное крыло — на юго-запад под углом 65—80°. Западнее долины р. Рушора антиклиналь быстро погружается под отложения космачской свиты.

Синклиналь, разделяющая описанные антиклинали, построена симметрично и выполнена менилитовой и космачской свитами. Между рр. Лучей и Рушором, где происходит погружение антиклиналей Карматуры и Каменистой, синклиналь расширяется и в некоторых ее местах сохраняются слободские конгломераты.

Антиклинали Брусне, Плоская и Максимец имеют то же северо-западное простирание. Южные их крылья падают на юго-запад под углом 50—70°, северные крылья — почти вертикально на северо-восток под углом 80—90°. Меловые отложения в сводовых частях антиклиналей сильно перемяты и раздроблены. Это явление наблюдается по р. Пистынке, р. Брустуре и у Шешоры. Антиклиналь Брусне западнее Космача погружается под меловые отложения Оровской чешуи, причем погружение шарнира происходит круче, чем у антиклинали Карматура.

Несколько иная картина наблюдается в двух внутренних антиклиналях Покутских Карпат. Они, так же как и антиклиналь Брусне, погружаются на северо-запад под Оровскую чешую, но более полого. Сводовые части антиклиналей Плоской и Максимец сорваны и надвинуты (на северо-восток) по крутым надвигам (60—70°) на свои северные крылья.

Амплитуда надвигов невелика, но увеличивается по мере приближения к Оровской чешуе.

К северу и северо-западу от Покутских Карпат, в прилегающих к ним частях Внутренней зоны прогиба складчатость носит иной характер. В этих районах развиты крупные антиклинали, обычно опрокинутые на северо-восток.

Антиклиналь Слободы Рунгурской расположена в непосредственной близости от Покутских Карпат. Она представляет собой крупную складку, осложненную в сводовой части вторичными складками и сбросами. По своему структурному положению эта складка является непосредственным продолжением погружающейся на северо-запад антиклинали Каменистой (покутские складки). После погружения отложений верхнего эоцена и менилитовой свиты на левом берегу р. Лучи у с. Березова на дневной поверхности обнажаются только нижние соленосные глины, протягивающиеся узкой полосой от северной окраины с. Березова до восточной окраины с. Слобода Рунгурская. Южное крыло антиклинали, сложенное слободскими конгломератами, наклонено на юго-запад под углом 30—50°.

Севернее с. Березов Нижний наблюдается вторая антиклинальная складка, имеющая в плане сложную конфигурацию. В ядре ее выходят породы менилитовой свиты. В 3 *км* к востоку от с. Слобода Рунгурская антиклиналь круто погружается на северо-запад. Строение ее асимметричное: северное крыло, сложенное конгломератами, перевернутое, падает на юго-запад под углом 80—85° или вертикально; южное крыло наклонено на юго-запад под углом 50—60°.

После погружения северной антиклинали отмечается резкое поднятие шарнира южной антиклинали. В окрестностях с. Слобода Рунгурская на дневную поверхность выходят породы менилитовой свиты и верхнего эоцена. Осевая часть складки осложнена двумя поперечными вертикальными сбросами, по которым эоценовое ядро поднято в виде меридионально ориентированного блока. В окрестностях старого нефтепромысла Слободы Рунгурской отмечается второе антиклинальное поднятие с отложениями эоцена в сводовой части. В этом месте шарнир антиклинали достигает максимального поднятия и на дневную поверхность выходят нижнеэоценовые флишевые толщи. Простирание оси антиклинали почти широтное (270—280°). Строение антиклинали асимметричное: северное крыло, сложенное породами менилитовой свиты и слободскими конгломератами, падает на северо-восток под углом 80° или на юго-запад под тем же углом. Южное крыло более пологое, оно наклонено на юго-запад под углом 40—50° и осложнено крутым сбросом широтного простирания.

К западу от нефтепромысла эоценовые отложения быстро погружаются под породы менилитовой свиты и только по правому берегу р. Черного Потока, севернее с. Ославы Черные, вновь выходят на поверхность. Здесь они образуют антиклинальную складку (антиклиналь Черного Потока) с крутопадающими крыльями, которая быстро погружается на северо-запад. Далее эоценовые отложения на поверхности неизвестны.

Севернее г. Делятина, в долине р. Прута, антиклиналь Слободы Рунгурской погружается под стебникские отложения.

В междуречье Прута и Лучи антиклиналь Слободы Рунгурской с юго-запада ограничивается широкой, пологой синклиналью Ославы, выполненной стебникской свитой. Южное крыло синклинали и ее центральная часть перекрыты пологим надвигом Битковской чешуи.

К северу и северо-востоку от антиклинали Слободы Рунгурской наблюдается серия более мелких складок северо-западного простирания, они характеризуются рядом общих признаков. Антиклинали сложены добротовскими песчаниками, синклинали выполнены стебникскими отложениями. Все складки построены асимметрично, опрокинуты на северо-

восток и осложнены вторичными складками. Южные крылья наклонены на юго-запад под углом 40—60°; северные крылья, более крутые, падают на северо-восток под углом 60—80°. Нередко наблюдается перевернутое залегание слоев с падением на юго-запад под углом 80—90°. В северо-западном направлении, к долине р. Быстрицы Надворнянской, отмечается погружение антиклиналей и расширение синклиналей, выполненных стебникскими отложениями. Сходная картина наблюдается и при движении на северо-восток. Постепенно складчатые структуры нижнего миоцена погружаются под верхнетортонские глины и пески.

Срединный участок

Битковская чешуя состоит из системы складок, объединяющихся в полого надвинутый к северо-западу ряд чешуй. В районе Ославы Белой она представляет собой антиклинальную складку, опрокинутую на северо-восток, с эоценовыми отложениями в ядре и породами менилитовой и космачской свит на крыльях. В долине р. Прута у Делятина опрокидывание увеличивается, и северное крыло антиклинали находится в перевернутом залегании с падением на юго-запад под углом 20—50°, а южное крыло наклонено на юго-запад под углом 10—30°. К северо-западу шарнир антиклинали поднимается, и на Страгоре (западнее с. Лойова) на поверхность выходят породы нижней части карпатской свиты. К долине Быстрицы Надворнянской шарнир складки погружается, и по ее левому берегу обнажаются только отложения менилитовой свиты. Севернее с. Битков чешуя размыта глубинной эрозией, и в тектоническом окне под ней вскрываются отложения верхнего эоцена и менилитовой свиты.

Выше по течению р. Быстрицы Надворнянской, у с. Пасечна, из-под Оровской чешуи появляется крупная антиклиналь нефтепромысла Битков. В сводовой ее части обнажаются флишевые породы верхнего мела и ямненские песчаники. Северное крыло, сложенное эоценовыми отложениями, падает на северо-восток под углом 20—50° и переходит в широкую пологую синклиналь, отделяющую Битковскую антиклиналь от антиклинали Делятина—Страгоры. Южное крыло построено значительно сложнее. Оно полого падает на юго-запад под углом 10—20° и осложнено серией более мелких пологих складок. На восток от нефтепромысла Битков к долине Быстрицы Надворнянской антиклиналь погружается. Битковская чешуя надвинута по очень пологой поверхности, слабо наклоненной на юго-запад (под углом 10—20°). По данным В. Г. Корнеевой (1949 г.), в фронтальной части Битковская чешуя ныряет в сторону краевого прогиба; поверхность надвига наклонена на северо-восток под углом 10—35°.

Большую сложность представляет вопрос о строении параавтохтона, перекрытого надвигом Битковской чешуи. Благодаря наличию значительного количества буровых скважин на промысле Битков и в его окрестностях строение глубинного элемента было выяснено в общих чертах еще Б. Буяльским, изучавшим данный район на протяжении многих лет (1922—1939 гг.).

По его представлениям, под Битковским надвигом находятся породы мелового и палеогенового флиша, а также отложения космачской и соленосной свит, смятые в ряд складок (см. «Нефть и горючие газы»). Простирание осей этих складок северо-западное, совпадающее с простиранием основных структур Восточных Карпат.

Амплитуда горизонтального перемещения Битковской чешуи возрастает по мере продвижения на северо-запад. Судя по данным буровых скважин района Биткова и по наличию соленосных глин в тектоническом окне Манявы, в 10 *км* от фронта надвига, амплитуда горизонтального

перемещения масс Битковской чешуи в северной части области достигает 12—15 *км*.

К северо-востоку от Битковской чешуи расположено несколько сложно построенных антиклиналей, вытянутых соответственно общему простиранию зоны и разделенных узкими синклиналями.

Наиболее характерны из них антиклинали Луковца Великого и Старуня—Дзвиняч.

Антиклиналь Луковца Великого представляет собой сильно опрокинутую на северо-восток складку. В ее ядре обнажаются слободские конгломераты; крылья сложены добротовскими слоями и стебникской свитой. Северо-восточное крыло складки имеет угол 70—80° и надвинуто на расположенную севернее синклиналь. Юго-западное крыло падает под углом 60°.

К северу от антиклинали Луковца Великого расположена узкая синклиналь, юго-западное крыло которой перекрыто надвинутой антиклиналью Луковца Великого. Синклиналь представляет собой опрокинутую на северо-восток складку, выполненную стебникской свитой, с углами падения на крыльях от 40 до 60°. Эта складка разграничивает антиклинали Луковца Великого и Старуня—Дзвиняч.

Антиклиналь Старуня—Дзвиняч представляет собой складку северо-западного (юго-восточного) простирания. В ее ядре обнажаются породы нижней соленосной свиты, слагающие узкую полосу, тянущуюся от с. Дзвиняч к с. Старуня. На крыльях антиклинали обнажены добротовские слои и отложения стебникской свиты. На северо-восточном и на юго-западном крыльях углы падения составляют от 30 до 50°. Строение свода антиклинали Старуня—Дзвиняч осложнено продольным сбросом, по которому поднято ее северо-восточное крыло. На участках периклинального замыкания сброс затухает.

Северо-западнее описанных складок располагаются антиклинали Солотвинская, Майдан и Сливки.

Солотвинская антиклиналь построена из пород иноцерамовой, карпатской и менилитовой свит. Эта складка представляет собой сорванное крыло большой антиклинали, передвинутой к северо-западу. Подстилающими породами Солотвинской антиклинали являются отложения космачской и соленосной свит.

Майдан представляет собой складку на северо-западном продолжении Солотвинской антиклинали. Она построена из пород эоцена и менилитовой свиты. Углы наклона пород юго-западного крыла антиклинали составляют 35—40°. Северное крыло складки более крутое. В районе с. Майдан породы северного крыла подвернуты и, возможно, надвинуты в северо-восточном направлении на соленосную толщу. Северо-западнее, в районе Небылува, породы северо-восточного крыла антиклинали Майдан срезаны надвигом, круто падающим на юго-запад.

С антиклиналью Майдан тесно связаны расположенные к югу от нее синклиналь Сливки и антиклиналь Сливки.

Строение синклинали Сливки не вполне ясно ввиду ее плохой обнаженности. Детальная съемка этого района, выполненная Г. Ф. Козицким, показала, что синклиналь Сливки имеет сложное строение. В осевой части синклиналь осложнена пологим продольным поднятием северо-западного простирания. Северное крыло синклинали пологое, юго-западное — крутое.

Антиклиналь Сливки похожа на складку Майдана. Она опрокинута на северо-восток и вытянута в северо-западном направлении. При движении от ядра складки на юго-восток видно, что шарнир полого погружается. В районе нефтяного месторождения Яблонка северное крыло складки крутое, с углами падения до 60—70°, в то время как юго-западное крыло имеет угол падения 40°.

Складка в районе Яблонки сложена породами менилитовой свиты. Одновременно с погружением шарнира складки на юго-восток антиклиналь Сливки сужается и приобретает более симметричную форму.

К северо-востоку от описанных структур располагается несколько небольших складок северо-западного простирания, имеющих асимметричное строение. Некоторые из них осложнены крупными продольными надвигами, разбивающими тела складок на ряд чешуй.

Еще далее на северо-восток располагается крупная антиклиналь Петранка. Она тянется в северо-западном направлении от с. Петранка к с. Глубокое и далее в д. Ляховце. На участке между сс. Глубокое—Ляховце северо-восточное крыло антиклинали Петранка граничит с Внешней зоной прогиба. В ядре складки обнажаются добротовские слои, образующие вытянутую узкую полосу.

Антиклиналь имеет асимметричное строение: юго-западное ее крыло пологое, с углами падения 25—40°, северо-восточное — крутое с падением 40—65°. На участке между долиной р. Луква и с. Глубокое породы северо-восточного крыла складки срезаны надвигом.

На северо-запад от описанных структур, у границ Внешней антиклинальной зоны, расположена большая антиклиналь Рыпне—Спас, которая представляет собой крупную складку северо-западного простирания. В строении ее принимают участие породы иноцерамовой, карпатской, менилитовой и космачской свит. Наибольшее поднятие шарнира антиклинали наблюдается в районе Перегиньска. В северо-западном направлении шарнир медленно погружается. Это видно по смене пород мела отложениями эоцена и олигоцена. Углы наклона юго-западного крыла составляют 30—60°. На север от д. Лопянка менилитовые породы северо восточного крыла антиклинали наклонены на северо-восток под углом 50—70°. Юго-восточнее, на берегу р. Чечвы, в том же северо-восточном крыле углы наклона достигают 70—80°. Далее на юго-восток в породах северо-восточного крыла повсеместно наблюдается опрокинутое залегание с падением слоев на юго-запад под углом 40—60°.

В районе Перегиньска в ядре структуры Рыпне—Спас среди мела и эоцена, в тектоническом окне, на поверхность выходят породы менилитовой свиты. Таким образом, антиклиналь Рыпне—Спас в районе Перегиньска представляет собой чешую, надвинутую в северо-восточном направлении.

К северо-востоку от антиклинали Рыпне—Спас расположена антиклиналь Рахинь—Рожнятов, построенная из пород добротовских слоев и стебникской свиты.

Добротовские слои слагают ядро антиклинали. Они протягиваются от г. Рожнятов на северо-запад к д. Рахинь, где полоса добротовских слоев сужается и исчезает.

На юго-западном крыле антиклинали добротовские слои обнажаются в Рожнятове, где они налегают на мелкогалечные конгломераты, относящиеся к верхней части толщи слободских конгломератов. Углы падения северо-восточного крыла антиклинали достигают 70—80°. Ось антиклинали Рахинь—Рожнятов резко изогнута вследствие крупного надвига пород антиклинали в северо-восточном направлении на структуры района Тужанки и Голыни. Амплитуда горизонтального перемещения пород этого надвига 1—2 *км*. Максимальное вздымание шарнира складки приходится на район г. Рожнятов, где на поверхность выходят слободские конгломераты.

Калушская синклиналь представляет собой крупную складку северо-западного — юго-восточного простирания. Строение этой складки было детально изучено О. В. Юферевым. Наиболее прогнутая ее часть находится в районе с. Болехув и к северо-западу от него. Синклиналь имеет асимметричное строение: северо-восточное ее крыло пологое, с углами падения, колеблющимися от 20 до 60°. Породы юго-западного

крыла синклинали подвернуты на всем протяжении складки и падают под крутым углом (до 85°).

В юго-восточном направлении шарнир синклинали возвышается полого. Вдоль северо-восточного крыла синклинали проходит крупный надвиг. Вопрос о надвиге в Калуше, однако, очень сложен и требует специального рассмотрения.

В буровой скважине Адам под породами стебникской свиты (калушские слои, по Кужняру) была встречена фауна тортона. В скв. Ингерсоль 35 фауна верхнего тортона была встречена под подошвой верхней соленосной свиты. В скв. К-13, по данным М. Я. Серовой, фауна верхнего тортона была встречена под породами верхней соленосной толщи на глубине 638 *м*.

Перечисленные факты указывают на то, что под тонким слоем пород, подстилающих верхнюю соленосную свиту в Калуше, находятся более молодые отложения. В скважине Адам они были встречены под мощной толщей стебникских пород. Это свидетельствует о том, что в Калуше имеет место крупный надвиг с амплитудой перемещения в 5—6 *км*.

К югу от синклинали Калуш находится ряд складок северо-западного и юго-восточного простирания. В строении их принимают участие породы стебникской, верхней соленосной и покутской свит. Складки асимметричные. В двух расположенных южнее антиклиналях, сложенных породами стебникской свиты, углы наклона северо-восточных крыльев 90—70°. Юго-западные крылья этих складок также крутые.

Северо-западный участок

Соленосные отложения слагают на поверхности северо-западного отрезка Внутренней зоны прогиба резко сужающуюся к северо-западу полосу.

К северо-западу от долины р. Стрый тектоническое строение соленосной свиты сравнительно хорошо известно в руднике Стебник. Рядом глубоких эксплоатационных горных выработок на руднике вскрыта наклоненная на северо-восток под углом 45° серия пластов, состоящая из калийной и каменной солей, заключенных среди засолоненных глин и песчаников. Все пласты в общем обладают известной выдержанностью по падению и простиранию, однако на отдельных участках, особенно там, где распространена каменная соль, они носят следы сильнейших пластических дислокаций с выжиманием и раздроблением пород. В соленосных породах наблюдаются узлы притока и оттока и полного выжимания материала. Песчаные и более плотные глинистые породы образуют здесь характернейшую тектоническую брекчию с размером включений до 1 *м*.

Засолоненные породы смяты в сложные мелкие складки самой разнообразной ориентировки.

В непосредственной близости от рудника Стебник располагается сложно построенный район г. Трускавца. Слои, обнажающиеся у Трускавца, имеют по преимуществу северо-восточное падение с углами порядка 50°. В отдельных случаях углы падения достигают 80°. Здесь можно выделить несколько мелких складок, опрокинутых или наклоненных на юго-запад.

В районе Трускавца, близ западной окраины города, установлено полиметаллическое оруденение, приуроченное к ряду поперечных разломов. Эти разломы прослеживаются на протяжении более 5 *км*, вызывая смещение линий простирания свит в плане на несколько сот метров. Г. Ф. Козицким, производившим детальную съемку района Трускавца, установлен ряд более мелких разломов, которые отображены на рис. 102.

Ряд интересных данных о строении соленосных отложений получен при изучении окрестностей г. Нагуевичей (см. подробнее в разделе «Нефть и горючие газы»). На поверхности в этом районе появляется

космачская свита, обнажающаяся в ядре сильно опрокинутой на северо-восток антиклинальной складки. Эта складка разбурена рядом скважин, на основании которых установлено, что юго-западное ее крыло наклонено под углом 35—40°; северо-восточное подвернуто и залегает значительно круче. Шарнир складки занимает наиболее высокое положение в окрестностях Нагуевичей и полого погружается на юго-восток и северо-запад.

Антиклинальная складка вскрыта также скважинами в окрестностях г. Монастырца.

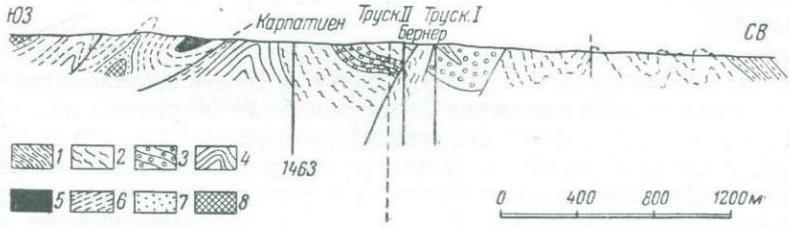


Рис. 102. Геологический профиль района Трускавца (по Г. Ф. Козицкому)

1—стебникская свита; *2*—соленосная свита; *3*—горизонты конгломератов; *4*—космачская свита; *5*—менилитовая свита; *6*—карпатская свита; *7*—ямненская свита; *8*—иноцерамовая свита

Эта антиклиналь отчетливо фиксируется в выходах соленосной свиты по р. Черхаве. Углы падения на северо-восточном крыле составляют 60—65°. Ниже по течению р. Черхавы антиклиналь сменяется синклинальной складкой, северо-восточное крыло которой примыкает к стебникской свите. Углы падения на крыльях синклинали колеблются от 40 до 70°.

С северо-востока к полосе развития нижней соленосной свиты примыкает область развития гельветских, тортонских и нижнесарматских отложений. С юго-запада на северо-восток в пределах развития этих пород выделяются следующие структуры: Ступницкая синклиналь, Миженецко-Новощицкая антиклиналь и ряд более мелких складок.

Ступницкая синклиналь представляет собой узкую складку, вытянутую параллельно Карпатам более чем на 100 *км*. Своим юго-западным крылом она примыкает к полосе развития соленосной свиты. Ядро складки сложено породами нижнего сармата и покутской свитой верхнего тортона, крылья — чаплинской и стебникской свитами. Ось складки сравнительно прямолинейна, вытянута с северо-запада на юго-восток параллельно фронту складчатых сооружений Карпат, и лишь в окрестностях Нижнанковиц, где начинается общий изгиб структур Карпат, отмечается отклонение оси к северу. В бассейне р. Стрый наблюдается расщепление оси на две ветви, расходящиеся под острым углом. В своде возникшей антиклинали на поверхности появляется узкая полоса пород стебникской свиты, постепенно расширяющаяся на юго-восток. Осевая поверхность синклинали слабо наклонена на северо-восток. Шарнир складки характеризуется пологими изгибами.

Строение юго-западного крыла Ступницкой синклинали сложно. Непосредственно у контакта с соленосной свитой слои стебникской свиты запрокинуты и наклонены на юго-запад под углом 70—85°. Залегание слоев осложнено более мелкими складками.

Строение северо-восточного крыла антиклинали ввиду чрезвычайно слабой обнаженности выяснено еще плохо. Наклон слоев на этом крыле значительно положе, чем на юго-западном, и колеблется от 30 до 55°.

Миженецко-Новощицкая антиклиналь, вытянутая параллельно Ступницкой синклинали, изучена значительно менее детально.

Ядро ее сложено отложениями стебникской свиты, на крыльях обнажены чаплинская и покутская свиты.

Ось складки проходит через окрестности сс. Миженец, Новощицы и далее на юго-восток к г. Стрый. В окрестностях Миженца ширина выхода стебникских отложений в ядре складки около 1,5 *км*. Залегают они с пологими углами наклона, местами почти горизонтально.

В поперечном сечении складки отмечается общий наклон осевой поверхности на северо-восток. Ее северное крыло несколько круче южного.

Северо-восточнее Миженецко-Новощицкой антиклинали расположена неглубокая синклиналь, примыкающая к Внешней зоне краевого прогиба, выполненная отложениями верхнего тортона.

В северо-западной части, в окрестностях Дроздовиц, среди отложений покутской свиты появляется узкая полоса пород чаплинской свиты, залегающая, повидимому, в ядре антиклинальной складки. На северо-восток располагается синклинальная складка. Северо-восточное ее крыло благодаря выходам гипсов и соленосных глин верхней соленосной свиты оконтуривается относительно отчетливо. Слои на этом крыле наклонены под углом 50°. Залегающие ниже нижнетортонские отложения по линии пологого надвига примыкают к породам нижнего сармата Внешней зоны прогиба.

Мелкая складчатость среди миоценовых отложений, исключая соленосную свиту, почти отсутствует. Лишь в некоторых случаях удается подметить складки небольшого размера, не превышающие по своей амплитуде 4—6 *м*, среди более мягких глинистых отложений нижнего сармата и покутской свиты. Однако среди миоценовых пород часто наблюдаются мелкие разрывы, наклоненные обычно к юго-западу.

Заканчивая описание тектонических нарушений Внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба, необходимо отметить, что, при общей сложности складчатости, простирание складок в прогибе является строго выдержанным — соответствующим простиранию складок Внешней антиклинальной зоны Карпат.

Важным обстоятельством является частое опрокидывание складок к северо-востоку и осложнение их крыльев продольными надвигами. Наибольшей интенсивности достигает складчатость на участках, прилегающих к Покутским Карпатам, где складки чрезвычайно сильно сжаты и обычно опрокинуты на северо-восток.

Вместе с усилением складчатости в юго-восточных участках имеется еще одна очень интересная особенность. Площади развития сарматских и верхнетортонских отложений здесь заметно сокращаются. В ядрах синклиналей юго-восточнее г. Стрыя сарматские отложения нигде не встречены; юго-восточнее Калуша в ядрах складок отсутствуют и верхнетортонские отложения, а в крайних юго-восточных участках (у Покутских Карпат) складки образованы лишь нижней соленосной и стебникской свитами.

Рассматривая строение миоценовых отложений Внутренней зоны прогиба вдоль простирания зоны и в поперечном направлении от края Карпат, легко подметить изменения в общем характере складчатости. Однако изменения в указанных направлениях различны. В юго-восточной части зоны, в отличие от более северо-западных участков, развиты относительно мелкие, но сильно сжатые и узкие складки, расположенные сложными рядами, кулисообразно подставляющими друг друга.

В поперечном простиранию зоны направлении отмечается тенденция уменьшения амплитуды складчатости по мере удаления от края Карпат. Это выражается в том, что в крайних северо-западных антиклинальных складках (например, у Дроздовиц и Гусакова) отложения стебникской свиты на поверхности совершенно отсутствуют и размеры складок — их протяженность и вертикальная амплитуда — значительно уступают юго-западным структурам. Возможно, что это явление следует объяснять

сокращением разреза миоценовых отложений в этом направлении за счет постепенного выклинивания главным образом соленосной стебникской свиты. Аналогичные соотношения в характере складок подмечаются и в юго-восточных районах.

ВНЕШНЯЯ ЗОНА ПРОГИБА

Переход окраины Русской платформы в краевой прогиб характеризуется развитием кулисообразно расположенных флексур, вытянутых с юго-востока на северо-запад вдоль окраины платформы. Их расположение выявляет своеобразное строение этой области, обусловливая ступенчатое погружение слагающих ее миоценовых, верхнемеловых и палеозойских пород под мощную толщу миоценовых отложений краевого прогиба.

Строение тортонских и нижнесарматских отложений, выполняющих Внешнюю зону прогиба, характеризуется развитием пологих куполовидных изометричных складок, амплитуды которых измеряются первыми сотнями метров. Геологическая съемка поверхности ввиду крайней редкости обнажений дает очень мало для познания общего строения Внешней зоны прогиба и отдельных развитых в ее пределах структур. По данным геофизических исследований, а также по результатам бурения в районах эксплоатируемых газовых месторождений выявляется следующая характеристика строения этой зоны.

Результаты электрометрических работ нанесены на геологическую карту в виде стратоизогипс с сечением через 200 *м*, проведенных по поверхности отложений верхней соленосной свиты верхнего тортона. При анализе стратоизогипс легко выделяется ряд пологих куполовидных поднятий, а также такие участки, на которых стратоизогипсы отражают флексуры.

Однако природа большей части поднятий, указанных на карте, остается до сего времени невыясненной ввиду отсутствия достоверных сведений о составе и мощностях отложений, выполняющих центральные части Внешней зоны прогиба. Хорошо известно строение лишь тех куполовидных поднятий, которые разбурены скважинами.

Из флексур Внешней зоны резко выделяются флексура Чертежа и флексура Лисца.

Флексура Чертежа отчетливо читается по положению стратоизогипс. На юго-восток до долины р. Стрый стратоизогипсы, имеющие отметки 900—1000 *м*, резко сгущаются и отгибаются к югу, образуя южнее Журавно плоскую ступень с отметками от +100 до —200 *м*. На поверхности этой ступени отмечается ряд более мелких выступов и впадин. На юго-восток эта ступень постепенно расширяется, почти достигает Калуша и следует далее почти параллельно границам Внутренней зоны на небольшом от нее расстоянии. Юго-западное ограничение этой ступени с погружением поверхности гипсово-ангидритового горизонта на 900—1000 *м*, в центре которого стоит с. Чертеж, названо нами флексурой Чертежа.

На юго-восток, за долиной р. Ломницы, амплитуда погружения указанного горизонта уменьшается до 300—400 *м*. Этот отрезок склона ступени носит название «флексура Лисца».

Ступень, ограниченную с одной стороны внешним рядом флексур платформы и с другой — флексурами Чертежа и Лисца, А. А. Богданов выделяет в особую часть Внешней зоны, называя ее слабо опущенной частью, в отличие от основной территории Внешней зоны, опущенной значительно сильнее.

Происхождение ступени можно объяснить расщеплением внешнего ряда флексур, разделяющим прогиб от платформы в районе Жидачова на два ряда. Южный из них представляет собой основную ветвь флек-

сур внешнего ряда. Возникшая ступень, несомненно, отражает строение более глубоких зон платформы и представляет собой, вероятно, выступ палеозойского основания.

Богородчанская мульда. Богородчанская мульда расположена к северо-востоку от г. Богородчаны и представляет собой глубокий и пологий, овальной формы прогиб, выполненный отложениями покутской свиты. Наибольшую ширину мульда имеет в районе с. Богородчаны. На юго-восток и северо-запад она быстро сужается. Юго-западное крыло мульды граничит с сильно дислоцированными свитами Внутренней зоны прогиба, которые местами надвинуты на покутскую свиту мульды. Углы падения на крыльях мульды не превышают 15—20°. Мульда осложнена рядом пологих антиклинальных поднятий.

Строение Богородчанской мульды хорошо отражено стратоизогипсами горизонта высокого сопротивления, которым, как и в остальных районах, является горизонт гипсов. Как указывает положение стратоизогипс, амплитуда поднятий равна 200—300 *м*.

Купола Дашавы. Согласно данным Н. Д. Елина, купол Дашава представляет собой очень пологую структуру, сложенную отложениями нижнего и верхнего тортона и нижнего сармата, вытянутую с северо-запада на юго-восток более чем на 10 *км*. Строение верхней части купола довольно сложно. Он распадается на три самостоятельных, относительно небольших купола: собственно Дашава, купол Юзептыче и купол Ходновицы. Наиболее крупным из них является купол Дашава, остальные два имеют меньшие размеры. Купола разделены двумя мульдами [1].

В поперечном сечении структура имеет асимметричное строение. Юго-западное крыло более крутое. Наклон этого крыла от 1—3° в присводовой части, увеличивается вниз по падению, причем крутизна крыла в юго-восточной части достигает 25°, а в северо-западной 22°. Строение крыла осложнено надвигом, по которому верхнетортонские отложения надвинуты на нижнесарматские. Поверхность надвига наклонена к юго-западу под углом 30—50°. Приблизительно под этим же углом и в том же направлении наклонены и отложения верхнего тортона.

Северо-восточное крыло, а также погружения структуры на северо-запад и юго-восток изучены слабо. Намечающиеся здесь наклоны пластов составляют 1—3°. Максимальная вертикальная амплитуда купола Дашава составляет 200—250 *м*.

Купол Угерско расположен на северо-западном продолжении куполов Дашавы. Район сложен породами нижнего сармата, верхнего и нижнего тортона, смятыми в пологую куполовидную складку. Эта складка осложнена на юго-западном крыле пологим надвигом, наклоненным на юго-запад под углом 12—15°, по которому верхнетортонские отложения надвинуты на нижнесарматские [2].

Ось складки вытянута в северо-западном направлении. Юго-западное крыло на глубине III горизонта наклонено на 7°, северо-восточное — под углом около 5° (рис. 103 и 104).

На уровне XVI горизонта, как показали работы Н. Д. Елина, складка имеет иной вид. Она представляет собой очень вытянутый овал, ось которого уже строго направлена с юго-востока на северо-запад.

Наибольшее поднятие оси складки на уровне III горизонта приходится на область скв. 111; на уровне XVI горизонта скв. 111 оказывается расположенной на северо-западном крыле купола.

От Дашавской структуры Угерская складка отграничена вполне четким прогибом слоев нижнего сармата и верхнего тортона.

---

[1] См. подробнее ниже раздел «Нефть и горючие газы» (стр. 359).

[2] В разделе «Нефть и горючие газы» приведены разрезы через описываемые купола.

Купол Опары. На рис. 105 изображена структурная карта газового месторождения Опары, составленная Н. Д. Елиным по данным буровых работ, в стратоизогипсах по первому газоносному горизонту. Она изображает очень пологую антиклинальную складку, вытянутую в северо-западном направлении. Складка имеет неправильную овальную форму, несколько расширяющуюся в юго-восточном направлении. Ось складки дугообразно выгнута в юго-западном направлении. Шарнир складки погружается к северо-западу и юго-востоку от ее наиболее приподнятой части под углом 1—3°.

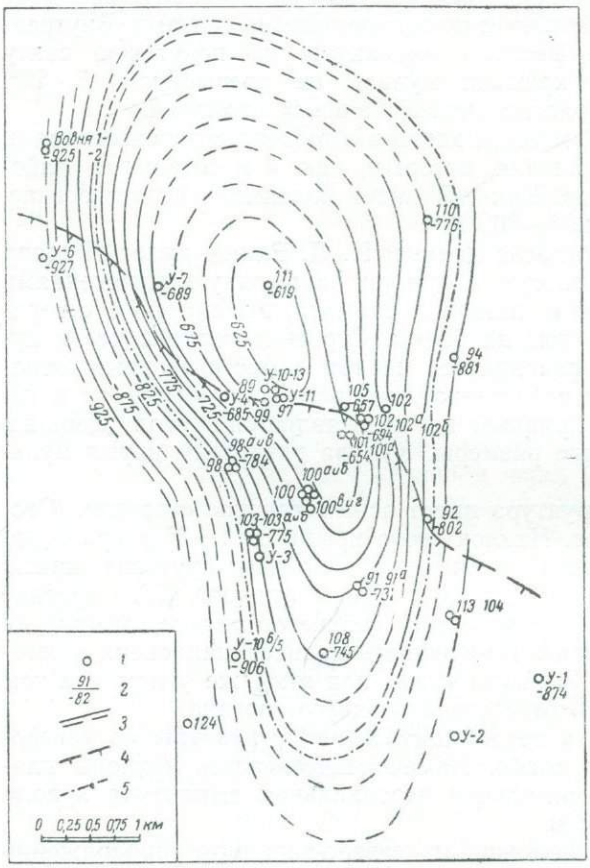


Рис. 103. Газовое месторождение Угерско-Структурная карта по кровле III газового горизонта. Составили Н. Д. Елин и Е. А. Баранов (1949 г.)

1—скважины; *2*—номер скважины (числитель), отметка кровли горизонта (знаменатель); *3*—стратоизогипсы по кровле горизонта; *4*—линия надвига; *5*—контур газоносности

Центральная часть структуры и ее северо-восточное крыло сложены породами нижнего сармата, верхнего и нижнего тортона. Последние разделены гипсово-ангидритовым горизонтом (верхней соленосной свитой), вскрытым в скважине О-10 на глубине 1482 *м*. Падение слоев на северо-восточном крыле колеблется от 1 до 3°. Юго-западное крыло построено более сложно. Сарматские и тортонские отложения залегают в его пределах также с углами наклона от 1 до 3°, однако они срезаны пологим надвигом, по поверхности которого на нижнесарматские отложения надвинуты отложения верхнего и нижнего тортона Внутренней зоны прогиба. Согласно данным Н. Д. Елина, поверхность надвига наклонена на юго-запад под углом 25—30° (рис. 106).

Амплитуда надвига может быть ориентировочно установлена благодаря присутствию среди тортонских отложений гипсово-ангидритового горизонта надвинутого крыла в скв. О-16. Величина горизонтального перемещения лежит, повидимому, в пределах 2—3 *км*.

Структура Бильче-Волица расположена в районе одноименной железнодорожной станции, к югу от д. Песочная. Она была выявлена геофизическими работами, после чего приступили к ее разбуриванию глубокими скважинами.

На рис. 107 изображена структурная карта Бильче-Волица, составленная В. Б. Сологубом и Л. Д. Рейхером по данным сейсмических работ, в стратоизогипсах, по поверхности гипсово-ангидритового горизонта. Это газоносное поднятие представляет собой вытянутый в запад-северо-западном направлении очень пологий овальный купол с вертикальной амплитудой около 200 *м*, расположенный непосредственно к северу от

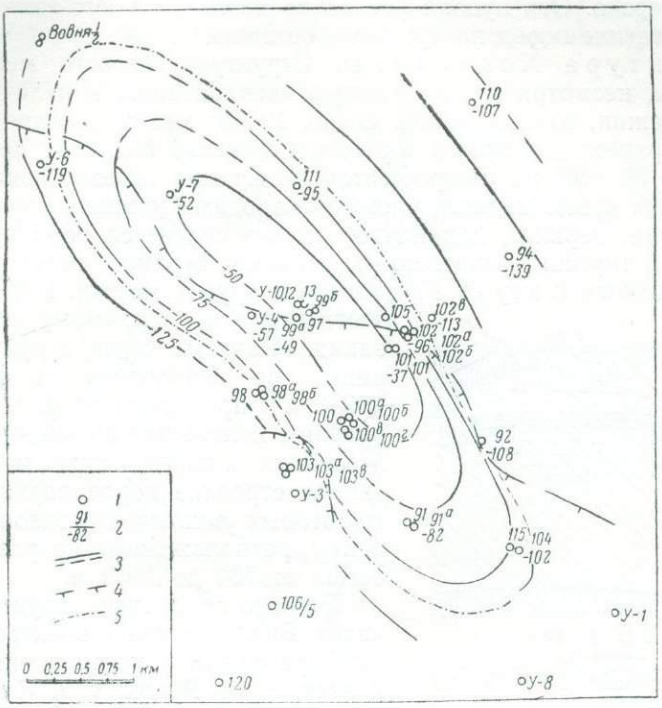


Рис. 104. Газовое месторождение Угерско. Структурная карта по кровле XVI газового горизонта. Составили Н. Д. Елин и Е. А. Баранов (1949 г.)

1—скважины; *2*—номер скважины (числитель), отметка кровли горизонта (знаменатель); *3*—стратоизогипсы по кровле горизонта; *4*—линия надвига; *5*—контур газоносности

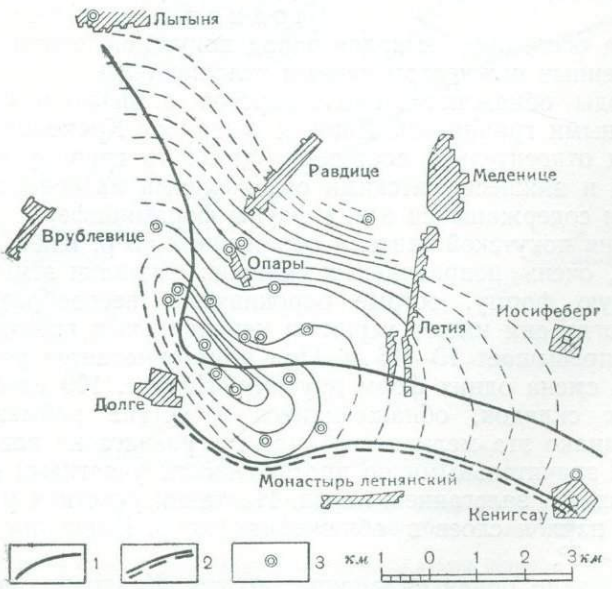


Рис. 105. Структурная карта газового месторождения Опары. Составил Н. Д. Елин (1949 г.)

1—границы надвинутого покрова; *2*—линия пересечения поверхности надвига и 1-го газового горизонта; *3*—буровые скважины

купола Угерско. Ось купола несколько изогнута в юго-западном направлении. Падение пород на крыльях составляет 2—3°.

Структура Ходновицы. Структура газового месторождения Ходновицы, несмотря на длительную эксплоатацию и наличие ряда буровых скважин, изучена очень слабо. Район месторождения сложен породами верхнего и нижнего тортона и нижнего сармата, наклоненными под углом 30—50° на северо-восток. Залегание слоев осложнено надвигом. Нижнее крыло надвига сложено породами нижнего сармата и верхнего тортона; верхнее, надвинутое крыло слагается породами нижнего и верхнего тортона, разделенных гипсами верхней соленосной свиты, обнажающимися к югу от Гусакова и в других местах. Падение поверхности надвига, повидимому, крутое на юго-запад. Разрезы через структуру Ходновицы, по Обуховичу и Бобровскому (1943 г.), приведены на рис. 108. На них указаны положение песчаных пачек в отложениях нижнего сармата и предполагаемое строение пород верхнего тортона, в которых заключены газоносные горизонты, расположенные на различных глубинах от 700 до 1400 *м*.

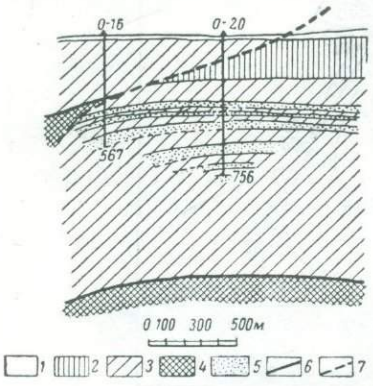


Рис. 106. Надвиг в районе газового месторождения Опары (по Н. Д. Елину)

1—четвертичные отложения; *2*—отложения нижнего сармата; *3*—отложения покутской свиты верхнего тортона; *4*—отложения чаплинской свиты нижнего тортона; *5*—газоносные песчаники; *6*—гипсово-ангидритовый горизонт верхнего тортона; *7*—линия надвига

Помимо описанных структур, в южной части Внешней зоны электрометрическими работами установлены поднятия к востоку от Рудок, у д. Литыня, к югу от д. Чайковичи и у дд. Ятвяги и Конюшки Семеновские.

В северной части Внешней зоны на основании данных наземной геологической съемки А. Е. Михайловым намечено два поднятия: в окрестностях Краковца и к югу от д. Чернява.

Поднятие у Краковца устанавливается на основании выходов пород покутской свиты верхнего тортона, окруженных нижнесарматскими отложениями.

Эти породы обнажаются вдоль берегов р. Шкло и оконтурены на карте условными границами. Лишь к северу от Краковца, по р. Ретычник, удается относительно достоверно наметить границу между верхнетортонскими и нижнесарматскими отложениями на основании результатов изучения содержащейся в них фауны фораминифер.

Отложения покутской свиты в обнажениях по р. Шкло собраны в серию мелких, очень неправильных складок. Складки эти имеют самую разнообразную форму: острые опрокинутые, веерообразные, пологие, прямые. Иногда они имеют характер неправильных вздутий. Амплитуда складок не превышает 10—15 *м*. При этом отмечается резкая, непоследовательная смена одних форм другими. На рис. 109 изображена зарисовка таких складок, обнажающихся в уступе пойменной террасы р. Шкло. Однако эта мелкая складчатость развита не повсеместно. Она прерывается значительными по протяженности участками со спокойным, слабо наклонным залеганием пород. На таких участках удается наблюдать общий наклон слоев в обнажениях по р. Шкло на северо-восток под углом 4—5°.

Существование поднятия в окрестностях Краковца подтверждается некоторыми наблюдениями над строением долины и террас р. Шкло, имеющих у Краковца высокий цоколь.

Поднятие к югу от д. Чернява оконтурено также по присутствию отложений покутской свиты верхнего тортона среди площади развития нижнесарматских пород, обнажающихся в карьере к юго-за-

паду от д. Чернява. Слои в карьере наклонены на юг под углом 50°. Выход верхнетортонских отложений оконтурен условными границами.

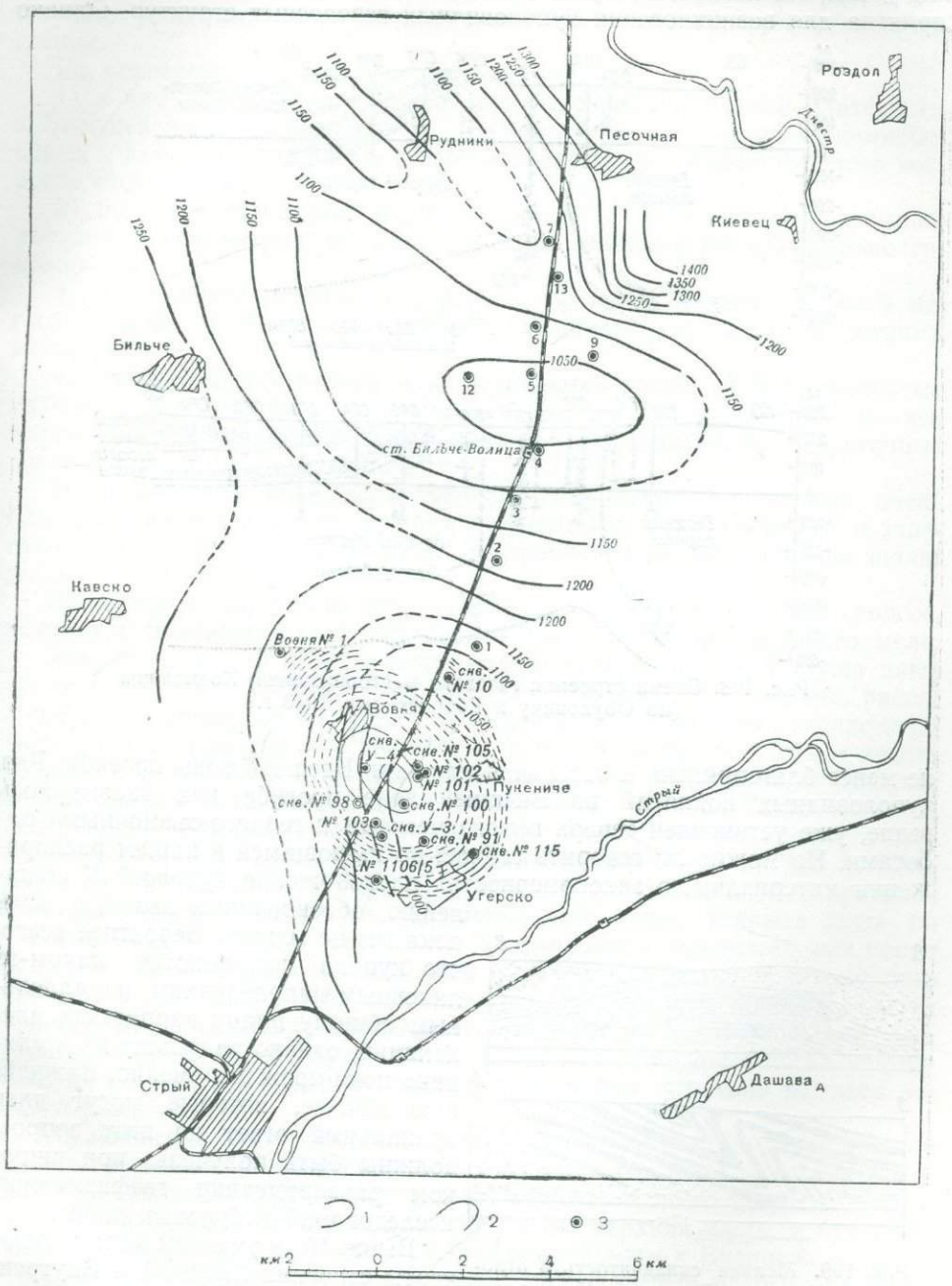


Рис. 107. Структурная карта района Бильче-Волица—Угерско по данным сейсмических работ 1946 г. (составили В. Б. Сологуб и Л. Д. Рейхер)

1—изолинии глубин условного отражающего горизонта; *2*—изогипсы кровли опорного горизонта (по данным глубокого бурения); *3*—скважины

Вопрос о закономерностях размещения куполов во Внешней зоне прогиба требует специального рассмотрения.

Прежде всего следует категорически отказаться от концепций, развивавшихся польскими геологами, а также А. Г. Вологдиным, согласно

которым все газоносные структуры приурочены к так называемой «газовой линии» (Ходновицы—Опары—Дашава—Калуш). Нет никакого сомнения в том, что полоса, именуемая «газовой линией», действительно благоприятна для возникновения куполовидных газоносных структур. Однако

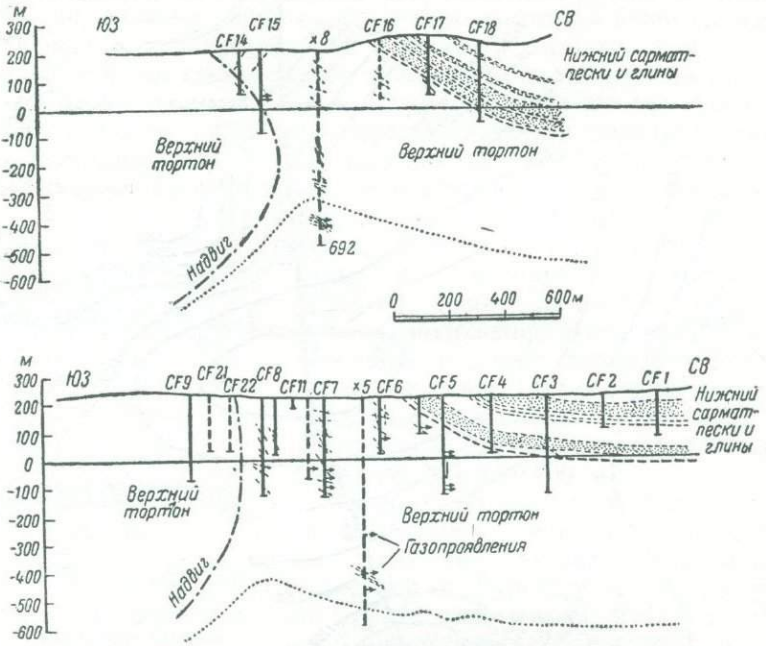


Рис. 108. Схема строения газового месторождения Ходновицы (по Обуховичу и Бобровскому, 1943 г.)

не менее благоприятна и остальная площадь Внешней зоны прогиба. Ряд куполовидных поднятий во Внешней зоне прогиба, как указывалось выше, уже установлен теперь геофизическими и геолого-съемочными работами. Но можно ли говорить сейчас, по имеющимся в нашем распоряжении материалам, о закономерностях расположения куполов? К сожалению, обоснованных выводов дать пока мы не можем. Вероятнее всего, что купола подчиняются каким-то линейным направлениям, параллельным общему плану карпатских дислокаций, однако увязывать их в «линии» пока преждевременно. Важнейшие данные, которые могут дать правильный ответ на этот вопрос, должны быть получены при широком развертывании геофизических исследований и буровых работ.

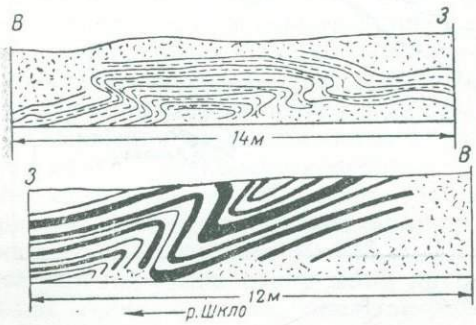


Рис. 109. Мелкая складчатость в отложениях покутской свиты у Краковца (р. Шкло)

Выше были указаны характерные черты строения Внешней и Внутренней зон прогиба. Рассмотрение геологической карты и стратиграфических разрезов убеждает в том, что изменение основных черт геологического строения от Внутренней зоны к Внешней не происходит постепенно, а сосредоточено в пределах относительно узкой полосы, проходящей от Перемышля через Ходновицы, Опары, Дашаву и далее на юго-восток. Эта полоса, как отмечалось выше, относительно хорошо изучена буровыми работами благодаря приуроченности к ней месторождения горючих газов и известна в литературе под названием «газовой линии». При этом

в качестве основного структурного элемента газовой линии польскими геологами приводится надвиг отложений «стебникской» и тортонской свит на отложения нижнего сармата. Лишь в самое последнее время советскими геологами (А. А. Богданов, 1949 г.) была высказана иная точка зрения.

Из приведенного выше описания следует, что:

1) к юго-западу от переходной полосы окраины Русской платформы к Внешней зоне краевого прогиба развита мощная толща нижнемиоценовых и гельветских пород; к северо-востоку от нее отложения этого возраста отсутствуют;

2) мощность отложений нижнего тортона во Внутренней зоне исчисляется сотнями метров; во Внешней зоне мощность их значительно сокращается;

3) соотношение мощностей верхнего тортона и нижнего сармата несколько иное: в обеих зонах прогиба мощности исчисляются сотнями метров;

4) отложения Внутренней зоны отличаются общей грубозернистостью материала и часто ритмичностью, особенно четко выраженной вблизи Карпат; во Внешней зоне преобладают тонкообломочные терригенные осадки, однообразные в разрезе;

5) во Внешней зоне верхнемеловые отложения по составу очень близки к аналогичным отложениям окраины Русской платформы и залегают на глубине около 1500 *м*; во Внутренней зоне они опущены значительно глубже.

Рассмотрим характеристику залегания слоев в переходной полосе, начиная с положения глубоких горизонтов — отложений верхнего мела.

Разрезы скважин в переходной полосе в окрестностях Калуша дают чрезвычайно своеобразное освещение этого вопроса. В скважине, расположенной к северу от Калуша у д. Мосьциска, поверхность верхнемеловых пород вскрыта на глубине 400 *м*; в то же время, по данным треста «Укргаз», в скв. 35 в 5 *км* на юго-восток от д. Мосьциска, у Калуша верхнемеловые отложения встречены на глубине 1100 *м*. Таким образом, поверхность верхнемеловых пород на расстоянии 5 *км* (по косому к простиранию пород направлению) погружена не менее чем на 700 *м*. Юго-восточнее, в скважине (Гуцул 1) у Косова, расположенной в пределах этой же полосы, поверхность верхнемеловых пород вскрыта лишь на глубине 1432 *м*. В скв. Угерско 106/5 поверхность верхнемеловых пород встречена на глубине 1600 *м*. Таким образом к переходной полосе приурочено резкое погружение поверхности верхнемеловых пород в сторону Карпат. Это погружение продолжается и далее во Внутренней зоне прогиба к ее наиболее прогнутой части. Изгиб верхнемеловых слоев на участке их резкого погружения имеет вид флексуры, строение крыльев которой различно.

На поднятом северо-восточном крыле флексуры развита лишь мощная толща тортонских и нижнесарматских пород, в то время как на опущенном юго-западном крыле присутствуют отложения всего нижнего и среднего миоцена. Смыкающее крыло, вернее его верхняя часть, и представляет собой переходную область от Внутренней зоны к Внешней.

Строение смыкающего крыла флексуры осложнено разрывами, образовавшимися в месте скольжения сложно дислоцированных пород Внутренней зоны прогиба вверх по смыкающему крылу — по отложениям верхнего тортона и нижнего сармата. Эти разрывы не имеют характера регионального надвига, как это обычно изображается в польской литературе, и могут местами совершенно отсутствовать, на что указывал ранее А. А. Богданов (1949 г.).

На границе краевого прогиба и Карпатской складчатой области флишевые отложения Карпат глубоко погружаются под миоценовые свиты, выполняющие прогиб, и, несомненно, продолжаются под некоторой его

частью. То же самое можно сказать и о северной границе прогиба: повсеместно верхнемеловые отложения платформы уходят под Внешнюю зону прогиба.

Поэтому мы должны считать, что основанием во Внутренней зоне является поверхность флишевых пород, нарушенная складкообразовательными движениями, а основанием во Внешней зоне — поверхность платформенных отложений верхнего мела. Связь областей распространения указанных отложений осуществляется в области перехода Внутренней зоны во Внешнюю.

По мнению А. А. Богданова, за обнажение фундамента Внутренней зоны на поверхности следует принять Покутские Карпаты, очень сильно приподнятые и лишь слабо надвинутые в сторону краевого прогиба. Отсюда на северо-восток в поперечном (по отношению к прогибу) направлении и на северо-запад — в продольном направлении происходит постепенное погружение фундамента.

Последние данные по глубокому бурению в окрестностях Борислава показывают, что так называемая Бориславская «глубинная структура» также сорвана со своего основания и подстилается породами нижней соленосной толщи. Складчатое основание лежит там значительно глубже 2,5 *км*. К северо-западу от Борислава, в осевой части Ступницкой синклинали, располагается, очевидно, наиболее прогнутая часть Внутренней зоны прогиба, опущенная не менее чем на 3,5—4 *км*. Отсюда к переходной полосе происходит постепенное повышение фундамента, сопровождаемое уменьшением мощности миоценовых пород и исчезновением более древних флишевых свит. К северо-западу от долины р. Стрвионж происходит повышение фундамента, отражающееся на замыкании складчатых структур; в окрестностях Перемышля он вновь появляется на поверхности.

Данных о положении мелового фундамента во Внешней зоне прогиба значительно меньше.

Учитывая приведенные соображения о мощности нижнетортонских пород, данные геофизических работ и глубокого бурения, глубину залегания фундамента в северо-западной, сильно опущенной, части зоны следует ориентировочно считать в пределах от 1200 до 1800 *м*.

В юго-восточной части зоны фундамент лежит на глубине от +100 до —200 *м*. В поперечном сечении наиболее прогнутая, осевая, часть Внешней зоны (для северо-западного участка) располагается ближе к платформе. Это подтверждается наклоном нижнесарматских слоев, вскрытых мелкими скважинами к северо-востоку от Угерско и Опар, а также данными электроразведки.

Некоторые особенности складчатости в прогибе зависят от глубины залегания его фундамента. Во Внутренней зоне, в ее наиболее прогнутой, северо-западной, части отмечаются наибольшая полнота разреза и наибольшие мощности пород. Здесь развиты крупные линейные складки, вытянутые на десятки километров. Примером таких складок могут служить Ступницкая синклиналь и Миженецко-Новошицкая антиклиналь. Опрокинутые складки редки. В юго-восточной части Внутренней зоны, прогнутой значительно слабее, мощности свит сокращаются, а нижнесарматские отложения отсутствуют совершенно. Выдержанные крупные складки в этой части зоны расщепляются на мелкие, быстро сменяющие друг друга. Опрокидывание складок к северо-востоку здесь оказывается обычным явлением. Особенно мелкой складчатостью отличаются миоценовые отложения, лежащие к северу от Покутских Карпат у наиболее приподнятой части фундамента. Здесь в ядрах складок известны лишь отложения нижнего миоцена и гельвета.

Строение Внешней зоны прогиба характеризуется развитием пологой куполовидной складчатости, резко отличной от складчатости Внутренней зоны. Это различие, повидимому, также обусловлено положением фун-

дамента, который расположен во Внешней зоне на значительно большей высоте, чем во Внутренней зоне.

Особенный интерес представляет строение верхней части смыкающего крыла флексуры переходной полосы от Внешней зоны прогиба к Внутренней зоне. Благодаря смещению оси прогиба Внешней зоны к северо-востоку, повлекшему за собой общий наклон слоев верхнего крыла флексуры в этом направлении, место сочленения смыкающего крыла с верхним крылом получило наиболее высокое гипсометрическое положение, а возникшие при погружении слоев к северу продольные изгибы обусловили образование куполов газовых месторождений.

Существует и еще одна особенность в строении фундамента краевого прогиба. Она заключается в том, что фундамент Внутренней зоны прогиба сложен геосинклинальными формациями и имеет складчатое строение. Во Внешней зоне формации, слагающие фундамент, имеют типичный платформенный характер и нарушены дислокациями платформенного типа (флексуры, очень пологие складки).

Несомненно, что указанные свойства основания Внутренней и Внешней зон прогиба в сильнейшей степени отразились на нарушениях в молассах, выполняющих прогиб. Они в значительной степени обусловили развитие во Внутренней зоне складчатых дислокаций «геосинклинального» облика, в то время как во Внешней зоне развились куполовидные вздутия «платформенного типа».

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ОКРАИНА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Описанная область Предкарпатского краевого прогиба захватывает своей Внешней зоной окраинные части Русской платформы. В глубоких частях прогиба, в местах сочленения его Внутренней и Внешней зон, находится краевой шов, по которому в течение палеозоя, мезозоя и всего палеогена сочленялись между собой Русская платформа и складчатая область Карпат.

Строение вовлеченных в прогиб краевых частей платформы выяснено еще плохо. По данным скважин Гуцул 1, Калуша и Угерско 105/6, они слагаются пологолежащими преимущественно карбонатными породами мела и палеозоя. С большей степенью подробности исследована тектоника примыкающих к краевому прогибу окраинных частей платформы. Здесь выделяется ряд крупных структурных форм различных этапов развития платформы.

Подол и Волынь являются областями развития платформенных отложений силура и девона, залегающих с весьма слабым уклоном к западу и достигающих мощности нескольких сотен метров. Эти толщи прикрыты верхнеюрскими, верхнемеловыми и миоценовыми отложениями, общая мощность которых не превышает нескольких десятков метров.

В пределах Ополья, Росточья и Побужья палеозойские породы значительно погружаются и исчезают с поверхности. Едва заметное на Подоле и Волыни западное падение палеозойских пород сменяется здесь более значительным их уклоном в том же направлении. В комплексе палеозоя, помимо платформенных силурийских и девонских образований, появляются также мощные отложения карбона в фациях герцинского краевого прогиба и относительно маломощные пестроцветные образования предположительно пермо-триасового возраста. Палеозойские отложения здесь прикрыты мощным чехлом мезо-кайнозойских осадков (верхняя юра, верхний мел, миоцен).

Структуры, развитые на этой территории (центральную часть которой занимает Ополье), могут быть отнесены по времени формирования к палеозойскому и мезо-кайнозойскому этапам развития.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

К палеозойским структурам, наблюдаемым на поверхности, принадлежат чрезвычайно пологие антиклинальные поднятия девона в юго-восточной части Ополья и на Подоле в долине Днестра. В естественных обнажениях по обоим берегам Днестра ниже устья Золотой Липы В. Зых (1927 г.) установил, что песчаники нижнего девона при общем падении на юго-запад и запад образуют пологие антиклинальные поднятия, оси которых вытянуты с северо-запада на юго-восток. Всего на левобережье Днестра В. Зыхом выделены шесть таких пологих антиклиналей, разделенных синклиналями, выполненными доломитами и известняками среднего девона.

К западу от меридиана р. Золотой Липы естественных обнажений девона нет. Однако скважинами, пробуренными в 1939—1947 гг., было установлено, что в районе г. Галича продолжается общее погружение поверхности девонских отложений к западу. Одновременно очень ясно намечается и поднятие этой поверхности к северу по направлению к г. Рогатину.

Близ Галича глубина залегания поверхности отложений девона равна 420 *м* (абс. отметка —190 *м*), а в Рогатине эта глубина, определенная по геофизическим данным, — не свыше 340 *м* (абс. отметка —120 *м*).

Можно предположить, что примерно в районе Рогатина (и к северу от него) под покровом мезо-кайнозойских отложений протягивается серия пологих антиклинальных поднятий, продолжающих антиклинальные поднятия, установленные В. Зыхом в районах, расположенных к востоку от р. Золотой Липы и имеющих то же простирание.

Все эти антиклинали на левобережье Днестра образуют чрезвычайно пологое и крупное антиклинальное поднятие, шарнир которого погружается к запад-северо-западу. Это поднятие можно назвать Днестровским плакантиклиналом.

На северо-западном погружении Днестровского плакантиклинала появляются нижнекаменноугольные породы, представленные различными аргиллитами, известняками, песчаниками с прослоями каменных углей, т. е. отложениями герцинского краевого прогиба. Эти образования, широко развитые под мезо-кайнозойскими породами Побужья, образуют очень крупный пологий прогиб.

Осевая часть этого прогиба, судя по характеру распределения аномалий силы тяжести, располагается в пределах Польши на междуречье Вепрж — Западный Буг. В границах Западной Украины осевая часть размещается несколько западнее г. Львова.

Участок северо-западного крыла палеозойского прогиба, находящегося в пределах Советского Союза, вскрыт рядом буровых скважин. По восточной периферии прогиба развиты слои, переходные между девоном и карбоном. Затем к западу последовательно появляются отложения турнейского, визейского и, наконец, намюрского ярусов. Что касается юго-западного крыла прогиба, то оно устанавливается Н. С. Шатским (1946 г.) по существованию так называемого Средне-Вислянского гребня, т. е. полосы положительных аномалий силы тяжести, вытянутой вдоль по Сану и Висле на отрезке к юго-западу от г. Люблина. Средне-Вислянский гребень, как полагает Н. С. Шатский, является отражением погруженного передового антиклинория герцинской складчатой области.

Таким образом, достаточно определенно намечаются контуры крупного прогиба, выполненного каменноугольными отложениями в фациях прогиба. А. А. Богданов (1950 г.) называет этот прогиб Польско-Германским краевым прогибом герцинской складчатой области.

Максимально прогнутая часть этой крупной структуры, как можно судить по данным распределения аномалий силы тяжести, располагается примерно в полосе, проходящей через район западнее г. Львова в северо-

западном направлении на водораздел между рр. Вепрж и Западный Буг. К этой полосе приурочены крупные отрицательные аномалии силы тяжести.

К юго-востоку от г. Львова герцинский краевой прогиб выклинивается, и погребенные герциниды примыкают по краевому шву к фундаменту Русской платформы.

Следует отметить, что не только в платформенных отложениях девона наблюдаются чрезвычайно пологие антиклинальные складки, оси которых вытянуты в направлении на северо-запад и юго-восток, но что подобного же порядка структуры с таким же простиранием осей отмечаются и в нижнекаменноугольных отложениях на северо-восточном крыле герцинского краевого прогиба. Как установили Г. И. Луговой, С. М. Ткалич и другие, на общем фоне погружения нижнекаменноугольных пород к запад-северо-западу под углом 1—2° наблюдается значительная волнистость их поверхности. Установлены локальные поднятия и понижения поверхности нижнекаменноугольных пород, не считая поднятий и погружений их поверхности, возникших в результате древних размывов. На участке между с. Задвирье (Глинянский район) и г. Сокалем установлен ряд антиклинальных структур, оси которых имеют простирание на северо-запад и юго-восток, а падение слоев на их крыльях в общем весьма пологое, лишь в редких случаях превышающее 1,5—2°.

Кроме антиклинальных структур, на северо-восточном склоне прогиба, повидимому, местами развиты сбросы. В настоящее время достоверно известен Владимир-Волынский разлом (А. А. Богданов и др., 1950 г.), имеющий в общем широтное направление. Его амплитуда равна примерно 1 *км*; на поднятом северном крыле развиты породы силура и, вероятно, кембрия, а на опущенном южном — отложения визейского яруса нижнего карбона. На востоке Владимир-Волынский разлом, повидимому, смыкается с известной «Сарненской дислокацией» сбросового типа.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Львовская (Львовско-Люблинская) верхнемеловая мульда. К мезо-кайнозойскому (альпийскому) структурному ярусу прежде всего по времени формирования должна быть отнесена так называемая Львовская верхнемеловая мульда, входящая в пределы Советского Союза (в районе г. Львова) лишь небольшой частью. Остальная же, бóльшая, ее часть расположена вне границ Советского Союза, на территории Польши.

Эта структура представляет собой впадину, выполненную достаточно мощными отложениями всех ярусов верхнего мела.

Осевая часть мульды, повидимому, на отдельных участках совпадает с максимально опущенной частью герцинского краевого прогиба, выполненного нижнекаменноугольными отложениями.

Распределение мощностей отложений верхнего мела в мульде тесно связано с положением поверхности палеозойских пород. На востоке (район г. Золочева) мощность верхнего мела не превышает 100 *м*. В скв. 11 у д. Червоное (в 7 *км* к западу от г. Золочева) поверхность нижнекаменноугольных отложений располагается на глубине 107 *м* от дневной поверхности; западнее, у д. Якторов (скв. 10), эта глубина увеличивается до 250 *м*. Еще в 15 *км* к западу, у д. Печеня (скв. 13), глубина залегания поверхности карбона достигает уже 476 *м*, а мощность верхнего мела равна здесь 390 *м*. Во Львове мощность отложений только двух верхних ярусов верхнего мела (кампан и маастрихт) превышает 500 *м*. Общая мощность отложений всех ярусов верхнего мела здесь предположительно может быть оценена в 750—800 *м*, а отметка подошвы верхнемеловых отложений находится около 450 *м* ниже уровня моря.

Ось этой мульды проходит через район г. Львова. Именно в окрестностях этого города установлены наиболее молодые отложения западноукраинского верхнего мела — верхний маастрихт. К северо-западу от Львова ось мульды постепенно погружается. Уже за государственной границей, у Люблина, в разрезе верхнемеловых отложений мульды по-

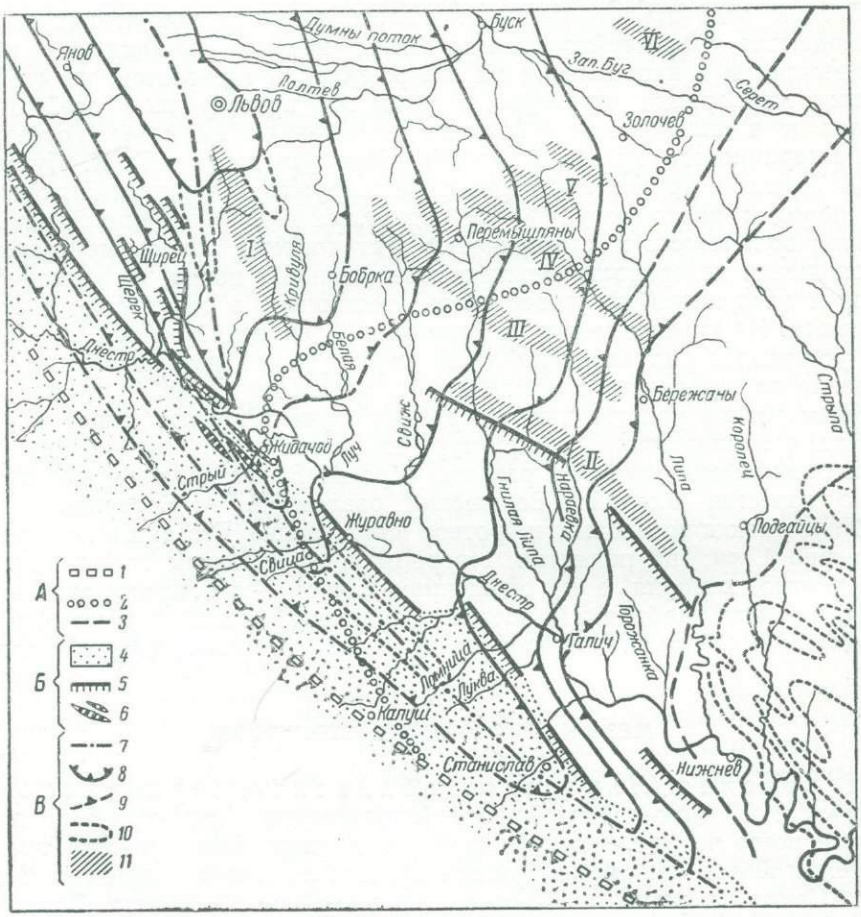


Рис. 110. Тектоническая схема юго-западной окраины Русской платформы (по Д. П. Найдину, 1950 г.)

А. Структуры, предшествовавшие образованию Львовской верхнемеловой мульды: *1*—предполагаемое простирание северо-восточной границы передового антиклинория герцинской складчатой области; *2*—восточная граница краевого прогиба герцинской складчатой области; *3*—условные изогипсы поверхности девонских отложений Русской платформы

Б. Структуры, возникшие после образования Львовской верхнемеловой мульды: *4*—Предкарпатский краевой прогиб; *5*—флексуры, обрамляющие внешний склон Предкарпатского краевого прогиба; *6*—предполагаемое простирание антиклинальных складок на внешнем склоне Предкарпатского краевого прогиба

В. Львовская верхнемеловая мульда: *7*—простирание оси мульды; *8*—условные изогипсы по различным горизонтам верхнемеловых отложений (для северо-восточного и восточного крыльев мульды—это западная, а для юго-западного ее крыла—восточная граница распространения каждого из выделенных слоев); *9*—то же (предполагаемые); *10*—контуры распространения некоторых слоев в осевой части мульды; *11*—зоны повышенных отметок поверхности верхнемеловых отложений (обозначены римскими цифрами), названия зон см. в тексте на стр. 289

являются датские слои. Общая мощность верхнего мела по данным люблинской скважины (Я. Левинский, 1933 г.) определяется в 818 *м*; подошва верхнемеловых отложений имеет здесь отметку —645 *м*. Ось мульды проходит несколько восточнее г. Люблина. Поэтому рассматриваемую структуру, образованную верхнемеловыми слоями, целесообразно называть «Львовско-Люблинской верхнемеловой мульдой». И. Семирадский (1909 г.), а за ним и Я. Новак (1927 г.) называли эту структуру «Львовско-Гданьской меловой мульдой».

Еще далее к северо-западу от Люблина мульда расширяется, ось ее продолжает погружаться. Над верхним мелом появляются третичные отложения, достигающие мощности нескольких сотен метров (Я. Левинский и Я. Самсонович, 1918 г.).

К юго-востоку от Львова ось верхнемеловой мульды, вероятно, простирается в район Станислава—Тлумача, где происходит ее замыкание, так как на дневной поверхности в долине Днестра у с. Нижнева появляются верхнеюрские отложения.

Как видно из схемы (рис. 110), ось Львовской мульды в пределах западных областей Украины проходит из района г. Львова примерно на юг до окрестностей г. Жидачова. Затем она резко поворачивает к востоку, приобретая юго-восточное направление. Эта же схема дает представление о характере замыкания мульды.

Юго-западное крыло Львовской мульды отличается большей крутизной, смена отдельных ярусов верхнего мела происходит на нем значительно быстрее, чем на ее северо-восточном крыле. За пределами Западной Украины на территории Польши такой характер юго-западного крыла еще более подчеркнут. От Люблина к юго-западу в сторону Свентокшишских гор верхнемеловые породы быстро поднимаются; из-под них появляются юрские отложения, причем отмечаются флексуры, в которых опущенными крыльями являются северо-восточные (Н. Криштафович, 1897, 1899 гг.; В. Пожарисский, 1938 г.).

В пределах южной части Росточья и Западного Ополья, как показали материалы бурения, строение юго-западного крыла мульды осложнено его резким подворотом по линии, имеющей простирание с северо-запада на юго-восток, в результате чего верхнемеловые породы оказываются опущенными под довольно мощные отложения миоцена в фациях прогиба.

Подворот представлен рядом флексур, осложненных сбросами.

Опускание юго-западного крыла верхнемеловой мульды хорошо устанавливается по скважинам, пробуренным к юго-западу от г. Журавно и к северо-западу от г. Калуш.

Подобные же соотношения наблюдались вдоль западной окраины Ополья в естественных обнажениях.

Северо-восточное крыло Львовской мульды по своему строению и по характеру осложнений резко отличается от юго-западного крыла. Оно значительно положе юго-западного. Помимо флексур, на нем проявляются своеобразные поднятия, связанные с неглубоким залеганием палеозойского фундамента.

ДИСЛОКАЦИИ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫЛА ЛЬВОВСКОЙ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ МУЛЬДЫ И ЕЕ ЦЕНТРИКЛИНАЛЬНОГО ЗАМЫКАНИЯ

Осложнения юго-западного крыла Львовской верхнемеловой мульды тесно связаны с образованием Предкарпатского краевого прогиба. В пределы Приднестровской равнины и южной части Ополья входит участок, который в тектоническом отношении должен быть отнесен к внешнему склону этого прогиба со всеми чертами строения, присущими для подобных склонов. Характерной особенностью этого склона является то, что он развился на чисто платформенной, более древней структуре — на юго-западном крыле Львовской верхнемеловой мульды и ее центриклинальном замыкании.

Представляется возможным выделить два рода нарушений, осложняющих юго-западное крыло и область центриклинального замыкания Львовской верхнемеловой мульды: флексуры и антиклинальные складки.

Флексуры

Формирование внешнего склона прогиба на уже существующей платформенной структуре вызвало появление образований, осложняющих эту структуру и имеющих особый план строения. Эти образования прежде всего представлены несколькими рядами флексур, по которым происходило опускание юго-западного крыла Львовской мульды под миоценовые отложения Предкарпатского краевого прогиба. В строении флексур участвуют как верхнемеловые, так и миоценовые отложения.

Флексуры образуют четкую границу между платформенными фациями и структурами, с одной стороны, и фациями и структурами краевого прогиба — с другой.

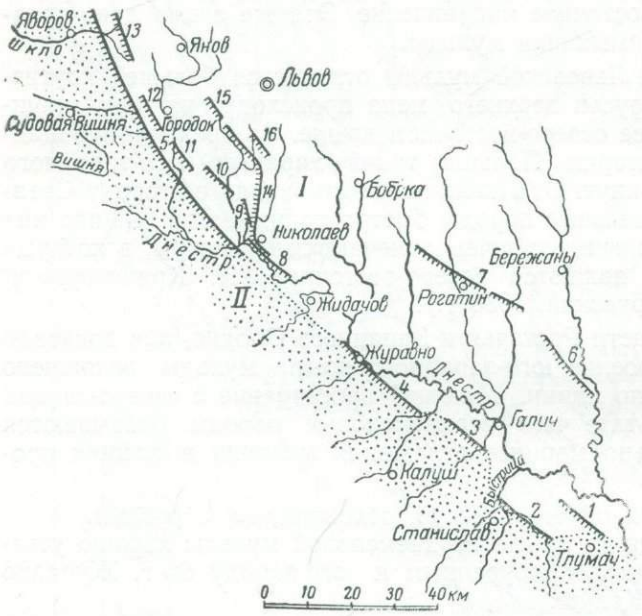


Рис. 111. Схема расположения флексур на окраине Русской платформы (по А. Е. Михайлову и Д. П. Найдину)

I—Русская платформа; *II*—Предкарпатский краевой прогиб
Внешний ряд флексур: *1*—Тлумачская флексура; *2*—флексура Быстрицы; *3*—Викторовская флексура; *4*—Журавненская флексура; *5*—флексура Розвадов—Язов
Внутренний ряд флексур: *6*—Шумлянская флексура; *7*—Рогатинская флексура; *8*—флексура Крупско—Дроговыже; *9*—флексура Демни; *10*—Щирецкая флексура; *11*—Любеньская флексура; *12*—Городокская флексура; *13*—флексура Шкло; *14*—флексура Николаев—Хрусно—Пустомыты; *15*—Оброшинская флексура; *16*—флексура Порошны

В пределах описываемой площади полоса, в которой наблюдаются эти флексуры, протягивается через район населенных пунктов Немиров и Шкло на юго-восток, в Щирецкий район, где она выходит в долину р. Днестр у Розвадова — Николаева и далее следует в юго-восточном направлении вдоль этой реки, достигая в ширину нескольких десятков километров. Эта полоса прослежена нами до 25° в. д., т. е. примерно до устья р. Золотой Липы.

При изучении указанной полосы выделены два ряда кулисообразно расположенных флексур (рис. 111).

Первый ряд флексур, расположенный непосредственно вдоль границы Предкарпатского краевого прогиба и окраины Русской платформы, характеризующийся развитием на опущенном крыле формаций краевого прогиба, называется внешним рядом. Этот ряд состоит из: 1) Тлумачской флексуры; 2) флексуры Быстрицы; 3) Викторовской флексуры; 4) Журавненской флексуры; 5) линии флексур Розвадов—Язов. Второй ряд флексур, названный внутренним, расположен в нескольких десятках километров к северо-востоку от первого, в пределах развития типично платформенных формаций. В нем выделяются: 6) Шумлянская флексура; 7) Рогатинская флексура; 8) флексура Крупско; 9) флексура Демни; 10) Щирецкая флексура; 11) Любеньская флексура; 12) Городокская флексура; 13) флексура Шкло; 14) флексура Николаев—Хрусно—Пустомыты; 15) Оброшинская флексура и 16) флексура Порошны. Как показали геофизические исследования, к юго-западу от внешнего ряда флексур, уже в пределах Внешней зоны краевого прогиба располагается еще один ряд флексур: флексура Чертежа, флексура Лисца.

Характерной особенностью, присущей полосе флексур, является то обстоятельство, что она располагается несогласно с направлением оси Львовской верхнемеловой мульды. Если к западу от Жидачовского района флексуры в общем имеют то же простирание, что и слои верхнего мела, слагающие юго-западное крыло мульды и подворачивающие это крыло под мощные миоценовые отложения краевого прогиба, то к востоку от этого района флексуры переходят на северо-восточное крыло мульды, пересекая, таким образом, ее ось.

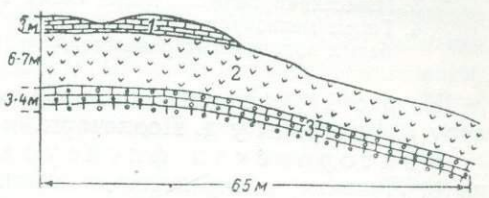


Рис. 112. Схема строения участка смыкающего крыла Тлумачской флексуры близ д. Локитки

1—известняки верхнего тортона; *2*—гипсы верхнего тортона; *3*—известняки верхнего мела

Внешний ряд флексур. К северо-востоку от г. Тлумач, у д. Локитки, на правом берегу Тлумачского потока в новой каменоломне прекрасно обнажены пласты, слагающие крыло Тлумачской флексуры (рис. 112).

В этой каменоломне, обнажающей серию изогнутых пластов, вскрыты (сверху вниз):

1. Верхнетортонские пепельно-серые мелкокристаллические известняки . . . . . 3 *м*
2. Слоистые мелкокристаллические белые и крупнокристаллические желтые гипсы . . . . . 3—4 „
3. Мелкокристаллические твердые сахаровидные гипсы белого цвета с линзами светлосерого гипса . . . . . 3—4 „
4. Туронские известняки белые, толстоплитчатые, фарфоровидные, с черными крупными кремнями. Видимая мощность . . около 3 „

Падение пластов ЮЗ 220° под углом 18°.

Вследствие довольно крутого угла падения гипсы, кровля которых до начала изгиба располагается на высоте 30 *м* над уровнем р. Тлумач, быстро погружаются в юго-западном направлении. Уже в 1 *км* к югу, на восточной окраине д. Локитки, кровля пласта гипсов возвышается над поверхностью террасы р. Тлумач на высоте 5—6 *м*, и над ними выходят известняки, аналогичные известнякам верхнего тортона, и покрывающие их серые слоистые глины с *Chlamys galiciana* Favre. Описанные разрезы свидетельствуют о флексурообразном строении этого участка. Подобные же соотношения наблюдаются по долине р. Тлумач вплоть до д. Острыня и далее на северо-запад до д. Милование.

Флексура Быстрицы, так же как и Тлумачская флексура, прекрасно выражена в рельефе. Начиная от г. Тысменица, отчетливо обнаруживается асимметрия долины р. Вороны, а ниже впадения последней в р. Быстрицу — и долины самой р. Быстрицы. Правые склоны долин этих рек значительно круче левых и сложены верхнемеловыми отложениями, прикрытыми песчаниками, гипсами, известняками и глинами тортона. Левобережье рр. Вороны и Быстрицы представляет собой плоскую равнину, лишенную каких-либо обнажений. Превышение правого берега р. Быстрицы над левым у д. Волчинец составляет 60 *м*. Смыкающее крыло этой флексуры, по нашему мнению, протягивается с юго-востока на северо-запад вдоль р. Вороны от д. Пшеничники до д. Волчинец и далее вдоль р. Быстрицы до д. Ямницы. На всем протяжении, равном 10—12 *км*, это крыло сильно разрушено. В д. Подпечары удалось найти обнажения слоев, которые, по условиям залегания, должны располагаться именно на смыкающем крыле. Над водяной мельницей в д. Подпечары, на правом берегу р. Вороны, над верхнемеловыми мергелями, на высоте примерно 10 *м* над рекой, располагаются (сверху вниз):

1. Верхнетортонские песчанистые известняки светлосерые, плитчатые . . . . . 0,5—0,6 *м*
2. Глины темносерые с зеленоватым оттенком, слоистые, с прослоями темносерых твердых известняков, с многочисленными остатками створок *Chlamys neumayri* Hilb., *Chlamys galiciana* Favre и другими ископаемыми остатками . . . . . 5—6 „
3. Известняки пепельносерые, очень твердые . . . . . 2 „
4. Гипсы мелкокристаллические, серые, слоистые, с прослоями белых волокнистых разностей.

На рис. 113 схематически изображено поперечное сечение через флексуру р. Быстрицы у д. Подпечары.

Викторовская флексура, названная по имени д. Викторов на р. Луквице, в окрестностях которой она впервые была установлена в 1947 г., рассекается р. Луквой у дд. Викторов и Комаров и р. Ломницей близ д. Сокол. У д. Викторов на правом берегу р. Луквицы в обрыве высотой 10—12 *м* видны мергели сантон—кампана, весьма быстро погружающиеся на ЮЗ 240° под углом 10—12°. Эти мергели у дд. Подгородье и Залуков залегают совершенно горизонтально.

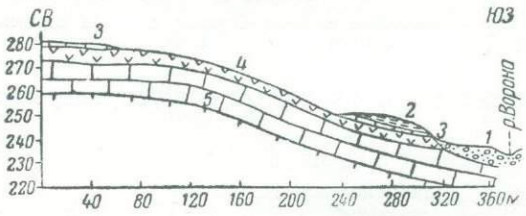


Рис. 113. Схема строения флексуры р. Быстрицы у д. Подпечары

1—аллювиальные четвертичные отложения; *2*—глины с *Chlamys galiciana* (верхний тортон); *3*—известняки верхнего тортона; *4*—гипсы верхнего тортона; *5*—мергели верхнего мела

На правом берегу р. Луквы, напротив д. Комаров, полные обнажения отсутствуют. Однако по отдельным разрозненным небольшим обнажениям можно хорошо представить условия залегания распространенных здесь мергелей и гипсов, которые очень четко видны в долине р. Ломницы у дд. Сокол и Темировцы. Южная, бóльшая, часть д. Сокол расположена над крутым, возвышающимся на 20 *м* над водами р. Ломницы обрывом, сложенным гипсами. Вниз по течению из-под гипсов очень быстро появляются серые плитчатые верхнемеловые мергели, имеющие падение ЮЗ 250° под углом 20°. Такие же соотношения между породами наблюдаются и на левом берегу р. Ломницы между дд. Темировцы и Блудники.

Таким образом, Викторовская флексура в рельефе не выражена вследствие расчленения ее речными долинами.

Журавненская флексура менее четко выражена в рельефе по сравнению с Тлумачской и Быстрицкой флексурами. Однако можно предположить, что левый берег Днестра у г. Журавно и несколько выше его по течению является приподнятым крылом этой флексуры. Ниже по течению Днестра на правом его берегу, начиная от д. Монастырец и далее на юго-восток через дд. Перекосы и Томашовцы, примерно до г. Войнилова, четко прослежена зона контакта кампанских песчаников («журавненские песчаники») и мергелей непосредственно с гипсами верхнего тортона. К северо-востоку от линии Монастырец—Перекосы—Войнилов развиты кампанские песчаники и мергели, а к юго-западу от этой линии под четвертичным покровом широко развиты темносерые песчанистые слоистые глины («покутские глины») и прикрываемые ими гипсы.

На дневной поверхности гипсы уцелели лишь на приподнятом крыле флексуры на левом берегу Днестра, к северу от г. Журавно, и в долине р. Сивки близ г. Войнилова. Надгипсовые глины вскрыты в нескольких обнажениях к юго-западу от указанной выше линии. Такое обнажение имеется у церкви в д. Монастырец, расположенной в 2 *км* от Старого Села, где на дневную поверхность выходят косослоистые кампанские песчаники и мергели. В скважинах, пробуренных в д. Буянов в 3 *км*

к юго-западу от д. Монастырец, были вскрыты гипсы и покрывающие их глины. Одной из скважин, устье которой располагается на высоте 260 *м* над уровнем моря, вскрыты на глубине 130 *м* под тортонскими глинами серые глауконитовые мергели нижнего кампана.

Обнажения у Старого Села и Монастырца, скважина у Буянова, расположенные на одной линии с простиранием с северо-востока на юго-запад, дают представление о поперечном разрезе через Журавненскую флексуру. Если близ Старого Села поверхность мергелей с *Gon. quadrata* (B1v.) располагается примерно на высоте 310—320 *м* над уровнем моря, то в Буянове эта поверхность опускается до отметки всего лишь 130 *м* над уровнем моря. Таким образом, на расстоянии 5—6 *км* падение слоя мергелей составляет 180—190 *м*.

Журавненская флексура не может быть установлена по непосредственным наблюдениям смыкающего крыла. Однако приведенные разрезы дают основание предполагать ее наличие на протяжении 25 *км* — от г. Войнилова на юго-востоке до д. Голешев на северо-западе.

Линия флексур Розвадов—Язов. Северо-западнее г. Николаева граница между платформой и краевым прогибом отклоняется к северо-западу и следует почти по прямой линии несколько западнее гг. Любеня Великого, Городка, Шкло, Немирова. План расположения флексур внешнего ряда на этом участке несколько отличается от приведенного выше описания: они сливаются в единую линию, прослеживающуюся более чем на 70 *км* по границе между платформой и краевым прогибом. Эта линия флексур выделена нами под общим названием флексуры Розвадов—Язов.

Поднятое крыло флексуры Розвадов—Язов очерчивается очень четко по положению гипсов, повсюду выходящих на поверхность вдоль указанного направления.

Амплитуда смыкающего крыла флексуры, по данным сейсмических исследований 1937 г., равна 1000—1400 *м*. Более поздние электрометрические наблюдения дают несколько меньшие цифры, 700—1000 *м*. Не исключена возможность осложнения этой крупной флексуры нарушениями сбросового характера.

Внутренний ряд флексур. Флексуры внутреннего ряда в восточной части полосы располагаются более чем на 30 *км* к северо-востоку от внешних флексур. В районе Крупско—Николаев оба ряда сильно сближены и почти сливаются; северо-западнее Николаева внутренний ряд резко отгибается к северу и делится на две линии. Западная из них, ограничивающая гипсы с востока, проходит через Щирец, Городок и Шкло, восточная — через Демню, Хрусно, Оброшин. Флексуры внутреннего ряда изучены относительно слабо, вследствие чрезвычайно малой обнаженности.

Шумлянская флексура. В окрестностях сс. Шумляны и Боков, на левом берегу р. Быбелки, в ряде обнажений наблюдается залегание разрозненных пластов гипсов непосредственно на верхнемеловых известняках. В других обнажениях совершенно достоверно установлено, что выше гипсов по склону часто обнажаются те же верхнемеловые известняки, а верхнюю часть склонов возвышенностей с абсолютными высотами, превышающими 380—400 *м*, слагают нижнетортонские литотамниевые известняки и песчаники.

Конечно, указанные соотношения без дополнительных фактов не могут служить доказательством именно флексурного строения данного участка. Такими дополнительными фактами являются наблюдения над зависимостью в распределении абсолютных высот и распространением тех или иных напластований.

Так, совершенно определенно можно утверждать, что линия Нижняя Липица—Шумляны—Гнильче совпадает с морфологически выраженным уступом, разделяющим две области. Одна из этих областей имеет абсо-

лютные высоты свыше 380—400 *м* (до 430—440 *м*) и сложена верхнемеловыми мергелистыми известняками и нижнетортонскими песчаниками и известняками. Другая область расположена к юго-западу от первой, имеет пониженные абсолютные отметки (порядка 300—320 *м*) и сложена верхнемеловыми известняками и верхнетортонскими гипсами.

Рогатинская флексура. Существование этой флексуры, помимо фактических данных, подобных рассмотренным при описании Шумлянской флексуры, доказывается более полными разрезами в ее западной части.

На участке д. Заланов — д. Яхлуш (водораздел между р. Гнилой Липой и р. Сьвиж) к северо-востоку от линии, соединяющей названные деревни, располагаются в основании склонов верхнемеловые мергели и выше их — песчаники, пески и литотамниевые известняки нижнего тортона (абсолютные отметки высот свыше 400 *м*), а к юго-западу от этой линии широко развиты гипсы, кое-где с уцелевшими над ними серыми глинами с *Chlamys galiciana* Favre (абсолютные отметки порядка 320—330 *м*).

В д. Яхлуш было зафиксировано налегание глин с *Chl. galiciana* Favre непосредственно на нижнетортонские песчаники. Здесь, очевидно, находится смыкающее крыло этой флексуры.

Доказательством существования этой флексуры служит разрез скважины, пробуренной в 1947 г. в Рогатине. Скважина вскрыла кровлю мергелей нижнего кампана на глубине 28 *м*, в то время как в оврагах, расположенных в 1,5—2 *км* к северо-востоку от скважины, кровля верхнемеловых отложений возвышается на 30—40 *м* над верхней террасой р. Гнилой Липы. Кроме того, к северо-востоку от города достаточно ясно виден наклон к юго-западу нижнетортонских литотамниевых песчаников и известняков, налегающих на верхнемеловые мергели.

Эти наблюдения дают возможность предполагать, что к северу от г. Рогатина расположено смыкающее крыло той же флексуры, что и у дд. Яхлуш и Заланов, возможно осложненное ступенчатыми сбросами.

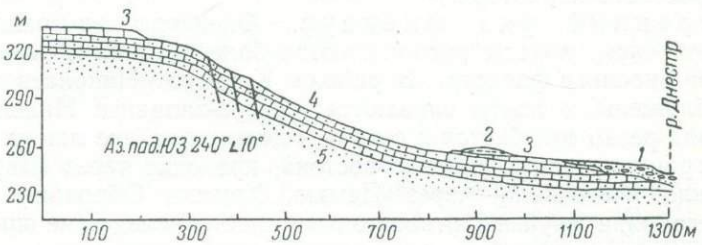


Рис. 114. Схема строения флексуры Крупско

1—аллювиальные четвертичные отложения; *2*—глины верхнего тортона; *3*—известняки верхнего тортона; *4*—литотамниевые известняки нижнего тортона; *5*—песчаники нижнего тортона

Флексура Крупско прослежена вдоль левого склона долины Днестра от с. Роздол через дд. Крупско и Верынь к д. Дороговыже. Непосредственно к северу от д. Крупско один из больших оврагов рассекает смыкающее крыло этой флексуры. Тальвег оврага разработан по падающему на юго-запад пласту литотамниевых известняков. Представление о строении флексуры дает схематический разрез у д. Крупско (рис. 114). Интерес представляют небольшие ступенчатые сбросы, развитые на смыкающем крыле флексуры. На рис. 115 дана полевая зарисовка участка этого крыла, осложненного сбросами.

Флексура Демни. Строение флексуры можно наблюдать в обнажениях по берегам р. Зубжи у д. Демни. У церкви в этой деревне отчетливо виден наклон нижнетортонских песчаников на запад под углом

в 10°. Западнее, ниже по течению реки, выходят более молодые слои, представленные литотамниевыми известняками.

Амплитуда смыкающего крыла флексуры Демни равна 50—60 *м*. На ее опущенном крыле развиты гипсы, глины и мергели верхнего тортона.

Расположенные северо-западнее флексуры Щирца, Любеня Великого и Городка намечаются по линии погружения литотамниевых известняков нижнего тортона в западном направлении и примыкания к ним гипсов со стороны краевого прогиба.

Флексура Шкло. Последняя из изученных флексур западной линии, расположенная у с. Шкло, очень хорошо видна на профиле, построенном по створу скважин Яворов—Парашка. В западной из скважин, находящейся у г. Яворова, до глубины 280 *м* пройдены отложения, содержащие, по данным М. Я. Серовой, комплекс нижнесарматских фораминифер и ниже, до забоя (413 *м*), отложения верхнего тортона. На всем протяжении скважиной вскрыты серые известковистые глины с прослоями тонкозернистых известковистых песчаников.

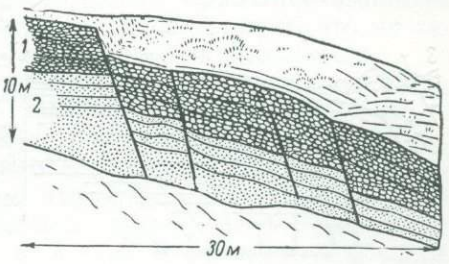


Рис. 115. Участок смыкающего крыла флексуры Крупско

1—литотамниевые известняки; *2*—литотамниевые песчанистые известняки

В скважине у с. Язова под четвертичными отложениями, на глубине от 11,7 до 49,2 *м* пройдены чередующиеся слои известковистых глин, серых мергелей и известняков с остатками *Chlamys galiciana* Favre. Присутствие этого вида позволяет отнести эти слои к нижней части верхнего тортона. На глубине от 49,2 до 91,5 *м* пройдены гипсы, сменяющиеся книзу ангидритами. Ниже, от 91,5 до 108,1 *м* пройдены сильно песчаные литотамниевые известняки и кварцевые песчаники с литотамниями, лежащие на размытой поверхности верхнемеловых мергелей.

В скважине у с. Шкло на глубине от 13 до 15 *м* пройдены серые глины и известняки, а ниже от 16 *м* до 55 *м* вскрыты гипсы. В скважине у с. Парашки (восточнее Шкло) гипсы отсутствуют. До 34 *м* пробурены породы верхнего тортона. В интервале 34—53,5 *м* пробурен литотамниевый известняк, ниже — кварцевый песчаник, ложащийся на глубине 55 *м* на размытую поверхность отложений верхнего мела.

Флексура у Шкло имеет наклон смыкающего крыла 10—15° и амплитуду 60—80 *м*. Следует подчеркнуть резкое изменение состава пород в верхних горизонтах на крыльях флексур. На смыкающем и опущенном крыльях флексуры Розвадов—Язов развита мощная толща нижнесарматских и верхнетортонских песчано-глинистых пород молассового облика. На опущенном и смыкающем крыльях флексуры Шкло развиты гипсы, а на верхнем крыле этой флексуры — литотамниевые известняки и далее к востоку — пески и песчаники верхнего тортона.

Флексура Николаев—Хрусно—Пустомыты. Флексуры восточной линии четко вырисовываются несколько западнее г. Николаева, далее резко изгибаются, следуя почти в меридиональном направлении, и вновь восстанавливают свое северо-западное простирание у д. Хрусно. Эти флексуры сливаются, повидимому, в одну сплошную линию, прослеживающуюся от Николаева до Пустомыт и далее к Оброшину. Возможно, что меридиональный отрезок этой флексуры следует рассматривать как диагональную флексуру, связывающую западную и восточную линии внутреннего ряда. У Николаева смыкающее крыло флексуры устанавливается по положению поверхности литотамниевых известняков, обнажающейся в ряде пунктов между Николаевом и Дороговыже. Эта поверхность наклонена к юго-западу под углом 7—8°. Амплитуда смыкающего крыла равна 30—35 *м*. Севернее Николаева смы-

кающее крыло флексуры обнажается у д. Дубяны, где в обнажениях у спуска к правому притоку р. Зубжи видно наклонное положение песчаников нижнего тортона, падающих к западу под углом 12—13°. В нескольких сотнях метров к западу и востоку от этих обнажений, у правого берега р. Зубжи, наблюдается почти горизонтальное залегание песчаников. Из сравнения отметок кровли песчаников в последних пунктах устанавливается амплитуда смыкающего крыла, равная 30—35 *м*. Такая же цифра получается при сравнении отметок поверхности литотамниевых известняков, вскрытых в карьерах у Дорнфельда и восточнее — у шоссе Николаев—Львов.

У д. Хрусно вместе с изменением простирания флексур изменяется и угол падения смыкающего крыла, увеличивающийся до 25—30°. Это можно наблюдать в многочисленных карьерах у д. Винява, расположенных на левом склоне долины р. Щирек, в которых литотамниевые известняки нижнего тортона и подстилающие их песчаники (рис. 116) наклонены к юго-западу под углом 25—27°. Амплитуда смыкающего крыла сохраняется равной 30—40 *м*. В обнажении по р. Щиреку, расположенном ниже д. Винява, из-под нижнетортонских пород на дневную поверхность появляются отложения верхнего мела, поднимающиеся более чем на 20 *м* над уровнем русла реки. Следует отметить, что на этом отрезке флексуры, характеризующемся крутым падением смыкающего крыла, наблюдаются уменьшение мощности песчаников нижнего тортона, увеличение грубозернистости, а на отдельных участках и полное их выпадение из разреза (д. Хрусно), вследствие чего литотамниевые известняки ложатся непосредственно на поверхность верхнемеловых пород.

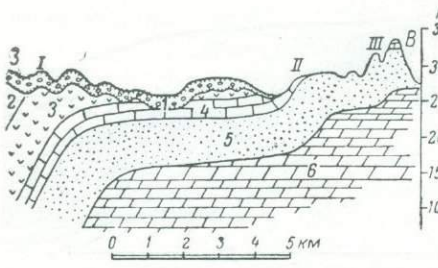


Рис. 116. Схема строения флексур Розвадов—Язов (*I*), Демни (*II*), Николаев—Хрусно—Пустомыты (*III*)

1—четвертичные отложения; *2*—моласса краевого прогиба; *3*—гипсы верхнего тортона; *4*—литотамниевые известняки нижнего тортона; *5*—песчаники нижнего тортона; *6*—верхнемеловые мергели

Изгиб слоев у Пустомыт обнаруживается из сравнения отметок поверхности литотамниевых известняков. У Пустомыт, на левом высоком берегу долины р. Ставианка, эта поверхность находится на высоте 310—315 *м*; более высокие слои здесь отсутствуют. В д. Мостки, расположенной в 4 *км* к юго-западу, отметка кровли известняков понижается до 285 *м*. Известняки здесь прикрыты светлыми слоистыми гипсами, имеющими мощность 10—12 *м*.

Изгиб слоев у Пустомыт прекрасно отражен крупным уступом в рельефе.

Оброшинская флексура. Северо-западнее Пустомыт флексуру удается проследить у с. Оброшин, где положение кровли литотамниевых известняков указывает на уменьшение амплитуды смыкающего крыла до 25—55 *м*. Возможно, что флексура у Оброшина является прямым продолжением флексуры, прослеживающейся у Хрусно и Пустомыт.

Флексура Порошны обнажается у с. Порошна. Здесь слои верхнего тортона, представленные глинами и песками, обнаженные в верховьях оврага у дороги, идущей из с. Порошна на шоссе Николаев—Львов, наклонены на юго-запад под углом 28°. Амплитуда этой флексуры не превышает 15—20 *м* и, повидимому, по простиранию флексура довольно быстро затухает.

Необходимо остановиться на некоторых выводах, которые можно сделать из приведенного описания флексур.

Расположение флексур выявляет своеобразное строение окраины платформы, характеризующееся ступенчатым погружением слагающих ее миоценовых и верхнемеловых пород под мощные молассы краевого прогиба.

Наибольшими амплитудами обладают флексуры внешнего ряда, расположенные непосредственно вдоль внешнего склона краевого прогиба. Меньшей амплитудой обладают флексуры внутреннего ряда.

Расположение флексур в плане указывает на неоднородность строения полосы флексур. Если в юго-восточной части этой полосы оба ряда флексур удалены друг от друга на 20—30 *км* и отчетливо прослеживаются по простиранию на десятки километров, то в северо-западной части полосы наблюдается несколько иная картина. Здесь внутренний ряд как бы расщепляется на две параллельные линии, флексуры становятся менее выдержанными по простиранию, появляются диагональные флексуры (флексура Николаев—Хрусно—Пустомыты). Сравнение амплитуд флексур северо-западной и юго-восточной полос показывает, что на северо-западе их амплитуда значительно больше, чем на юго-востоке.

Указанные различия в строении этих частей полосы флексур вызваны, повидимому, тем, что Предкарпатский краевой прогиб против северо-западной части полосы флексур прогнут значительно сильнее, чем на юго-востоке. Более интенсивное опускание Предкарпатского краевого прогиба на северо-западе связано с тем, что он развился здесь на юго-западном крыле Львовской верхнемеловой мульды, тесно связанной, в свою очередь, с герцинским краевым прогибом. В юго-восточной части миоценовым прогибом захвачена область центриклинального замыкания Львовской мульды и, соответственно, область выклинивания герцинского прогиба и появления краевого шва.

Время формирования этих структур было относительно длительным. Они формировались одновременно с образованием Предкарпатского краевого прогиба. Окончательное формирование флексур относится к концу верхнетортонского века и началу нижнего сармата, когда вся территория юго-западной окраины Русской платформы вступила в стадию медленного поднятия.

Антиклинальные складки

В пределах участка, на котором происходит опускание юго-западного крыла Львовской верхнемеловой мульды под мощные отложения миоцена краевого прогиба, кроме описанных выше флексурообразных нарушений, наблюдаются также нарушения иного порядка. Как и флексуры, особенно отчетливо проявляясь в миоценовых отложениях, эти нарушения захватывают также и верхнемеловые слои.

В долине Днестра в Николаевском, Ходоровском и Жидачовском районах было установлено наличие складок с более крутыми углами падения крыльев. Так, в 2 *км* к северо-западу от д. Крупско в крупной каменоломне, вскрывающей пласты тортонских литотамниевых известняков, эти пласты обладают падением СВ 80° под углом 20—25°. Здесь, очевидно, вскрыто северо-восточное крыло какой-то небольшой складки с осью, имеющей то же простирание, что и флексура Крупско. В другом пункте, расположенном в 12 *км* к юго-востоку, на северной окраине г. Жидачова, в карьерах вскрыты пласты верхнетортонских известняков — «диков», видимая мощность которых равна 8—10 *м*. В первом (южном) карьере, расположенном ближе к городу, падение пластов этих известняков ЮЗ 240° под углом 16°. Во втором карьере, расположенном в 160—180 *м* к северо-западу от первого, падение пластов СВ 50—60° под углом 20—30°. Таким образом, совершенно отчетливо намечается антиклинальная складка северо-западного простирания. Повидимому, к северо-западу ось ее вздымается, так как в естественных обнажениях на правом берегу р. Стрый, расположенных в 1 *км* к северо-западу от

описанных выше карьеров, видно, что подошва известняков — «диков» приподнята на высоту около 15 *м* над поверхностью низкой террасы р. Стрый, в то время как в карьерах она располагается ниже поверхности этой террасы, и, кроме того, из-под известняков — «диков» появляются верхнемеловые сильно песчанистые мергели нижних горизонтов нижнего маастрихта.

Таким образом, на основании этих примеров можно предположить, что вдоль внешнего ряда флексур, к юго-западу от них, под покровом мощных четвертичных суглинков и аллювиальных образований Днестра, Стрыя и других рек развиты складки с северо-западным (320—350°) простиранием осей, совпадающим с простиранием флексур. Весьма важно подчеркнуть, что в образовании этих складок принимают участие, наряду с миоценовыми, также и верхнемеловые отложения.

Время образования складок, видимо, соответствует времени образования флексур. Окончательное оформление этих структур произошло в конце верхнетортонского века, к началу нижнего сармата.

СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КРЫЛА ЛЬВОВСКОЙ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ МУЛЬДЫ

Строение и характер нарушений северо-восточного крыла Львовской верхнемеловой мульды в первую очередь отличаются неглубоким залеганием палеозойского основания. Строение поверхности палеозойского основания во многом определяет структуру верхнего мела. Как было показано выше, поверхность подстилающих верхнемеловые и юрские отложения каменноугольных и девонских пород отличается большими неровностями. Бурением было доказано, что эти неровности не только эрозионного происхождения, но также тесно связаны с тектоникой палеозойских пород, в которых зафиксированы пологие складки типично платформенного облика с простиранием осей с юго-юго-запада на северо-северо-запад и с юго-востока на северо-запад. Движения, создавшие эти складки, повидимому, продолжались в том же плане и значительно позже, так как в Бусском районе бурением было установлено наличие небольших, чрезвычайно пологих антиклиналей в верхнемеловых отложениях, имеющих простирание осей на юго-юго-восток и северо-северо-запад (О. К. Смирнова, С. И. Пастернак, 1948 г.). Севернее г. Буска протягивается полоса, в которой должны быть развиты подобные же формы. В районе г. Каменка Струмилова в верхнемеловых отложениях установлен флексурообразный перегиб, а к северо-востоку намечаются антиклинали, подобные развитым в районе Буска.

В свете изложенного, а именно исходя из наличия чрезвычайно пологих антиклинальных поднятий палеозоя, прослеженных бурением (карбон) в Бусском районе и к северу от него, а также на дневной поверхности (девон) в юго-восточной части Ополья, естественно предположить существование в верхнемеловых отложениях Ополья какого-то отражения этих поднятий, сходных с поднятиями, которые были вскрыты бусскими скважинами. Исследования, проведенные Д. П. Найдиным, В. П. Казаковой и А. Е. Михайловым в течение 1946—1949 гг., показали, что подобные отражения действительно существуют. Их можно подметить, изучая распределение отметок подтортонской (подмиоценовой) поверхности верхнего мела. Эта поверхность представлена несколькими вытянутыми на десятки километров полосами (зонами), в пределах которых развиты относительно высокие абсолютные отметки. Полосы повышенных отметок верхнемеловой поверхности перемежаются с вытянутыми также на значительные протяжения участками распространения пониженных отметок верхнемеловой поверхности. Амплитуда колебаний отметок верхнемеловой поверхности оценивается несколькими десятками метров.

Подтортонская поверхность верхнего мела Ополья образована не только действием экзогенных процессов в течение предтортонского времени, но также и действием тектонических сил. Эта поверхность, следовательно, является полигенетическим образованием — результатом действия тектонических и экзогенных сил. Участие тектонического фактора в создании этой поверхности совершенно определенно устанавливается следующими положениями:

1. Зоны, характеризующиеся повышенными отметками поверхности верхнемеловых отложений, в плане располагаются в виде вытянутых полос.

2. Эти полосы в основном параллельны друг другу и вытянуты по направлению с северо-запада на юго-восток, т. е. по простиранию осей складок девона Подола и по простиранию флексур, обрамляющих Ополье с юга и юго-запада.

3. С полосами совпадают изгибы линий контактов («структурные носы») между отдельными слоями верхнего мела.

4. Пологие антиклинальные поднятия верхнемеловых слоев на Побужье имеют простирание, близкое к простиранию вытянутых повышенных участков поверхности верхнего мела Ополья.

5. На повышенных участках верхнемеловой поверхности наблюдается сокращение мощности и изменение литологического состава отложений тортона по сравнению с тортонскими отложениями, приуроченными к понижениям этой поверхности. Кроме того, наблюдается выпадение из разреза некоторых горизонтов тортона на повышенных участках.

6. В некоторых местах были отмечены складчатые изгибы в тортонских отложениях. Замеренные элементы залегания пластов тортонских песчаников и известняков согласуются с простиранием вытянутых участков поверхности верхнемеловых отложений.

Из наиболее крупных вытянутых поднятий (зон) и сопутствующих им понижений верхнемеловой поверхности должны быть прежде всего отмечены (см. рис. 110): Львовское поднятие (I), поднятие д. Демня (II), Бережанское поднятие (III), поднятие д. Белой (IV), Гологорский приподнятый участок (V), поднятие Подлесье — Высокая Гора (VI).

Кроме перечисленных поднятий, существует ряд мелких. В качестве примера кратко описано Львовское поднятие. Это поднятие, расположенное к юго-западу от Львова, протягивается через д. Зубжа и далее на юго-восток в район Высокой Горы. Оно характеризуется сокращенным разрезом нижнего тортона, а также повышенными отметками поверхности верхнего мела, равными 360—380 *м*. З. Паздро (1936 г.) считает, что максимально приподнятая юго-восточная часть этого поднятия осложнена сбросами небольшой амплитуды (не свыше 40 *м*). Юго-восточный склон его ограничен флексурой Николаев — Хрусно — Пустомыты. С Львовским поднятием сопряжена расположенная к северо-западу от него отрицательная форма, ось которой совпадает с простиранием современного северо-восточного края Росточья на участке Львов—Гринев. Эта отрицательная форма характеризуется развитием в основном песчаных отложений нижнего и верхнего тортона, мощность которых достигает 100—120 *м*.

Как и описанные выше флексуры и складки, зоны повышенных отметок поверхности верхнего мела и сопряженные с ними зоны пониженных отметок этой поверхности образовались одновременно с формированием Предкарпатского краевого прогиба. Процесс образования этой полигенетической поверхности, представляющей собой в основном поверхность предтортонского (предмиоценового) размыва, искаженную тектоническими движениями в кристаллическом фундаменте, шел на протяжении времени, в течение которого формировался Предкарпатский краевой прогиб, т. е. на протяжении всего миоцена.

Окончательное оформление этой поверхности, повидимому, произошло в конце верхнего тортона — начале сармата.

Завершая краткое описание проявлений мезо-кайнозойских тектонических нарушений, следует отметить наличие крутопадающих трещин, распространенных повсеместно и развитых как в верхнемеловых, так и — особенно полно — в тортонских породах. Возможно выделить два ряда крутопадающих трещин: первый — с простиранием СЗ 320—340°, и второй — с простиранием СВ 40—60°.

Трещины указанных направлений, вернее зоны их сгущения, сыграли огромную роль в формировании современного рельефа, в частности в образовании северного уступа Опола и Подольского плато.

Приведенное описание указывает на существование в общем единого плана строения палеозойских и мезо-кайнозойских структур края.

Это единство прежде всего выражается в том, что Львовско-Люблинская верхнемеловая мульда развилась на герцинском краевом прогибе (рис. 117). На отдельных участках осевая часть Львовско-Люблинской

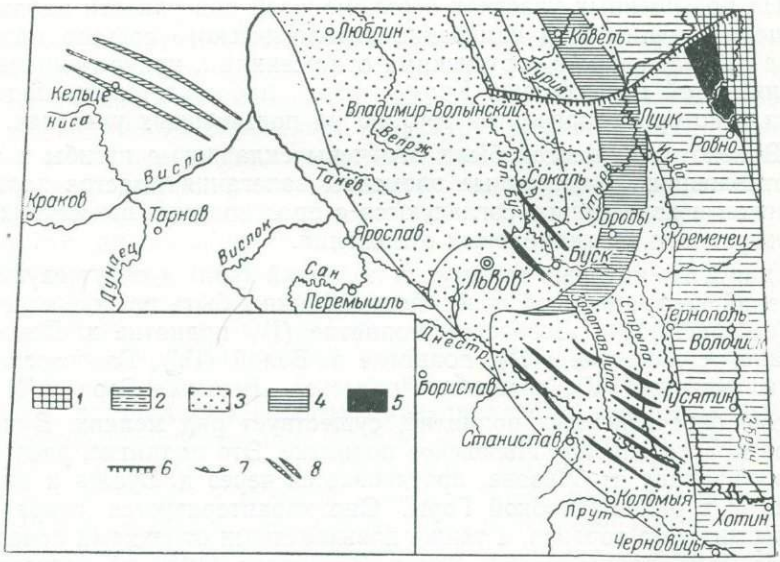


Рис. 117. Схема домезозойской тектонической структуры Западной Украины и сопредельных площадей

1—сланцы и аркозы кембрия *2*—сланцы, известняки и мергели силура; *3*—песчаники и сланцы нижнего и среднего девона (к востоку от полосы развития среднего и верхнего девона), песчаники и аргиллиты нижнего карбона (к западу от полосы развития среднего и верхнего девона); *4*—сланцы, известняки и доломиты среднего и верхнего девона; *5*—базальты; *6*—линия сброса; *7*—условные изогипсы поверхности карбона; *8*—оси складок Свентокшишских гор (заштрихованы) и антиклинальных поднятий платформы (черные)

верхнемеловой мульды даже совпадает с осевой частью герцинского краевого прогиба. Такое совпадение наблюдается в районах северо-западнее г. Львова, где максимально прогнутая часть верхнемеловой мульды совмещается с максимально опущенной частью палеозойского прогиба. К западу от Львова ось верхнемеловой мульды расположена несколько восточнее оси краевого прогиба герцинид. За пределами Советского Союза в Польше отмечается, наоборот, некоторое смещение оси верхнемеловой мульды к западу по отношению к оси герцинского краевого прогиба. Ось первой проходит несколько восточнее г. Люблина, где мощность верхнемеловых отложений превышает 800 *м*, а ось второго, судя по геофизическим данным, проходит значительно восточнее, через район г. Холма, где мощность верхнего мела равна лишь 240 *м*.

К западу от г. Люблина, кроме того, отмечается несогласие в простираниях слоев верхнего мела, образующих юго-западное крыло мульды, с погруженными структурами герцинской складчатой области (рис. 118). Последние имеют простирание с юго-юго-востока на северо-северо-запад, установленное на основании характера распределения аномалий силы тяжести, значительно отличающееся от простирания первых с юго-востока на северо-запад и даже с востоко-юго-востока на запад-северо-запад.

Погруженные палеозойские структуры, существование которых устанавливается геофизическими методами исследования, составляют лишь незначительную часть обширной герцинской складчатой области; одним из элементов последней являются, в частности, Свентокшишские горы.

К югу от Люблина и к западу от Львова, повидимому, простирание верхнемеловых слоев Львовско-Люблинской мульды совпадает с простиранием погруженных структур герцинской складчатой области.

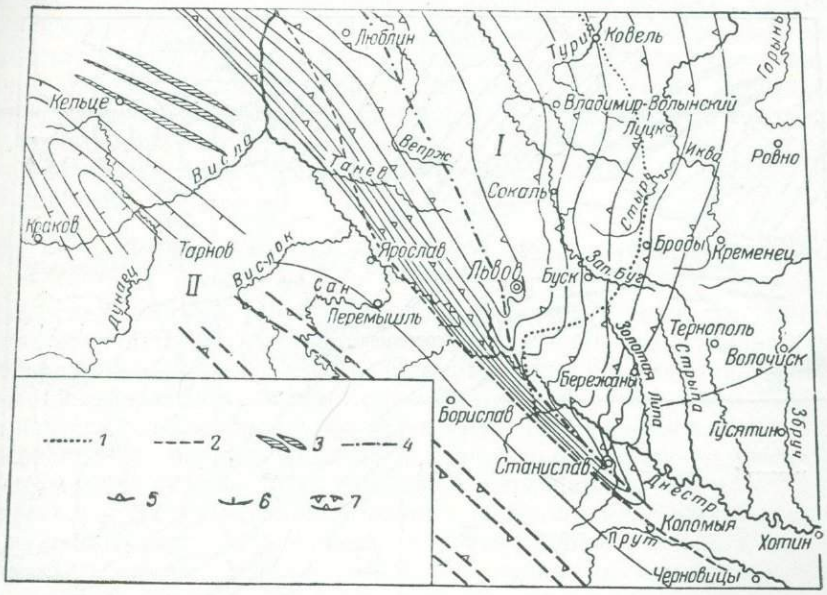


Рис. 118. Схема предпалеогеновой тектонической структуры Западной Украины и сопредельных площадей

I. Платформенная область: *1*—восточная граница герцинского краевого прогиба; *2*—северо-восточная граница герцинской складчатой области; *3*—оси складок Свентокшишских гор; *4*—ось Львовско-Люблинской верхнемеловой мульды; *5*—условные изогипсы различных горизонтов верхнего мела Львовско-Люблинской мульды; *6*—то же для Нидской мульды. *II.* Геосинклинальная область: *7*—Центральная Карпатская геосинклиналь

Эти структуры в течение мезозойского этапа развития территории Западной Украины и Польши представляли собой отчетливо выраженную область размыва, лишь иногда на непродолжительное время покрывавшуюся морем. В течение верхнемеловой эпохи эти структуры орографически представляли собой цепь островов, к северо-востоку от которой существовал платформенный бассейн, а к юго-западу — геосинклинальный.

Существование к северо-западу от Люблина погруженных под верхнеюрскими и верхнемеловыми отложениями структур герцинской складчатой области указывает на то, что верхнемеловая мульда заложилась не только на краевом прогибе герцинид, но также захватила и прилегающие части собственно герцинской складчатой области. С другой стороны, эта мульда при своем формировании захватила и участки с типично платформенным строением. Такими участками являются восточная часть Побужья, Волынь, Подол, восточная часть Ополья.

Характеризуя общий план строения Львовско-Люблинской мульды, следует иметь в виду то обстоятельство, что эта мульда развилась в основном на герцинском краевом прогибе, однако с захватом примыкающих к нему других структурных элементов — окраины Русской платформы и герцинской складчатой области.

Значительно более отчетливо проявляется общность в плане строения более мелких палеозойских и мезо-кайнозойских структур. Простирание чрезвычайно пологих складок, отмеченных на Подоле в девоне и на Побужье в нижнекаменноугольных слоях, повторяется и в верхнемеловых отложениях. Чрезвычайно пологие складки, отмеченные на Побужье в верхнемеловых породах, имеют то же простирание, что и складки в нижнекаменноугольных отложениях. Зоны повышенных отметок верхнемеловой поверхности на северо-восточном крыле мульды также, очевидно, связаны с дислокациями залегающих на небольшой глубине палеозойских отложений.

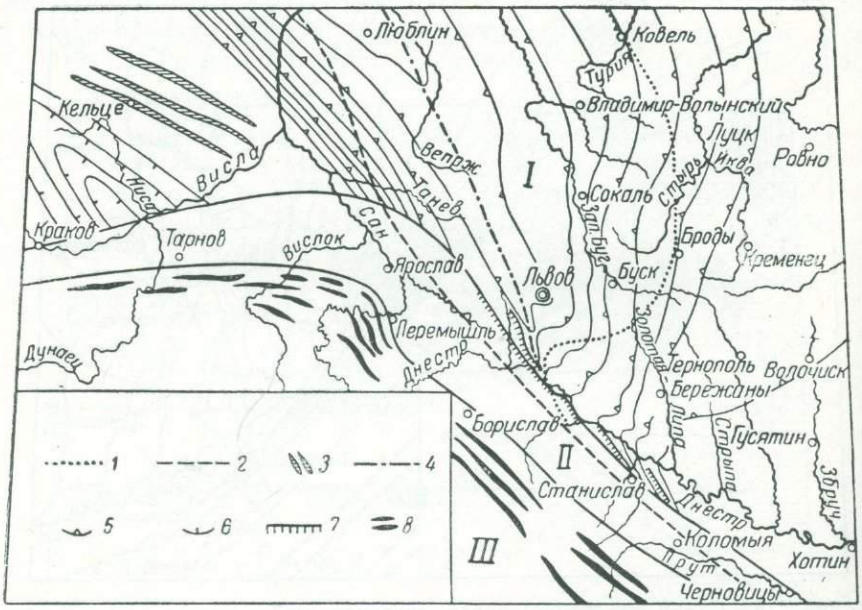


Рис. 119. Схема современной тектонической структуры Западной Украины и сопредельных площадей

I. Платформенная область: *1*—восточная граница герцинского краевого прогиба; *2*—северо-восточная граница герцинской складчатой области; *3*—оси складок Свентокшишских гор; *4*—ось Львовско-Люблинской верхнемеловой мульды; *5*—условные изогипсы различных горизонтов верхнего мела Львовско-Люблинской мульды; *6*—то же для Нидской мульды.
II. Предкарпатский краевой прогиб: *7*—флексуры, образовавшиеся при формировании прогиба.
III. Карпатская складчатая область: *8*—оси складок Внешней антиклинальной зоны Карпат

Совсем другого порядка явления наблюдаются на юго-западном крыле Львовской мульды и в области ее центриклинального замыкания. Эти участки мульды при формировании Предкарпатского краевого прогиба были осложнены несколькими рядами флексур. По этим флексурам участки мульды были погружены под мощные молассовые отложения прогиба вследствие крупных опусканий кристаллического фундамента (рис. 119).

Как указывалось выше, флексуры и зоны повышенных отметок верхнемеловой поверхности формировались одновременно с возникновением Предкарпатского краевого прогиба. Если зоны повышенных отметок обязаны своим происхождением глыбовым движениям фундамента небольшой амплитуды, то, повидимому, возникновение прогиба связано с крупными опусканиями этого фундамента.

Сопоставление стратиграфических разрезов и мощностей отдельных горизонтов тортонских отложений, развитых в зонах повышенных отметок верхнемеловой поверхности и на участках пониженных ее отметок, а также на крыльях флексур, указывает на относительную длительность их формирования. Первые диференцированные движения, вызвавшие прогибание окраины платформы, наиболее интенсивное у края прогиба, соответствуют времени накопления осадков нижнего тортона. Эти движения вызвали резкое увеличение мощности песчаников и известняков у окраины платформы, а в пределах остальной части Ополья — сокращение мощности и выпадение отдельных горизонтов из разреза в зонах повышенных отметок поверхности верхнего мела. Время отложения верхних горизонтов нижнего тортона (литотамниевые слои) было временем относительно равномерных движений, сменившихся в начале верхнего тортона периодом энергичного поднятия всей окраины юго-западной части Русской платформы. Затем, с началом отложения верхнетортонских гипсов начинается этап сильных диференцированных прогибаний. Эти движения, которыми были захвачены слои всех возрастов, привели к окончательному формированию описанных выше флексур и зон повышенных отметок верхнемеловой поверхности. Процесс формирования закончился ко времени, соответствующему приблизительно концу верхнетортонского и началу нижнесарматского веков, когда вся территория юго-западной окраины Русской платформы вступила в стадию медленного поднятия.

ЗАКАРПАТСКИЕ МИОЦЕНОВЫЕ ВПАДИНЫ

Непосредственно к юго-западу от складчатой области Восточных Карпат расположены глубокие впадины, заполненные мощной толщей миоценовых и плиоценовых образований. Здесь выделяются три обособленные зоны, различающиеся слагающими их свитами и характером тектонических нарушений. Это Верхне-Тиссенская впадина, непосредственно примыкающая и в значительной степени накладывающаяся на Внутреннюю антиклинальную зону Карпат, Выгорлат-Гутинская гряда верхнемиоценовых и, возможно, частично плиоценовых вулканических образований, которая обрамляет с юга и запада Верхне-Тиссенскую впадину, а к северо-западу от нее антиклинальную зону Карпат, и Чоп-Мукачевская впадина, расположенная непосредственно к западу и юго-западу от Выгорлат-Гутинской гряды.

Верхне-Тиссенская впадина представляет собой часть глубокого прогиба, заполненного мощной толщей (5—6 *км*) рыхлых осадочных пород с горизонтами вулканических туфов и соленосной свитой в низах разреза. В ней выделяются отложения бурдигальского (?), гельветского и тортонского ярусов, расчлененные на ряд дробных горизонтов. Все эти свиты обладают специфической формой залегания. Они совершенно постепенно выклиниваются по направлению к северо-восточному борту впадины (внутреннему краю Карпат) и достигают максимальных мощностей в ее центральных частях.

Тектонические нарушения в миоценовых толщах этой впадины также имеют специфический характер. Здесь распространены пологие брахиантиклинальные складки, вытянутые длинными осями вдоль контура края впадины и сложенные в своих ядрах мощными штоками каменной соли. Последние обладают всеми характерными чертами соляных куполов. Из них наиболее полно изучены купола Солотвина и Нанкова.

Выгорлат-Гутинская гряда представляет собой сложную синклинальную зону, вытянутую с северо-запада на юго-восток. Она сложена мощной толщей молодых вулканических образований.

Наиболее древним комплексом (сармат) в ней является сложная и изменчивая по составу толща осадочных и вулканогенных (липариты

и их туфы) пород. На ней располагаются осадочно-эффузивные отложения, с которыми связаны залежи лигнитов (сармат—паннон), перекрытые различного состава андезитами и андезито-базальтами, которые увенчаны покровами оливиновых базальтов. Все эти толщи имеют различные на отдельных участках мощности и составы и расположены по периферии центров вулканических извержений с различными закономерностями. Распространение этих, преимущественно вулканических, пород контролируется системой крупных разломов, с которыми связано формирование закарпатских впадин.

В пределах площади развития вулканических образований намечается проявление незначительных по размерам тектонических нарушений, время образования которых совпадает с отдельными пароксизмами вулканической деятельности.

Чоп-Мукачевская впадина исследована наиболее слабо, так как она целиком скрыта под покровом четвертичных отложений. Повидимому, в ее пределах широко распространены отложения нижнего и среднего миоцена, среди которых, так же как и в Верхне-Тиссенской впадине, присутствует соленосная свита, с которой могут быть связаны проявления соляной тектоники. Во впадине также широко распространены сарматские и более молодые эффузивы, выходящие на поверхность в Береговском холмогорье и в ряде мелких островных гор.

Взаимоотношения Верхне-Тиссенской и Чоп-Мукачевской впадин определяются их общим положением вдоль юго-западного склона Карпат. Они представляют части крупного единого прогиба, возникшего в нижнемиоценовое время, и, несомненно, обладают одинаковым внутренним строением. Различие между ними заключается в более резком наложении на Чоп-Мукачевскую впадину энергичных вулканических процессов, которые слабо отразились на Верхне-Тиссенской впадине.

Верхне-Тиссенская и Чоп-Мукачевская впадины обладают отчетливо выраженной формой молодых линейно ориентированных прогибов, протягивающихся непосредственно вдоль края формировавшегося молодого сооружения. Время их возникновения (нижний миоцен) вполне точно соответствует первым стадиям формирования горной страны на месте геосинклинальной зоны Восточных Карпат.

Имеется мнение, что закарпатские впадины представляют собой окраинные части общего обширного прогиба, носящего название Алфолда (Венгерской впадины). Судя по материалам глубокого бурения, проведенного в ряде пунктов Венгерской низменности, а также по данным гравиметрических наблюдений, здесь имеют место более сложные соотношения.

Действительно, Чоп-Мукачевская и Верхне-Тиссенская впадины выполнены осадочной и вулканогенными толщами мощностью не менее 5 *км* (по И. Б. Плешакову, 1948 г. — даже 9 *км*), в которых большое значение имеют тортонские, гельветские и, возможно, бурдигальские отложения. По имеющимся данным, в северо-восточных частях Алфолда средне- и нижнемиоценовые отложения совершенно отсутствуют либо имеют ничтожные мощности. Например, скважина в районе Дебрецина вскрыла 1100 *м* плиоцена, около 200 *м* сармата, сложенного в низах известняками, а под ними, на глубине 1447 *м* — мощную толщу известняков, условно относимых к триасу (Лоци, 1943 г.). Многочисленными скважинами, расположенными в других частях низменности, вскрыты плиоценовые отложения мощностью более 1000—1200 *м*, а миоценовые и более древние слои бурением не достигались. Этим устанавливается, что центральные части Венгерской низменности представляют собой крупную впадину, интенсивно прогибавшуюся в понтическое и левантинское время и, возможно, развивавшуюся на мезозойском складчатом основании.

Последнее предположение подтверждается характером аномалий силы тяжести. Венгерская низменность представляет собой область положительных (+25, +40 *мгл*) аномалий, нарастание которых происходит со стороны Карпат к внутренним частям впадины. На фоне этого сравнительно плавного нарастания в Закарпатье в районе Берегова и северо-западнее его находятся резко очерченные максимумы аномалии силы тяжести. Такие соотношения могут быть объяснены наличием в этом месте достаточно крупного разлома, отделяющего внешние (миоценовые) впадины Закарпатья от внутренней (плиоценовой) Венгерской впадины. К этому разлому могут быть приурочены глубинные массивы кислых интрузивных пород, один из которых, вероятно, находится на значительной глубине в районе Берегова.

Приведенные соображения показывают, что Венгерскую впадину по отношению к обрамляющим ее миоценовым впадинам Закарпатья и расположенным за ними горным сооружениям Карпат можно рассматривать как устойчивую «срединную массу», возникшую на месте верхнемезозойской складчатой зоны, начавшей интенсивно прогибаться лишь в понтическое время.

Таковы общие черты строения закарпатских впадин. Более подробное описание их приводится ниже.

ВЕРХНЕ-ТИССЕНСКАЯ ВПАДИНА

Рассматриваемая впадина занимает обширное пространство Верхне-Тиссенской, или, как ее иначе называют, Солотвинской, котловины. Она вытянута с северо-запада на юго-восток, от окрестностей с. Липша до с. Бычка, на протяжении 65 *км*. Наибольшая ширина ее в средней части, по долине р. Теребли, равна 25 *км*. С северо-востока и востока впадина обрамляется Внутренней антиклинальной зоной Карпат, юго-восточное крыло которой ею в значительной степени перекрыто. С запада и юга миоценовые образования Верхне-Тиссенской впадины окружены широким поясом молодых вулканических пород, уходящих в северные части Трансильвании. Юго-восточное окончание впадины находится в пределах Румынии, к югу от г. Сигета, в бассейне р. Изы.

Северо-восточное и восточное крылья впадины, сложенные флишевыми образованиями палеогена и мела, имеют достаточно простое строение. Миоценовые породы (гельвет и тортон) здесь резко несогласно налегают на различные горизонты флишевой формации, падая в юго-западном направлении под углом в 50—60°. Далее на юго-запад, на расстоянии 3—4 *км*, залегание пород сразу становится более пологим и породы образуют серию мульд и брахиантиклиналей. Контакт между флишем и миоценовой молассой на всем своем протяжении имеет плавные очертания, что подчеркивает однородность строения края впадины. Вдоль контакта в ряде мест фиксируются продольные разрывные нарушения. Крутой сброс наблюдается вдоль рч. Солоной, по левому берегу р. Терешвы. Восточнее вдоль восточного прямолинейного борта впадины, по данным Р. А. Хасина и В. Г. Корнеевой, проходит крутой сброс более крупного размера. Можно предполагать, что к такого типа разрывам приурочены выходы рассолов, наблюдающиеся в ряде пунктов северного борта среди тортонских отложений. Материнской, соленосной толщей для них являются скорее всего нижние части разреза миоцена (аквитан—бурдигал ?).

Западная и южная окраины впадины имеют совершенно иное строение. В их пределах тортонские осадочные толщи постепенно погружаются в западном (правобережье р. Рики) и южном (левобережье р. Тиссы) направлениях под сарматские осадочные и более молодые вулканические толщи Выгорлат-Гутинского хребта. Таким образом, в этих направлениях происходит погружение молодых слоев, и сам Выгорлат-Гутинский

хребет оказывается приуроченным к достаточно глубокому синклинальному рву. Наклон верхнемиоценовых образований в восточном и южном направлениях характеризуется углами в 12—20°. Как будет указано в дальнейшем, подобные же соотношения между зоной развития молассы и вулканических пород наблюдаются и в Чоп-Мукачевской впадине.

Приведенные сведения показывают, что Верхне-Тиссенская впадина является не изолированным тектоническим образованием, а частью общего Закарпатского прогиба, разделенного на две части (Верхне-Тиссенскую и Чоп-Мукачевскую) структурой Выгорлат-Гутинского хребта.

Такой вывод правомерен для области развития сарматских и более молодых пород. Однако его нельзя распространять на низкие горизонты миоценовой молассы. Выгорлат-Гутинский хребет является зоной локализации линейно вытянутых центров мощных вулканических излияний и небольших по размерам гипабиссальных интрузивных тел. Они связаны, очевидно, с областью широкого развития крупных и глубоких разрывных нарушений, вдоль которых и возник Выгорлат-Гутинский синклинальный ров. Но имеются ли в его центральных, наиболее глубоких частях мощные соленосные толщи низов миоцена, достигающие огромных мощностей в Верхне-Тиссенской впадине? На этот вопрос, повидимому, можно дать лишь отрицательный ответ. По характеру гравитационных аномалий и типу тектонических нарушений Выгорлат-Гутинской зоны можно предположить в ее пределах выклинивание большей части нижних горизонтов миоцена, и в том числе — соленосной толщи (рис. 120).

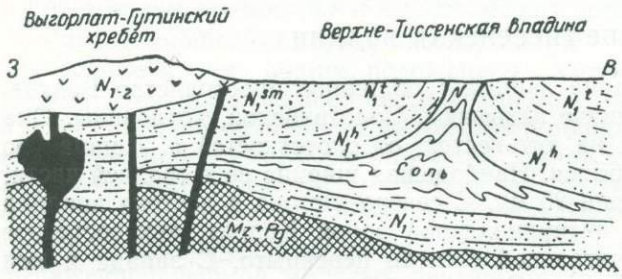


Рис. 120. Схема соотношения и глубинного строения Верхне-Тиссенской впадины и Выгорлат-Гутинского хребта

Внутренние части Верхне-Тиссенской впадины характеризуются тем, что миоценовые слои в ней повсеместно нарушены. Ведущую роль здесь играют соляные диапировые антиклинали. К такого типа структурам относятся: Солотвинская, Тереблинская, Нанковская и Тячевская [1].

Солотвинская соляная брахиантиклиналь, судя по выходам на дневную поверхность новоселицкого туфового горизонта, имеет длину около 20 *км*. Длина центральной, купольной части ее достигает 4,3 *км*, ширина 2 *км*. Ядро поднятия сложено каменной солью, выходящей на поверхность в долине р. Тиссы и вскрытой двумя шахтами и большим числом скважин.

Строение сводовой части брахиантиклинали прекрасно отображается геологической картой, составленной в 1947 г. В. Г. Корнеевой (рис. 121). Крылья структуры более или менее симметричны; наклон слоев в них достигает более 60° вблизи ядра. С удалением от ядра углы наклона уменьшаются до 20—10°.

По контакту соли с вмещающими породами наблюдается брекчирование с образованием соляно-глинистых тектонических брекчий. В центральных частях ядра каменная соль образует сложные складки течения, превосходно вскрывающиеся в эксплоатационных камерах шахт.

Мощность соляного штока точно не установлена. Вскрыт он скважинами на глубине только до 600 *м*. Края штока большой крутизны и в ряде мест вертикальны.

[1] Дополнительные сведения по этим структурам приведены ниже, в разделе «Каменная соль» (см. стр. 465 и след.). Там же помещен ряд разрезов и карт.

Тереблинская соляная антиклиналь вытянута вдоль правобережья р. Тиссы на 22 *км*, имеет ширину 2—4 *км*. Ее строение можно наблюдать по пересечениям от Нанкова к Баранову, по р. Теребле и у с. Керекхедь. В северо-западной части складка имеет вид узкой и сжатой антиклинали с очень крутыми крыльями. Она слегка запрокинута и взброшена в юго-западном направлении. На северо-восточном крыле углы падения достигают 85°, а на юго-западном, вблизи периклинального окончания, до 80°. В своде этой же части складки выходят гельветские глины, которые залегают вертикально или под крутыми северо-восточными углами. В присводовой части складки скважиной (р-н с. Данилово) вскрыт сложный разрез, судя по которому, с несомненностью установлено, что глубокие части ядра складки сложены перемятыми глинами и каменной солью.

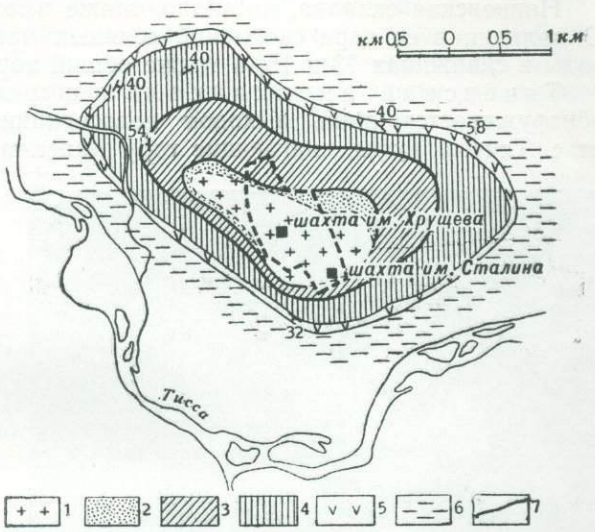


Рис. 121. Геологическая карта Солотвинского месторождения (по В. Г. Корнеевой)

1—соль; солотвинская свита; *2*—затонская подсвита; *3*—бакская подсвита; *4*—глодская подсвита; *5*—новоселицкий туф; *6*—хустецкая свита; *7*—горизонты туфов

Юго-восточная часть Тереблинской складки разбита рядом сбросов. На правобережье р. Теребли по смещению горизонта новоселицкого туфа к северо-востоку от с. Шандорово установлено наличие крупного сброса, которым поднята на 500—600 *м* северо-западная часть северо-восточного крыла.

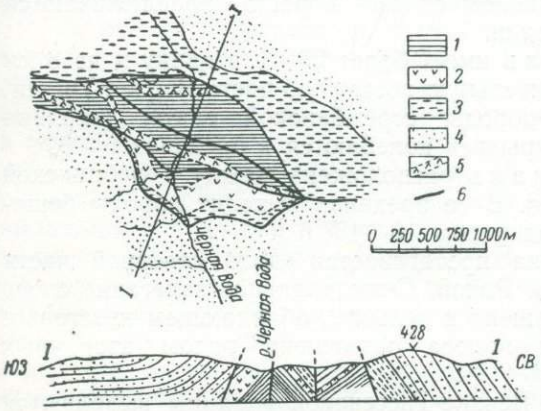


Рис. 122. Тереблинская антиклиналь в районе с. Керекхедь (по В. Н. Забелину)

1—солотвинская свита; *2*—новоселицкий туфовый горизонт; *3*—хустецкая свита; *4*—терешвинская свита; *5*—горизонт туфов в солотвинской свите; *6*—сбросы

По левобережью р. Теребли наблюдается ряд сбросов, разбивающих ядро Тереблинской антиклинали на отдельные блоки (рис. 122).

Слои в ядре здесь местами залегают под весьма крутыми углами (рис. 123).

Тереблинская складка погружается в пределах левобережья р. Терешвы.

Сбросовые нарушения, осложняющие в ряде мест Тереблинскую антиклиналь, вызваны ростом ее ядра. Сама же складка должна быть отнесена к типу криптодиапировых соляных антиклиналей.

Нанковская складка имеет небольшое протяжение (около 3 *км*). Расположена она кулисообразно к северу от западного окончания

Тереблинской антиклинали. Эта складка разбурена шестнадцатью скважинами, из которых скв. 12 достигает глубины 500 *м*.

Складка разбита вдоль оси продольным разрывом, по которому поднято ее северо-восточное крыло. Слои наклонены под углом в 50—75° у разрыва и 20—5° при удалении от него.

Нанковская складка, очевидно, также имеет диапировый характер. О наличии в ее ядре скоплений соляных масс говорит приток соленой воды в скважинах 13 и 15, а также общий характер строения района.

Тячевская антиклиналь непосредственно на поверхности обнаруживается лишь выходом новоселицких туфов к северо-западу от с. Тячево. Туфы, слагающие гору Каполна (+294 *м*), наклонены на СЗ 340° под углом 25°. Очевидно, этот наклон отмечает положение северо-западного периклинального окончания складки. На гравиметрических картах этого района рисуется минимум аномалии силы тяжести, сливающийся на юго-востоке с солотвинским минимумом.

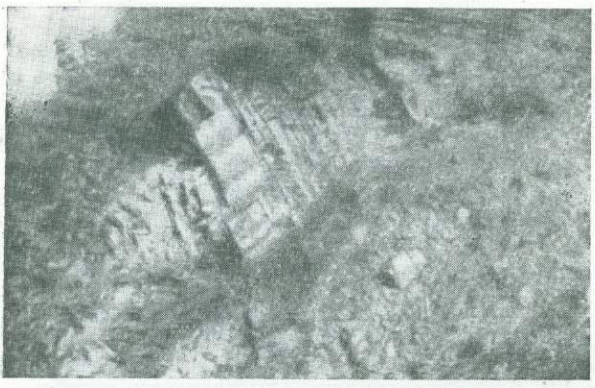


Рис. 123. Дислокации в солотвинской свите к северу от с. Теребля, на левом берегу р. Теребля

Не исключена возможность, что общие юго-западные направления падений тортонских, сарматских и более молодых пород по левобережью р. Тиссы в районе с. Вышково связаны с положением юго-западного крыла этой складки. В этом случае большая часть Тячевской складки скрыта под современной долиной р. Тиссы.

Синклинальные складки в пределах Верхне-Тиссенской впадины выражены менее резко, чем антиклинальные. Они обычно представляют широкие формы с пологим наклоном слоев. Хорошо прослеживаются следующие синклинальные складки.

Апшицкая синклиналь имеет более 20 *км* в длину и до 8 *км* в ширину. Охватывает она значительную восточную часть Верхне-Тиссенской впадины. В ней развиты породы стрембинской свиты (верхняя часть тортона). Углы падения крыльев колеблются в пределах 5—20°.

Грушевская синклиналь расположена между Тереблинской и Солотвинской антиклиналями. В ее пределах выходят породы бешигурской свиты, наклоненные под углом 10—15°.

Широкая синклинальная зона протягивается вдоль северной части впадины, между рр. Терешвой и Рикой. Синклинальное залегание слоев в этой полосе превосходно выражено в рельефе, обладающем куэстовым характером. Эта синклинальная полоса осложнена рядом вторичных мелких и пологих складок.

Таким образом, в пределах Верхне-Тиссенской впадины выделяются две антиклинальные и две синклинальные зоны, осложненные вторичной складчатостью и разрывными нарушениями.

ЧОП-МУКАЧЕВСКАЯ ВПАДИНА

Эта впадина занимает обширное пространство между Береговом, Чопом и предгорьями Выгорлат-Гутинского хребта, которым она обрамляется с северо-востока и востока и, соответственно, отделяется от складчатой зоны Карпат и от Верхне-Тиссенской впадины. Внутреннее строение впадины еще совершенно не исследовано. Почти вся площадь

впадины покрыта мощным чехлом плиоценовых и четвертичных отложений. Бурение, за исключением мелких скважин, здесь не проводилось. Гравиметрические работы указывают на неоднородность внутреннего строения впадины. На фоне общего спокойного поля выделяется ряд локальных максимумов, повидимому соответствующих скоплениям магматических пород на глубине в толще осадочных образований.

Некоторый свет на строение впадины проливает изучение района, расположенного между сс. Лалово и Доробратово (юго-восточнее г. Мукачево), который является единственным участком впадины, лишенным мощного покрова новейших рыхлых отложений. В пределах этого участка близки к поверхности глинисто-песчаные породы тортонского яруса. На северо-западе, в окрестностях с. Лалова, широкое распространение приобретают достаточно мощные толщи сармата, с которыми связаны месторождения лигнитов. Сарматские образования подковообразно обрамляют тортонские, образуя правильное периклинальное замыкание крупной складки. Углы наклона слоев здесь измеряются величинами в 10—15°, а местами они еще больше (у д. Березинка).

К юго-востоку от с. Лалово, по направлению к сс. Доробратово и Дунковице сарматские угленосные отложения вытягиваются узкой полосой, падая под углом 18—25° на северо-восток под лавы Выгорлат-Гутинского хребта. Эта полоса отчетливо намечает положение восточного крыла антиклинального поднятия, сводовая часть которого находится к западу от Доробратово.

Наконец, непосредственно к западу от с. Доробратово в колодцах выступают горько-соленые воды, используемые населением для варки поваренной соли [1].

Приведенные данные позволяют предполагать о наличии в этом районе крупной брахиантиклинальной складки северо-западного направления, возможно вызванной проявлениями соляной тектоники. Необходимо отметить, что к северо-западу от Ужгорода, в Чехословакии, имеется ряд пунктов, в пределах которых производится разработка каменной соли из миоценовых отложений.

Таким образом, Чоп-Мукачевская впадина, подобно Верхне-Тиссенской, является зоной развития соляной тектоники.

Положение Береговского холмогорья по отношению к Чоп-Мукачевской впадине еще является неясным. Как указывалось выше [2], в пределах Береговского холмогорья выступает на поверхность сложно построенный комплекс осадочно-вулканогенных образований сармата, изогнутых в серию пологих складок. Размеры этих складок невелики (2—3 *км*), углы наклона на их крыльях отлоги (5—10°). В ряде мест отмечаются разрывные нарушения со смещением в 100—200 *м*. Эти складки имеют выдающееся значение в связи с концентрацией в их пределах крупных полиметаллических месторождений. Вопрос о природе и внутреннем строении этих дислокаций еще не разрешен. Весьма вероятно, что на глубине под Береговским холмогорьем проходит зона крупных разломов, отделяющих Чоп-Мукачевскую впадину от Венгерской «срединной массы». С этими разломами также вероятна связь кислых интрузивных тел, захороненных под покровом сарматских отложений Берегова. Повидимому, этими предположениями и ограничивается наиболее вероятное представление о глубинном строении этого, еще очень слабо изученного района.

ЗОНА ВЫГОРЛАТ-ГУТИНСКОГО ХРЕБТА

Зона Выгорлат-Гутинского хребта занимает чрезвычайно характерное положение в общей структуре Закарпатья. Она отделяет Чоп-Мукачев-

[1] Необходимо отметить, что А. М. Овчинников сомневается в том, что рассолы с. Доробратово питаются штоком каменной соли.

[2] См. раздел «Неогеновые отложения закарпатских впадин».

скую впадину от Внутренней антиклинальной зоны Карпат, разделяет между собой Чоп-Мукачевскую и Верхне-Тиссенскую впадины и обрамляет последнюю с юга. Соприкасаясь с различными крупными структурными формами, зона Выгорлат-Гутинского хребта на всем своем протяжении сохраняет характер строения неизменным. На всех своих отрезках она имеет синклинальную форму.

На северо-западе, между рр. Ужом и Боршавой, эффузивные образования налегают на северо-востоке на флишевые и более древние толщи Карпат, местами перекрывая их на протяжении 5—10 *км*. Вдоль юго-западного края вулканические породы покрывают сарматские осадочные толщи Чоп-Мукачевской впадины. При этом как на северо-востоке, так и на юго-западе поверхность осадочных толщ погружается под Выгорлат-Гутинский хребет с углами наклона в 10—20°. Этими соотношениями отчетливо выявляется общее синклинальное строение хребта.

Имеются основания предполагать существование в пределах рассматриваемого отрезка хребта на глубине, под вулканическими породами, зоны крупных сбросов, разделяющих Чоп-Мукачевскую впадину от Карпат. С этими разломами может быть связано формирование вулканических центров хребта (рис. 124).

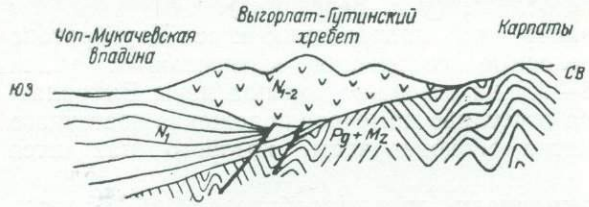


Рис. 124. Схема соотношения Выгорлат-Гутинского хребта и Чоп-Мукачевской впадины на отрезке между рр. Уж и Боршава

Юго-восточнее, между рр. Боршавой и Тиссой, вулканический хребет разделяет Чоп-Мукачевскую и Верхне-Тиссенскую впадины, сохраняя синклинальное строение. Те же соотношения сохраняются и далее к юго-востоку, по левобережью р. Тиссы. Северное крыло вулканической гряды (Вышково и др.) отчетливо наклонено на юг, а южное, находящееся в Румынии (Надь-Баня и др.), — на север.

Однако, занимая на всем своем протяжении полосу шириной 15—35 *км*, Выгорлат-Гутинская зона не является однородной, простой по форме, синклиналью. В ее внутренних частях обнаруживается большое число достаточно крупных нарушений.

Примером подобных осложнений внутреннего строения зоны могут служить дислокации районов Анталовце, Немецкой Кучавы, Великого Раковца и ряда других.

К юго-востоку и югу от д. Анталовце из-под покрова вулканических толщ выходят угленосные породы сармата, наклоненные под углом 30—55° и нарушенные сбросами небольшой амплитуды. Они образуют здесь крупную складку широтного простирания.

В районе Великого Раковца из-под кислых эффузивных образований также обнажается угленосная толща, слагающая южную часть большой складки, сводовая часть которой находится под долиной р. Боршавы, а северное периклинальное окончание — к западу от с. Билки. Наклон слоев в районе Великого Раковца достигает 30°.

Наконец, в районе Немецкой Кучавы, к юго-востоку от Мукачева, та же угленосная толща смята в серию неправильных складок северо-западного простирания, нарушенных сбросами. Углы наклона здесь от 5 до 55°.

Подобный характер тектоники является общим для строения зоны. Сильная дислоцированность пород, подстилающих вулканический комплекс, обнаруживается во всех пунктах их выхода на дневную поверхность. Сложность расшифровки деталей тектонического строения Выгорлат-Гутинского хребта заключается в повсеместном распространении

в его пределах лавовых покровов, формировавшихся в условиях резко расчлененного вулканического рельефа и поэтому имеющих часто первичные крутые наклоны.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ТЕКТОНИКЕ ПРЕДКАРПАТЬЯ, ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ И ЗАКАРПАТЬЯ И АНАЛИЗ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

В пределах Восточных Карпат гравиметрические наблюдения были начаты более 50 лет тому назад. Впервые, в 1896—1903 гг., изучение аномалий силы тяжести было произведено по профилю Стрый—Мукачево, пересекающему Карпаты и захватывающему частично Предкарпатский прогиб и Закарпатскую впадину. Однако эти наблюдения, произведенные в 15 пунктах маятниковым прибором Штернека, характеризовались низкой степенью точности; по данным А. Квятковского, подтвержденным дальнейшими наблюдениями, их средняя квадратическая ошибка достигала 22 *мгл*. В последующем, с 1932 по 1936 г., Палата мер и весов Польши произвела высокоточные наблюдения в 42 пунктах, охватывающих значительные пространства Предкарпатья.

Систематические вариометрические съемки в Предкарпатье были начаты в 1926 г. Ими были охвачены достаточно крупные пространства Предкарпатского краевого прогиба и окраин Русской платформы. Эти работы в еще большем объеме выполнялись после воссоединения западных и восточных областей Украинской ССР.

В Верхне-Тиссенской и Чоп-Мукачевской впадинах Закарпатья вариометрическая съемка в 1939—1943 гг. производилась Венгерским геофизическим институтом. После окончания Великой Отечественной войны вся территория равнинных пространств Закарпатской области была охвачена гравиметрической съемкой.

В 1948 г., помимо площадных съемок, Украинским отделением Государственного союзного геофизического треста при помощи Карпатской экспедиции были произведены гравиметрические наблюдения по трем пересечениям через Карпаты. Первое из них проходило по тракту Самбор—Ужгород, второе—по тракту Стрый—Мукачево и третье—по тракту Делятин — Рахов — Солотвино. Материалы, полученные при этих наблюдениях, несомненно, имеют принципиальное значение. Они позволили связать площадные съемки Предкарпатья с Закарпатьем и составить сводную карту края, выявив закономерности распределения аномалий силы тяжести в пределах горного сооружения Карпат и в примыкающих к нему впадинах.

Обобщение результатов гравиметрических наблюдений, произведенных до 1939 г. на площадях, расположенных к северу от Карпат, было выполнено А. Квятковским в виде карт аномалий силы тяжести в редукции Фая и Буге. Подобная же работа была осуществлена С. Павловским (С. Бубнов, 1939 г.), составившим карту в редукции Буге.

В 1947—1948 гг. С. И. Субботин критически пересмотрел результаты всех ранее произведенных работ и, дополнив их многочисленными новыми данными (до 1947 г.), составил карту аномалий силы тяжести Закарпатья и площадей, расположенных к северу от Карпат, исключив из рассмотрения вследствие недостаточной изученности область горного сооружения Карпат.

Более новые материалы, в частности результаты указанных выше пересечений через Карпаты, позволяют полнее обрисовать общие закономерности расположения аномалий силы тяжести в пределах западных областей УССР. В равной степени, результаты новых геологических исследований дают возможность произвести качественную интерпретацию этих закономерностей.

АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ГЛАВНЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ КРАЯ

Схематизированная карта аномалий силы тяжести (в редукции Буге) отчетливо отражает их расположение и общую характеристику (рис. 125).

На карте резко выделяется зона отрицательных аномалий, со значениями Δg от —30 до —90 *мгл*, захватывающая значительную часть Восточных Карпат, Предкарпатский краевой прогиб и окраины Русской платформы. Между верховьями Днестра и Прута зона крупных отрица-

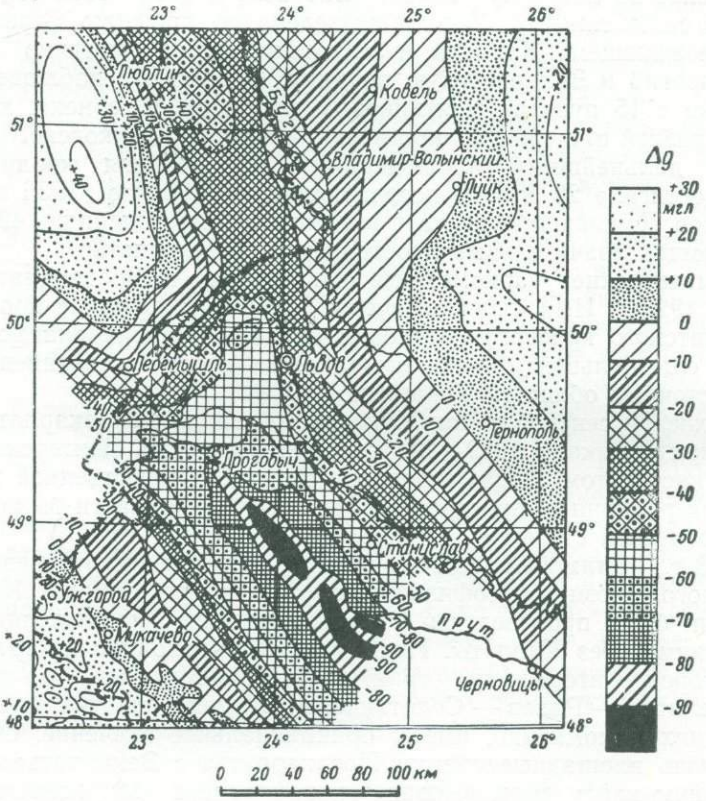


Рис. 125. Карта аномалий силы тяжести Западной Украины в редукции Буге (по А. А. Богданову, Б. Л. Гуревичу и С. Я. Шерешевской, 1950 г.)

тельных аномалий имеет направление с северо-запада на юго-восток, точно совпадающее с простиранием складчатых сооружений Карпат и Предкарпатского краевого прогиба. В районе г. Дрогобыча эта зона разветвляется на две полосы. Одна из полос протягивается в долготном направлении, через район Львова к Люблину, а другая круто отгибается на запад, следуя повороту Карпатской горной дуги. Между этими ветвями располагается зона положительных аномалий, со значениями Δg до $+40$ *мгл*, совпадающая со складчатыми сооружениями Свентокшишских гор и их восточных погребенных частей, названных Н. С. Шатским (1946 г.) Вислянским гребнем. С северо-востока и востока зона крупных отрицательных аномалий ограничивается площадью слабо расчлененного гравитационного поля, характеризующегося значениями Δg от —10 до $+30$ *мгл*. Эта площадь целиком находится в пределах окраин Русской платформы. С юго-запада, в Закарпатье, полоса отрицательных аномалий также обрамляется слабо расчлененным гравитационным полем

(Δg от 0 до $+30$ *мгл*), охватывающим закарпатские впадины и Венгерскую «срединную массу».

Каждая из перечисленных зон с достаточно большой точностью совпадает с положением главнейших тектонических элементов края. Это легко устанавливается при сопоставлении карты аномалий силы тяжести с тектонической схемой (рис. 126).

Окраины Русской платформы, обладающие относительно слабо расчлененным тектоническим рельефом докембрийского основания, характеризуются областью слабо дифференцированных аномалий со значениями Δg от -20 до $+30$ *мгл*. Наиболее крупные из известных к настоящему времени нарушений, типа Владимир-Волынского разлома, не вызывают появления сколько-нибудь заметных отклонений общего направления изоаномал. В восточном направлении соответственно главному подъему кристаллического фундамента платформы отмечается увеличение значений положительных аномалий.

Палеозойские складчатые сооружения Свентокшишских гор фиксируются зоной положительных аномалий (до $+40$ *мгл*), вызываемых приближением к дневной поверхности мощных масс сильно уплотненных и метаморфизованных пород. Эта зона положительных аномалий распространяется значительно восточнее выходов на дневную поверхность дислоцированных палеозойских пород. В ее восточной части находится крупный локальный максимум аномалии силы тяжести (Вислянский гребень). Этот гравитационный гребень Н. С. Шатский (1946 г.) совершенно справедливо определяет «по аналогии с Свентокшишским максимумом только как погребенную под молодым чехлом положительную палеозойскую структуру, краевой антиклинорий герцинской зоны».

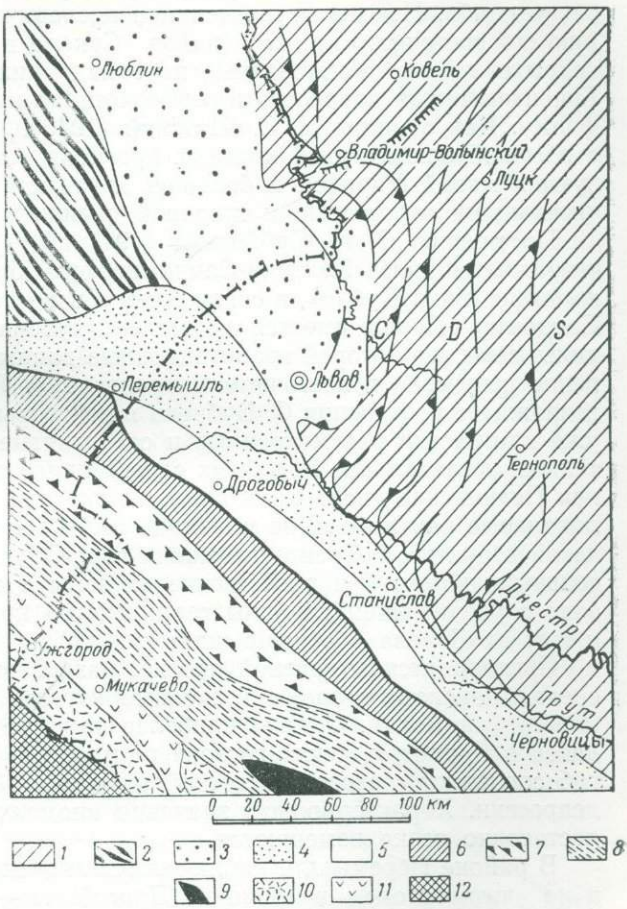


Рис. 126. Тектоническая схема западных областей Украинской ССР (по А. А. Богданову, 1950 г.)

1—окраина Русской платформы; *2*—герцинская складчатая зона; *3*—герцинский краевой прогиб; *4*—Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба; *5*—Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба; *6*—Внешняя антиклинальная зона Восточных Карпат; *7*—Центральная синклинальная зона Восточных Карпат; *8*—Внутренняя антиклинальная зона Восточных Карпат; *9*—кристаллическое ядро Восточных Карпат; *10*—закарпатские неогеновые впадины; *11*—неогеновый вулканический пояс Закарпатья; *12*—Венгерская „срединная масса"

Окаймляющая эту зону с востока полоса отрицательных аномалий (Львов—Люблин) обрисовывает контуры палеозойского краевого прогиба, перекрытого мощной толщей (до 700 *м*) рыхлых меловых и частично юрских пород Львовско-Люблинской мульды (синеклизы). Сле-

дует отметить, что ось меловой мульды, проходящая по линии Люблин—Львов, видимо, смещена на 20—30 *км* к западу по отношению к оси герцинского краевого прогиба. В результате этого западное крыло меловой мульды почти целиком расположено на размытой поверхности погребенных герцинид.

Внутреннее строение герцинского краевого прогиба известно еще очень слабо. Некоторые сведения в последние годы получены по строению его восточного крыла (район Сокаля и др.), в пределах которого вскрыты полого наклоненные на запад нижнекаменноугольные слои. Гравитационная депрессия имеет отчетливо выраженную асимметричную форму. Как отмечал Н. С. Шатский (1945 г.), это вполне согласуется с обычной асимметрией краевых прогибов, которые всегда характеризуются малой шириной и большой крутизной внутреннего крыла и значительными отлогостью и шириной внешнего (платформенного) крыла.

По мнению С. И. Субботина (1947 г.), гравитационными данными «намечается связь Келецко-Сандомирского кряжа с Пелчинскими дислокациями (близ Дубно), в связи с чем в зоне пересечения впадины линией Сандомир—Пелча имеется наименее глубокая часть осевой зоны впадины, севернее которой гравитационные данные рисуют некоторое расширение депрессии в восточном направлении». Тем самым С. И. Субботин возрождает построения С. Бубнова и некоторых польских геологов, ранее уже критически рассмотренные и отвергнутые Н. С. Шатским. Действительно, установление подобных связей является чисто формальным, так как Пелчинские дислокации представляют собой типично платформенные локальные нарушения, не имеющие решительно ничего общего со складчатой структурой Свентокшишских гор. Общее же увеличение отрицательных аномалий и расширение их зоны в северном направлении связано с увеличением глубины герцинского краевого прогиба, который к югу от Львова вообще выклинивается.

Предкарпатский краевой прогиб, развивавшийся в течение нижне- и среднемиоценового времени, характеризуется зоной крупных отрицательных аномалий. Однако наиболее крупные значения последних находятся в Карпатах, к юго-востоку от прогиба. В силу этого краевой прогиб совпадает с северо-восточной и северной частями гравитационной депрессии. Характерно, что значения аномалий в различных его частях достаточно резко изменяются.

В районе Перемышля наблюдаются значения Δg от —30 до +10 *мгл*, а на юго-востоке, в районе Дрогобыча — Станислава, — от —50 до —80 *мгл*. Эти изменения вполне соответствуют особенностям внутреннего строения и истории развития различных частей прогиба. Его наиболее молодой (тортон — сармат) и наименее сильно прогнутый отрезок, протягивающийся к западу от Перемышля, накладывающийся на южное продолжение герцинид Свентокшишских гор, находится в пределах южного склона зоны положительных аномалий Польского среднегорья. Древний (нижний миоцен) и наиболее глубоко прогнутый отрезок прогиба, развившийся вдоль юго-западного края Русской платформы, характеризуется наиболее резко выраженным минимумом аномалии силы тяжести.

Чрезвычайно большой интерес и значение имеет район, расположенный между Перемышлем, Дрогобычем и Львовом. В его пределах происходит смыкание Западно-Карпатской (широтной) и Львовско-Люблинской (долготной) зон минимума аномалии силы тяжести в единую систему крупных минимумов, протягивающихся к юго-востоку вдоль Восточных Карпат. Особенности геологического строения этого района вызваны тем, что в его пределах происходит наложение Внешней зоны Предкарпатского миоценового краевого прогиба на сложную структуру окраинной части герцинид и на южное окончание герцинского (Польско-Германского) краевого прогиба. При этом герцинские сооружения, выхо-

дящие на поверхность в Свентокшишских горах, продолжаются на юго-восток под мощным покровом тортонских и сарматских отложений краевого прогиба, вызывая появление в пределах последнего своеобразных небольших положительных аномалий. Герцинский краевой прогиб к западу и юго-западу от Львова выклинивается, и к юго-востоку от этого участка погребенные герциниды непосредственно примыкают к юго-западному краю кристаллического фундамента Русской платформы по краевому шву.

Таким образом, благодаря гетерогенности глубинного строения в пределах рассмотренного участка, аномалии силы тяжести, близкие по размерам и форме, могут вызываться различными причинами.

Восточные Карпаты на всем исследованном отрезке расположены в области крупных отрицательных аномалий (от — 5 до —90 *мгл*). Наиболее крупные минимумы (от —80 до —95 *мгл*) совпадают с окраинами Внешней антиклинальной зоны Карпат и с наиболее глубокими частями краевого прогиба. При этом в районе Самбор—Борислав они отчетливо тяготеют к краевому прогибу, а на юго-востоке, в районе ж.-д. ст. Дора на р. Прут, совпадают с окраинными пологими чешуями Внешней антиклинальной зоны. Эти соотношения объясняются перекрытием на юго-востоке наиболее глубоко опущенных частей Предкарпатского краевого прогиба надвигами Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. Величина горизонтального перемещения масс в сторону краевого прогиба по этим пологим надвигам в районе Борислава равна 4—5 *км*, а в бассейне р. Прут достигает 10—12 *км*.

Однако основной особенностью отрицательных аномалий Восточных Карпат является не смещение оси минимумов к внешним частям горного сооружения, а то, что юго-западная граница гравитационной депрессии (Δg от —5 до —10 *мгл*) точно очерчивает площадь развития мелового и палеогенового флиша. Эта связь особенно рельефно выступает в поперечнике Перемышль—Ужгород, где отсутствует влияние на возникновение крупных отрицательных аномалий со стороны Предкарпатского краевого прогиба. Таким образом, глубокий флишевый геосинклинальный прогиб Восточных Карпат, испытывавший длительное прогибание с нижнемелового до олигоценового времени и заполнившийся многокилометровой толщей сравнительно слабо уплотненных флишевых отложений, явился одной из главнейших причин возникновения рассматриваемой полосы крупных минимумов аномалии силы тяжести.

Закарпатские миоценовые впадины и примыкающая к ним с юго-запада область Венгерской «срединной массы» характеризуются положительными аномалиями (от +10 до +30 *мгл*). В пределах закарпатских впадин на фоне общего спокойного поля резко выделяются локальные максимумы силы тяжести. Как показал С. И. Субботин, они вызваны местными скоплениями масс неогеновых вулканических пород. Общее развитие в этой зоне положительных аномалий обусловлено отсутствием флишевых отложений и непосредственным налеганием миоценовых рыхлых образований на мезозойские (триас—юра) и палеозойские метаморфизованные породы складчатого основания.

ОСОБЕННОСТИ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ПРЕДЕЛАХ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ И ПРЕДКАРПАТСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Кривые силы тяжести, составленные по трем маршрутным профилям, пересекающим Карпаты и Предкарпатский краевой прогиб (рис. 127), в более отчетливой форме фиксируют характер гравитационного поля указанных районов. Данные этих профилей хорошо увязываются между собой, несмотря на то что расстояния между ними составляют 40—80 *км*. Это объясняется резко выраженным линейным характером аномалий.

На всех трех профилях наблюдается идентичность в поведении кривой силы тяжести, отчетливо обрисовывающей зону крупных минимумов, проходящую вдоль внешнего края Восточных Карпат. Однако интенсивность гравитационного поля как в области гравитационной депрессии, так и за ее пределами увеличивается с северо-запада на юго-восток. Так, значения Δg в пределах осевой части этой депрессии изменяются от —59 *мгл* в районе г. Самбор до — 95 *мгл* в районе г. Делятин.

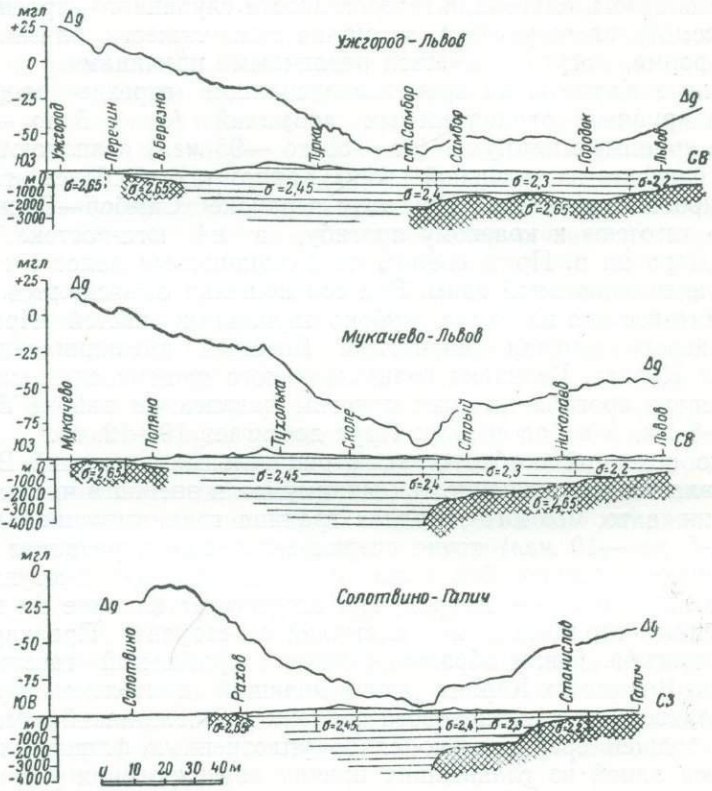


Рис. 127. Кривые силы тяжести по трем пересечениям через Восточные Карпаты и примыкающие к ним впадины

Сопоставление детальных геологических и гравиметрических карт Восточных Карпат свидетельствует об отсутствии соответствия между частными молодыми (третичными) тектоническими нарушениями и локальными аномалиями. Строго говоря, ни одна из известных складок, сложенных флишевыми породами Карпат или молассой краевого прогиба, не находит своего отражения на гравиметрических картах. Это, очевидно, является следствием дисгармоничного характера складчатости в названной зоне и незначительной величины разности плотностей в разрезе меловых и третичных отложений.

В пределах окраин Русской платформы вопросы количественной интерпретации гравиметрических аномалий решаются относительно проще. Здесь выделяется резкая граница раздела между палеозойскими образованиями (нижний карбон, девон, силур), средняя плотность которых равна 2,6—2,65, и меловыми породами плотностью 2,1—2,2. Значительная разница плотностей этих толщ дает возможность установить общий характер поверхности палеозойских отложений. Эта поверхность полого погружается в юго-западном направлении и, осложняясь рядом ступенчатых разломов (не менее двух), опускается на глубину более 6 *км* между Станиславом и Делятином.

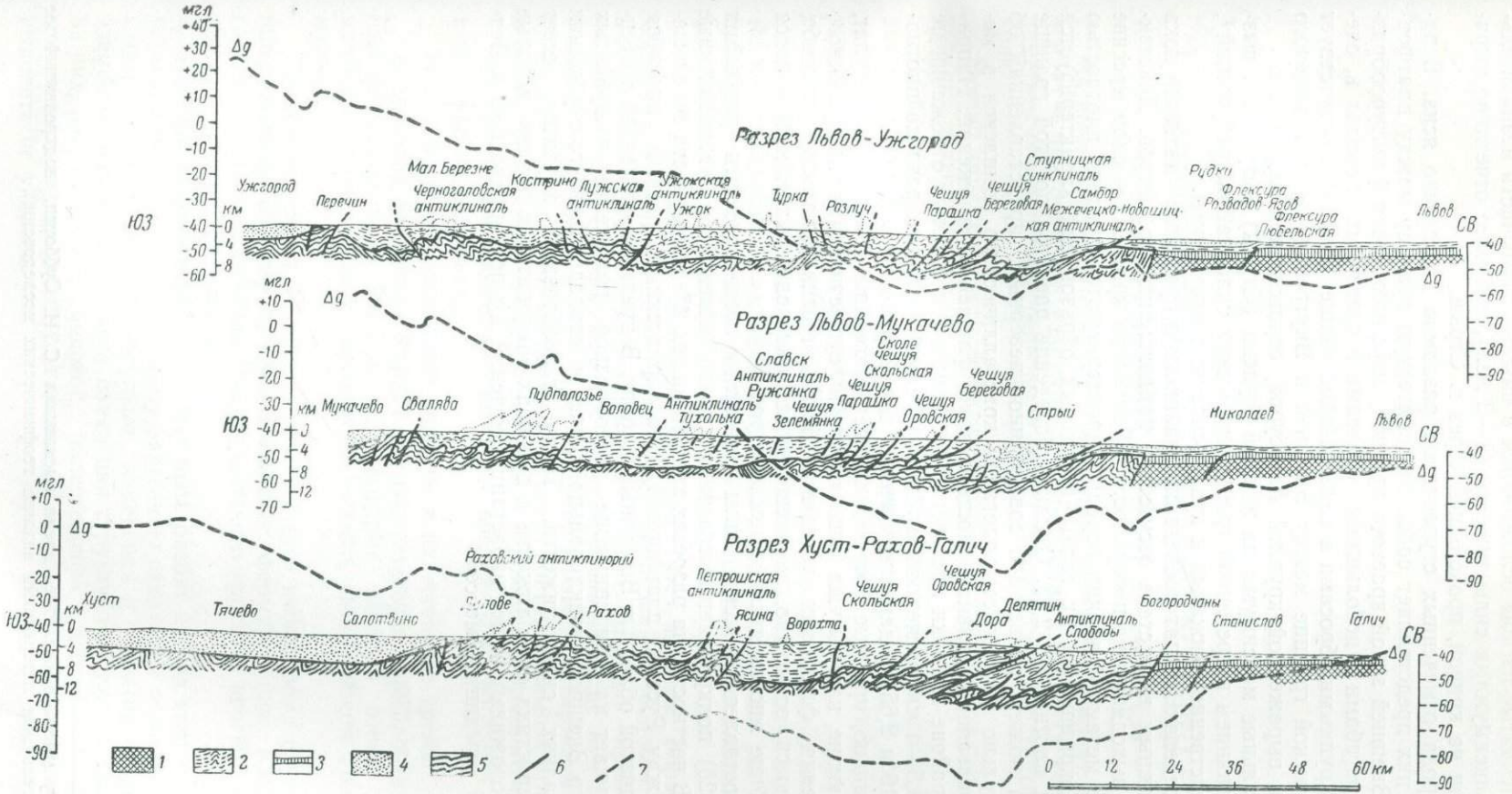


Рис. 128. Разрезы через Восточные Карпаты (составил А. А. Богданов)

1—кристаллический фундамент платформы; *2*—мел и палеоген; *3*—палеозойские отложения платформы; *4*—миоцен; *5*—палеозойский и мезозойский складчатый комплекс; *6*—надвиги и разломы; *7*—кривая силы тяжести в редукции Буге (δ—2,4) по данным С. Е. Шерешевской (Укр. отд. ГСГТ)

Ступенчатые изгибы осложняются в нижней своей части незначительными максимумами силы тяжести (2—3 *мгл*), наиболее отчетливо выраженными на кривой, проходящей через г. Стрый.

Природа отмеченных ступенчатых разломов достаточно ясна. Верхний из них представляет собой тектоническую границу между платформой и Внешней зоной краевого прогиба, выражающуюся флексурообразными изгибами и небольшими сбросами в третичных породах и, очевидно, крупными сбросами в палеозойской толще. Нижний соответствует тектонической границе между Внешней и Внутренней зонами краевого прогиба, выраженной крупной флексурой, осложненной разломами.

Локальные максимумы на нижней ступени (Стрый) могут быть вызваны влиянием погребенной гряды герцинских складчатых сооружений [1], непосредственно прижатых к краю основания платформы.

В пределах Карпат проведение каких-либо расчетов является пока невозможным вследствие отсутствия надлежащих параметров. Действительно, выходящие на поверхность в Раховском кристаллическом массиве древние метаморфические породы характеризуются средней плотностью 2,65. Покрывающая их толща флишевых образований характеризуется средней плотностью 2,45. Однако проведение расчетов по этой границе раздела может привести к совершенно неверным представлениям об относительно неглубоком залегании кристаллического комплекса в местах доказанного развития мощных толщ флишевых отложений. Например, в районе г. Турки мощность палеогеновых и меловых отложений не менее 3,5—4 *км*, расчет же глубины залегания границы раздела плотностей 2,45 и 2,65 по данным значений Δg дает цифру 1,5 *км*.

Очевидно, крупные отрицательные аномалии Восточных Карпат, отражающие, как мы уже выше отмечали, существование здесь мощного накопления флишевых толщ в глубоком геосинклинальном прогибе, вызываются, возможно, перемещениями подкоровых масс, находящихся на глубине многих десятков километров.

Сопоставление кривых силы тяжести с геологическими разрезами (рис. 128) подкрепляет высказанные предположения и установленные связи. В частности, на разрезах хорошо видны все особенности соотношений между Русской платформой, Предкарпатским краевым прогибом и складчатой областью Восточных Карпат. В пределах последней особенно обращает на себя внимание своеобразное положение чешуйчатых структур Внешней антиклинальной зоны, не находящей своего отражения в аномалиях силы тяжести. Также своеобразный характер имеет характеристика силы тяжести в пределах закарпатских впадин, которые лишь осложняют общее нарастание значений Δg по направлению к Венгерской «срединной массе».

---

[1] Эту мысль в последнее время высказывал С. И. Субботин, подкрепивший ее дополнительными материалами анализа геофизических исследований.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ И ПРИЛЕГАЮЩИХ К НИМ ОБЛАСТЕЙ

Материалы по стратиграфии и тектонике Восточных Карпат и прилежащих к ним областей, изложенные в предыдущих разделах, позволяют наметить определенные периоды и этапы геологического развития этого края.

Можно наметить шесть крупных периодов, в течение которых формирование области протекало по-разному.

Первым из них является докембрийский, когда происходило образование метаморфической толщи и кристаллических пород. В конце этого чрезвычайно длительного периода сформировался складчатый кристаллический фундамент Русской платформы.

Вторым является каледонский период (время древнего палеозоя), когда в области Карпат продолжали формироваться мощные осадочные толщи, подвергшиеся складчатости в конце этого периода. На Русской платформе этому времени соответствует накопление силурийских платформенных отложений.

Третий период — герцинский—соответствует времени образования девонских, каменноугольных и пермских отложений. В области Восточных Карпат в течение значительной части этого периода происходили поднятия. Осадки, относящиеся к этому времени здесь не известны. На Русской платформе в девонское, каменноугольное и пермское время происходило накопление морских и частично континентальных отложений довольно большой мощности и заложение герцинского краевого прогиба.

Четвертый период соответствует времени формирования триасовых и юрских отложений.

Пятый период охватывает меловое и палеогеновое время.

В пределах Восточных Карпат ему соответствует формирование мощных флишевых толщ. На Русской платформе следами этого периода являются верхнемеловые карбонатные осадки, выполняющие Львовскую мульду.

Последний, шестой, период соответствует неогеновому и четвертичному времени. Это период окончательного формирования Карпат как горной страны и заложения Предкарпатского краевого прогиба и закарпатских предгорных впадин.

Каждый из этих периодов может быть разбит на ряд этапов, которые устанавливаются по несогласному залеганию отдельных осадочных толщ. Смене периодов отвечают крупные изменения в развитии структурных элементов вплоть до полного изменения структурного плана. Некоторые из них, как, например, меловой, палеогеновый и неогеновый периоды, можно разбить на целый ряд этапов. Для других такие этапы пока выделить не удалось.

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ПЕРИОД

На Русской платформе и, в частности, на ее юго-западной окраине в течение архейской и протерозойской эр происходило накопление осадочных толщ, подвергавшихся складчатости и метаморфизму. К концу докембрия, как известно, был создан кристаллический фундамент платформы. В начале палеозоя он был уже срезан и на его поверхности стали формироваться палеозойские платформенные осадки.

В области Восточных Карпат в докембрийский период, очевидно, также происходило накопление осадков. Однако в конце этого времени область Восточных Карпат не была превращена в платформу и продолжала сохранять геосинклинальный режим развития. Кристаллические породы, вскрытые в пределах Мармарошского массива, могут дать представление о небольшом отрезке длительной докембрийской истории развития Карпат. Но, сопоставляя материал по докембрийским образованиям более южной (румынской) части Мармарошского массива, по Южным Карпатам и горам Апушени, можно притти к выводу, что во всей полосе Карпат в докембрийский период шло формирование мощных геосинклинальных осадочных толщ, подвергшихся затем метаморфизму и образовавших сложную систему складок.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПЕРИОД

В пределах Мармарошского массива определенно нижнепалеозойские осадки не установлены. Однако верхние горизонты метаморфических пород предположительно можно отнести к нижнему палеозою. Нижнепалеозойские метаморфические сланцы известны на севере в Келецко-Сандомирском кряже и на юге в Добрудже. Повидимому, они присутствуют также под толщей мезо-кайнозойских отложений и в пределах складчатых Карпат и Предкарпатской впадины, протягиваясь полосой, соединяющей Келецко-Сандомирский кряж и Добруджу. Эти сланцы служат, видимо, исходным материалом, из которого образовались гальки различных метаморфических пород, встречающиеся в большом количестве в меловых и палеогеновых отложениях Внешних Карпат и в нижнем миоцене (слободские конгломераты в Предкарпатском прогибе).

Характер нижнепалеозойских пород Добруджи и Келецко-Сандомирского кряжа, а также, очевидно, Карпат позволяет без всякого сомнения причислить их к геосинклинальным образованиям. Наоборот, нижнепалеозойские породы, почти горизонтально залегающие в приднестровской части Украинского кристаллического массива, имеют ясно выраженный платформенный характер.

Таким образом, в течение нижнепалеозойского времени складчатая полоса Восточных Карпат продолжала входить в пределы геосинклинальной области, как и в докембрии. А в пределах платформы кристаллическое основание было погружено и с начала нижнего силура покрыто эпиконтинентальным морским бассейном.

Граница между платформенной и геосинклинальной областями проходила приблизительно вдоль современных долин Прута и верхнего течения Днестра, а севернее современного Келецко-Сандомирского кряжа направлялась к востоку.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПЕРИОД

Территория Восточных Карпат в девонское, каменноугольное и пермское время, по всей вероятности, была приподнята. Отложения этого возраста здесь не известны.

Поднятия произошли, очевидно, в конце нижнего силура или в начале девона и привели к образованию древнепалеозойской складчатой

области, имевшей северо-западное простирание. Эта складчатая область протягивалась от Добруджи до Келецко-Сандомирского кряжа. С северо-востока она резко ограничивалась Русской платформой. Отдельные структурные элементы в ее пределах выделить пока не представляется возможным.

Юго-западная окраина Русской платформы, как и вся платформа, в начале девонского периода была также приподнята, и накопления осадков на ней не происходило.

С конца нижнего девона в ее пределах образовался пологий прогиб, в котором началось формирование средне- и верхнедевонских платформенных осадков. В начале карбона этот прогиб несколько сузился и приобрел характер удлиненной впадины, вытянутой в северо-западном направлении. С запада он ограничивался приподнятой областью палеозойских складчатых сооружений Келецко-Сандомирского кряжа и примыкающих к ним, ныне погруженных под покровом меловых образований, участков (Вислянский гребень). На востоке и северо-востоке впадина ограничивалась склонами современного Украинского массива. На юго-востоке, повидимому несколько южнее г. Львова, она замыкалась. На севере, в пределах современной Польши, впадина расширялась и, очевидно, углублялась, сливаясь с системой глубоких прогибов, обрамляющих с севера герцинскую складчатую зону Западной Европы. В ней происходило накопление мощных угленосных и карбонатно-терригенных формаций нижнего и среднего карбона.

В процессе своего развития впадина приобрела асимметричный характер, с более пологим восточным крылом и полосой максимального прогибания, смещенной к окраине герцинид. Как по своему структурному положению, так и по истории развития и состава формаций Львовско-Люблинская герцинская впадина является типичным краевым прогибом.

В пределы описываемой области этот прогиб входит лишь своим южным центриклинальным окончанием, скрытым под мощной толщей меловых отложений Львовской меловой мульды, которая является по отношению к нему унаследованной структурой (А. А. Богданов, 1950 г.).

Со средины каменноугольного времени южное окончание впадины вместе с прилегающей частью платформы было приподнято. Отложения среднего и верхнего карбона и перми в пределах исследованной территории не известны, за исключением пермских или триасовых красноцветных континентальных образований, точный возраст которых пока не определен.

ТРИАСОВЫЙ И ЮРСКИЙ ПЕРИОДЫ

Триасовые отложения в Восточных Карпатах пользуются крайне ограниченным распространением. Стратиграфия их изучена пока недостаточно.

Приведенные выше данные показывают, что полоса Внутренней антиклинальной зоны, начиная с нижнего триаса, была покрыта неглубоким морем, в котором отлагались карбонатные и кремнистые осадки. Море существовало, повидимому, до начала верхнего триаса. Таким образом, в триасовую эпоху палеозойская складчатая область Восточных Карпат была погружена и вошла в состав обширной территории, занятой триасовым морем (Южные Карпаты, Восточные Карпаты, Банат). В конце триаса осевая полоса Восточных Карпат была поднята, так как юрские отложения ложатся со следами размыва.

Как показывают данные о распространении юрских отложений в эпоху нижней юры, морем была перекрыта лишь юго-западная часть современной Внутренней антиклинальной зоны. Вся область к северу от осевой полосы ее до Предкарпатской впадины была приподнята. Располагав-

шаяся южнее область накопления осадков лейаса являлась краем геосинклинали, названной М. В. Муратовым (1949 г.) Пенинской.

В среднеюрское время эта область была также приподнята и, таким образом, вся исследованная территория превратилась в зону размыва.

Поднятия предверхнеюрского времени сказались не только в Карпатах, но и в Крыму, на Кавказе и в других областях Альпийской зоны.

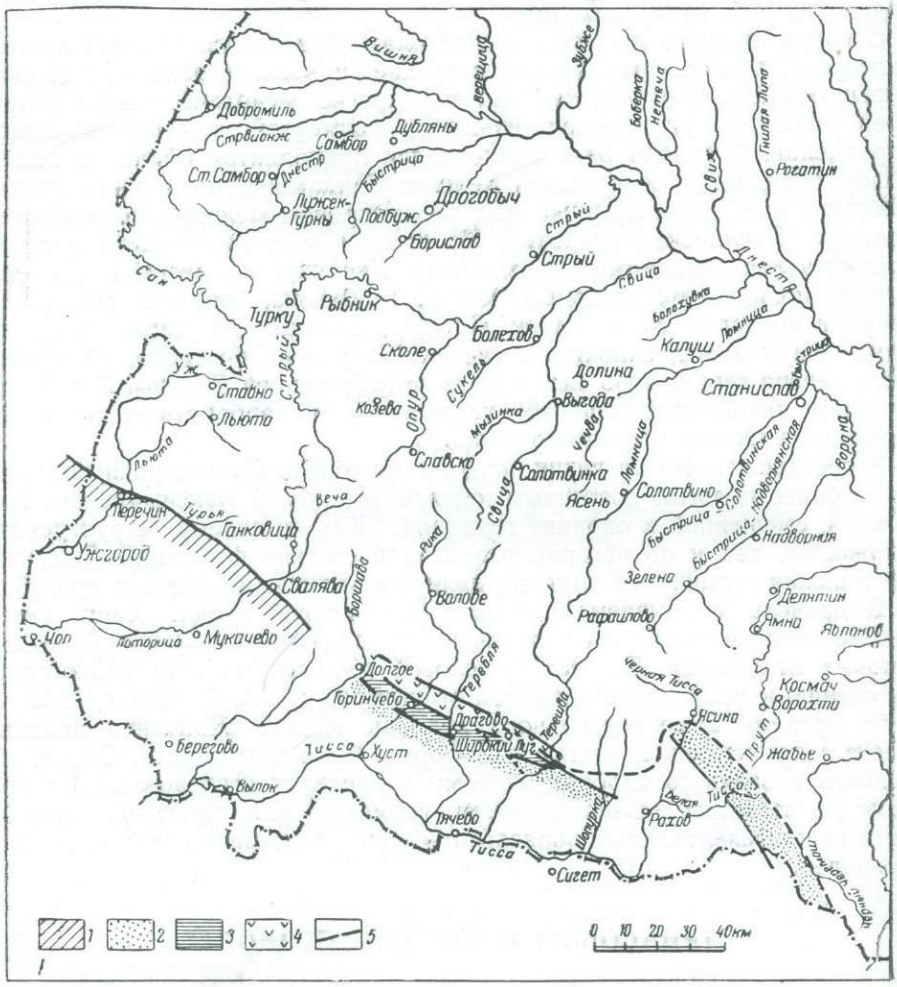


Рис. 129. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов верхнеюрских отложений (составил В. И. Славин)

1—мергельные фации Свалявско-Перечинской полосы; *2*—фации мелководных обломочных известняков; *3*—известково-кремнистые фации; *4*—фации коралловых рифов Рахово-Довгинской полосы; *5*—граница области распространения эффузивных пород

С келловея вновь начинается опускание осевой полосы Восточных Карпат и трансгрессия верхнеюрского моря. Вдоль юго-западной Драгово-Новоселицкой полосы выходов верхнеюрских пород распространены келловейские отложения, которые отсутствуют в более восточной Рахово-Довгинской полосе и Черногорской антиклинали (рис. 129). В пределах последних разрез верхней юры начинается с титона. Это указывает на развитие верхнеюрской трансгрессии в направлении с запада на восток. В титонское время ею была захвачена не только Внутренняя антиклинальная зона, включающая упомянутые выше полосы, но также и вся область Внешних Карпат. Об этом свидетельствуют выходы титонских известняков на р. Серете у с. Красна Путна.

Формирование верхнеюрских осадков, главным образом карбонатных, сопровождалось подводной вулканической деятельностью, о чем свидетельствуют диабазовые покровы и туфы, развитые в различных горизонтах верхнеюрских отложений.

Юго-западная окраина Русской платформы в триасовое время, как и в конце палеозоя, была приподнята выше уровня моря. Осадков этого времени, кроме упомянутых континентальных красноцветных пород, здесь не известно.

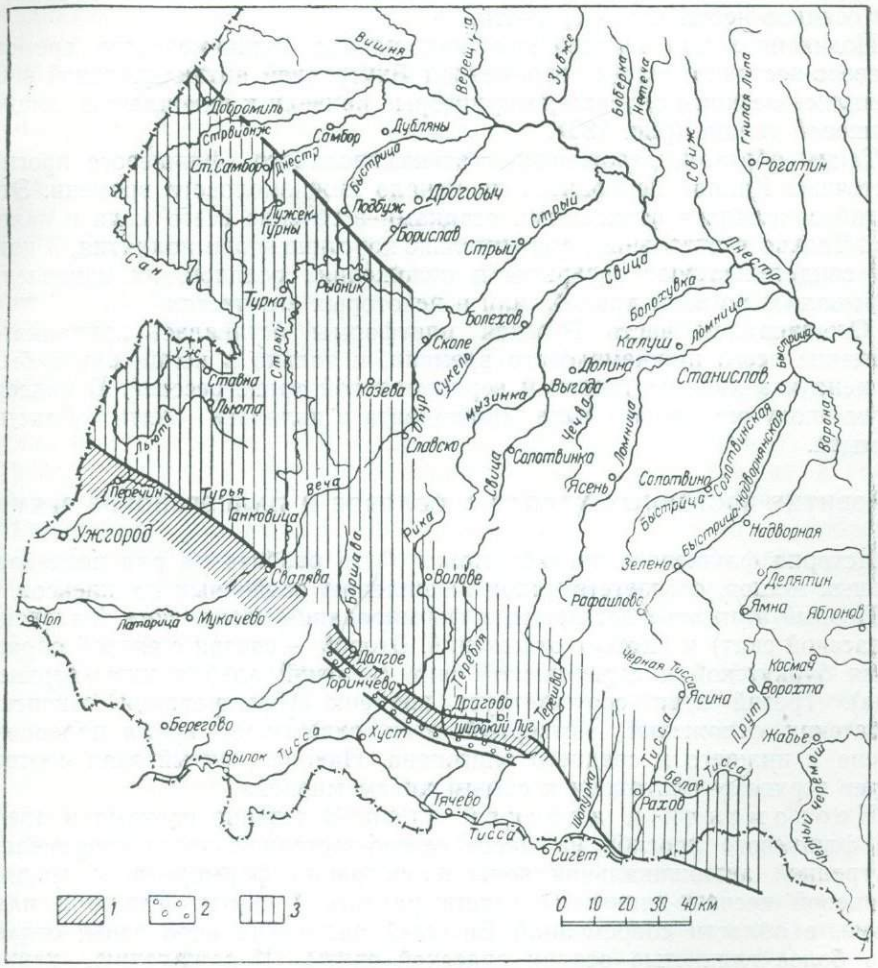


Рис. 130. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов неокомских (барремских) отложений (составил В. И. Славин)

1—мергельно-кремнистые и известково-кремнистые фации; *2*—карбонатно-обломочные фации или отсутствие осадконакопления; *3*—раховская и спасская свиты

Приподнята она была и в течение большей части юрского времени. Только в конце юры область Приднестровья была погружена ниже уровня моря и покрыта мелководными морскими отложениями. Повидимому, в титонском веке опускания, вызвавшие трансгрессию на Карпатах, распространились к востоку и захватили соседнюю часть платформы.

МЕЛОВОЙ И ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОДЫ

В самом конце юрского или в начале нижнемелового времени бóльшая часть рассматриваемой территории Восточных Карпат и юго-западная окраина Русской платформы были вновь приподняты и подверглись

размыву. О поднятиях Внутренней антиклинальной зоны свидетельствует трансгрессивное и несогласное налегание основания нижнемелового флиша на кристаллические сланцы Мармарошского массива в районе Рахова, в Чивчинских горах, в с. Угольке и на р. Боршаве у с. Довге.

Однако этими поднятиями не была захвачена юго-западная часть современной Внутренней антиклинальной зоны, на что указывает непрерывный переход юрских отложений в нижнемеловые известняки в Свалявской и Драгово-Новоселицкой полосах выходов юры. Там в течение всего нижнемелового времени происходило накопление карбонатных осадков небольшой мощности.

Поднятия конца верхней юры или начала нижнемелового времени в северо-восточной части современной Внутренней антиклинальной зоны сменились резкими опусканиями, которые привели к накоплению мощной флишевой толщи (рис. 130).

Таким образом, заложение геосинклинального флишевого прогиба Восточных Карпат приходится на начало нижнемелового времени. Этот прогиб заполнялся флишевыми осадками в течение всего мела и палеогена. Только в отдельные, сравнительно короткие эпохи поднятия, о которых свидетельствуют перерывы в отложениях осадков, их накопление прерывалось во всем прогибе или в некоторых его частях.

Юго-западная часть Русской платформы оставалась приподнятой в течение всего нижнемелового времени, и только в конце альба была опущена и захвачена широкой верхнемеловой трансгрессией. В палеогеновую эпоху она снова была приподнята и являлась опять областью размыва.

РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ В МЕЛОВОЕ И ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

История флишевого прогиба может быть разбита на ряд последовательных этапов, соответствующих накоплению осадочных комплексов.

Первый этап отвечает времени формирования неокомских (раховской и спасской свит) и аптских отложений. Второй — связан с эпохой образования буркутской и черемошской свит (верхний альб и низы верхнего мела). Третий этап соответствует времени формирования сенонских и датских отложений. Четвертый этап охватывает время палеоцена, эоцена и нижнего и среднего олигоцена. Наконец, пятый этап соответствует верхнему олигоцену и самым низам миоцена.

Неокомский и аптский этап. В течение неокома в пределах флишевого прогиба на месте северо-восточной части современной Внутренней антиклинальной зоны происходило формирование мощной флишевой песчано-глинистой толщи раховской свиты. Ближе к платформе, в области современной Внешней антиклинальной зоны, отлагались более глинистые осадки спасской свиты. К сожалению, данные о мощности раховской свиты имеются только для района, прилежащего к Мармарошскому массиву. Мощность спасской свиты не известна. Поэтому мы не располагаем детальными материалами для выводов о характере накопления осадков в эту эпоху. Имеющиеся данные позволяют восстановить лишь некоторые черты нижнемелового бассейна.

В юго-западной части Внутренней антиклинальной зоны в течение всего нижнемелового времени происходило накопление карбонатных осадков небольшой мощности. Таким образом, прогиб, в котором формировались раховская и спасская свиты, с юго-запада ограничивался Пенинской областью накопления маломощных карбонатных осадков нижнего мела, отделяясь от нее, вероятно, целым рядом местных поднятий. С северо-востока флишевый прогиб резко ограничивался полосой приподнятых палеозойских складчатых сооружений, окаймлявших Русскую платформу и располагавшихся на месте современного Предкарпатского прогиба и прилежащей к нему полосы.

Осевая зона прогиба в рассматриваемую эпоху располагалась, очевидно, в пределах современной Внутренней антиклинальной зоны, в области ее северо-восточного крыла.

Снос материала в этот прогиб происходил, повидимому, главным образом с оставшихся приподнятыми участков Мармарошского массива и из полосы, разделявшей флишевый прогиб от Пенинской зоны.

После отложения раховской свиты неокома осевая полоса Внутренней антиклинальной зоны вновь была приподнята и размыта. Об этом свидетельствует состав аптских отложений, представленных грубыми песчаниками и конгломератами, и их несогласное залегание. В эпоху апта накопление осадков в пределах Внутренней антиклинальной зоны, повидимому, происходило лишь на небольших участках местных впадин, так как аптские отложения распространены лишь в ограниченных местах Драгово-Новоселицкой полосы и Мармарошского массива, где они залегают прямо на юрских породах, раховской свите и кристаллических сланцах.

Историю флишевого прогиба в эту эпоху невозможно пока точно установить, главным образом из-за неясности стратиграфического положения буркутской свиты и отсутствия аптских ископаемых во флишевых толщах. Наиболее вероятно, что буркутская свита может быть отнесена к верхнему альбу и сеноману. Это, однако, не исключает наличия аптских отложений в осевой части флишевого прогиба под осадками буркутской свиты, если учесть возможность трансгрессивного перекрытия их последней. Указанием на возможность наличия аптских отложений служит присутствие мощной толщи конгломератов и песчаников аптского возраста в пределах флишевой полосы Румынских Карпат, а также признаки трансгрессивного залегания буркутской свиты. При указанных соотношениях свит можно предполагать о продолжении накопления осадков во флишевом прогибе в течение неокома и начала апта, а затем о поднятии прогиба в аптское время. При этом перерыв в осадконакоплении во флишевом прогибе должен соответствовать концу апта, нижнему и среднему альбу.

Менее вероятным нам представляется возможность согласного налегания буркутской свиты на раховскую. В этом случае неокомские отложения во флишевом прогибе сменяют аптские и аптские сменяют альбские без следов перерыва.

Однако широкое проявление перерыва в отложении осадков между средним аптом и верхним альбом на обширной территории Восточных и Южных Карпат свидетельствует о большей вероятности наличия перерыва также и в исследованной части флишевого прогиба.

Поднятиями, обусловившими перерыв конца апта — начала альба, заканчивается первый, нижнемеловой, этап развития флишевого прогиба.

Верхнеальбский и сеноман-коньякский этап. В конце альба область Восточных Карпат подверглась общему крупному опусканию, с которым было связано развитие верхнеальбской трансгрессии.

В пределах юго-западного крыла современной Внутренней антиклинальной зоны (Пенинском геосинклинальном прогибе) началось образование мергельно-известняковой толщи тисальской свиты.

Во флишевом прогибе также возобновилось накопление осадков, связанное с формированием песчаников буркутской свиты и песчаников и кремнистых аргиллитов района Добромиля, Старого Самбора и Красной Путны.

Верхнеальбской трансгрессией была захвачена также осевая полоса Внутренней антиклинальной зоны (Мармарошский массив), где происходило накопление альб-сеноманских песчаников. Последние здесь залегают во многих местах непосредственно на кристаллических сланцах палеозоя. Такое залегание их указывает на то, что поднятия предверхне-

альбского времени сильнее всего сказались в пределах Мармарошского массива и привели к его глубокому размыву.

В то же время во флишевом прогибе, где буркутская свита согласно залегает на раховской свите, эти поднятия сказались значительно слабее. Также не очень сильно они проявились и во Внешней антиклинальной зоне.

Таким образом, уже в предверхнеальбскую эпоху появилось различие между осевой полосой Внутренней антиклинальной зоны и флишевым прогибом. Первая испытывала более сильное поднятие.

Кроме того, эти поднятия, видимо, сопровождались вулканической деятельностью. О ней свидетельствует ультраосновная интрузия в районе Угольки, предверхнеальбский возраст которой доказывается налеганием песчаников верхнего альба на гипербазиты, которыми прорваны верхнеюрские известняки.

В последующую эпоху начала верхнего мела осадконакопление происходило, повидимому, только в осевой части флишевого прогиба, где сохранились осадки черемошской свиты. Во Внешней антиклинальной зоне отложения, соответствующие черемошской свите, не известны. Возможно, они были размыты перед отложением сенонских осадков или совсем не отлагались. Впрочем, в равной мере возможно, что там еще не выявлены их аналоги, развитые в иных фациях. Отсутствуют они и в осевой части Внутренней антиклинальной зоны.

Область части Русской платформы, прилегающей к Карпатам, начиная с конца альба была захвачена морской трансгрессией. Морской бассейн, в котором отлагались платформенные осадки, в конце альба и в сеномане, вероятно, сообщался с бассейном, занимавшим флишевый прогиб. Но возможно также, что он был отделен от прогиба рядом островных поднятий. В последующую эпоху конца первой половины верхнемелового времени платформенный и флишевый бассейн были разделены широкой полосой поднятий Внешней антиклинальной зоны.

Сенонско-датский этап. Сенонские отложения свидовецкой свиты без всяких следов перерыва сменяют отложения черемошской свиты. Это указывает на то, что в пределах осевой части флишевого прогиба накопление осадков в середине верхнего мела не прерывалось.

Во Внешней антиклинальной зоне самборская свита, возможно, несогласно залегает на неокомских отложениях. Таким образом, можно предполагать о наличии перерыва в пределах этой зоны между нижними горизонтами верхнего мела и сеноном, вызванного поднятиями. Туронские и коньякские отложения здесь нигде до сих пор не известны.

То же самое наблюдается и в осевой части современной Внутренней антиклинальной зоны, где пуховская свита сенона резко несогласно налегает на различные подстилающие ее породы.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что движения земной коры проявлялись таким образом, что обе современные антиклинальные зоны — Внешняя и Внутренняя —подверглись в предсенонское время поднятию, а отложившиеся ранее осадки — размыву. Разделявший их прогиб в то время продолжал непрерывно погружаться.

В эпоху отложения сенонских осадков снос материала в флишевый прогиб происходил с двух сторон (рис. 131). Из области Предкарпатья поступали обломки мелкогалечниковых конгломератов, состоящие из метаморфических сланцев и известняков в иноцерамовой свите, а также песчаный материал. Снос происходил, повидимому, из отдельных поднятий, которые располагались вдоль края флишевого прогиба, отделяя его от верхнемелового платформенного бассейна. Из Внутренней антиклинальной зоны также поступал материал кристаллических пород в виде галек конгломератов пуховской свиты, а также песчаный материал и чешуйки слюды из кристаллических сланцев.

Полоса поднятий во Внутренней антиклинальной зоне разделяла флиш свидовецкой свиты от фации пуховской, располагавшейся на ее юго-западном крыле.

В датское время в осевой полосе флишевого прогиба и во Внешней антиклинальной зоне осадконакопление продолжалось без перерыва. Во Внутренней антиклинальной зоне в конце мела вновь начались поднятия, в связи с чем в области развития свидовецкой и пуховской свит датские отложения не известны.

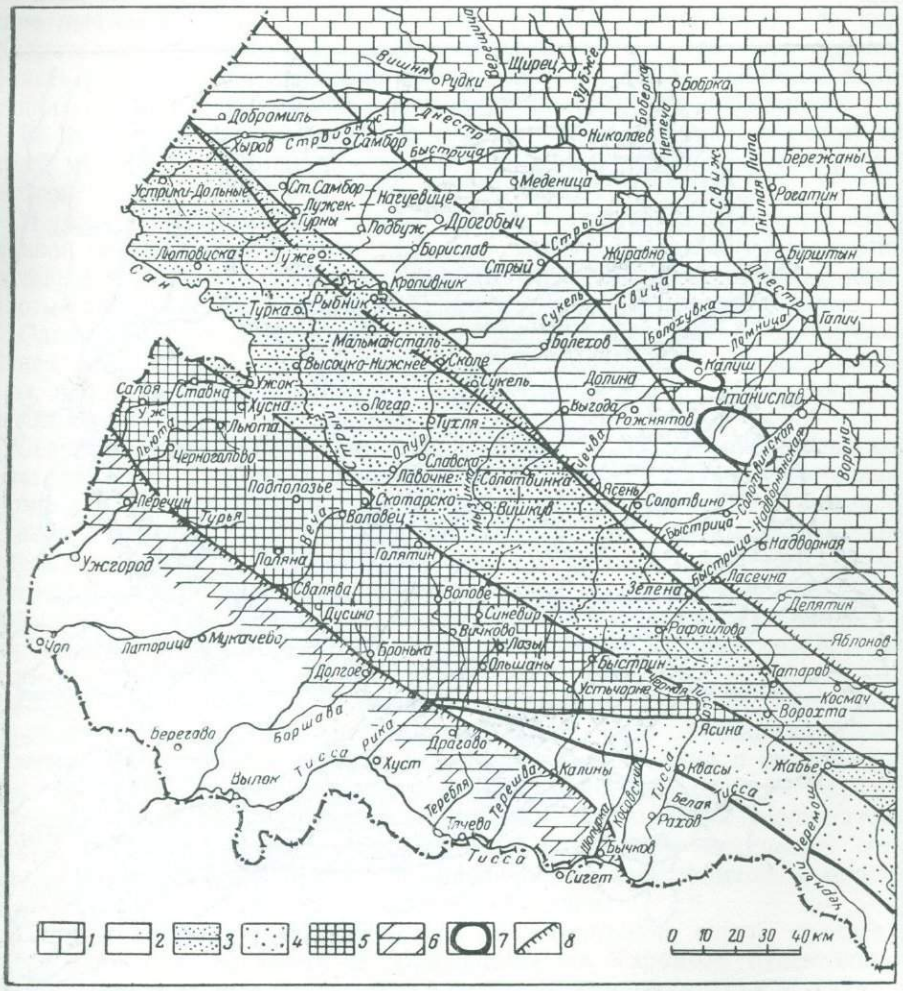


Рис. 131. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов сенонских отложений

1—известняки (отложения платформы); *2*—песчано-аргиллитовый флиш иноцерамовой свиты; *3*—песчаный флиш иноцерамовой свиты; *4*—песчаники свидовецкой свиты; *5*—пестрые, преимущественно кремнистые аргиллиты с прослоями песчаников (свидовецкая свита); *6*—красные и серые мергели пуховской свиты; *7*—области отсутствия сенонских отложений; *8*—граница области трансгрессивного залегания сенонских отложений

Палеоценовый, эоценовый и нижнеолигоценовый этап. В палеогеновое время продолжалось формирование мощных толщ в Восточно-Карпатском флишевом прогибе. Однако общий план распределения фаций и областей поднятий и прогибаний в эту эпоху несколько изменился по сравнению с меловым временем.

В области современной Внутренней антиклинальной зоны в конце верхнего мела, как было уже сказано, произошел перерыв в накоплении осадков, вызванный поднятиями. Отложения датского века здесь отсут-

ствуют. После перерыва конца мелового времени началась палеоценовая трансгрессия, связанная с общими опусканиями этой области. Трансгрессией была захвачена вся осевая полоса современной Внутренней антиклинальной зоны, где льютская свита с размывом и несогласно налегает на нижнемеловые и юрские отложения, а также на кристаллические сланцы Мармарошского массива. Во Внешней антиклинальной зоне и, повидимому, в пределах современной Центральной синклинальной зоны осадконакопление в конце верхнемелового времени и в палеогене не прерывалось.

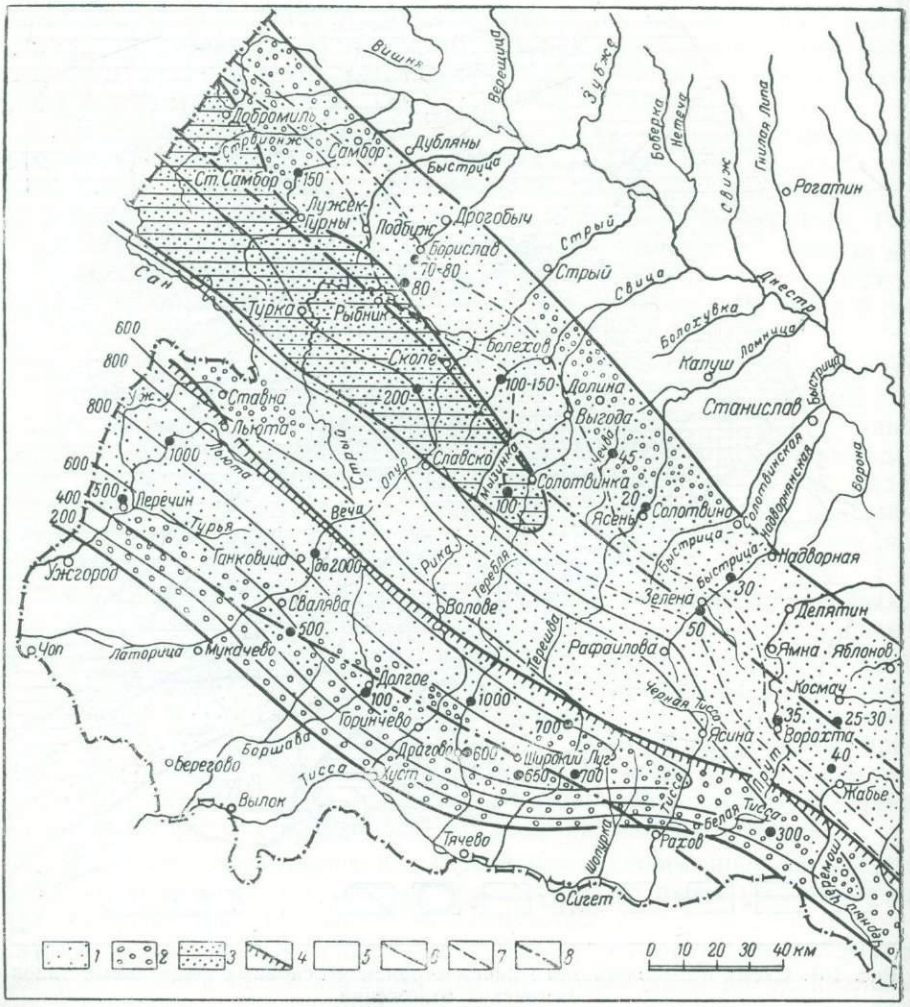


Рис. 132. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов палеоценовых отложений и их мощности (указаны цифрами)

1—песчаники ямненской и льютской свит с фауной преимущественно песчаных фораминифер; *2*—конгломераты и грубые песчаники; *3*—песчаный и песчано-глинистый флиш верхней части иноцерамовой свиты с фауной песчаных фораминифер; *4*—граница областей трансгрессивного залегания палеоценовых отложений; *5*—области отсутствия палеоценовых отложений; *6*—изолинии мощностей через 200 *м*; *7*—изолинии мощностей через 50 *м*; *8*—оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

Таким образом, вся область Восточных Карпат в палеоценовом веке была покрыта морем, в котором отлагался песчаный материал ямненской и льютской свит (рис. 132).

Наличие в ямненской свите линзовидных прослоев конгломератов, иногда с плохо окатанной галькой, свидетельствует о формировании ее в краевой части флишевого бассейна.

Замещение ямненских песчаников в юго-западном направлении песчаным и песчано-глинистым флишем верхней части иноцерамовой свиты (в северо-западной части Внешних Карпат) указывает на то, что область размыва, откуда поступал обломочный материал, располагалась севернее границы современного распространения ямненских песчаников.

Конгломератовидный характер льютских песчаников в пределах современной осевой части Внутренней антиклинальной зоны указывает и здесь на близкое расположение береговой линии в эпоху формирования этих песчаников. В направлении с юго-запада на северо-восток в составе льютской свиты наблюдается постепенное уменьшение роли конгломератовых прослоев. Последнее свидетельствует о том, что основная область размыва, доставлявшая обломочный материал льютской свиты, располагалась южнее границы ее современного распространения.

Во флишевый прогиб поступал, следовательно, главным образом песчаный материал, сносившийся в него как с юго-запада, так и с северо-востока.

И только в сравнительно узкой полосе на месте современной Центральной синклинальной зоны песчаные осадки сменяются ритмичным песчаным и песчано-глинистым флишем. Очевидно, этой полосы достигало минимальное количество поступавшего обломочного материала.

Однако область наибольшего прогибания располагалась значительно южнее, близ осевой полосы современной Внутренней антиклинальной зоны, вдоль ее северо-восточного крыла, где льютская свита достигает максимальной мощности.

Северо-восточный край флишевого прогиба в палеоценовое время располагался примерно там же, где и в эпоху верхнего мела. Русская платформа в конце верхнего мела испытала поднятие. Область размыва, отделявшая верхнемеловой флишевый бассейн от платформенного, включилась в эту общую приподнятую область. Флишевый прогиб, таким образом, в начале палеогена резко примыкал к приподнятой платформе, окаймленной вдоль своего края узкой полосой палеозойских складчатых сооружений, часть которых еще не была захвачена опусканиями при развитии этого прогиба.

Области размыва на юго-западе располагались к югу от современной осевой полосы Внутренней антиклинальной зоны. Повидимому, они остались приподнятыми с конца верхнемелового времени и не подвергались опусканию при палеоценовой трансгрессии. Эти области размыва, вероятнее всего, располагались в пределах современных закарпатских впадин или южнее и ныне глубоко погружены под неогеновые отложения. В эоцене, так же как и в палеоцене, во всем флишевом прогибе продолжалось непрерывное накопление осадков.

Весьма пестрый фациальный состав карпатской свиты свидетельствует о том, что во время ее образования на Карпатах существовала чрезвычайно сложная палеогеографическая обстановка.

В эпоху нижнего эоцена на значительной территории Восточных Карпат накапливалась флишевая толща тонкого чередования преимущественно неизвестковистых аргиллитов, алевролитов и песчаников с фауной песчаных фораминифер (рис. 133).

Вдоль осевой полосы современной Внутренней антиклинальной зоны в эпоху нижнего эоцена, повидимому, существовали прерывистые поднятия, отделявшие Восточно-Карпатский флишевый бассейн от более южного бассейна, располагавшегося в то время на месте современных закарпатских впадин. Об этом свидетельствует трансгрессивное залегание среднеэоценовых песчаников на более древних отложениях в районе с. Пасеки близ Свалявы.

В непосредственной близости от Мармарошского массива в то время формировались песчаники, сменяющиеся к северу песчаным флишем с бентонной и планктонной фауной мелких фораминифер.

В пределах Южного (Закарпатского) бассейна накапливалась карбонатная толща флишевого чередования алевролитов, песчаников и аргиллитов, местами мергелей с обильной фауной планктонных фораминифер.

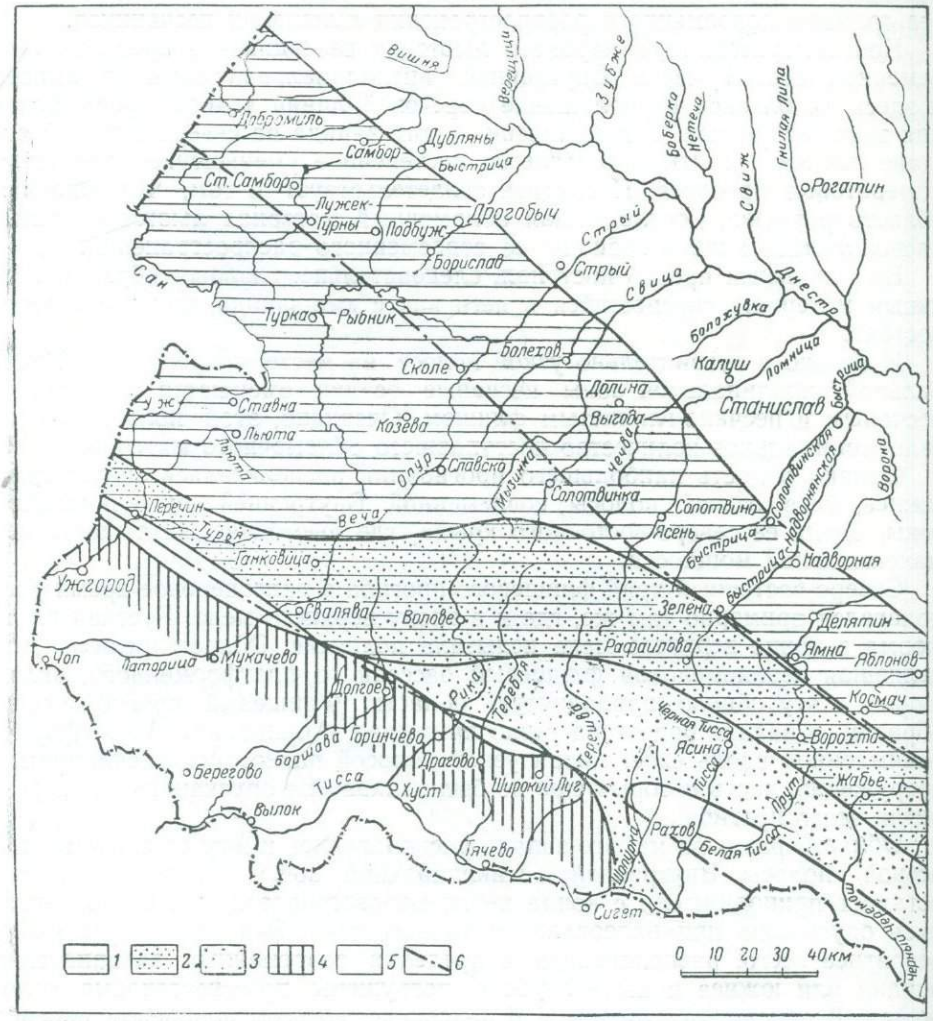


Рис. 133. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов нижней части нижнеэоценовых отложений

1—неизвестковистый песчано-глинистый флиш с фауной песчаных фораминифер; *2*—неизвестковистый песчаный флиш с бентонной и планктонной фауной мелких фораминифер; *3*—преимущественно неизвестковистые песчаники со скудной фауной песчаных фораминифер; *4*—известковистый глинисто-песчаный флиш с обильной фауной планктонных фораминифер (*Globigerina, Globorotalia*); *5*—области отсутствия нижнеэоценовых отложений; *6*—оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

Об островном характере области размыва свидетельствует сходство видового состава комплекса фауны фораминифер в отложениях к северу и к югу от предполагаемой суши.

Главной областью размыва в эпоху нижнего эоцена являлся Мармарошский кристаллический массив.

В конце нижнего эоцена и в течение всего среднего эоцена вдоль осевой полосы Внутренней антиклинальной зоны отлагались известковистые песчаники (рис. 134). В этих песчаниках местами содержатся линзовидные скопления мелкогалечниковых конгломератов. Наличие конгломератов указывает на близкое расположение береговой линии к юго-западу от области формирования песчаников.

Близ Мармарошского массива они содержат орбитоидов и бентонных мелких фораминифер. На остальной площади распространения песчаники характеризуются обильной фауной планктонных фораминифер.

Севернее, на значительной территории Восточных Карпат, формировался песчаный флиш с фауной фораминифер. В Покутье этот флиш характеризуется присутствием орбитоидов и бентонных известковых мелких фораминифер. На остальной территории песчаный флиш содержит скудную фауну песчаных фораминифер.

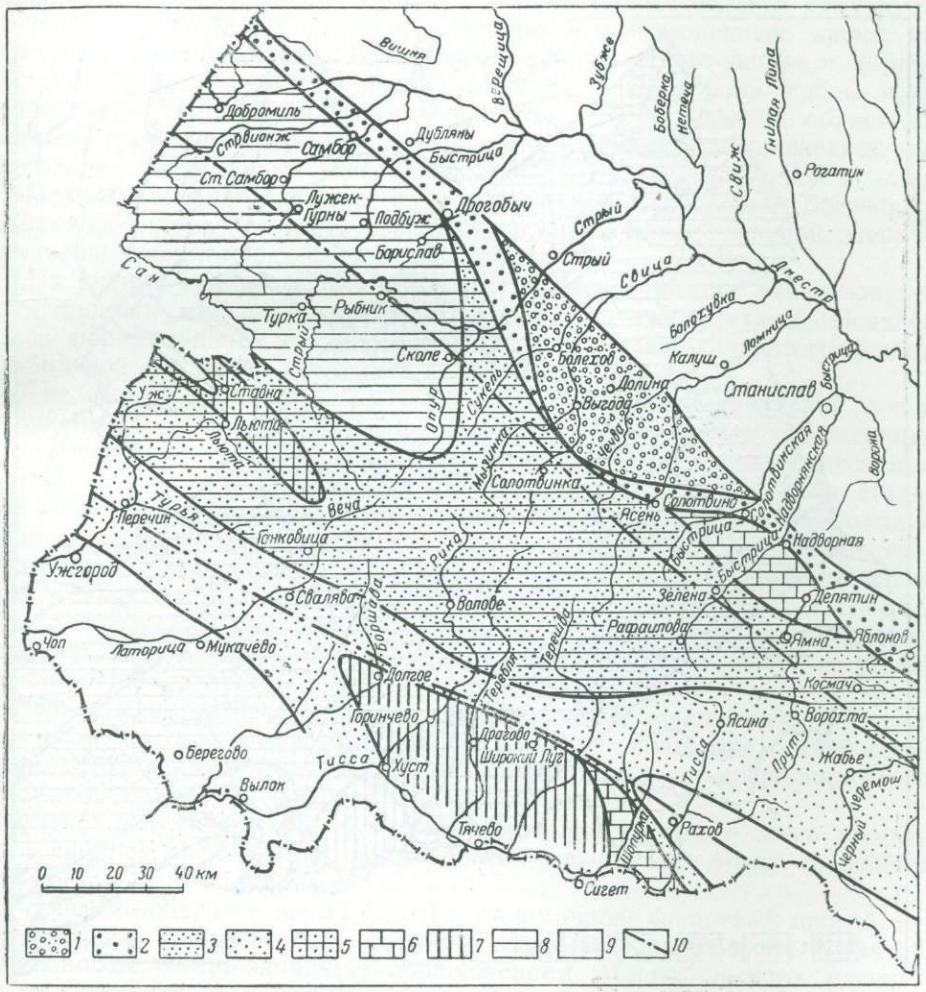


Рис. 134. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов среднеэоценовых отложений

1—конгломераты и песчаники с нуммулитами и бентонной мелководной фауной мелких фораминифер; *2*—крупнозернистые песчаники с нуммулитами и орбитоидами; *3*—песчаный флиш со скудной фауной песчаных фораминифер (в юго-восточной части—с орбитоидами и бентонными известковыми мелкими фораминиферами); *4*—известковистые песчаники с орбитоидами и бентонными мелкими фораминиферами на юго-востоке и с обильной фауной планктонных фораминифер на северо-западе; *5*—флишевая толща с глыбовым конгломератом и горизонтами грубозернистых песчаников с обильной фауной планктонных фораминифер; *6*—известняки с нуммулитами и бентонной мелководной фауной мелких фораминифер; *7*—известковистый песчано-глинистый флиш с обильной фауной планктонных фораминифер; *8*—неизвестковистый глинисто-песчаный флиш с обильной фауной песчаных фораминифер; *9*—области отсутствия среднеэоценовых отложений; *10*—оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

В наиболее удаленных от Мармарошского массива участках бассейна на месте современной Центральной синклинальной зоны, к западу от р. Опура, накапливался неизвестковистый глинисто-песчаный флиш с обильной фауной песчаных фораминифер.

На северном крыле современной Внешней антиклинальной зоны в это время накапливались конгломераты, известковистые песчаники и известняки с нуммулитами и бентонной фауной мелких фораминифер (пасечнянские известняки и выгодские песчаники).

Вдоль северо-восточного края современной Внутренней антиклинальной зоны, на границе ее с Центральной синклинальной зоной, в верховьях современных рр. Ужа (с. Хусно) и Латорицы (с. Пудполозье), в рассматриваемую эпоху формировалась флишевая толща с глыбовым

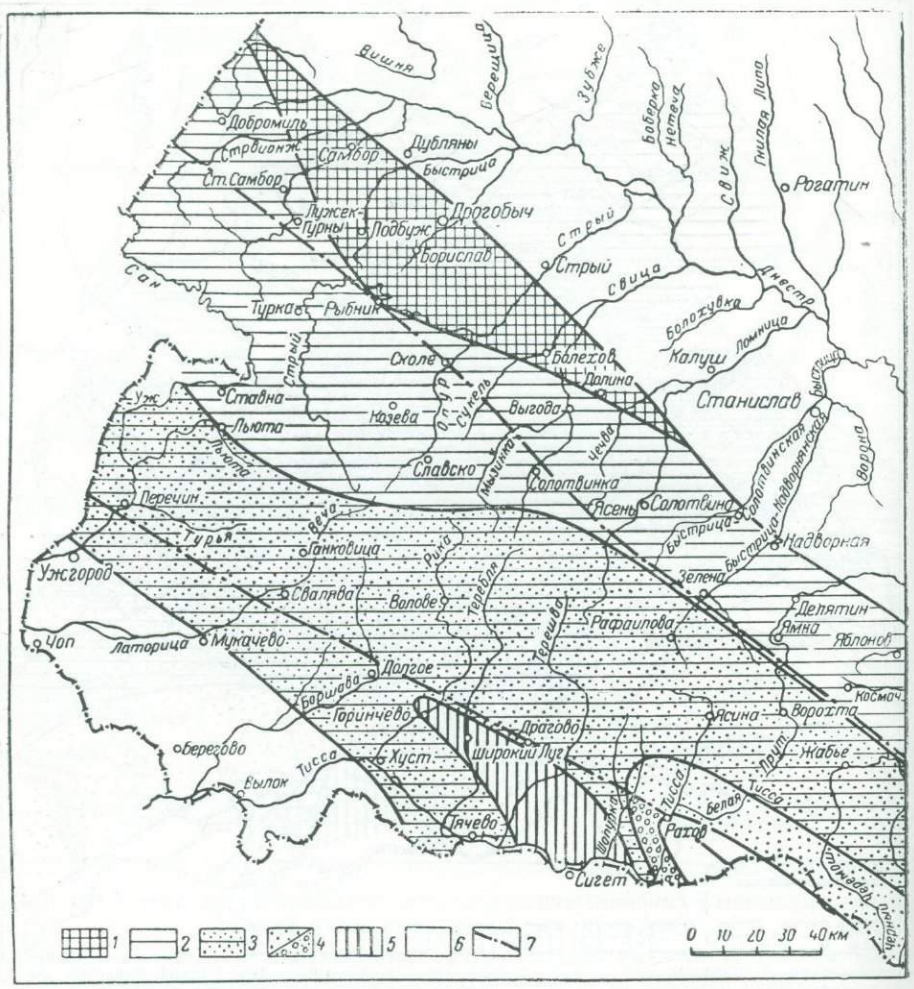


Рис. 135. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов верхнеэоценовых отложений

1—карбонатная глинисто-песчаная толща с глыбами экзотических пород с обильной бентонной фауной известковых мелких фораминифер; *2*—известковистый песчано-глинистый флиш с обильной фауной известковых мелких фораминифер; *3*—известковистый песчаный флиш с фауной преимущественно планктонных фораминифер; *4*—песчаники и конгломераты; *5*—известковистый песчано-глинистый флиш с обильной фауной планктонных фораминифер; *6*—области отсутствия верхнеэоценовых отложений; *7*—оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

конгломератом и довольно мощными горизонтами грубозернистых песчаников. Это свидетельствует о наличии в районе местных крутых поднятий, с которых происходил интенсивный снос в результате оползневых смещений более древних пород и только что отложившихся осадков.

На южном склоне Мармарошского массива в эпоху среднего эоцена накапливались сильно песчанистые известняки с нуммулитами, видовой состав которых резко отличен от нуммулитовой фауны Внешних Карпат.

Последнее определяет, что Восточно-Карпатский бассейн в эпоху среднего эоцена был отделен Мармарошским кристаллическим массивом от бассейна, располагавшегося южнее. В то же время существовавшая в нижнем эоцене на продолжении массива полоса поднятий в среднеэоценовое время была, повидимому, погружена под уровень моря. Об этом свидетельствуют как распространение среднего эоцена, так и сходство комплексов мелких фораминифер к северу и к югу от осевой полосы современной Внутренней антиклинальной зоны.

Общий характер распределения среднеэоценовых осадков свидетельствует о том, что в эту эпоху, так же как и в палеоценовое время, во флишевый прогиб поступал обломочный материал с юго-запада и северо-востока. На северо-востоке область размыва существовала вдоль края современной Внешней антиклинальной зоны. На юго-западе областями размыва являлись Мармарошский массив и суша, расположенная на территории современных Чоп-Мукачевской и Верхне-Тиссенской впадин.

В эпоху верхнего эоцена на значительной территории Восточных Карпат формировался известковистый песчаный флиш с фауной преимущественно планктонных фораминифер (рис. 135).

На южном склоне Мармарошского массива в начале верхнеэоценового времени накапливались конгломераты с нуммулитами. Позднее здесь формировалась толща известковистого песчано-глинистого флиша с обильной фауной планктонных фораминифер.

На северном крыле современной Внешней антиклинальной зоны, в районе бассейнов рр. Стрвионжа, Днестра, Быстрицы и Тысменицы, в рассматриваемую эпоху отлагались известковистые глинисто-песчаные осадки с глыбами экзотических и только что отложившихся пород. Наличие глыбовых включений связано, повидимому, с близким расположением области размыва, которая находилась севернее современной границы распространения рассматриваемой толщи. Далее вглубь Карпат, в верховьях современных рр. Днестра и Стрыя, а также юго-восточнее, на участке между рр. Свицей и Пистынкой, глыбовые включения отсутствуют. Здесь в это время накапливалась толща известковистого песчано-глинистого флиша.

Областями размыва являлись Мармарошский кристаллический массив, поднятия, располагавшиеся к югу от современной Внутренней антиклинальной зоны, и поднятия, существовавшие вдоль северо-восточного края современной Внешней антиклинальной зоны.

Северо-восточный край флишевого бассейна в течение всего эоценового времени располагался примерно там же, где и в эпоху палеоцена и мела.

В нижнеэоценовое время бассейн, занимавший флишевый прогиб, отделялся от Закарпатского бассейна прерывистой полосой поднятий, являющихся северо-западным продолжением Мармарошского массива. В последующие эпохи полоса поднятий погрузилась под уровень моря и оба бассейна разделялись лишь Мармарошским массивом.

Характер распределения мощностей эоценовых отложений (рис. 136) показывает, что единый флишевый прогиб мелового времени в эпоху эоцена расчленился на две депрессии: более северную и южную.

Северная депрессия располагалась на месте современной Центральной синклинальной зоны. Южная — непосредственно севернее осевой полосы современной Внутренней антиклинальной зоны.

Между указанными депрессиями вдоль северо-восточного края современной Внутренней антиклинальной зоны наметилась относительно приподнятая зона с меньшими мощностями эоценовых отложений. В среднеэоценовое время эта зона превратилась в область размыва, т. е. поднялась настолько, что вышла из-под уровня моря. Обломочный материал с нее сносился, чем объясняется распространение в верховьях рр. Латорицы и Ужа упомянутых глыбовых конгломератов.

Возникновение подводного поднятия в этом районе, вероятно, началось еще до эоцена, в конце верхнемелового времени. Во всяком случае присутствие конгломератов в песчаниках палеоцена в верховьях р. Ужа свидетельствует о существовании этого поднятия в палеоценовом веке.

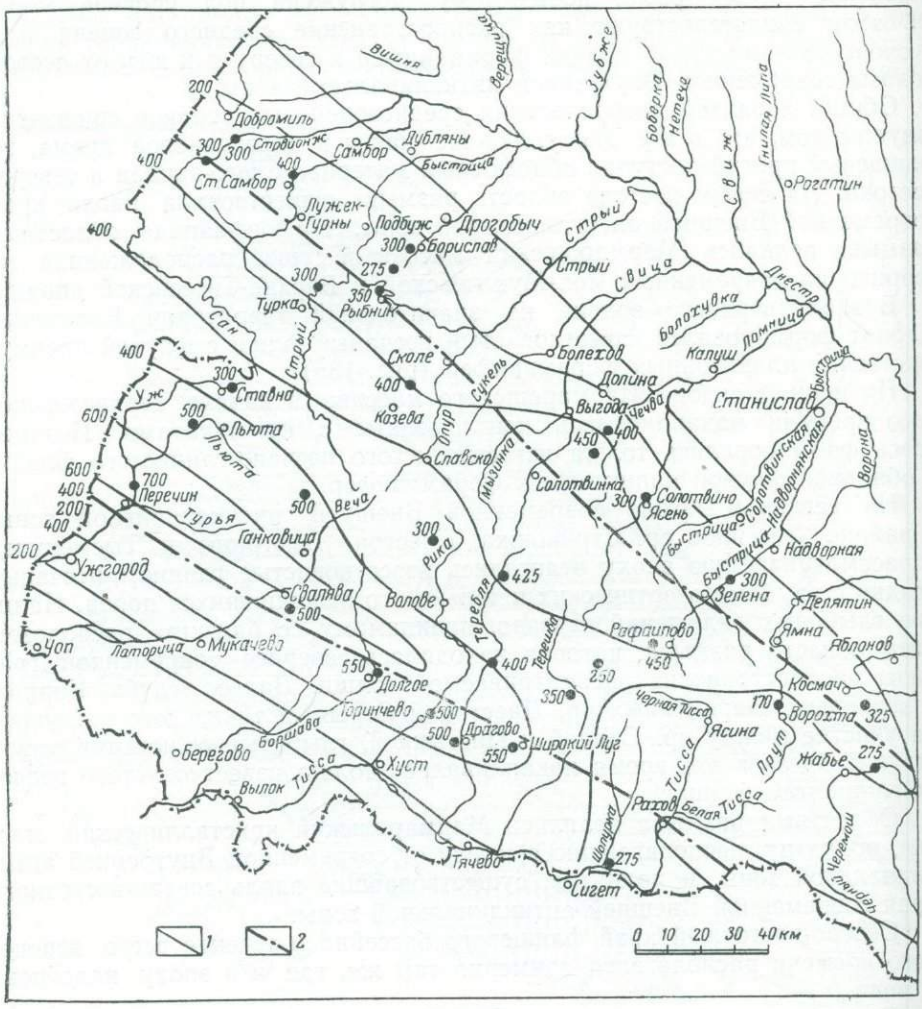


Рис. 136. Схема распространения мощностей эоценовых отложений

1 — изолинии мощностей через 200 *м*; *2* — оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

Таким образом, флишевый прогиб, унаследованный еще с верхнемелового времени, в эпоху эоцена распадался на два более мелких прогиба, разделенных относительно приподнятой зоной.

Олигоценовые отложения, сменяющие без всяких следов перерыва эоценовые, продолжали накапливаться в том же флишевом прогибе, разделенном относительно приподнятой областью на две депрессии. Однако общий характер осадконакопления в бассейне, в котором формировалась нижнеменилитовая свита, существенно изменился по сравнению с эоценовым.

В начале нижнего олигоцена почти на всей территории Восточных Карпат отлагались в основном черные битуминозные неизвестковистые аргиллиты с фауной глубоководных рыб.

Смена нормальных осадков битуминозными аргиллитами связана, очевидно, с общим изменением гидрологического режима бассейна.

М. В. Муратовым (1949 г.) было высказано предположение, что резкое изменение режима Черноморско-Каспийского и Карпатского морских бассейнов на границе эоцена и олигоцена и начало формирования в них битуминозных пород хадумского горизонта, майкопской и нижне- и верхненеменилитовой свит связано с общими для них причинами. Единый крупный морской бассейн в эту эпоху распался на целую систему отдельных

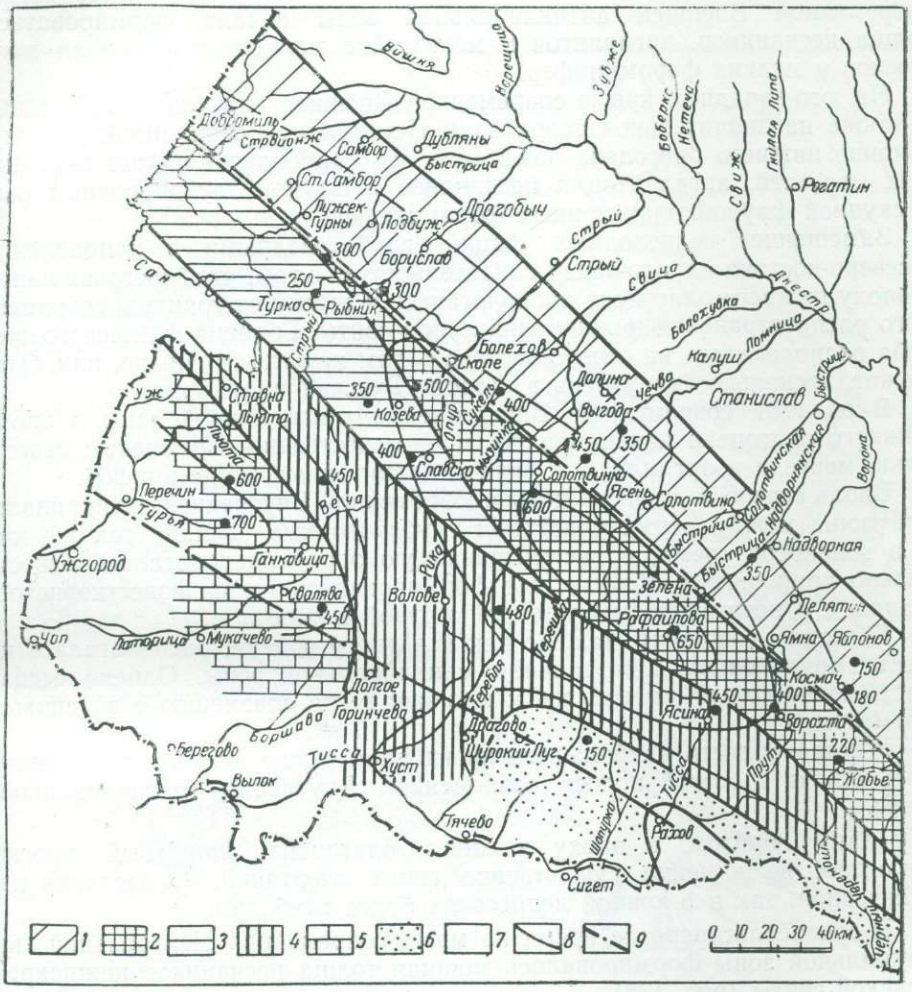


Рис. 137. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов нижнеолигоценовых отложений и их мощности (указаны цифрами)

1—песчаники, аргиллиты и мергели с фауной рыб, моллюсков и крупных бентонных фораминифер; *2*—окремнелые мергели, аргиллиты и песчаники с фауной рыб и скудной фауной планктонных фораминифер; *3*—аргиллиты с прослоями песчаников, с фауной планктонных и бентонных фораминифер; *4*—известковистый песчано-глинистый флиш с фауной моллюсков и преимущественно планктонных фораминифер; *5*—окремнелые известняки, мергели и аргиллиты с фауной планктонных фораминифер; *6*—грубозернистые известковистые песчаники; *7*—области отсутствия нижнеолигоценовых отложений; *8*—изолинии мощностей через 200 *м*; *9*—оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

глубоких, но разделенных перемычками изолированных или почти изолированных бассейнов. С изоляцией бассейнов связана, как было выяснено в свое время А. Д. Архангельским, повышенная битуминозность их осадков.

Наряду с этими общими причинами изменения характера накопления осадков, имело место углубление бассейна, в котором формировались осадки нижнеменилитовой свиты и в который приносились кремнистые вещества, обусловившие образование кремней. Источник кремнезема

нижнеменилитовой свиты не известен. Возможно, это явление было связано с началом вулканической деятельности на Карпатах, которая наиболее ярко проявилась позднее, в среднем олигоцене, о чем свидетельствует наличие мощного туфового горизонта в верхнеменилитовой свите в районе с. Спаса на р. Чечве.

В конце нижнего олигоцена (рис. 137) произошло, повидимому, некоторое обмеление Карпатского бассейна. На северо-восточном крыле современной Внешней антиклинальной зоны начала формироваться толща песчаников, аргиллитов и мергелей с мелководной фауной моллюсков и мелких фораминифер.

На юго-западном крыле современной Внешней антиклинальной зоны, а также на значительной территории Центральной синклинальной зоны в конце нижнего олигоцена накапливалась карбонатная толща окремнелых мергелей, аргиллитов и песчаников с фауной глубоководных рыб и скудной фауной планктонных фораминифер.

Замещение мелководных фаций глубоководными в направлении с северо-востока на юго-запад свидетельствует о том, что береговая линия в эпоху нижнего олигоцена располагалась к северу от границы современного распространения нижнеменилитовой свиты. Граница флишевого прогиба располагалась на северо-востоке — там же, где и раньше, или, быть может, несколько сдвинулась в сторону Русской платформы.

В области современной Внутренней антиклинальной зоны в эпоху нижнего олигоцена накапливались преимущественно окремнелые известняки, мергели и аргиллиты с фауной планктонных фораминифер.

Вдоль северо-восточного крыла современной Внутренней антиклинальной зоны между двумя участками глубоководных фаций, так же как и в эоценовое время, в рассматриваемую эпоху располагалась относительно приподнятая область, где формировалась толща известковистого флиша с относительно мелководной фауной моллюсков.

Северная депрессия, так же как и в эпоху эоцена, располагалась на месте современной Центральной синклинальной зоны. Однако осевая часть ее несколько сместилась к юго-западу по сравнению с эоценовым временем.

Южная область наибольшего прогибания также несколько отодвинулась ближе к осевой полосе современной Внутренней антиклинальной зоны.

Таким образом, в эпоху нижнего олигоцена флишевый прогиб, вероятно, не изменил существенно своих очертаний, но сделался как в северной, так и в южной депрессиях более глубоким.

В среднеолигоценовое время на месте современной Центральной синклинальной зоны формировалась мощная толща песчаников нижнекросненской свиты (рис. 138).

В пределах современной Внешней антиклинальной зоны в рассматриваемую эпоху возобновились условия, сходные с условиями начала нижнеолигоценового времени. Здесь вновь начали отлагаться черные известковистые аргиллиты (верхнеменилитовая свита). Наличие в верхнеменилитовой свите в бассейне р. Чечвы туфового горизонта указывает на то, что в эту эпоху в пределах Карпат уже проявлялась вулканическая деятельность, протекавшая затем в миоцене более интенсивно. Здесь, в юго-восточной части Внешней антиклинальной зоны, в среднем олигоцене образовалась глубокая депрессия, где отложилось до 800 *м* осадков верхнеменилитовой свиты.

В обоих случаях во Внешней и в Центральной зонах среднеолигоценовые осадки без следов перерыва сменяют нижнеолигоценовые.

Однако резко различный характер одновозрастных осадков нижнекросненской и верхнеменилитовой свит дает возможность предполагать, что участки их накопления были разделены областью размыва. Послед-

ня́я, вероятно, протягивалась вдоль осевой полосы современной Внешней антиклинальной зоны, где отсутствуют среднеолигоценовые отложения.

Отсутствуют они также и во Внутренней антиклинальной зоне.

Приподнятость Внутренней и Внешней антиклинальных зон в эпоху среднего олигоцена, очевидно, обусловливает песчанистый характер отложений нижнекросненской свиты, которые образовались за счет сноса материала из обеих зон.

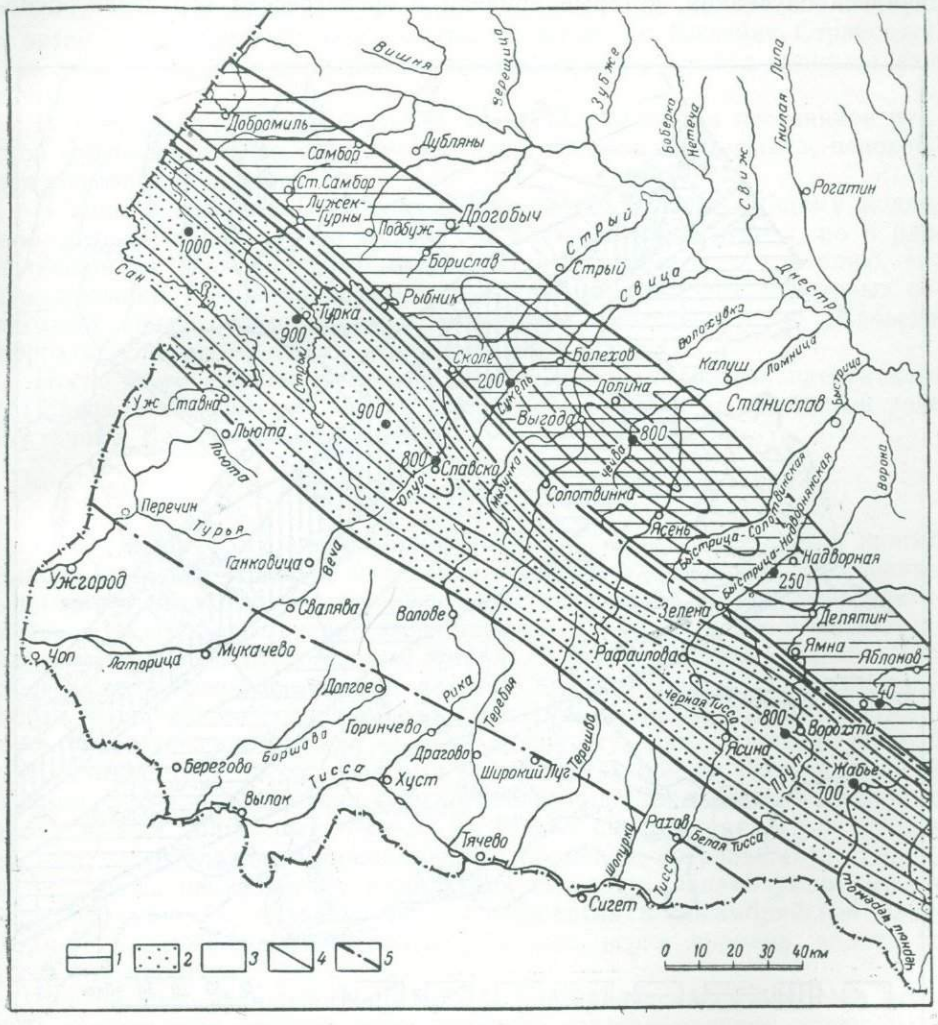


Рис. 138. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов среднеолигоценовых отложений и их мощности (указаны цифрами)

1—черные аргиллиты верхней толщи менилитовой свиты; *2*—песчаники нижнекросненской свиты со скудной фауной бентонных и планктонных фораминифер; *3*—области отсутствия среднеолигоценовых отложений; *4*—изолинии мощностей через 200 *м*; *5*—оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

Характер распределения мощностей среднеолигоценовых отложений указывает, что прогиб на месте Центральной синклинальной зоны в среднем олигоцене распался на две депрессии, разделившиеся поперечной перемычкой. Более южная депрессия наметилась в районе Ворохты, более северная — в районе Турки. В разделяющей их перемычке мощность нижнекросненских отложений сильно уменьшается.

Верхнеолигоценовый этап. Отсутствие осадков среднего олигоцена во Внутренней и частично, во Внешней антиклинальных зонах, а также трансгрессивное налегание пород верхнеолигоценовой рунской

свиты на подстилающие слои указывает на поднятия антиклинальных зон Восточных Карпат. Поднятия проявились в среднем и, отчасти, верхнем олигоцене. Во Внутренней антиклинальной зоне поднятия сопровождались образованием складок. Верхнеолигоценовые слои рунской свиты ложились несогласно на уже сформированные крупные складки, в строении которых принимают участие меловые и палеогеновые слои вплоть до нижнего олигоцена.

После этих поднятий Внешней и Внутренней антиклинальных зон начались опускания, которые привели к трансгрессии верхнеолигоцено-

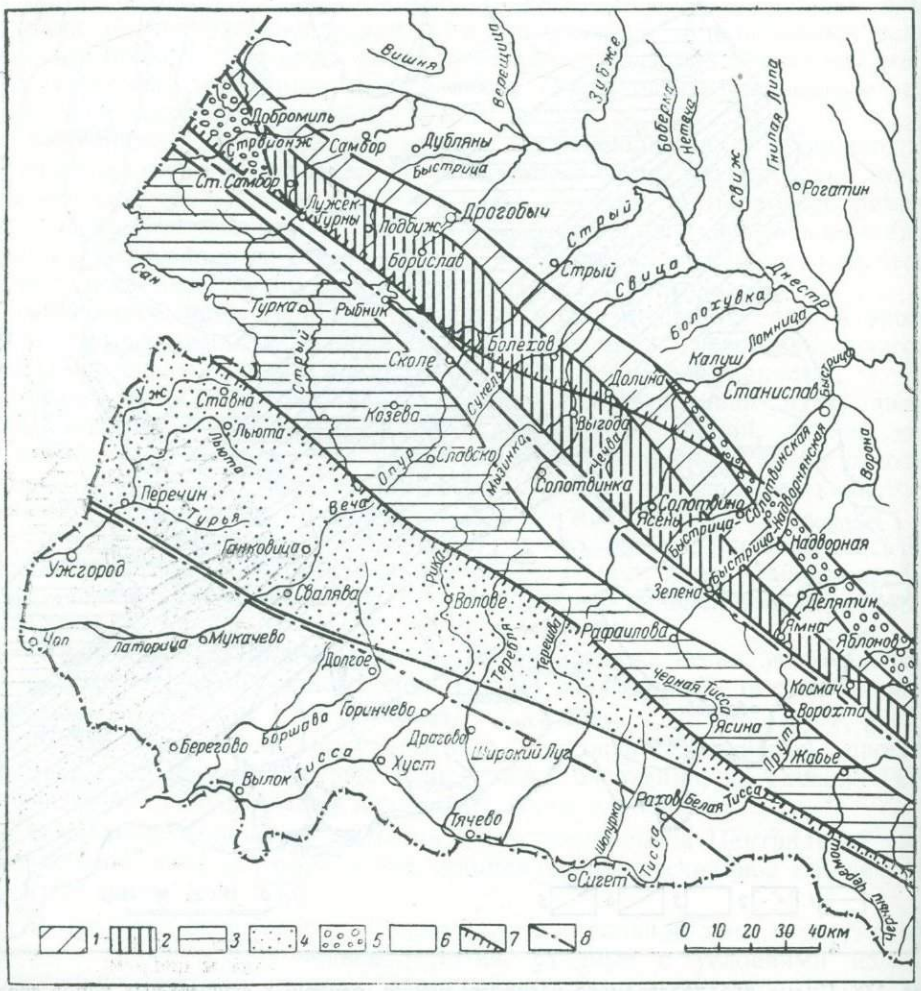


Рис. 139. Схема предполагаемого распространения основных фациальных типов верхнеолигоценовых отложений

1—чередование песчаников, аргиллитов ги глин космачской свиты с мелкорослой фауной фораминифер; *2*—глины, пески и песчаники космачской свиты; *3*—известковистый глинисто-песчаный флиш верхнекросненской свиты со скудной мелкорослой фауной планктонных фораминифер; *4*—песчаники рунской свиты; *5*—конгломераты космачской свиты; *6*—области отсутствия верхнеолигоценовых отложений; *7*—границы областей трансгрессивного залегания космачской и рунской свит; *8*—оси Внешней и Внутренней антиклинальных зон

вого моря и к началу последнего этапа накопления осадков в Карпатском флишевом прогибе (рис. 139)

Среднеолигоценовый перерыв в осадконакоплении не сказался в современной Центральной синклинальной зоне. Здесь верхнеолигоценовые осадки без следов перерыва сменяют среднеолигоценовые.

Не было перерыва в образовании осадков между верхнеменилитовой и космачской свитами и в юго-восточной части Внешней антиклинальной зоны в районе Выгоды, Солотвина и в Покутье, в депрессии, продолжавшей развиваться со среднеолигоценового времени.

Из этих двух областей непрерывного накопления осадков трансгрессия конца олигоцена начала распространяться, захватывая области, которые были подняты в середине олигоцена. Во Внешней антиклинальной зоне, севернее линии, идущей от Долины к окрестностям с. Сколе, космачская свита несогласно с размывом налегает на верхнеменилитовую, а затем и нижнеменилитовую свиты. Севернее, в бассейне Стрвионжа, она ложится прямо на породы верхнего эоцена, срезая менилитовые свиты.

Во Внутренней антиклинальной зоне мощная толща песчаников рунской свиты несогласно залегает на более древних отложениях, перекрывая упомянутые складки.

В начале миоцена Восточные Карпаты подверглись общему поднятию, которое захватило не только обе антиклинальные зоны, но и разделявший их синклинальный прогиб. В нем в последнюю стадию его существования сохранились лишь изолированные лагуны, в которых отлагались загипсованные глинистые осадки, известные у сс. Жабьего, Ворохты, Славско, а также в районе Санок—Бжозов.

После этого флишевый прогиб, еще более приподнятый, превратился в Центральный синклинорий, и накопление осадков во флишевой зоне Восточных Карпат прекратилось.

Развитие флишевого прогиба

Образовавшись в начале нижнемеловой эпохи, флишевый прогиб существовал, как видно из изложенного, до начала миоцена, постепенно заполняясь осадками. Положение его оставалось более или менее неизменным на всем протяжении этого времени. На юго-западе он был ограничен поднятиями осевой части Карпат, с северо-востока — краем Русской докембрийской платформы вместе с причлененными к ней палеозойскими складчатыми сооружениями. Эти «палеозойские Карпаты» соединяли Келецко-Сандомирский кряж и Добруджу. Сам флишевый прогиб возник вследствие опускания части этих сооружений, но узкая полоса их с самого начала окаймляла прогиб с северо-востока. В верхнемеловую эпоху, когда флишевый прогиб несколько распространился к северо-востоку по сравнению с нижнемеловым временем, остававшаяся приподнятой полоса палеозойских сооружений сузилась. Однако узкая, может быть прерывистая, поднятая полоса, прижатая к докембрийской платформе, продолжала существовать в течение всего времени вплоть до середины миоцена.

Осевая часть флишевого прогиба, характеризующаяся наиболее мощным накоплением осадков, первоначально в нижнемеловую эпоху была вытянута близ Внутренней антиклинальной зоны. Возможно, что в это время более северная часть прогиба, покрытая морем, представляла собой глубоководный бассейн, не загруженный осадками. В верхнемеловую эпоху осевая часть прогиба, видимо, несколько сместилась к северу. В то время прогиб имел несимметричный профиль с более прогнутой юго-западной частью и менее погруженной северо-восточной.

С начала палеогена наиболее погруженная часть флишевого прогиба начала разделяться на две узкие ложбины. Разделившая их полоса поднятий временами поднималась выше уровня моря (средний эоцен). В среднем олигоцене Внутренняя и Внешняя антиклинальные зоны были приподняты и вместе с первой из них была поднята и более южная из упомянутых депрессий. В верхнем олигоцене флишевый прогиб, сильно суженный, был зажат между расширенной Внутренней антиклинальной

зоной с покрывавшей ее край полосой мелководных осадков рунской свиты и приподнятой Внешней антиклинальной зоной. В конце олигоцена — начале миоцена флишевый прогиб, захваченный поднятиями, перестал существовать и сформировались в основных чертах главные структурные элементы Восточных Карпат: Внутренняя и Внешняя антиклинальные зоны и разделяющая их Центральная синклинальная.

Несогласия среди осадочных толщ во Внутренней антиклинальной зоне позволяют наметить основные этапы ее роста. Возникнув одновременно с образованием флишевого прогиба в начале мела, она испытала поднятие в конце нижнего мела, перед верхним альбом. Вторым этапом ее роста были поднятия перед сеноном, представленным пуховской свитой, третьим — поднятия перед палеоценом, представленным льютской свитой. Перед верхним олигоценом Внутренняя антиклинальная зона была не только сильно приподнята, но и расширена, а слагающие ее крылья осадочной толщи сильно смяты в складки.

Внешняя антиклинальная зона, как полоса поднятий, выступивших выше уровня моря, наметилась впервые в первой половине верхнемелового времени (в туроне).

В дальнейшем эта полоса, повидимому, поднялась выше уровня моря в среднем олигоцене и, несомненно, была окончательно поднята выше уровня моря в верхнем олигоцене и нижнем миоцене.

С нижнего миоцена, когда обе антиклинальные зоны Карпат вместе с разделявшей их синклиналью были приподняты, началось заложение и развитие краевой Предкарпатской впадины, а также глубоких депрессий Закарпатья.

РАЗВИТИЕ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В МЕЛОВОЕ И ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Нижнемеловые отложения в юго-западной части Русской платформы отсутствуют. В течение почти всего нижнемелового времени эта область была приподнята выше уровня моря. Вместе с ней приподнята была и узкая полоса палеозойских складчатых сооружений, примыкавшая к Русской платформе с юго-запада с середины палеозоя. Карпатский флишевый прогиб резко причленялся к этой сложной приподнятой области и ограничивался ею с северо-востока.

Только в самом конце нижнемелового времени рассматриваемая платформенная область подверглась общему опусканию, которое вызвало трансгрессию в ее пределы верхнеальбского, а вслед за тем верхнемелового моря. Последнее оставило здесь довольно мощную непрерывную серию платформенных осадков. Осадки эти заполнили сравнительно узкий платформенный прогиб, вытянутый в северо-северо-западном направлении. Он известен под именем Львовской верхнемеловой мульды, но не является, по-существу, самостоятельной впадиной, а представляет собой лишь ответвление к югу крупной Польско-Литовской синеклизы. Она ограничена на северо-востоке краем Украинского кристаллического массива, а с юго-запада отделена от Предкарпатского прогиба полосой пологих поднятий, перекрытых миоценовыми отложениями. Львовская впадина наследует местоположение каменноугольного краевого прогиба, и история ее является дальнейшим его развитием.

Начавшаяся в конце верхнего альба трансгрессия развивалась затем в течение нижнего и среднего сеномана, когда отлагались маломощные пески с прослоями конгломератов и со смешанной враконской и нижнесеноманской фауной.

В верхнем сеномане отлагались более глубоководные известняки, песчанистые известняки и мергели.

С начала туронского века происходит еще более значительное расширение трансгрессии. Туронские белые известняки, в некоторых местах за-

мещающиеся известковистыми мергелями, в Ровенской области в северо-восточных районах Тернопольской области, а также в районе Люблина в Польше трансгрессивно залегают на палеозойских породах, а также на враконских и сеноманских песках. В туронском веке трансгрессия достигла максимума в своем распространении, захватив всю Львовскую впадину.

С коньякского времени начинается постепенное сокращение морского бассейна. Осадконакопление в юго-западном и северо-восточном крыльях Львовской мульды происходило несколько по-разному. На северо-восточном крыле и в осевой части впадины накапливались маломощные известняки и мергели. На юго-западном крыле формировались более песчанистые отложения, превратившиеся в дальнейшем в песчанистые мергели. В Журавненском и Букачевском районах они замещаются косослоистыми песчаниками.

Также по-разному представлены на крыльях впадины сантонские отложения. Как показывает скважина в окрестностях Угерско, на глубинах порядка 1500—1600 *м* залегают песчаные отложения, среди которых встречается галька из кремней и девонских пестроцветных песчаников. Повидимому, они относятся к сантону и слагают юго-западное крыло впадины. На северо-восточном крыле и в осевой части развиты известняки и мергели. Такое различие в литологическом составе пород обусловлено различными условиями накопления осадков. На востоке и северо-востоке в начале верхнемелового времени располагался невысоко приподнятый над уровнем моря Украинский кристаллический массив, обладавший, повидимому, сглаженным рельефом. Поэтому обломочный материал отсюда почти не поступал. На юго-западе верхнемеловой платформенный бассейн ограничивался полосой поднятий, отделявших его от Карпатского флишевого прогиба. Эти поднятия в конце альба и в сеномане, когда происходило сообщение рассматриваемого верхнемелового бассейна с бассейном, занимавшим флишевый прогиб, были плохо выражены или даже не выступали из-под уровня моря. В туронском и коньякском веке, как уже упоминалось, они сильно расширились и охватывали значительную часть Внешней антиклинальной зоны, вместе с прилежащим краем палеозойских складчатых сооружений, выступавших тогда на месте современной Предкарпатской впадины. Песчаный и глинистый материал поступал в область верхнемелового платформенного бассейна и во флишевый прогиб именно отсюда.

В Львовской впадине продолжалось накопление относительно маломощных известняков и мергелей на северо-востоке, востоке и в центральной части; на юго-западном крыле отлагались прибрежные, обогащенные обломочным материалом карбонатные осадки.

В маастрихтском веке бассейн еще более сократился. Юго-западный край нижнемаастрихтского бассейна передвинулся далее к северо-востоку. Он протягивался, видимо, несколько юго-западнее линии, проходящей через д. Нагоряны (к югу от Львова) и с. Потыличи (к юго-западу от г. Равы Русской). В ланцеолятовых слоях Нагорян и, особенно, Потылич, представленных прибрежными песчанистыми мергелями и песчаниками, содержатся довольно многочисленные остатки ксерофитовой флоры. Обилие этих остатков и характер их сохранности свидетельствуют о том, что они были перенесены на очень небольшое расстояние от места произрастания.

В пределах восточного и северо-восточного крыльев и осевой части Львовской впадины в то время продолжалось накопление известняков и мергелей небольшой мощности.

В прибрежных песчанистых мергелях и песчаниках, развитых на западе, фауна представлена пластинчатожаберными, головоногими и брюхоногими моллюсками. В восточных областях распространения этих слоев

фауна встречается редко и представлена белемнитами, иноцерамами и устрицами; часто встречаются губки.

Таким образом, в распределении фауны совершенно отчетливо намечаются две резко различные области. На востоке преобладает фауна относительно открытого моря, на западе комплекс фауны, особенно обилие брюхоногих, указывает на прибрежный характер содержащих его осадков.

Площадь, занятая верхнемаастрихтским бассейном, еще более сокращается по сравнению с площадью нижнемаастрихтского бассейна. Осадки этого бассейна на Западной Украине известны в пределах узкой полосы, тянущейся из окрестностей Львова на северо-запад в Рава-Русский район, где эта полоса пересекает государственную границу СССР, направляясь в сторону г. Люблина.

На востоке и северо-востоке этой полосы развиты маломощные карбонатные осадки открытого моря, на западе и юго-западе — прибрежные мелководные песчаные мергели.

Наконец, в датском веке море отступило далеко на северо-запад. Датские отложения, известные в районе Люблина, а также на участке долины р. Вислы между гг. Казимирж и Пулавы, представлены мелководными глауконитовыми песчаниками и рыхлыми глауконитовыми мергелями.

Накопление осадков в осевой части Львовской впадины было более длительным по сравнению с ее крыльями. Изменения мощности верхнемеловых отложений свидетельствуют о непрерывном прогибании впадины в течение второй половины верхнемеловой эпохи. Это прогибание происходило, очевидно, на фоне общего подъема юго-западной части Русской платформы, который определил развитие регрессии после туронского века.

После отступания верхнемелового моря в течение всего палеогена юго-западная часть Русской платформы была приподнята выше уровня моря. Следов палеогеновых отложений здесь не сохранилось.

Карпатский флишевый прогиб примыкал непосредственно к приподнятой области платформы и окаймлявшим ее палеозойским складчатым сооружениям, отделяясь от них краевым швом (по терминологии Н. С. Шатского, 1947 г.).

ПЕРИОД РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ И ПРИМЫКАЮЩИХ К НИМ ОБЛАСТЕЙ ОТ НАЧАЛА МИОЦЕНОВОГО ДО ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Миоценовая эпоха ознаменовалась коренной перестройкой структурного плана области. Перестали существовать ранее развивавшиеся структурно-фациальные зоны, заложились и прошли сложный путь развития новые области накопления осадков и разрушения ранее созданных свит, энергично проявились вулканические, складкообразовательные и горообразовательные процессы, приведшие к формированию современного тектонического плана края.

Анализ этого богатого событиями периода удобнее произвести по отдельным крупным структурно-фациальным зонам, история которых распадается на ряд естественных этапов. Развитие в течение миоценового, плиоценового и четвертичного времени окраин Русской платформы с примыкающей к ней зоной Предкарпатского краевого прогиба, закарпатских впадин с обрамляющей их вулканической грядой Выгорлат-Гутинского хребта и горного сооружения Карпат проходило различно Метод анализа истории развития этих областей также различен. Платформа, Предкарпатский прогиб и закарпатские впадины с той или иной скоростью прогибались. Этапы их развития оказались соответственно зафиксиро-

ванными в составе и мощностях выполняющих их свит. Наоборот, Карпаты, поднимаясь, формировались в виде горного сооружения. Поэтому их история оказалась записанной в составе и распространении новейших континентальных образований и, главное, геоморфологии края.

В этом плане производится приводимый ниже анализ. Наибольшее внимание уделено Предкарпатскому краевому прогибу и закарпатским впадинам, в пределах которых в тот период складывались формации и структуры, заключающие ряд важнейших групп месторождений полезных ископаемых.

РАЗВИТИЕ ПРЕДКАРПАТСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА И ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В МИОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

Как указывалось выше, в конце олигоцена — начале миоцена вдоль северо-восточной окраины Карпат заложилась и начала интенсивно прогибаться узкая впадина, заполнявшаяся терригенными образованиями космачской свиты. На северо-западе, на меридиане г. Перемышля, она замыкалась, а на юго-востоке продолжалась далеко в пределы современной Румынии. Одновременно с процессом заложения и развития этой впадины происходило поднятие Карпат и образование молодой горной страны на месте ранее существовавшего геосинклинального прогиба.

Предкарпатский краевой прогиб отделяет Русскую платформу от поднятых складчатых Карпат. Прогиб Карпат относится к наиболее характерным формам краевых прогибов не только по своему положению, но и по характеру выполняющих его формаций, тектонических нарушений и истории развития.

Интенсивное опускание прогиба, большая мощность отложившихся в нем осадков и мелководные условия их образования позволяют считать, что в конце олигоцена и начале миоцена опускание прогиба полностью компенсировалось сносимым в него обломочным материалом космачской свиты.

Этап формирования нижней соленосной свиты (нижний миоцен). Палеогеографическая обстановка времени отложения нижней соленосной свиты сохраняет все основные черты предыдущего этапа. Однако в составе пород (рис. 140), выполняющих прогиб, происходят существенные изменения: флишоидная формация сменяется формацией соленосных глин и песчаников. Сведения о мощностях нижней соленосной свиты, а также данные геофизических работ позволяют вполне уверенно наметить осевую, наиболее опущенную часть прогиба, которая на северо-западе соответствовала приблизительно положению современной границы Внешней антиклинальной зоны, а на юго-востоке располагалась в пределах Покутских Карпат. Юго-западная граница бассейна, в котором отлагалась формация соленосных глин и песчаников, не вполне ясна. Нам кажется, что в этом вопросе следует ориентироваться на величину горизонтальной амплитуды надвига складчатых сооружений Внешних Карпат на миоцен Предкарпатья. Эта амплитуда в районе Самбор—Борислав составляет около 4 *км*, постепенно увеличивается на юго-восток и в Покутье равна не менее 10—12 *км*. На северо-запад от Самбора, у Перемышленского выступа, надвиг постепенно затухает. Приведенные цифры дают возможность приближенно наметить юго-западную границу бассейна на расстоянии, соответствующем амплитуде надвига от края Карпат. Его прибрежная часть была сложена, по-видимому, высокоприподнятыми, слабо дислоцированными палеогеновыми и меловыми толщами пород Внешней антиклинальной зоны Карпат. Северо-восточная граница бассейна простиралась вдоль края платформы до гряды палеозойских метаморфических пород и располагалась несколько юго-западнее современного края Внутренней зоны краевого прогиба. На северо-западе у Перемышленского выступа прогиб замы-

кался. На это указывает отсутствие нижнемиоценовых отложений в краевом прогибе Западных Карпат.

В юго-восточном направлении бассейн расширялся и уходил на территорию Румынии, где известны мощные толщи соленосных нижнемиоценовых отложений.

На большей части территории прогиба формация соленосных глин и песчаников связана постепенными переходами с подстилающей космачской свитой. Лишь местами, главным образом в районах замыкания прогиба, между ними отмечаются перерывы в накоплении осадков.

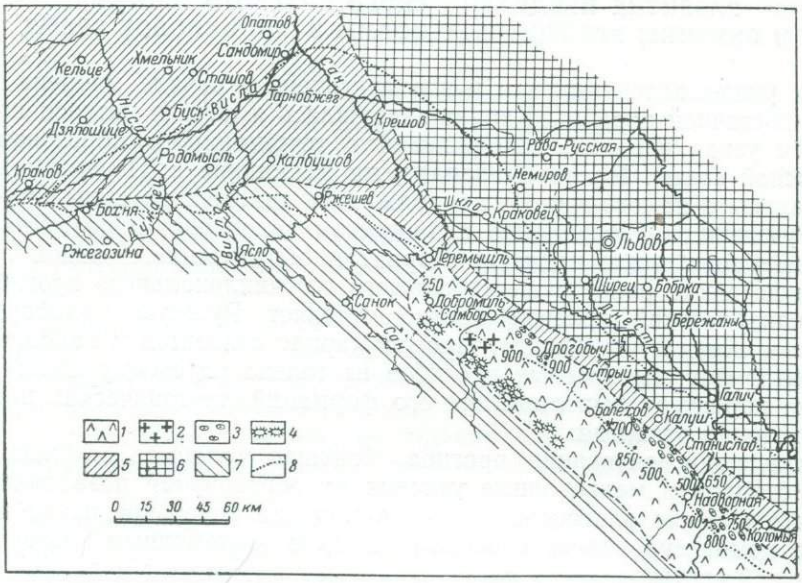


Рис. 140. Формации времени отложения нижней соленосной свиты (нижний миоцен). Цифры указывают мощности в метрах

I. Области накопления. Формация краевого прогиба. Формация соленосных глин и песчаников: *1*—соленосные и гипсоносные глины и пески; *2*—натровые и калийные соли; *3*—галечники, состоящие из метаморфических пород; *4*—брекчии из обломков пород менилитовых свит

II. Области размыва в пределах: *5*—герцинид; *6*—Русской платформы; *7*—Карпат *8*—контур краевого прогиба в послесреднесарматское время

В распределении обломочного материала, сносимого в нижнемиоценовый прогиб, существует ряд интересных особенностей. В той части прогиба, которая примыкает к Карпатам, в песчаниках и глинах заключено большое количество глыб и обломков пород менилитовых свит, сползавших в бассейн при обвалах его крутых берегов. В восточной же части прогиба, располагавшейся у подножья гряды палеозойских пород, среди песчаников и глин появляются мощные скопления конгломератов, сложенных обломками палеозойских пород. Эти конгломераты образовывали, вероятно, поперечные рукава, опускавшиеся в прогиб с гряды палеозойских пород. В более поздний период они были смяты вместе с остальными породами нижнего миоцена и обнажаются теперь на поверхности в виде линз.

Приведенные данные показывают, что нижнемиоценовый прогиб был расположен на краю карпатского горного сооружения и сохранил в общих чертах контуры предыдущего верхнеолигоценового — нижнемиоценового этапа. Особые климатические условия, выразившиеся в том, что в бассейн поступало мало пресных вод, усиленное испарение с его поверхности, затрудненное, хотя и постоянно поддерживаемое поступление в него морской воды и непрекращающееся погружение — обусловили осаждение гипсов и солей различного состава, смешивавшихся с глинами

и песками. В отдельные отрезки времени бассейн распадался на ряд замкнутых заливов и лагун, в которых накапливались относительно чистые соли.

В целом на всем протяжении нижнего миоцена бассейн сохранял свою мелководность, и его прогибание целиком компенсировалось отлагавшимися в нем осадками

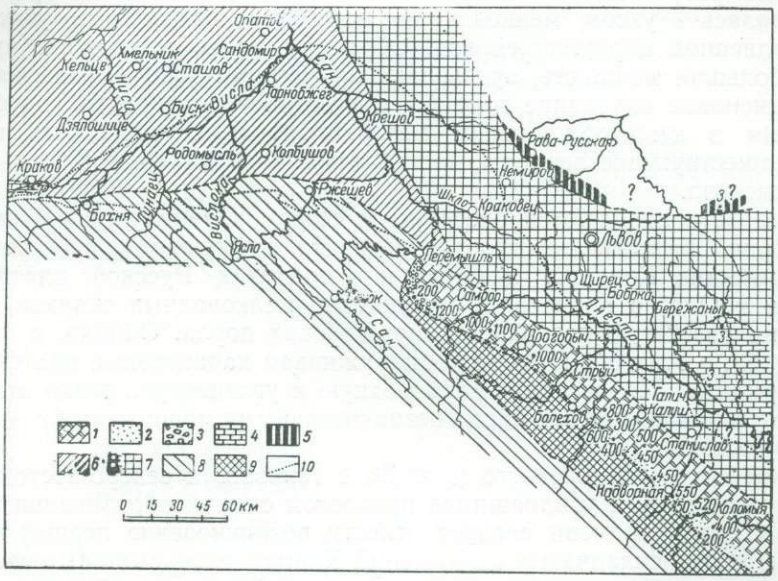


Рис. 141. Формации времени отложения стебникской свиты (гельвет?). Цифры указывают мощности в метрах

I. Области накопления. Формации краевого прогиба — флишоидная формация: *1*—ритмичное чередование песков, мергелей, аргиллитов и глин; *2*—пески; *3*—галечники, состоящие из карпатских пород. Формации платформы: *4*—формация химических осадков (известняки); *5*—угленосная формация

II. Области размыва в пределах: *6*—герцинид; *7*—Русской платформы; *8*—Карпат; *9*—краевого прогиба

10—контур краевого прогиба в послесреднесарматское время

Этап формирования стебникской свиты (гельвет?). Палеогеографические условия изученной территории во время отложения стебникской свиты отличаются от нижнемиоценового времени иными очертаниями бассейна. Его юго-западная граница резко сдвинулась к северо-востоку и располагалась приблизительно там же, где теперь начинаются площади развития стебникских отложений. Северо-восточная граница в гельвете не была устойчивой и лишь в конце века достигла окраины Русской платформы, совпадавшей в то время с границей между Внутренней и Внешней зонами краевого прогиба (рис. 141).

Смещение прогиба было вызвано дальнейшим поднятием Карпат и вовлечением в поднимавшуюся область края впадины.

Перемещение прогиба повлекло за собой: а) появление значительной территории на юго-западе краевого прогиба, на которой прекратилось прогибание, а следовательно, и накопление осадков, и б) полную редукцию гряды герцинид на северо-востоке. Однако надо иметь в виду, что полное нивелирование этой возвышенности закончилось лишь к концу времени отложения стебникской свиты и в более раннем отрезке времени обломки палеозойских пород могли с нее свободно сноситься в прогиб. Вслед за перемещением области накопления к северо-востоку переместилась и осевая часть прогиба. Наиболее прогнутые его участки располагались к северо-востоку от современного края складчатых Карпат.

В гельвете формация соленосных глин и песчаников вновь сменяется флишоидной формацией. Смена формаций в разрезе выражена резко

и отчетливо. На северо-западе она сопровождается перерывом в накоплении осадков.

Гельветская флишоидная формация имеет следующие отличительные черты: преимущественное развитие грубозернистых песчанистых отложений, почти полное отсутствие органических остатков, сильная известковистость и частая загипсованность пород, ритмичность отложений в вертикальном разрезе, хотя и не вполне отчетливая. Гельветская формация образовалась в узком мелководном бассейне с островными участками и затрудненной циркуляцией вод. Обращает на себя внимание чрезвычайно большая мощность, превышающая местами 1000 *м*, указывающая на интенсивное опускание прогиба и полную компенсацию опусканий сносимым в него обломочным материалом. В то время, так же как и в предшествующие периоды, прогиб замыкался в районе Перемышленского выступа.

В гельвете появляются бассейны к северу и западу от прогиба, на территории, бывшей до этого сушей. На затопленных пространствах в окрестностях Кракова, а также и в пределах Русской платформы, у Бучач и Олеско происходит накопление мелководных осадков, ложащихся на размытую поверхность мезозойских пород. Однако, в отличие от прогиба, в этих областях мы обнаруживаем характерные платформенные формации: терригенную, карбонатную и угленосную, резко отличающиеся от флишоидной формации незначительными мощностями и однородностью состава.

Резкое смещение краевого прогиба в гельвете к северо-востоку связано прежде всего с усилившимся процессом складкообразования в Карпатах. К этому времени следует отнести возникновение первых чешуйчатых надвигов складчатых сооружений Карпат, перекрывших юго-западную половину области распространения нижней соленосной свиты. Окончательное их оформление в том виде, в каком мы можем их наблюдать теперь, произошло, повидимому, позже, в конце нижнего сармата, однако основные контуры этих структур возникли и сформировались в гельвете. Об этом достаточно убедительно свидетельствуют соотношения нижнетортонских пород с палеогеновыми и меловыми отложениями в Западных Карпатах. Полого наклоненные на север нижнетортонские слои залегают несогласно на различных горизонтах флишевых свит Карпат, смятых в сложные складки.

Интенсивная складчатость и поднятия во Внешней антиклинальной зоне сопровождались не менее интенсивными опусканиями в прогибе, сказавшимся также и на платформе. Возникшая горная цепь Внешнего антиклинория явилась основным источником обломочного материала, поступающего в прогиб.

Сохранившаяся еще с мезозойского времени гряда палеозойских пород в гельвете представляла собой, повидимому, цепь островов, разделенных проливами. С этих участков суши в прогиб также поступало значительное количество обломочного материала. К концу гельвета, когда выступы палеозойских пород окончательно погрузились под уровень моря, береговая линия достигла окраины Русской платформы.

Западнее Перемышля, перед фронтом Западных Карпат в нижнем миоцене и гельвете краевой прогиб отсутствовал. Он замещался там краевым швом, по которому герциниды вплотную подходили к передовым структурам Карпат и резко погружались под молодые складчатые сооружения.

Лишь с гельвета началось медленное погружение герцинид и появились первые морские заливы севернее края Карпатской геоантиклинали, свидетельствующие о развитии и здесь краевого прогиба.

Этап формирования чаплинской свиты (нижний тортон). В нижнем тортоне началась общая широкая трансгрессия вод на территорию краевого прогиба и окраинные части Русской платформы

(рис. 142). Эта трансгрессия осуществлялась, повидимому, постепенно. В начале нижнего тортона она охватила лишь территорию Внешней зоны краевого прогиба, почти всю территорию краевого прогиба Западных Карпат и лишь отдельные участки платформы. В конце нижнего тортона морской бассейн распространился и на значительную территорию окраины платформы.

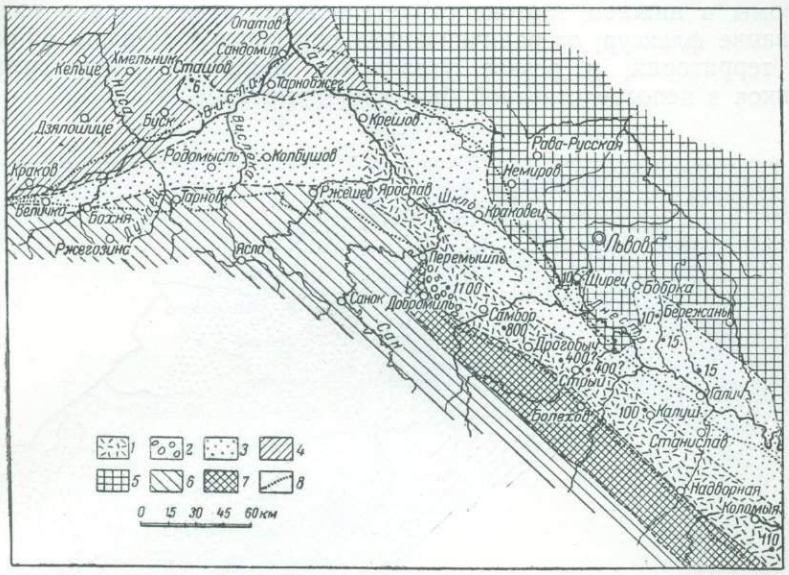


Рис. 142. Формации времени отложения нижней части чаплинской свиты (нижний тортон). Цифры указывают мощности в метрах

I. Области накопления. Формации краевого прогиба. Моласса: *1*—пески, глины, галечники; *2*—галечники, состоящие из карпатских пород. Формации платформы: *3*—песчаники

II. Области размыва в пределах: *4*—герцинид; *5*—Русской платформы; *6*—Карпат; *7*—краевого прогиба

8—контур краевого прогиба в послесреднесарматское время

С юго-запада бассейн повсеместно ограничивался горными цепями Внешнего антиклинория Карпат; на северо-западе к бассейну подступали невысокие, хотя и достаточно глубоко расчлененные гряды герцинид; на северо-востоке его ограничивала окраина платформы, покрытая толщей меловых пород.

Условия накопления осадков в этом обширном бассейне резко дифференцировались. Изучение состава отложений и их мощностей показывает, что в узкой полосе бассейна, примыкавшей к Восточным Карпатам, и далее на северо-запад, в прилегающей части краевого прогиба Западных Карпат, накапливалась молассовая формация, а в остальных частях бассейна — маломощная терригенная платформенная формация. В периферических мелководных частях бассейна терригенная формация замещалась карбонатной платформенной формацией, сложенной литотамниевыми известняками. Исключение составляют окрестности Бохни и Велички, где на небольшой площади появляются соленосные отложения.

Граница между областью формирования молассы и терригенной платформенной формацией точно не установлена и на рис. 142 указана условно, приблизительно в месте перехода Внутренней зоны во Внешнюю. Однако к концу нижнего тортона область накопления молассы расширилась и охватила уже значительную часть и Внешней зоны, как это указано на рис. 143.

Область накопления моласс представляет собой нижнетортонский краевой прогиб. Глубокое его опускание, происходившее на фоне продолжав-

шегося воздымания Внешнего антиклинория Карпат, компенсировалось сносимым в него обломочным материалом.

Во вторую половину нижнего тортона в прогибание была вовлечена уже значительная часть окраины платформы. Граница прогиба в конце нижнего тортона была близка к современным контурам его Внешней зоны, исключая ее юго-восточную часть, которая была вовлечена в прогиб лишь в верхнем тортоне. О резком погружении окраинной части платформы в нижнем тортоне свидетельствует начавшееся в то время образование флексур, отграничивающих опускающуюся часть от остальной ее территории, и резкое увеличение мощности нижнетортонских песчаников в непосредственной близости от прогиба.

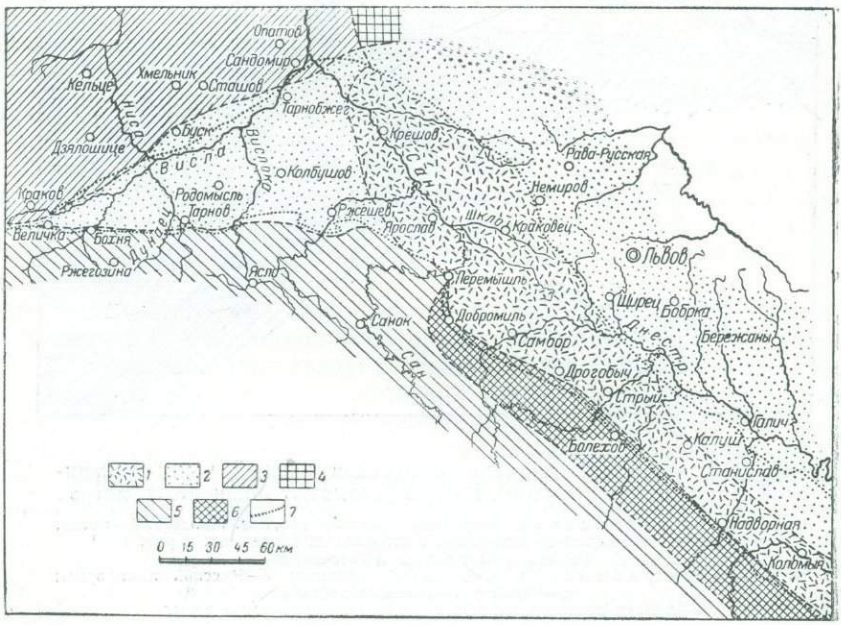


Рис. 143. Формации времени отложения верхней части чаплинской свиты (нижний тортон). Цифры указывают мощности в метрах

I. Области накопления. Формации краевого прогиба. Моласса: *1*—пески, глины, галечники.
Формации платформы: *2*—пески
II. Области размыва в пределах: *3*—герцинид; *4*—Русской платформы; *5*—Карпат; *6*—краевого прогиба
7—контур краевого прогиба в послесреднесарматское время

В приплатформенную часть прогиба, помимо наиболее мелкозернистого материала, доносившегося туда с Карпат, поступал также и терригенный материал, сносимый с платформы. При этом следует подчеркнуть, что повсеместно нижнетортонские отложения платформы на границе с краевым прогибом представлены грубозернистыми песчаными породами. Подобные песчаные отложения накапливались также и в прогибе.

Нижнетортонская моласса краевого прогиба характеризуется общей грубозернистостью слагающего ее терригенного материала. Она богата растительным детритусом и отличается неравномерностью в распределении обломочного материала в вертикальном разрезе, расположенного без всяких признаков ритмичности.

Бассейн, в котором происходило накопление молассы, был сильно опреснен. Об этом свидетельствует комплекс обнаруженных в нижнетортонских отложениях остатков фораминифер. Однако он сообщался с более широкими морскими пространствами. Присутствие в чаплинской свите стеногалинных форм указывает на его связь с морским бассейном нормальной солености.

Таким образом, в нижнем тортоне последовала дальнейшая миграция краевого прогиба к северо-востоку. Эта миграция от прошлых этапов в развитии прогиба отличается тем, что она происходила на окраинной части платформы, а не на внешних частях Карпат, как это было в нижнем миоцене. На значительном отрезке краевой прогиб примкнул к платформе, скрыв в своих недрах разделявшую их гряду герцинид.

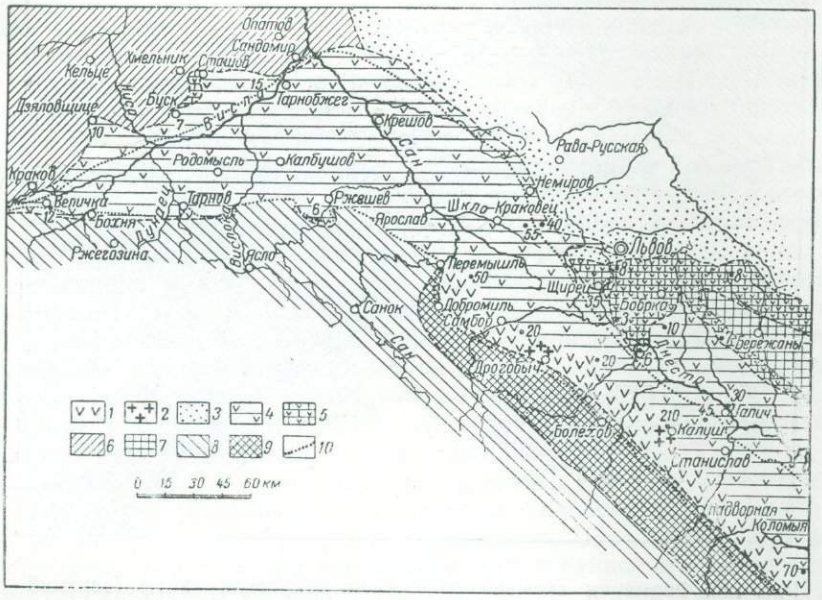


Рис. 144. Формации времени отложения верхней соленосной свиты (верхний тортон). Цифры указывают мощности в метрах

I. Области накопления. Формации краевого прогиба. Формация соленосных глин и песчаников: *1*—гипсы и ангидриты; *2*—натровые и калийные соли. Формации платформы: *3*—пески; *4*—гипсы; *5*—известняки загипсованные
II. Области размыва в пределах: *6*—герцинид; *7*—Русской платформы; *8*—Карпат; *9*—краевого прогиба
10—контур краевого прогиба в послесреднесарматское время

Этап формирования верхней соленосной толщи (верхний тортон). Времени отложения верхней соленосной толщи предшествовала регрессия, охватившая значительную территорию. Следы энергичного континентального размыва мы обнаруживаем на окраине платформы, причем наиболее сильно размытые участки приурочены непосредственно к современной границе окраины платформы с краевым прогибом. Перерыв в отложении осадков в прогибе с достоверностью пока не установлен. Однако есть основания полагать, что регрессия, возможно, распространилась и на некоторую его часть.

Образование верхней соленосной свиты сопровождалось новой общей трансгрессией, восстановившей, а в северных участках платформы даже расширившей, контуры бассейна, существовавшего в конце нижнего тортона. На большей части бассейна осаждались гипсы, чистые или чередующиеся с песчаным и глинистым материалом, а в некоторых пунктах (Дрогобыч, Калуш) — калийные и натровые соли (рис. 144).

Лишь в северо-восточных частях бассейна, располагавшихся на территории платформы, повидимому сильно мелководных и опресненных, гипсы фациально замещались плотными пористыми известняками с включением гипсов; еще далее к северу, в сильно опресненных участках, накапливались песчаные отложения. Интересно отметить, что площадь развития известняков окружала изолированный выступ суши, уцелевший от трансгрессии в районе Бережан.

Образовавшаяся толща гипсов, солей и засолоненных глин и песчаников имела непостоянную мощность. Наибольшие мощности, достигающие 100 *м* и более, отмечаются во Внутренней зоне прогиба (Дрогобыч, Калуш). Во Внешней же зоне и по окраине платформы их мощность не превышает 40 *м*, чаще же составляет 10—20 *м*.

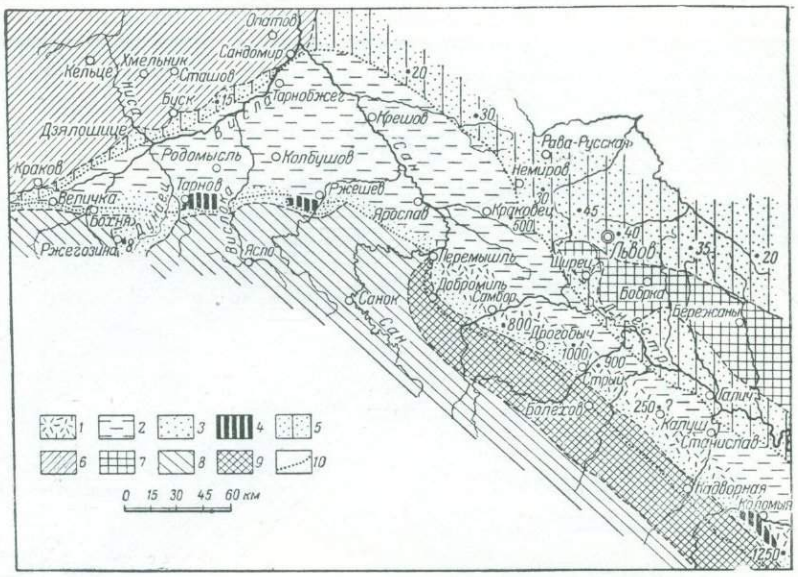


Рис. 145. Формации времени отложения покутской свиты (верхний тортон). Цифры указывают мощности в метрах

I. Области накопления. Формации краевого прогиба. Моласса: *1*—пески, глины, галечники; *2*—глины; *3*—пески; *4*—угли.
Формации платформы: *5*—пески
II. Области размыва в пределах: *6*—герцинид; *7*—Русской платформы; *8*—Карпат; *9*—краевого прогиба
10—контур краевого прогиба в послесреднесарматское время

Отложения верхней соленосной свиты на северной окраине бассейна ложатся несогласно на породы различного возраста: палеозойские, юрские, верхнемеловые, а также и на различные горизонты нижнего тортона. Аналогичные соотношения наблюдаются и в западной части южной окраины бассейна, где в ряде мест (у Грудны Дольней и в Ржешовской котловине) они лежат на сложно дислоцированных и размытых палеогеновых и меловых флишевых свитах.

Во Внутренней зоне нижнетортонская молласса как будто согласно переходит в горизонт гипсов, но точно это еще не выяснено.

Таким образом, наиболее интенсивно прогибавшаяся часть бассейна в период накопления верхней соленосной свиты располагалась попрежнему в пределах Внутренней зоны прогиба и в глубоко прогнувшихся в нижнем тортоне частях Внешней зоны. Именно к этим участкам и приурочены скопления натровых и калийных солей и засолоненных глин и песчаников; в остальной части бассейна отлагались лишь гипсы. Рассматривая распределение формаций в описываемый отрезок времени, в связи с этим необходимо подчеркнуть, что формация соленосных глин и песчаников, свойственная краевому прогибу Карпат, накапливалась лишь в его наиболее интенсивно прогибавшихся участках, где она сменила в вертикальном разрезе молассу; на остальной части бассейна образовались свойственная платформенным областям маломощная формация химических осадков и терригенная формация.

Этап формирования покутской свиты (верхний тортон). Границы морского бассейна в верхнем тортоне несколько сокращаются,

однако бóльшая часть его, охватывающая всю Внешнюю зону прогиба Восточных Карпат и территорию краевого прогиба Западных Карпат, в этот отрезок времени испытывает глубокое погружение. Таким образом, площадь прогиба значительно расширилась и охватила широкую полосу, прилегавшую на юге к вздымавшемуся горному своду Карпат, а на севере — к герцинидам и платформе. От герцинид прогиб отделялся резким уступом, известным в литературе под названием «надвисленский сброс». Прямолинейность этого уступа и диагональное расположение его относительно простирания герцинских структур делают вполне вероятным предположение о существовании этого нарушения. От платформы прогиб отделялся двумя рядами крупных флексур, развивавшихся параллельно с увеличением амплитуды погружений в прогибе.

Морской бассейн продолжался и далее к северу за пределы краевого прогиба, охватывая также прилегающую к последнему часть платформы. На востоке этой части бассейна продолжало существовать сильно разросшееся поднятие, наметившееся ранее в районе Бережан (рис. 145).

Разросшийся краевой прогиб заполнялся молассой, грубообломочной во Внутренней зоне и более тонкой, песчано-глинистой — во Внешней зоне. В части бассейна, простиравшейся за пределы краевого прогиба, в опущенные области герцинид и платформы, моласса замещалась терригенной и карбонатной платформенными формациями.

Восходящие движения Карпат, чрезвычайно энергичные в то время, привели к появлению среди молассы мощных скоплений галечных и валунных конгломератов, состоящих из обломков меловых и палеогеновых флишевых толщ (радычские и пистынские конгломераты). Более мелкие обломки этих пород встречаются почти повсеместно во Внутренней зоне прогиба. Вместе с тем среди песчаных и глинистых пород молассы присутствует большое количество растительного детритуса, образующего у Тарнова, Ржешова, Коломыи и в других местах линзы бурых углей. К северо-востоку от Внешней зоны прогиба, как уже указывалось, моласса сложена более тонкозернистым материалом, доносившимся сюда из Внутренней зоны в виде своеобразных выносов грубообломочных отложений. Параллельно увеличивалась их известковистость. Однако в северо-восточной части Внешней зоны грубообломочный песчаный материал мог поступать в прогиб и с платформы.

Интенсивность погружения краевого прогиба в верхнем тортоне была, повидимому, на изученной нами территории приблизительно одинаковой. Однако, если Внутренняя зона полностью загружалась обломочным материалом, то возможно, что Внешняя зона, особенно ее северо-западные части, далеко отстоявшие от Карпат и Русской платформы, развивались в условиях неполной загруженности.

В целом верхнетортонский бассейн был сильно опреснен, на что указывает полупресноводный характер содержащихся в его отложениях остатков фораминифер, пелеципод и гастропод.

Таким образом, в верхнем тортоне произошла новая миграция прогиба к северо-востоку, на окраинные части платформы и герциниды. Прогиб чрезвычайно резко расширился и занял наибольшее пространство по сравнению с предыдущими этапами развития. В Карпатах на верхний тортон падает также период наиболее мощных восходящих движений. Этими поднятиями охватываются все Восточные Карпаты и часть Западных Карпат. О поднятиях свидетельствует глубокая ингрессия морских вод, достигавшая центральных частей Карпат, оставившая после себя толщу терригенных отложений с характерной верхнетортонской фауной, сохранившуюся до настоящего времени в долине р. Дунаец и других местах Западных Карпат.

Этап нижнего сармата. В нижнем сармате прекращается прогибание в периферических частях краевого прогиба. Область накопления сосредоточивается в виде узкой полосы в его центральной части. Здесь

продолжает формироваться моласса, причем сохраняются прежние закономерности в распределении обломочного материала: в районах, прилегающих к Карпатской складчатой области, накапливаются грубообломочные осадки; более тонкий материал относится в северо-восточные, удаленные от Карпат, части прогиба (рис. 146).

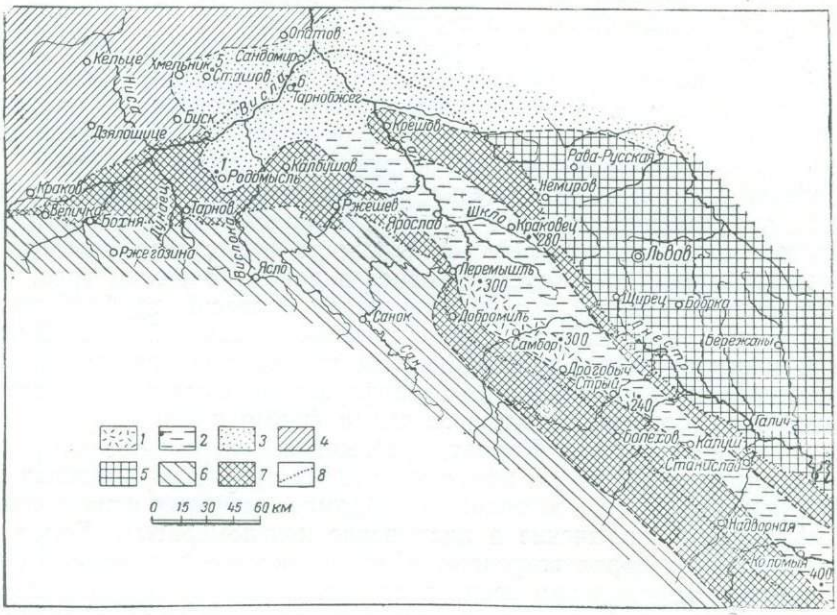


Рис. 146. Формации времени накопления отложений нижнего сармата

I. Области накопления. Формации краевого прогиба. Моласса: *1*—пески, глины, галечники; *2*—глины.
Формации платформы; *3*—пески

II. Области размыва в пределах: *4*—герцинид; *5*—Русской платформы; *6*—Карпат; *7*—краевого прогиба
8—контур краевого прогиба в послесреднесарматское время

Морской бассейн в пределах платформы оттесняется к северу. На западе он соединялся с бассейном краевого прогиба. Платформенная терригенная формация, образовавшаяся в этом бассейне, располагается не только на платформе, но и на значительной части площади северной окраины прогиба, сменяя здесь в вертикальном разрезе молассу. Позже, в среднем сармате (предположительно), платформенная терригенная формация распространяется далее на юго-восток и появляется у Балиц, северо-западнее Калуша и в других местах.

Таким образом, в процессе поднятия территории прогиба произошло ее распадение на отдельные впадины. Действительно, начиная от резко суженной части прогиба у Кракова, на запад прогиб быстро расширяется. На отрезке между Стрыем и Черновицами происходит его почти трехкратное сужение; восточнее прогиб вновь расширяется.

Этот заключительный этап в истории развития прогиба, выраженный в разделении на отдельные ванны, перегороженные узкими перешейками, чрезвычайно характерен для краевых прогибов вообще и отмечался многими исследователями раньше на примере Уральского и краевых прогибов других областей.

В конце нижнего сармата, или начале среднего, палеогеновые и меловые отложения Карпат и осадочные толщи, выполняющие Предкарпатский краевой прогиб, подверглись интенсивному процессу складкообразования, являвшемуся заключительной фазой складчатости для описываемой территории. Она выразилась в оформлении чешуйчатой структуры Внешнего антиклинория в том виде, в каком мы ее наблюдаем

теперь, а также в формировании системы линейных складок во Внутренней зоне прогиба и куполовидных — во Внешней зоне. При этом рост отдельных куполовидных поднятий происходил и позже, в четвертичный период, как это ясно видно на примере Краковецкого поднятия. В сармате в миоценовых отложениях прогиба окончательно сформировались складки, сбросы и надвиги. К этому же времени, повидимому, относится и формирование основной части чешуйчатых надвигов в Карпатах.

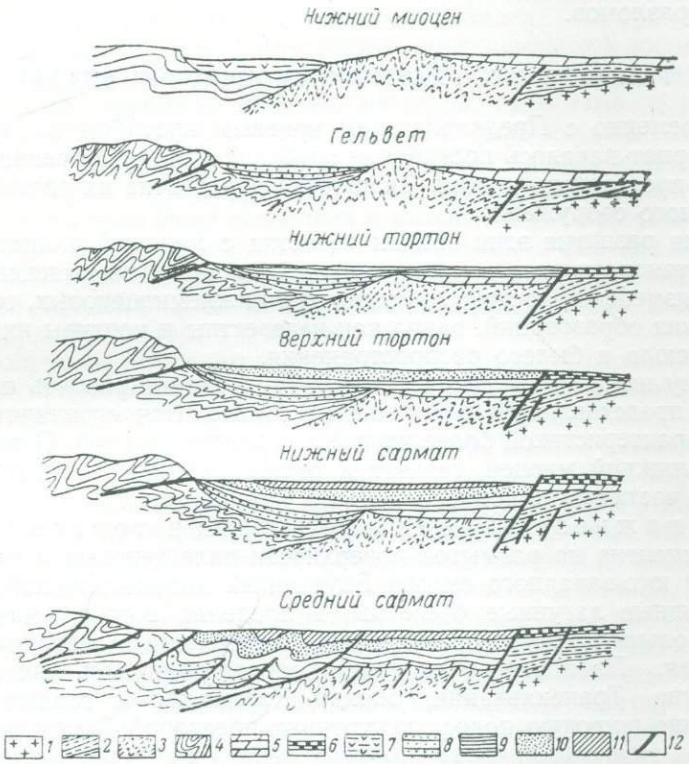


Рис. 147. Схема истории развития Предкарпатского краевого прогиба

1—докембрийские кристаллические породы; *2*—палеозойские отложения Русской платформы; *3*—герциниды; *4*—Карпатская складчатая область; *5*—верхнемеловые отложения платформы; *6*—тортонские отложения платформы; *7*—нижняя соленосная свита (нижний миоцен); *8*—стебникская свита (гельвет); *9*—чаплинская свита (нижний тортон); *10*—покутская свита (верхний тортон); *11*—отложения нижнего сармата; *12*—разрывы

Приведенные данные показывают, что тортонский и сарматский этапы развития краевого прогиба существенно отличаются от нижнемиоценового и гельветского этапов. Эти различия выражаются в резком расширении территории прогиба за счет опустившихся частей окраины платформы и герцинских складчатых сооружений. Внешняя зона краевого прогиба Восточных Карпат в отличие от Внутренней развивалась на платформенном основании. В верхнем тортоне заложился и развился краевой прогиб Западных Карпат.

Основные этапы миоценовой истории развития Предкарпатского краевого прогиба схематически изображены на рис. 147.

В более широком плане, начиная со среднего сармата и позже в продолжение всего четвертичного периода, наблюдается процесс распадения прогиба на отдельные ячеи, одна из которых и представляет собой описанную территорию.

Несомненно, что в пределах каждого из выделенных этапов прогиб проходил также определенный путь развития, что выражалось в после-

довательном смещении его осевой, наиболее опущенной, части к северо-востоку, в сторону платформы. Однако резкие скачки в формировании прогиба падают на границы между указанными этапами.

Очень важно подчеркнуть, что Предкарпатский краевой прогиб развивался на разнородном и сложно построенном основании. Его внутренняя зона начала формироваться на краю Карпатской геосинклинальной области и лишь позже сместилась частично и на выступы герцинид. Внешняя зона возникла на окраине платформы, опустившейся по линии глубоких разломов.

РАЗВИТИЕ ЗАКАРПАТСКИХ МИОЦЕНОВЫХ ВПАДИН

Одновременно с Предкарпатским краевым прогибом на внутреннем склоне Карпат началось прогибание глубоких впадин, имевших характер типичных предгорных впадин. Заложение и развитие их соответствовало росту горного сооружения.

История развития этих впадин известна с меньшей полнотой. Пока еще не установлен разрез нижних частей миоцена, не выяснены закономерности изменения состава и мощностей нижнемиоценовых, гельветских и тортонских образований, равно как неизвестны и контуры их современного, а отсюда и былого распространения.

Поэтому историю развития закарпатских впадин разбить на дробные этапы не представляется возможным. Приходится ограничиться обобщенной характеристикой более крупных отрезков времени. Первый из них обнимает нижний миоцен, гельвет и тортон, второй — сармат, верхний миоцен и, частично, плиоцен.

Этап нижнего миоцена, гельвета и тортона. В начале нижнего миоцена на размытой поверхности палеогеновых и мезозойских отложений юго-западного склона Внутренней антиклинальной зоны возникли крупные лагунные бассейны, в пределах которых начали, очевидно, с большой скоростью отлагаться соленосные и песчано-глинистые образования. Подобная обстановка распространилась на обширные пространства Трансильвании, между Карпатами и горами Апушени и достаточно широкую полосу внутренних предгорий Восточных Карпат. В пределах Венгерской низменности, к западу от линии Берегово—Чоп, в то время существовала низкая суша, сложенная мезозойскими образованиями.

Поднимавшиеся Карпаты увеличили приток терригенного материала, захоронившего под собой в гельветском веке соленосные толщи. Этому отрезку времени соответствует формирование глинистых толщ солотвинской свиты, повторяющих все особенности строения аналогичных образований (шлира) Венского бассейна.

Диференциальные движения в гельвете вызвали образование глубоких расколов вдоль границы современной Верхне-Тиссенской впадины и Внутренней антиклинальной зоны. Вероятно, они явились путями для вулканических выбросов пирокластического материала дацитового состава, приведших к образованию нескольких горизонтов туфов, верхний из которых («новоселицкий») имеет мощность от 30—40 до 200 *м*. Характерно, что в пределах присводовых частей Внутренней антиклинальной зоны эти туфы, залегающие непосредственно на размытых пластах палеогена и мезозоя, имеют наземное происхождение, в то время как в глубоких частях впадины (Солотвино, Сокирница и др.) они носят явно субаквальный характер. В течение гельвета область Верхне-Тиссенской впадины, судя по мощностям накопившихся толщ, погрузилась не менее чем на 2000 *м*. В течение тортонского века вертикальные движения получили большую интенсивность. Карпаты начали приобретать более резко выраженный горный рельеф. Соответственно, в предгорном прогибе стали накапливаться грубообломочные толщи, характеризующиеся

цикличностью строения. Очевидно, это отражает пульсационный характер роста Карпат и прогибания впадины. Интенсивность прогибания выражается в мощности тортонских образований, достигающей 2300 *м*.

К концу тортонского века морской бассейн, заполнивший предгорные впадины и значительные пространства Венгерской низменности, подвергся опреснению, что резко сказалось на характере нижнесарматских осадков и составе фауны этого века.

Этап сармата—плиоцена. В нижнем сармате характер тектонического режима закарпатских впадин изменился. На границе между Чоп-Мукачевской впадиной и Внутренней антиклинальной зоной, а также между этой впадиной и Верхне-Тиссенской котловиной, и по южному краю последней возникли крупные разломы, связанные с вулканическими процессами. Очевидно, эти разломы сопровождали дальнейший рост Карпат и погружение предгорных впадин. Однако в пределах последних наметилась определенная разница дальнейшего развития. Чоп-Мукачевская впадина была вовлечена в интенсивное погружение, а Верхне-Тиссенская этими движениями не захватывалась. Она как бы причленилась к Карпатам и, возможно, даже начала слегка подниматься. Погружение продолжалось лишь в ее южных частях (левобережье Тиссы), покрытых лавами Гутинского хребта.

Таким образом, в нижнем сармате происходило образование крупных вулканов в прибрежной зоне миоценового моря, отступившего в дальнейшем на юго-запад.

Ряд горных цепей северо-западного простирания был разделен небольшими заливами и рукавами, часть которых сообщалась с морским бассейном, а часть носила характер закрытых лагун. Первый этап вулканического процесса начался с образования конусов взрыва, выполненных шлаковыми и пирокластическими образованиями кислой лавы. Первые порции магмы, выполнившие подводящие каналы, отвечали, очевидно, дацитам, о чем свидетельствует наличие обломков дацитов среди липаритов в Рокосовском карьере. Более поздние извержения носили липаритовый характер и, возможно, уже частично формировались в поверхностных условиях из раскаленных пирокластических частиц, наподобие игнимбритов Армении, описанных А. Н. Заварицким. В связи с выбросами такого большого количества вулканического материала процесс формирования этих крупных вулканов сопровождался оседанием первоначального конуса. В дальнейшей истории развития Выгорлат-Гутинской гряды эти древние вулканы настолько подверглись разрушению, что совсем потеряли свою первоначальную форму, и мы в настоящее время фактически наблюдаем только реликты этих вулканических аппаратов.

Наиболее хорошо картируется древний вулканический аппарат в пределах Центрального водораздельного хребта между сс. Кошелево, В. Раковец и Рокосов. Здесь контур его ближе всего напоминает крупную кальдеру, достигающую в диаметре 20 *км*. Вторая крупная кальдера картируется в Ужгородском районе. Реликты крупной кальдеры по широкому развитию переотложенных кислых продуктов намечаются в районе Мукачева. Такими же реликтами являются, вероятно, и Береговские высоты.

В среднем сармате намечается новое оживление вулканической деятельности. Вся страна испытывает резко выраженные дифференцированные движения, с которыми связаны, очевидно, пароксизмы вулканического процесса. Образовавшиеся в нижнем сармате заливы и лагуны заполняются вулканическими продуктами, обломочным материалом и растительными остатками, сносимыми со склонов вулканов. Таким образом, создаются благоприятные условия для образования лигнита.

В паннонское время происходят излияния лав андезито-дацитового состава. К этому же времени в пределах Выгорлат-Гутинской гряды приурочено начало формирования основных структур: выделяется при-

поднятая центральная зона и несколько опущенные северная и южная зоны.

Вулканы этого второго цикла имеют линейную вытянутость в северо-западном направлении. Вулканический процесс этого цикла начался с образования шлаковых конусов и выбросов пирокластических продуктов и сопровождался излияниями андезито-дацитов. Вулканические аппараты этого цикла представляли собой, повидимому, небольшие кальдеры диаметром 7—10 *км*. Такого рода кальдеры отлично сохранились в районе г. Синяк (правобережье р. Латорицы).

В паннонское время, в связи с общим поднятием Карпат, произошли складкообразовательные процессы, смявшие отложения угленосной свиты и нижней части эффузивно-вулканической свиты в пологие брахиантиклинальные и синклинальные складки, осложняющие главные складчатые структуры Выгорлат-Гутинской гряды. В то же время в осевые части этих складок в пределах Центральной зоны интрудировала магма диорит-порфирового состава. Повидимому, с этой фазой вулканического процесса связано и образование куполов Вышковского района.

В верхнем миоцене действующие вулканы изливают уже лавы андезитового состава. Одновременно возникают новые вулканы, контролируемые разломами северо-западного направления вдоль границ между Чоп-Мукачевской впадиной и поднятой Складчатой зоной Карпат. Здесь морфологически выделяются следующие крупные вулканы (с запада на восток): Анталовская Поляна, Маковица, Синяк, Борлио-Дил, Мартинский камень и ряд более мелких: Бужора, Малый Синяк, Тупой, Острый, Фрасинул и др. По своей морфологии вулканы могут быть подразделены на две группы: 1) небольшие кальдеры диаметром 7—10 *км*; морфологически такие кальдеры выражены плохо, так как маскируются более молодыми излияниями андезито-базальтов и оливиновых базальтов; 2) кратерные купола, сложенные монолитной лавой, как, например: г. Буш, Малый Синяк, Острый, Тупой и др. Как правило, более крупные вулканы-кальдеры образовались в первую фазу этого третьего вулканического цикла и связаны, вероятно, с излиянием авгито-гиперстеновых андезитов. Оливиновые андезито-базальты и базальты чаще дают небольшие купола, развивающиеся в центре кальдеры (гора Буш) или же осложняющие ее склоны.

Вулканические процессы этого цикла начинаются с выбросов пирокластических образований андезитового состава и излияний авгито-гиперстеновых андезитов. К этому моменту вся страна становится сушей, о чем свидетельствует наземный характер пирокластических образований в верхней части эффузивно-туфогенной свиты.

И, наконец, очевидно на границе миоцена и плиоцена, происходят новые тектонические движения, сопровождаемые рядом крупных дизъюнктивных нарушений северо-западного простирания. Вдоль этих нарушений происходит внедрение базальтовой магмы, давшей в одних случаях кратерные купола монолитной лавы, а в других — трещинные излияния (крупнопорфировые андезито-базальты хребта Гат и др.).

Эти дизъюнктивные нарушения, очевидно, связаны с диференциальными движениями, которые наблюдаются в пределах Выгорлат-Гутинской гряды в плиоцене. В то время как продолжается воздымание центральной части хребта, северная и южная части испытывают прогибание. Отсюда становится понятным, почему центральная часть северного крыла сброшена, южного — опущена. С этим же процессом прогибания краевых зон связано проседание осевых частей северной и южной зон, к которым приурочены вулканические аппараты. Этим объясняется падение слоев пирокластических образований под вулканы.

Картина вулканизма, наблюдающегося в пределах Выгорлат-Гутинской гряды, значительно усложняется наличием мелких экструзивных куполов, развившихся на склонах главных вулканов. Основная масса

экструзивных куполов приурочена к северной и восточной границам Выторлат-Гутинской гряды.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

В истории формирования рельефа Восточных Карпат на основе данных геоморфологии и стратиграфии миоценовых и новейших континентальных отложений, а также данных новейшей тектоники могут быть намечены следующие крупные этапы: 1) нижне- и среднемиоценовый; 2) верхнемиоценовый; 3) плиоценовый; 4) четвертичный.

Каждый из этих этапов описан с различной полнотой, в соответствии с имеющимися фактическими материалами. Так, нижне- и среднемиоценовый этап формирования рельефа освещен лишь очень неполно и схематично. Верхнемиоценовый и плиоценовый этапы охарактеризованы значительно лучше. Наиболее полные сведения имеются для четвертичного времени.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА В НИЖНЕМ И СРЕДНЕМ МИОЦЕНЕ

К концу олигоцена — началу миоцена вся зона Карпатской геосинклинали покидается морем, превращаясь в устойчиво восходящую область континентальной денудации. С северо-востока и юго-запада суша обрамлялась миоценовыми прогибами, в которые на протяжении главным образом нижнего и среднего миоцена сносился материал разрушающихся Карпат. Большая мощность молассовой толщи и обилие в ней крупнообломочного материала позволяют говорить о значительных градиентах движений, а рельеф суши — представлять в виде горной страны. Однако пока еще трудно восстановить детали физико-географической обстановки и, в частности, особенности рельефа и гидрографической сети.

Поднятие Карпат в эту эпоху в различных частях проходило неравномерно. Наиболее интенсивной областью поднятий, повидимому, был район Полонинских гор, в пределах которых в настоящее время сохранились следы древнейших фаз денудации Карпат. Можно предполагать, что именно здесь располагался миоценовый водораздел северо-восточного и юго-западного речных бассейнов. Прилегающая с юга область домиоценовой суши (зона антиклинальной гряды юрских пород) испытала опускание и последующий абразионный срез водами паннонского бассейна.

Нижнемиоценовый рельеф Внешних Карпат не сохранился.

С указанным временем совпадает активизация эрозионного процесса, выражавшегося в накоплении мощных толщ конгломератов верхнего тортона в Предкарпатском краевом прогибе (пистынские конгломераты) и верхнетортонских конгломератов Закарпатского прогиба. В то же время в северо-западном отрезке Восточных Карпат в пределы складчатой системы трансгрессирует тортонское море, выполняющее эрозионные котловины на окраине горной области. Геологические данные по котловине Ржешова свидетельствуют о некотором прогибании котловин на протяжении верхнего тортона — сармата.

Таким образом, эпохе перемещения чешуй на юго-востоке соответствовали слабо диференцированные движения в Западных Карпатах.

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ В ВЕРХНЕМ МИОЦЕНЕ

После поднятий, происшедших в среднем миоцене, наступает длительная эпоха выравнивания рельефа Восточных Карпат. Одновременно в прогибах, окаймляющих Карпаты, за счет размыва последних происходит накопление тонких песчано-глинистых осадков.

Остатки выравненной поверхности хорошо выражены на южных склонах Полонинских гор, в пределах Центрального Карпатского нагорья и, отчасти, в Горганах. Достоверных данных, которые могли бы позволить определить положение верхнемиоценовой поверхности денудации к северо-востоку от пояса Полонинских гор, в районе Внешних Карпат, пока нет. Можно лишь предполагать, что отдельные участки вершинной поверхности Внешних Карпат в какой-то мере приближаются к верхнемиоценовой поверхности выравнивания. Верхнемиоценовая поверхность денудации, полого наклоненная от гребневой линии Полонинских гор на юг, срезает различные слои вплоть до среднемиоценовых и перекрывается паннонскими лавами Выгорлат-Гутинского хребта. Возраст ее, таким образом, можно определить как сарматский.

Поверхность имеет слабо всхолмленный рельеф с превышениями не свыше 200—250 *м*. Для южных склонов Полонинских гор характерна общая поперечная ориентировка верхнемиоценовой речной сети. В то же время в Центральном Карпатском нагорье закладывается система продольного стока.

Начиная с конца миоцена и в нижнем плиоцене Восточные Карпаты вовлекаются в крупные поднятия, носившие диференцированный характер соответственно основным структурно-тектоническим элементам края.

Наибольшее поднятие испытала полоса Полонинских гор, с максимумом в ее юго-восточной части, отвечающей антиклинальному ядру Внутренних Карпат. Поднятие сопровождалось разломами вдоль южного крыла, излияниями по разломам сарматских и паннонских эффузивов Выгорлата и опусканиями в зоне закарпатских впадин. Об амплитуде отрицательных движений свидетельствуют мощные толщи сармата и паннона (свыше 1500 *м*), накопившиеся в пределах Чоп-Мукачевской впадины.

Верхнемиоценовая поверхность денудации на южных склонах хребта Свидовец и Полонины Красна снижается с 1500—1400 *м* до 1000 *м* на протяжении 20 *км* с севера на юг и уходит под лавы Выгорлата на уровне от 300 до 600 *м*. Таким образом, общий размер поднятий в этом районе, с учетом первичного уклона поверхности, достигает сейчас 500—600 *м*.

Северное, более отлогое крыло Карпатского свода было осложнено менее значительным поднятием Внешней антиклинальной зоны, наиболее приподнятой в районе верховий Ломницы—Быстрицы.

Между участками главных поднятий заключены область Центрального Карпатского нагорья и область внутригорных котловин, несколько отставшие в поднятии.

В северо-западном направлении величина поднятий рассматриваемого времени постепенно убывает. Так, на Полонине Руна поверхность верхнемиоценовой денудации снижается до 1200 *м*. В Центральном Карпатском нагорье на линии Ужок — Турка абсолютная высота той же поверхности не превышает 900 *м*, в районе Санока 500 *м*, а в краевой части Карпат у Ржешова 300 *м*.

Движения захватили также и область Предкарпатского прогиба, окончательно освободившегося к концу сармата от морских вод. Однако попрежнему область прогиба сохраняет характер депрессии, заключенной между Карпатским горным сводом и приподнятыми участками Русской платформы.

Первичный облик этой суши характеризовался, повидимому, асимметричным строением, отдельные элементы которого сохранились и в современной морфологии области. Максимальные поднятия осуществлялись где-то в зоне современного края Опола—Росточья таким образом, что южный склон формировавшейся возвышенности оказался более отлогим, чем северный. Реки, стекавшие на север, в сарматский бассейн на протяжении сармата выполнили большую работу по разрушению осадков тор-

тона на северном крыле поднятия. При этом уже в то время наметились контуры северного края Опола—Росточья, несколько, однако, смещенные к северу от его современного морфологического уступа.

Реки бассейна Днестра вследствие выдержанного пологого уклона на юг получили направление консеквентного стока, близкое к современному.

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ В ПЛИОЦЕНЕ

История Восточных Карпат в плиоцене наложила глубокий отпечаток на орографический облик края (рис. 148).

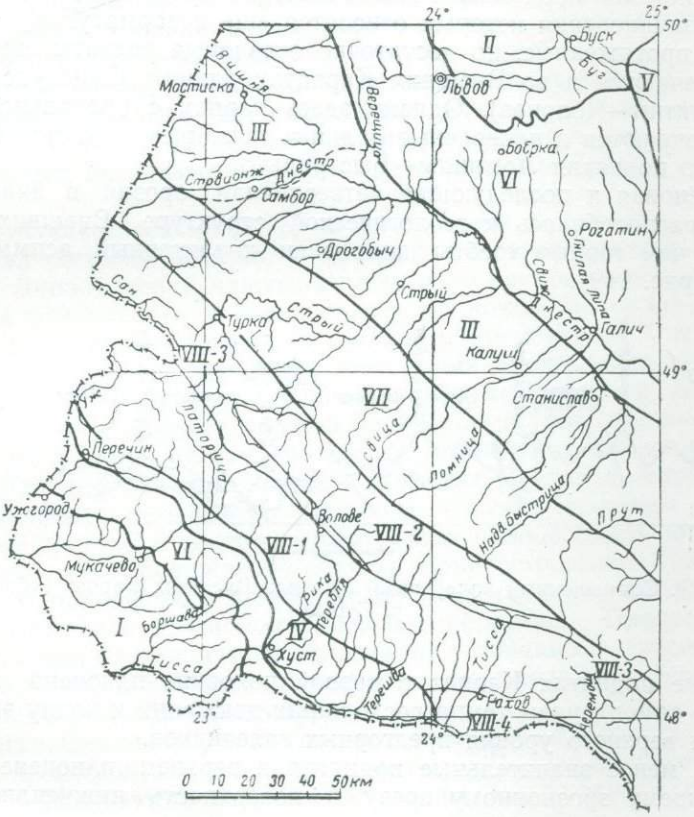


Рис. 148. Схема геоморфологического районирования Восточных Карпат

I—Закарпатская аллювиальная низменность с эрозионными останцами вулканических пород; *II*—аллювиально-флювиогляциальная равнина Западного Буга—Стыри; *III*—Предкарпатская флювиогляциально-аллювиальная равнина; *IV*—внутренняя система плиоценовых аллювиальных котловин и продольных долин; *V*—район структурного рельефа Подольского плато; *VI*—район реликтово-структурного рельефа возвышенности Опола—Росточья; *VII*—район структурно-тектонического рельефа Внешних Карпат; *VIII*—район структурно-тектонического рельефа Внутренних Карпат
1—подрайон Полонинских гор с реликтами неогеновых поверхностей выравнивания; *2*—подрайон Горган с господством прямых форм рельефа; *3*—подрайон центральной системы плиоценовых котловин и продольных долин; *4*—подрайон резко расчлененного эрозионного рельефа Мармарошского горного массива

На протяжении значительной части плиоцена глубокое эрозионное расчленение Карпат привело к образованию продольно ориентированных (центральной и внутренней) систем плиоценовых долин. В зоне относительных опусканий (Верхне-Тиссенская котловина, Предкарпатская равнина) в плиоцене происходило длительное выравнивание и аллювиально-пролювиальная аккумуляция.

Существенные изменения в характере рельефа и гидрографии южного склона Карпат вызвало излияние верхнемиоценовых лав, обусловившее возникновение продольной Турьинско-Боршавской ложбины к северу от Выгорлат-Гутинского вулканического хребта и Верхне-Тиссенского озера, в которое по упомянутой продольной ложбине отводились воды пра-Ужа, пра-Латорицы и пра-Боршавы.

Во Внутренних Карпатах продольные долины возникли в относительно мало устойчивых породах олигоцена (линия Ясина—Жабье, Синевир—Волове) на протяжении многих десятков километров. При этом ложбина Синевира—Волове вплоть до эпохи формирования нижнего плиоценового уровня сообщалась через современный Карпатский водораздел с системой продольных долин Центрального Карпатского нагорья, начало возникновения которых относится еще к сармату.

Менее протяженные, но достаточно очевидные реликты продольного стока отмечаются и во Внешних Карпатах (линия Сыновудско—Сходница, Делятин—Яблонов). Однако здесь наряду с продольной речной сетью развиваются и поперечные долины, связанные с областью кульминационного поднятия Ломницы—Быстрицы.

Плиоценовая и последующая четвертичная эрозия в значительной степени приспособилась к геологической структуре Внешних Карпат, в связи с чем горные хребты приобрели характерный асимметричный профиль (рис. 149).

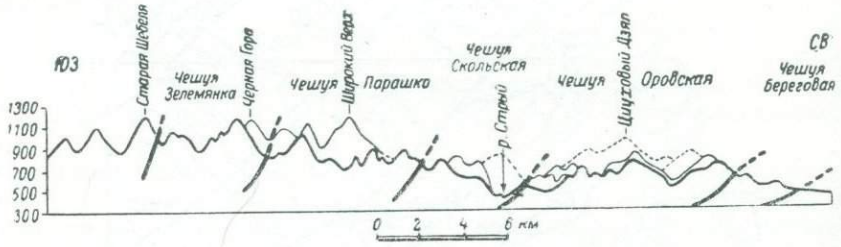


Рис. 149. Совмещенный поперечный профиль Внешних Карпат в бассейне р. Стрый

Крупные поднятия Карпат в первой половине плиоцена сменились некоторым замедлением темпа восходящих движений к концу эпохи формирования верхнего уровня предгорных галечников.

Новые, менее значительные поднятия в верхнем плиоцене привели к дальнейшему эрозионному врезу в поверхность нижнеплиоценового уровня.

В эпоху нижнего плиоценового уровня сохраняется отчетливая дифференциация областей относительного опускания (предгорные равнины) и областей поднятия (Карпатский горный свод). Однако и внутри последнего проявилась некоторая неоднородность интенсивности поднятий, результатом чего в полосе, отвечающей Центральной синклинальной зоне, является значительная аллювиальная аккумуляция.

В связи с большим относительным прогибанием закарпатских впадин р. Тисса и ее притоки перепиливают массив Полонинских гор и перехватывают продольные отрезки долин пра-Прута и пра-Стрыя. В результате этого система единого продольного плиоценового стока распадается на ряд разобщенных внутригорных котловин, а главный водораздел Карпат перемещается к северу.

Обновление глубинной эрозии оставило интересные следы, выраженные в образовании врезанных меандр, отмечаемых в широких продольных отрезках долин Стрыя и Сана.

Нижний плиоценовый уровень всюду во Внешних Карпатах, а частью и в Полонинских горах отчетливо вложен в долины крупных рек (Прут,

Быстрица, Ломница и т. д.). Таким образом, к этому времени горно-долинная речная сеть имела в общем черты современного строения.

Продольный сток был нарушен также и в системе котловин Турьинско-Боршавская—Верхне-Тиссенская. Вулканический барьер оказался перепиленным в нескольких местах, в основном совпадающих с направлениями современных долин Ужа, Латорицы и Боршавы. Пропил хребта Тиссой произошел севернее ее нынешнего выхода на равнину, к северо-востоку от горы Черной.

До конца плиоцена в обеих упомянутых зонах продолжалась аллювиальная аккумуляция, представленная двумя горизонтами плиоценовых галечников, разделенных интервалом в 60—80 *м*. Плиоценовая эрозия в восточной, более приподнятой части Верхне-Тиссенской котловины отпрепарировала моноклинальные серии миоцена, положив здесь начало формированию куэстовых гряд.

В пределах самых высоких хребтов, сохранивших элементы древнего, доплиоценового рельефа, нет решительно никаких следов оледенения в плиоценовую эпоху. Имеющиеся в литературе замечания о плиоценовом оледенении Восточных Карпат являются, таким образом, лишь допущением.

В Чоп-Мукачевской впадине, на протяжении почти всего плиоцена, существовал озерный бассейн, в который сносился песчано-глинистый материал. Лишь к концу плиоцена произошло частичное осушение краевых частей низменности и накопление у подножья Выгорлат-Гутинской гряды шлейфа пролювиальных галечников мощностью до 80 *м*.

В области северных предгорий в то время происходили плоскостной срез мягких пород миоцена и аллювиальная аккумуляция («лоевский» уровень, 60—100 *м*, и более высокий плиоценовый уровень горы Красна). Повидимому, к этому же времени следует относить и заложение первичных контуров Днестровской долины в пределах Предкарпатской равнины. Гидрографическая сеть северо-западного отрезка равнины включала р. Сан и ее притоки в общую систему стока плиоценового пра-Днестра.

Возможно, что в пониженной области Приднестровского Опола также имела место плиоценовая аллювиальная аккумуляция, следы которой в дальнейшем были почти полностью денудированы. Процессам денудации, очевидно, благоприятствовала малая устойчивость гипсов, слагающих Приднестровский Опол, приведшая к формированию беспорядочно всхолмленного рельефа Приднестровья.

В области приднестровских гипсов в плиоцене отмечается появление карстовых процессов. Известные на Покутском Подоле немногочисленные карстовые воронки этого возраста погребены под плиоценовыми галечниками.

На севере Волыно-Подолии в плиоцене продолжалось формирование северного уступа возвышенности. Одновременно происходила препарировка денудацией структурных поверхностей, примыкающих к уступу с юга.

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

История формирования рельефа и гидрографической сети Восточных Карпат и смежных территорий в четвертичное время может быть охарактеризована полнее предшествующих этапов. Отчетливо выделяются следующие крупнейшие фазы: 1) нижнечетвертичная; 2) среднечетвертичная; 3) верхнечетвертичная и 4) современная.

Развитие рельефа в четвертичное время свидетельствует о продолжавшемся прерывистом поднятии Восточных Карпат, которое происходило в рамках плана, наметившегося к концу плиоцена. Существенные изменения претерпела гидрографическая сеть областей, относительно опускавшихся (Предкарпатская равнина, Верхне-Тиссенская котловина, Закарпатская низменность и т. д.).

Общая амплитуда поднятия Восточных Карпат за четвертичное время не превышает 200—300 *м*. Для Волыно-Подолии и Верхне-Тиссенской котловины максимальная величина поднятий выражается в 100—150 *м*, в Предкарпатской равнине 50—100 *м*, в Закарпатской низменности преобладают отрицательные значения (до минус 100—150 *м*).

Нижнечетвертичная фаза развития рельефа. В предчетвертичное время произошло небольшое, на 50—100 *м*, поднятие Восточных Карпат, вызвавшее усиление глубинной эрозии. Это поднятие, охватившее почти все орографические элементы края, исключая лишь Закарпатскую низменность, имело характер очень плоского асимметричного свода с максимумом в зоне Полонинских гор, пологим северным и более крутым южным крылом.

Горные речные долины нижнечетвертичного времени унаследовали конфигурацию позднеплиоценовой гидрографической сети, представляющей для большинства главных рек сочетание отрезков продольного и поперечного течения.

Границы речных бассейнов в ту эпоху были близки к современным.

Углубление горных долин сопровождалось выносом и накоплением аллювия главным образом во внутригорных котловинах (Жабьевская, Делятинская, Сыновудская и др.) и в основном — в пределах предгорных равнин.

Нижнечетвертичное время для Предкарпатской равнины и Верхне-Тиссенской котловины является временем заложения долин главнейших притоков Днестра и Тиссы, направления течения которых, однако, сильно отличались от современных. Так, в нижнечетвертичное время Сан впадал в Днестр через р. Бухта, а приток Сана Вырва сообщался с Днестром через проходной участок долины Блажевки. Река Теребля впадала в р. Рику к северу от с. Нанково, а Тисса выходила на равнину к югу от Рокосова, и т. д.

Углубление в поверхность аллювиальной плиоценовой равнины было незначительным (40—50 *м* в Предкарпатье, 60—80 *м* в Верхне-Тиссенской котловине).

Для Закарпатской низменности нижнечетвертичные отложения в виде морфологически выраженных конусов выноса известны лишь в зоне ее горного обрамления. Вглубь низменности они скрываются под более молодыми осадками, свидетельствуя, таким образом, о нисходящем характере движений. Общая мощность четвертичных осадков, вскрытых скважинами к югу от с. Берегова, по данным Шюмеги, измеряется в 140—180 *м*. Мощность нижнечетвертичных галечников и глин составляет 20—30 *м*. О формах нижнечетвертичного рельефа имеются лишь чрезвычайно ограниченные сведения для котловины Западного Буга — Стыри. Если принять волнистые поверхности Каменнопольских холмов и вершин в районе с. Батятичи (абс. высота 280—290 *м*) за эти формы, то очевидно, что территория котловины на границе плиоцена и антропогена испытала слабое поднятие и выравнивание. При этом происходило постепенное отступание Главного Европейского водораздела на юг с образованием в котловине Западного Буга останцовых вершин, приподнятых над древнечетвертичным уровнем на высоту 100 *м*.

Среднечетвертичная фаза развития рельефа Восточных Карпат является весьма важной. На фоне общих поднятий конца нижнечетвертичного — начала среднечетвертичного времени, размеры которых не превышали 50—60 *м*, отчетливо проявлялись участки дифференцированных движений как в Карпатах, так и на прилежащих территориях.

Наиболее интенсивные восходящие движения происходили в зоне центрального поднятия Восточных Карпат, что нашло свое отражение в современном распределении изолиний уровней вреза речных долин (рис. 150).

На южном склоне Восточных Карпат смыкающее крыло поднятия проходит вдоль водораздела рр. Рики и Теребли, что обусловливает разницу абсолютных отметок ложа долин этих рек в 100—150 *м*. На северном склоне максимальное поднятие, обнимающее бассейны рр. Латорицы и Быстрицы и распространявшееся также и в область Предкарпатской равнины, имело характер очень пологого поперечного вздутия.

Северо-западная часть равнины оставалась в основном стабильной, ограничиваясь поднятиями Карпат, Росточья и восточных участков Предкарпатья.

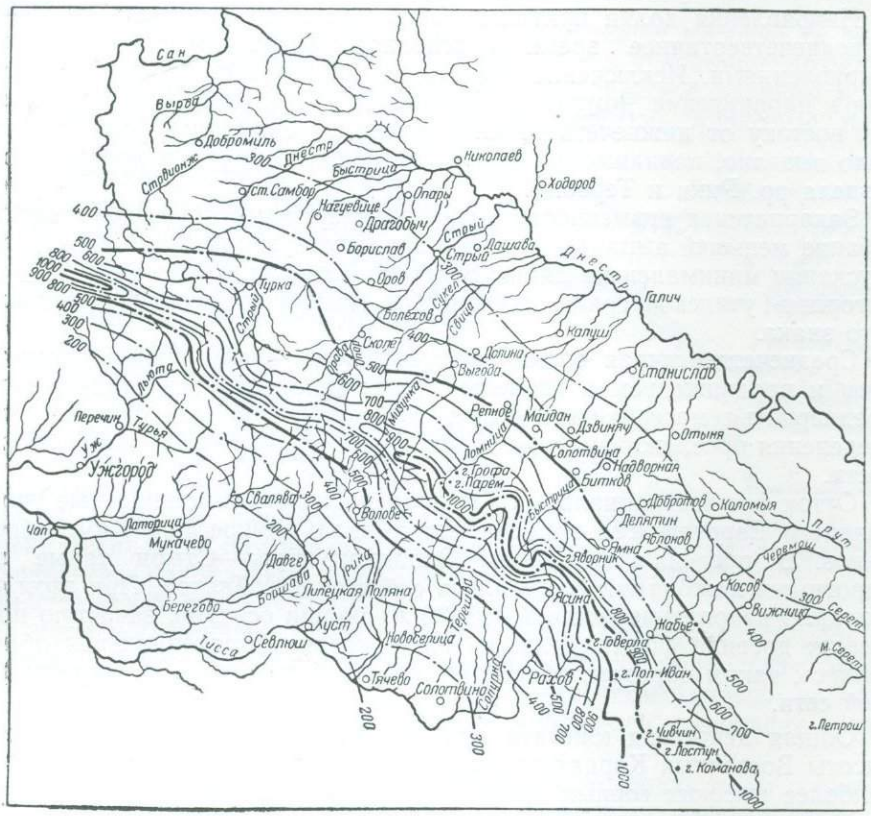


Рис. 150. Карта изолиний уровней вреза основных речных долин Восточных Карпат. Составил М. М. Жуков (1947 г.)

Образовавшаяся таким образом крупная Верхне-Днестровская котловина заполнилась в среднечетвертичное время отложениями мощностью до 30—35 *м* огромных конусов выноса рр. Днестра, Быстрицы Урожской и Стрыя.

В области Санско-Висленской низменности произошли опускания. Последние сопровождались перехватом Вислой у Перемышля пра-Сана и его притоков и значительным углублением их долин.

К востоку от поднятия Красна—Космач расположена область некоторого относительного прогибания, близкая к современным контурам Станиславской котловины. Северным обрамлением котловины является флексура Быстрицы, разграничивающая область поднятий платформы и область относительных опусканий, хорошо выраженную продольной депрессией Тлумача-Отыни. Возраст последней, возможно, древнее среднечетвертичного.

Поднятия окраины Русской платформы также не были однородными. Наименьшее поднятие, порядка 20—30 *м*, испытали краевые участки развития гипсов миоцена и котловина Западного Буга—Стыри. В Приднест-

ровском Ополье характернейшей чертой (так же, как и в нижнечетвертичное время) является развитие продольной, параллельной современному течению Днестра речной сети.

Более значительно были приподняты центральные части Ополья—Росточья. Наибольшие поднятия отмечаются в южной части Подольского плато, к востоку от Нижнева, в контурах, близких к палеозойской антиклинали Зыха. Размер поднятия в средне- и нижнечетвертичное время достигает 80—100 *м*. С этим же временем связано образование зародышевых петель врезанных меандр Днестра на участке поднятия.

Направления долин притоков Тиссы в Верхне-Тиссенской котловине в среднечетвертичное время в основном совпадали с современными направлениями. Исключение представляет долина р. Теребли, следовавшая в направлении Чомалево—Данилово, т. е. к западу от современной и к востоку от нижнечетвертичной долины. Смещение реки к востоку было вызвано, повидимому, восходящими движениями в пределах водораздела рр. Рики и Теребли.

Закарпатская низменность в среднечетвертичное время испытала прогибание меньшей амплитуды, чем в предшествующий этап. Размер этого опускания минимален на линии Берегово—Запсон. У юго-западного края Выгорлат-Гутинской гряды появляются слабые изменения положительного знака.

Среднечетвертичная эпоха ознаменовалась значительным похолоданием и продвижением в пределы северо-западной, пониженной, части Предкарпатья материковых льдов максимального оледенения. Следы оледенения прослеживаются и по окраине Волыно-Подольской возвышенности.

Отток флювиогляциальных вод происходил через пониженные участки Главного Европейского водораздела и вдоль депрессии Каменоброд—Львов. В пределах котловины Западного Буга—Стыри талые воды широтными ложбинами сообщались с бассейном Днепра. При этом происходило накопление мощной (до 30 *м*) толщи осадков, зачастую погребавших древние формы рельефа. Ледниковая и приледниковая области явились, таким образом, областями коренной перестройки гидрографической сети.

Общая депрессия климата при некотором увеличении абсолютной высоты Восточных Карпат позволяет допускать возможность оледенения наиболее высоких горных хребтов (Черные горы, Мармарошский массив) в среднечетвертичное время.

Верхнечетвертичная фаза развития рельефа. В верхнечетвертичное время произошло новое ступенчатое поднятие Восточных Карпат и углубление долин. Могут быть выделены по крайней мере два импульса поднятий.

Во внутригорных котловинах типа Сыновудской, Ясинской и т. д. поднятия были, повидимому, несколько меньшими. На это указывает значительная мощность накоплений на большой площади аллювиальных галечников и глин, эрозионное основание которых снижено сравнительно с горными отрезками долин.

В верхнечетвертичное время произошло оледенение Восточных Карпат, захватившее Мармарошский горный массив, Полонинские горы (в особенности Черные горы и массив Свидовец) и частично Горганы и наиболее высокие хребты Внешних Карпат. Следы оледенения представлены несколькими ярусами каров и ледниковыми отложениями. Снеговая линия у наиболее возвышенных хребтов проходила на уровне 1400—1500 *м*. Долинные ледники спускались на относительно небольшое расстояние (до абсолютной высоты 1000—1100 *м*). На протяжении верхнечетвертичного времени происходило несколько подвижек льда, отмеченных по крайней мере четырьмя венцами стадиальных морен.

Массы талых вод выносили большое количество обломочного материала, накапливавшегося в предгорных равнинах и котловинах в виде крупных конусов выноса.

В Предкарпатской равнине, Верхне-Тиссенской котловине и котловине Западного Буга—Стыри хорошо проявляется колебательный характер верхнечетвертичных движений со значительной нисходящей составляющей. В результате этой тенденции к компенсации для большинства крупнейших речных долин отмечаются явления их переуглубления. Мощность галечников верхнего яруса в долинах Стрыя, Днестра и Тиссы достигает 20—30 *м*.

Вдоль края гор в зоне развития соленосной толщи миоцена (в долинах Чечвы, Свицы, Ломницы) местами отмечается увеличение мощности аллювиальных отложений. Вдоль стыка Предкарпатской равнины и Волыно-Подольской возвышенности небольшие участки, сложенные платформенными образованиями, имели бо́льшую амплитуду поднятий, чем смежные с ними участки Верхне-Днестровской котловины (куполовидное поднятие мела у Жидачова, поднятие Журавно и др.). В долине Стрыя наблюдается расходящийся веер террас, свидетельствующий об увеличении поднятий в сторону гор. В бассейне Сана участки локальных поднятий известны у с. Краковец.

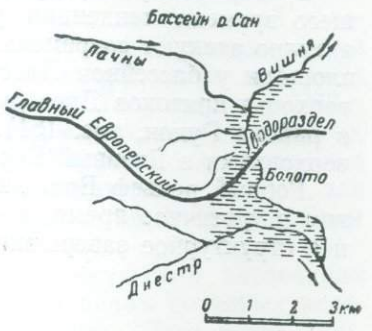


Рис. 151. Схема участка Главного Европейского водораздела в районе Рудок

В котловине Западного Буга значительный диапазон колебательных движений отмечается для района Буска, где поднятия в начале верхнечетвертичного времени сменились опусканиями, сопровождавшимися накоплением толщи песков мощностью до 20 *м*.

В верхнечетвертичное время в ледниковой и приледниковой области происходила окончательная перестройка речной сети, принявшей в конце эпохи современные очертания. К концу верхнечетвертичного времени в основном заканчивается формирование карстового ландшафта платформы.

В Верхне-Тиссенской котловине на фоне общего поднятия отмечаются участки диференциальных движений. Местное поднятие, отвечающее антиклинальной структуре миоцена в районе сс. Нанково и Теребля, привело к дальнейшему смещению русла р. Теребли к востоку, в район ее современного течения.

Одновременно происходили относительные опускания в зоне сарматской мульды, на отрезке Тячево—Хуст, по направлению к которой верхнечетвертичные террасы испытывают постепенное погружение.

На протяжении почти всей верхнечетвертичной эпохи Закарпатская низменность испытывала опускание, сменившееся небольшим поднятием в конце эпохи. Напротив, значительный подъем произошел в районе плато Ниршег, в основном оформившегося в верхнечетвертичное время. Благодаря поднятиям Ниршега была прервана связь рр. Красна и Самоша с р. Кереш; их воды направились на север, в Тиссу.

Современная фаза развития рельефа. Современная эпоха характеризуется продолжающимся поднятием Восточных Карпат, размывом горных масс и выносом их в области относительных опусканий.

О поднятии Карпат свидетельствуют эрозионное строение поймы, скалистый характер русел, наличие перекатов и общая неуравновешенность эрозионных кривых.

Подтверждение продолжающихся тектонических движений мы находим также в явлениях сейсмичности на южном склоне, в мелких нарушениях, зафиксированных в туннеле у с. Квасы на р. Тиссе, появлении новых источников минеральных вод и т. д.

В областях преимущественной аккумуляции (Предкарпатская равнина, Закарпатская низменность и др.) углубление рек в современную эпоху не достигло основания верхнечетвертичных осадков. Современные поднятия в этих областях привели к вскрытию в ряде мест эрозией базальных отложений поймы.

Наблюдения в ряде пунктов позволяют рассматривать современные движения, так же как и прошлые, в значительной степени диференцированными по новейшим структурным элементам. Хорошим примером является район с. Солотвина, где поднятия соляного штока приводят к отгибанию русла р. Тиссы к югу.

В современную эпоху сохраняются унаследованные с предшествующего времени тенденции развития речной сети. Так, притоки Тиссы активно атакуют современный Карпатский водораздел, отвоевывая новые площади у бассейнов Днестра и Прута. Притоки Сана перехватывают верховья притоков Днестра (например, перехват р. Вишней р. Вишенки в районе Рудок, рис. 151). Притоки Западного Буга врезаются своими верховьями в Главный Европейский водораздел и т. д.

Горный рельеф Восточных Карпат, созданный поднятиями и размывом в третичное время, в четвертичное время получил свое окончательное структурное завершение.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Комплексных карт полезных ископаемых, составленных по фактическим данным, для территории Западной Украины и Закарпатской области до работ Карпатской экспедиции не существовало. Составлявшиеся карты или носили специальный характер (например, карта нефтяных и газовых месторождений Польши, составленная К. Толвинским в 1928 г. в масштабе 1 : 500 000), или отличались мелкими масштабами (например, карта полезных ископаемых Закарпатской Украины, составленная Л. Лоци в 1939 г.). Карты, составленные по литературным данным для Прикарпатья Ю. Токарским в 1940 г. и для Закарпатья В. И. Славиным в 1945 г., отличались неточностями и схематичностью.

Карта полезных ископаемых Карпатской геологической экспедиции (1949 г.) является первой комплексной (по всем видам полезных ископаемых) картой для территории Восточных Карпат. Проведение комплексной геологической съемки сделало возможным выделить на изученной территории ряд структурно-геологических зон, которые характеризуются определенными видами полезных ископаемых [1]:

1. Юго-западная окраина Русской платформы сложена почти горизонтальными или пологопадающими тортонскими и верхнемеловыми отложениями. Эта зона характеризуется распространением залежей бурого угля, торфа, гипса и карбонатных пород (известняки, мергели).

2. Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба сложена мощной толщей сарматских и тортонских песчано-глинистых рыхлых пород, образующих пологие брахиантиклинальные складки, к которым приурочены крупные месторождения горючих газов и, возможно, нефти.

3. Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба сложена еще более мощной толщей осадочных отложений нижнего и среднего миоцена (песчано-глинистые и мергелистые породы, конгломераты, соленосные глины). Эта зона, в отличие от предыдущей, характеризуется интенсивной складчатостью. К ней приурочены крупные месторождения нефти, озокерита, калийной и поваренной соли.

4. Зона повышенного залегания складчатого основания Предкарпатского краевого прогиба (Покутские складки) отличается от двух предыдущих наличием выходящего на поверхность складчатого комплекса палеогеновых и меловых флишевых образований, который залегает в основании Предкарпатского краевого прогиба и перекрыт в предыдущих двух зонах мощной толщей миоценовых отложений. Эта зона характеризуется наличием месторождений нефти, горючих газов и поваренной соли.

[1] Работы Карпатской экспедиции велись в 1946—1948 гг., поэтому сведения о месторождениях (состояние разведанности, запасы и т. д.) даются по материалам 1947—1948 гг.

5. Внешняя антиклинальная зона Карпат характеризуется широким распространением флишевых отложений мелового и палеогенового возраста, смятых в складки, нарушенные пологими надвигами. К этим складкам приурочены нефтяные и газовые месторождения.

6. Центральная синклинальная зона Карпат сложена флишевыми толщами олигоцена и, в меньшей степени, эоцена. Из-под эоценовых отложений в местах поднятия складчатого основания этой зоны обнажаются флишевые породы верхнего мела. Отложения этой зоны смяты в серию острых, часто сильно сжатых и осложненных дисгармоничной складчатостью антиклинальных складок, разделенных широкими и нередко плоскими синклиналями. С линейными антиклинальными складками этой зоны связаны нефтяные месторождения.

7. Внутренняя антиклинальная зона Карпат характеризуется широким распространением флишевых свит палеогена и мела. В замках крупных антиклинальных поднятий выступают мезозойские отложения, представленные известняками, порфиритами, песчаниками и местами конгломератами триаса и юры, а также песчано-глинистыми и мергелистыми породами мела. Среди мезозойских свит встречаются небольшие интрузивные тела габбро и ультраосновных пород.

Эта зона характеризуется наличием признаков нефти, газа и мышьякового оруденения.

8. Раховский и Чивчинский кристаллические массивы — наиболее приподнятые участки Внутренней антиклинальной зоны Карпат; сложены древними, возможно частично допалеозойскими, кристаллическими сланцами, гнейсами и кварцитами. Эти области характеризуются распространением железного и марганцевого оруденения, месторождений графита, мрамора и кварцитов.

9. Зона вулканических пород Закарпатья. К этой зоне относятся эффузивно-вулканогенная и эффузивная свиты верхнемиоценового и, возможно, плиоценового возраста. По характеру пород и связанных с ними полезных ископаемых здесь выделяются три комплекса:

1) базальты, андезито-дациты, андезиты и туфы андезитов — область распространения железного оруденения и минеральных красок;

2) липарито-дациты и их туфы — районы распространения месторождений каолина, алунита и свинцового оруденения;

3) интрузия кварцевых диорит-порфиритов — районы распространения полиметаллического и золотого оруденения.

10. Закарпатские миоценовые впадины (Верхне-Тиссенская и Чоп-Мукачевская) сложены мощной толщей песчаников, конгломератов и глин, соленосных отложений и вулканических туфов миоцена. Здесь распространены пологие брахиантиклинальные складки, вытянутые своими длинными осями вдоль контура краев впадин и осложненные в своих ядрах мощными штоками каменной соли. Помимо месторождений каменной соли, к этой зоне относятся месторождения бурого и каменного угля, связанные с осадочно-вулканогенной свитой, а также проявления нефти и горючего газа.

В соответствии с охарактеризованным структурно-геологическим делением, отражающим закономерности распределения полезных ископаемых, составлена карта размещения месторождений полезных ископаемых описываемой территории в масштабе 1 : 200 000. На карте условными знаками показаны разрабатываемые и ранее разрабатывавшиеся месторождения, а также проявления металлического оруденения, горючего и неметаллического сырья. По месторождениям строительных материалов показаны постоянно и периодически действующие карьеры.

Описание месторождений каждого вида полезных ископаемых и характеристика закономерностей их распространения даются по структурно-геологическим зонам и районам.

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

НЕФТЬ И ГОРЮЧИЕ ГАЗЫ[1]

Общие замечания

В пределах описываемой территории находится большое число разрабатываемых месторождений природного газа и нефти, среди которых выделяются крупнейшие в Европе месторождения горючего газа — Дашава и Угерско, обеспечивающие горючим газом многие города Западной Украины и столицу республики — Киев, а также один из старейших нефтепромыслов Европы — Бориславе и многие другие.

Газовые и нефтяные месторождения тесно связаны между собой и описываются в данной книге вместе.

Признаки и промышленные скопления нефти и газа известны в палеозойских, мезозойских и третичных отложениях в различных тектонических зонах. Общие закономерности размещения промышленных месторождений и наиболее перспективных участков легко устанавливаются при проведении структурно-фациального анализа области.

В пределах окраины Русской платформы перспективными по нефтегазоносности являются отложения девонской системы, менее перспективны разрезы карбона и бесперспективны меловые и третичные отложения.

Во Внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба широко распространены мощные залежи природного газа и весьма вероятны промышленные скопления нефти среди миоценовых отложений. Менее ясна перспективность меловых отложений, которые здесь сохраняют тип платформенных разрезов. Более глубокие горизонты пока не вскрыты бурением, и строение их неизвестно.

Во Внутренней зоне прогиба имеется ряд мелких залежей нефти в миоценовых отложениях. По южному краю прогиба известно большое число достаточно крупных месторождений, связанных с олигоценовыми и более древними слоями, смятыми в сложные складки вдоль надвинутого северо-восточного крыла Внешней антиклинальной зоны Карпат. Складки этих двух зон настолько тесно связаны между собой, что грань между ними может быть проведена только условно.

В более глубоких частях Внешней антиклинальной зоны известно значительное количество нефте- и газопроявлений, но крупных промышленных месторождений, за исключением Сходницы, не обнаружено.

В Центральной синклинальной зоне Восточных Карпат известно большое число благоприятных структур. Нефтепроявления в ней распространены также широко — от мела до верхов олигоцена. Промышленные месторождения известны в Польше.

Во Внутренней антиклинальной зоне нефтепроявления развиты столь же широко. Однако общий характер строения зоны не позволяет ожидать обнаружения в ней сколько-нибудь крупных месторождений.

В Закарпатских впадинах известны нефте- и газопроявления. Эта зона привлекает к себе особое внимание в связи с тем, что в ней распространены благоприятные структурные формы (соляные антиклинали).

Ниже даются общая характеристика каждой зоны и описание наиболее характерных или важных в промышленном отношении участков. Приводятся некоторые соображения о перспективности различных зон и выборе рациональной методики поисковых работ.

Восточные Карпаты успешно исследуются крупной экспедицией Всесоюзного нефтяного исследовательского геолого-разведочного института. Описание нефтеносности края этой экспедицией будет дано значительно

---

[1] Раздел написан А. А. Богдановым, В. М. Григорьевым и Н. Р. Ладыжинским по материалам Укрнефтекомбината, треста «Укргаз», архивным и литературным источникам, а также по данным работ всех партий Карпатской экспедиции.

детальнее, чем в настоящей работе. Однако публикация схематического описания нефтеносности края в данной книге необходима, в связи с тем что ряд выводов, полученных при региональной съемке, позволяет достаточно уверенно оценить отдельные зоны и наметить контуры общей проблемы нефтеносности и газоносности края.

Юго-западная окраина Русской платформы

Открытие крупнейших месторождений нефти и газа в девонских отложениях восточной части Русской платформы поставило вопрос о возможности нахождения аналогичных месторождений в других частях платформы, в частности на ее юго-западной окраине. Бурение, ведущееся трестом «Укрнефтеразведка» в районе Олеско в течение послевоенных лет, является лишь частью широкого фронта работ, проводимых на остальной площади платформы.

Выбор района бурения был сделан на основании предположения В. Тейссейра о существовании так называемой Гологоры-Кременецкой крышеобразной антиклинали, простирающейся примерно с восток-северо-востока на запад-юго-запад. Ряд сведений о поверхностных нефтепроявлениях: радужные пленки на поверхности воды, запах нефти и т. п. (которые, кстати, при проверке обычно не подтверждались) — ориентировали трест «Укрнефтеразведка» на закладку буровых скважин на северном склоне этой предполагаемой Гологоры-Кременецкой складки.

Бурение, проведенное трестами «Укрнефтеразведка» и «Львовуглегеология» (к западу от Олеско, в Бусском районе), дало ряд ценных материалов по стратиграфии мезозойских и палеозойских отложений указанной площади.

Разрез района Олеско по материалам бурения может быть представлен следующей краткой схемой:

Четвертичные отложения. Суглинки, супеси, пески, глины. Мощность 5—10 *м*.

Верхнемеловые отложения (эмшер-сантон)[1]. Серые мергели. Мощность 40—60 *м*.

Турон. Светлосерые известняки со стяжениями кремней. Мощность 40—60 *м*.

Нижнекаменноугольные отложения (визейский ярус и нижняя часть намюрского яруса), наиболее полно вскрытые в Бусском районе, в районе Олеско—Золочев выклиниваются по линии Кодлубиска—Загорцы—Гуциско—Олеско—Побоц—Софиевка. К западу от указанной линии (в пределах площади бурения треста «Укрнефтеразведка») нижнекаменноугольные отложения представлены известняково-доломитовой толщей (5—80 *м*) с прослоями песчаников и сланцев; известняки местами битуминозны.

Девонские отложения представлены известняками и доломитами плотными, кристаллическими, часто битуминозными, зелено-серого и коричневого цвета. В кавернах и трещинах установлено присутствие асфальтита и капельно-жидкой нефти.

Известняково-доломитовая толща девона, пройденная скважинами «Укрнефтеразведки», относится к верхнему и среднему отделам этой системы. Так, из скв. 3, 4 и 5 в интервале 140,0—170,0 *м* были определены брахиоподы, указывающие на фаменский ярус. В верхней части девонских отложений был обнаружен выдержанный горизонт «конгломератовидных известняков». Общая вскрытая мощность девонских отложений равна нескольким сотням метров.

Геологами «Укрнефтеразведки» была выделена структурная поверхность, приуроченная к «конгломератовидным известнякам», находящимся в верхней части девонских отложений. По поверхности «конгломератовидных известняков» совершенно четко устанавливается моноклинальное погружение этой поверхности к западу — центральным частям Львовской мульды. Небольшое осложнение этой поверхности в виде «структурного носа», вытянутого с северо-запада на юго-восток, отмечается к юго-востоку от г. Олеско. Карта поверхности нижнего карбона также показывает общее ее погружение к западу. Таким образом, существование Гологоры-Кременецкой антиклинали, как и следовало ожидать, не подтвердилось. Проведенные геофизические работы также не подтвердили

[1] По данным бурения скважин, расположенных на поверхности котловины Западного Буга и Стыри с абс. высотами 320—340 *м*. Высоты же порядка 340—370 *м* сложены стратиграфически более высокими горизонтами верхнего мела и тортона.

существования этой складки. Однако существование небольшого «структурного носа» на карте поверхности «конгломератовидных известняков» и наличие гравитационной, магнитной и электрометрической аномалий в районе Нуще (к юго-востоку от Олеско), расположенных с указанным «структурным носом» на линии простирания так называемого Летичевского вала, вызвали у геологов «Укрнефтеразведки» предположение, что в районе Нуще происходит пересечение этого вала опять-таки с Гологоры-Кременецкой антиклиналью Тейссейра. Поэтому бурение было сосредоточено в районе Нуще.

В результате бурения, проведенного в районе Олеско, вполне отчетливо доказано наличие нефтепроявлений среди известняков девонского возраста. Эти данные имеют очень большое значение, давая основание для поисков нефти в пределах обширных пространств окраины Русской платформы от района Ковеля до южных частей Тернопольской области. Однако полная неизученность условий залегания палеозойских отложений, местоположения наиболее благоприятных структур, равно как и характера распределения фаций в различных горизонтах, определяют сложность решения этой проблемы, для которого необходимо предварительное проведение комплекса специализированных исследований.

Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба

Поисково-разведочные работы на нефть и газ во Внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба начались в 1912 г., когда в окрестностях г. Калуша, вблизи соляного рудника, была пробурена скв. Кали 1. Этой скважиной неожиданно была вскрыта залежь горючего газа. Выходящие газы долгое время не удавалось перекрыть и отвести в трубы. После того как это было сделано, газ стали использовать для отопления.

Скважина Кали 1 несколько раз углублялась и была доведена до 891 *м*. Добыча газа в ней производилась до 1920 г.

В 1921 г. бурение в районе Калуша было возобновлено. Пробуренной в это время скв. Тесп 1, глубиной 880 *м*, была вскрыта крупная залежь газа, который был использован для отопления котельной установки завода поваренной соли Калушского промысла. Но через некоторое время забой скважины был засорен, и скважина перестала давать газ. Такое же явление произошло и в скв. Тесп 2 (глубиной 1312 *м*). Бурение скв. Тесп 4 (глубиной 1107 *м*) не дало результатов.

В Дашавском районе первой же глубокой разведочной скв. Д-1, начатой бурением в 1920 г. и законченной в 1924 г., был вскрыт на глубине 740 *м* мощный газовый горизонт, давший газовый приток со свободным дебитом в 320 тыс. $м^3$/*сутки* при давлении 60 *ат*. В течение 1924 г. эта скважина дала свыше 40 млн. $м^3$ горючего газа. С этого времени начинается усиленное разбуривание Дашавского месторождения.

Эксплоатация месторождения Дашавы, осуществлявшаяся товариществом «Газолин», за время с 1924 по 1935 гг. дала 1052 млн. $м^3$ газа. В 1935 г. добыча газа составила 148 млн. $м^3$. Огромное количество горючего газа направлялось под собственным давлением в соседние города и промышленные районы, прежде всего в гг. Стрый и Дрогобыч, для использования в нефтеперегонной промышленности и для отопления жилищ; затем газ был по газопроводу переброшен через г. Николаев в г. Львов и доведен до г. Жидачова, Болехова и Долины.

В 1930 г. в Опарах, на правом берегу р. Тысменицы, бурением были обнаружены на небольшой глубине в верхних слоях сарматских глин и песков интенсивные газопроявления. В 1933 г. в этом районе была пробурена скважина, которая на глубине около 180 *м* встретила газоносный горизонт, после чего она была закрыта. Вторая скважина — Польмин 2, заложенная по соседству, также обнаружила неглубокую газовую залежь.

В 1934 г. скважиной в районе с. Баличе, в 12 *км* к юго-востоку от Дашавы, была вскрыта на глубине 460 *м* залежь горючего газа. Это как бы подтвердило мысль о возможной связи газовых залежей Дашавы и Калуша, находящихся на расстоянии около 40 *км*. Общая длина газоносной полосы Опары—Калуш, таким образом, возросла до 75 *км*.

Поиски газов в районе Косова также оказались успешными. Скважина, начатая бурением в 1934 г., дала значительный дебит газа с глубины в 200 *м*.

С 1936 г. вновь началось бурение на газ в районе Калуша. Пробуренные шесть скважин дали возможность обеспечить нужды Калийного комбината.

С октября 1938 г. по май 1940 г. в Опарах была пробурена первая глубокая скважина—О-1. Этой скважиной выявлена большая мощность газоносной толщи, что дало основание к постановке дальнейшего бурения в этом районе.

В 1937—1941 гг. было пробурено около 200 мелких скважин и 6 глубоких структурных скважин в районе Ходновице; пять из них дали небольшой промышленный приток газа.

Наряду с указанными буровыми работами в пределах краевого прогиба польскими исследователями проводились геологические и геофизические съемки в достаточно широких масштабах. На большей части зоны были проведены магнитометрические, гравиметрические и сейсмические работы. К 1939 г. в результате проведенного комплекса работ были открыты промышленные залежи газа в районах Косова, Дашавы, Опар и Ходновиц, а также получены некоторые исходные данные для развития добычи в Калуше.

Ко времени немецкой оккупации в Дашаве было 32 скважины, дающих газ, в Опарах — 3 скважины, в Калуше — 6 и в Ходновице — 2. Добыча газа к этому времени составляла (в тыс. $м^3$/*сутки*) по Дашаве в среднем около 715, по Опарам — 135 и по Калушу — 45, т. е. всего 895 тыс. $м^3$/*сутки*. При стремительном отступлении немцы вывели из строя все газопроводы, взорвав их во многих местах при переходах через реки, разрушили газораспределительные станции и бурящиеся скважины, увезли всю геологическую документацию.

После освобождения Западной Украины от немецких оккупантов тресту «Укргаз» удалось восстановить ряд эксплоатационных скважин и собрать значительное количество утраченных геологических материалов. Проведение широким фронтом восстановительных, а также разведочных работ позволило тресту «Укргаз» вскоре ввести в строй основные по добыче газа месторождения — Дашавское и Опарское, а также Ходновичское — и открыть новое, крупнейшее в мире, Угерское месторождение. Все эти работы разрешили намеченную послевоенным пятилетним планом проблему снабжения горючим газом столицы УССР г. Киева.

Табл. 24 характеризует развитие добычи газа по отдельным месторождениям.

В 1949 г., благодаря освоению нового крупнейшего Угерского месторождения и успешному восстановлению эксплоатационных скважин Дашавы, резко изменяются количество добываемого газа и соотношение его добычи по отдельным месторождениям.

Все газовые месторождения Внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба имеют весьма сходные геологические условия. Они расположены в полосе сочленения Внешней и Внутренней зон прогиба и приурочены к тортонским отложениям, образующим пологие и обширные куполовидные поднятия. Южные крылья этих поднятий в той или иной степени осложнены надвиговыми нарушениями.

Газовое месторождение Дашава находится в 8 *км* к северо-востоку от г. Стрый Дрогобычской области. Газоносная площадь охватывает территорию земель селений Дашавы, Гельсендорф и Юсып-

Таблица 24

Добыча горючих газов (в тыс. $м^3$), по данным КарНИГИ и треста «Укргаз»

Годы	Месторождения				
	Дашава	Опары	Калуш	Баличе	Угерско
1924	37 673	—	—	—	—
1925	45 549	—	—	—	—
1926	51 526	—	—	—	—
1927	51 894	—	—	—	—
1928	68 044	—	—	—	—
1929	88 212	—	—	—	—
1930	103 294	—	—	—	—
1931	109 189	—	—	—	—
1932	90 187	—	—	—	—
1933	123 313	—	9 482	—	—
1934	129 036	—	10 524	—	—
1935	148 727	—	9 906	—	—
1936	117 114	—	2 693	28	—
1937	117 605	—	10 183	390	—
1938	119 448	—	14 593	153	—
1939	119 736	—	Около 14 600	—	—
1940	254 000	27 368	—	—	—
1941	735 000	68 971	—	—	—
1942	Нет свед	98 971	—	—	—
1943	Нет свед	156 970	—	—	—
1944	259 300	240 323	—	—	—
1945	304 400	323 041	—	—	—
1946	381 600	454 924	—	—	—
1948	490 000	391 473	—	—	218 000

тыче, а также часть земель селений Ходновице и Стриганце. Обнажений коренных пород в районе нет, и геологическое строение его выяснено в результате проведения буровых и геофизических работ. По этим данным установлено, что залежи газов приурочены к отложениям верхнего тортона и сармата.

Сводный разрез Дашавского поднятия схематически имеет следующий вид [1]:

1. Аллювиальные и пролювиальные четвертичные отложения, содержащие скопления галечников в основании (30 *м*).
2. Серые известковистые глины со сравнительно редкими песчанистыми прослоями — нижний сармат (до 375 *м*).
3. Переслаивание серых сланцеватых глин и серых песчаников, с рассеянной галькой — верхний тортон (до 150 *м*).
4. Серые сланцеватые известковистые глины и темные песчаники, образующие раздувающиеся и выклинивающиеся пачки — верхний тортон (180 *м*). В этой толще, в 30 *м* от ее основания, залегает главный водоносный горизонт.
5. Переслаивание мелкозернистых серых песчаников и глин — верхний тортон (35—192 *м*). Толща является главным газовым горизонтом; мощность ее колеблется вследствие выклинивания отдельных пластов, имеющих линзовидную форму.
6. Серые известковистые глины с прослоями песчаников — верхний тортон (400 *м*). В этой толще, в 200 *м* от кровли главного газового горизонта, находится второй газовый горизонт.
7. Светлосерые ангидриты — верхний тортон. Мощность их доходит местами до 5 *м*, а в значительной части месторождения они выклиниваются.
8. Нижнетортонские пески, давшие при опробовании приток пресной воды и содержащие в районе Угерско (угерский горизонт) мощные залежи газа (вскрыты скв. Д-49).

Дашавское газовое месторождение приурочено к крупному куполовидному поднятию, имеющему общее северо-западное простирание и рас-

[1] Подробное описание разреза миоценовых отложений газоносных площадей приводится в томах V, а также VIII, X и XI отчета Карпатской экспедиции за 1949 г., а также в отчете треста «Укргаз» и в сводной работе Н. Д. Елина.

падающемуся на три обособленных куполовидных вздутия (рис. 152), разделенных отлогими прогибами. В целом для поднятия характерно чрезвычайно пологое залегание слоев.

Наиболее крупной куполовидной структурой является Дашавская, расположенная в северо-восточной части Дашавской газоносной площади, имеющая отметку свода 325 *м*. Две остальные куполовидные структуры имеют значительно меньшие размеры. Одна из них расположена на юг от Дашавской и имеет отметку свода 330 *м*; вторая расположена на северо-западном окончании поднятия (между селениями Гельсендорф и Ходновице). Свод этой структуры примерно на 60 *м* ниже, чем своды первых двух структур.

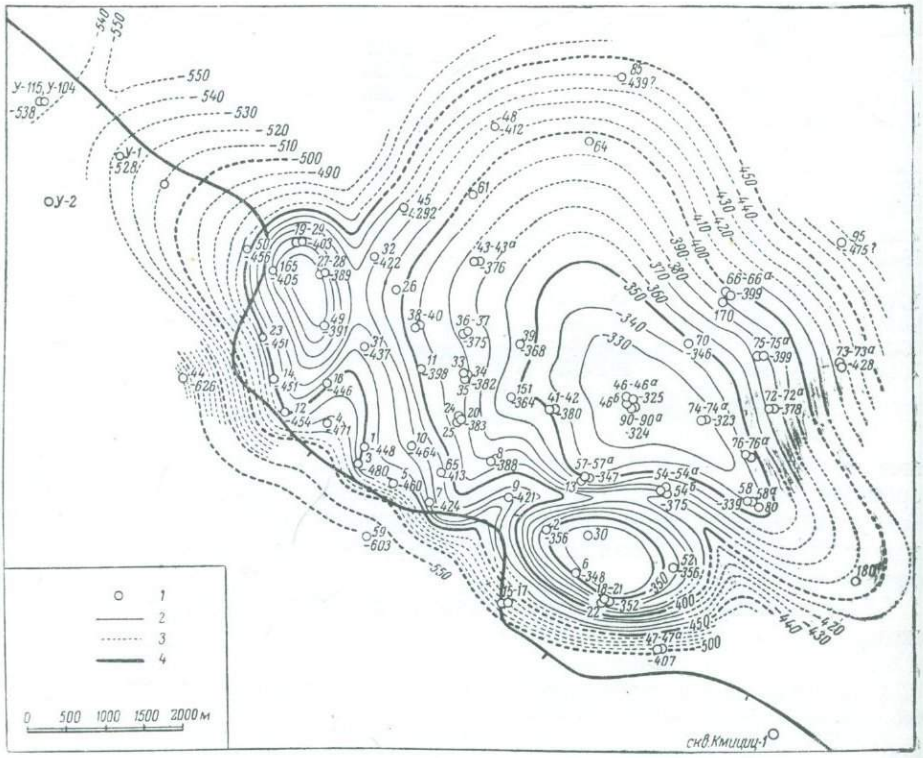


Рис. 152. Структурная карта газового месторождения Дашава по кровле „главной" газоносной толщи. Составили Н. Д. Елин и Г. А. Баранов (1949 г.)

1—буровые скважины; *2*—стратоизогипсы; *3*—предполагаемое положение стратоизогипс; *4*—линия надвига

Глубина прогибов между первыми двумя куполовидными структурами определяется в 15 *м*, а между ними и третьей структурой — в 30 *м*. Один из прогибов находится в районе с. Гельсендорф и имеет почти меридиональное направление. В области второго прогиба находится с. Дашава. Этот прогиб имеет широтное направление.

Наклон юго-западного крыла Дашавской структуры измеряется 1—3° в присводовой части, увеличивается вниз по падению, причем крутизна крыла в юго-восточной части достигает 25°. Северо-восточное крыло и северо-западное погружение структуры изучены слабо. Наклон пластов намечается здесь в пределах 1—3°. Юго-восточное погружение до 1948 г. совершенно не было изучено. В пределах разбуренной части поднятия намечаются наклоны пластов порядка 5°. Юго-западное крыло Дашавского поднятия срезается крутым надвигом верхнетортонских отложений Внутренней зоны прогиба.

Промышленные газоносные горизонты отмечены во всех толщах верхнетортонских отложений. Помимо указанных выше главного и второго газового горизонтов, отмечен еще ряд мелких и средних газовых горизонтов на различных глубинах в отложениях сармата и верхнего тортона. Газоносные песчаники этих горизонтов имеют линзовидный характер, имеют мощность до 40 *м* в центральных частях и характеризуются небольшими запасами газа.

Самым крупным по запасам и самым выдержанным по литологическим свойствам и по простиранию является главный продуктивный горизонт Дашавы, а также открытый в 1946 г. второй газовый горизонт. В пределах разбуренной площади наблюдается уменьшение мощности главного газового горизонта с юго-запада на северо-восток.

По данным Н. Д. Елина, чрезвычайно характерным для строения Дашавского газового месторождения является то, что его продуктивные горизонты представляют собой системы разобщающихся линз. Этим объясняется частое выклинивание и изменение мощностей продуктивных пластов в отдельных скважинах.

Состав газа по главному горизонту Дашавского месторождения иллюстрируется табл. 25:

Таблица 25

Состав газа по главной газоносной толще месторождения Дашава

Место взятия пробы	Год производства анализа	Состав газа в %				
		N_2	C_2H_6	C_3H_8	CH_4	высшие
Скв. Д-12, глуб. 735 *м*	1930	0,15	2,13	3,56	92,68	1,48
Скв. Д-10, глуб. 740 *м*	1930	Нет	0,15	0,60	94,1	4,8

Запасы газа Дашавского месторождения, по данным на 1 января 1947 г., характеризуются табл. 26:

Таблица 26

Запасы газа (в млрд. $м^3$) месторождения Дашава на 1 января 1947 г.

Категории	Главная газоносная толща	Площадь, $км^2$	Второй газовый горизонт	Площадь, $км^2$
A	4,8	33,2	1,4	2,57
B	7,2	29,46	4,0	17,07
C	4,5	64,3	1,5	12,0
Всего	16,5	—	6,9	—

Средняя добыча газа на одну скважину в год составляет от 8,7 до 38 млн. $м^3$. Начальное давление в скважинах достигает 60 *ат*. За время эксплоатации на скважинах, эксплоатирующихся свыше 10 лет, давление снижено до 30—15 *ат*.

Изучение Дашавского месторождения еще далеко не закончено. Не исключена возможность наличия в нем и нижнетортонских залежей.

Газовое месторождение Угерско находится в 12 *км* к северу от г. Стрый Дрогобычской области. Промышленная площадь месторождения расположена в 5 *км* к северо-западу от Дашавской эксплоатационной площади, между селениями Вовня, Угерско и Пукениче, в пределах пологой, плоской левобережной террасы р. Стрый. Примерно по средней части газоносной площади Угерско проходят шоссейная и железнодорожная магистрали, соединяющие г. Стрый с г. Львовом.

По своему строению район Угерско повторяет все основные особенности Дашавы. Схематически разрез здесь имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Толща аллювиальных четвертичных отложений (30—40 *м*).
2. Глины нижнего сармата (350—400 *м*).
3. Песчано-глинистая толща верхнего тортона (около 700 *м*). В этой толще на глубине 720 *м* от поверхности залегает газовый горизонт, аналогичный горизонту Дашавского месторождения.
4. Ангидриты (15 *м*).
5. Песчано-глинистая толща нижнего тортона (450 *м*). В кровле этой толщи находится 12—14-метровая песчаная пачка, заключающая главную угерскую газовую залежь. В низах этой пачки встречаются признаки нефтеносности.
6. Песчано-глинистая толща неизвестного возраста, характеризующаяся наличием глауконита, количество которого увеличивается вниз по разрезу (около 100 *м*).
7. Известняки с прослоями песчаников, содержащие комплекс верхнемеловых фораминифер (залегают на глубине 1707 *м* от поверхности, судя по скв. 106/5).

Угерское месторождение приурочено к сводовой части пологого куполовидного поднятия, в общем вытянутого с юго-востока на северо-запад.

Область наибольшего поднятия структуры приходится на район скв. 100, 105 и 4. Углы наклона пластов в присводовой части составляют около 1°. Юго-западное и северо-восточное крылья имеют наклоны, не превышающие 5°. Юго-западное крыло Угерской структуры, так же как и Дашавской, осложнено надвигом песчано-глинистых отложений верхнего тортона Внутренней зоны прогиба. Поверхность надвига наклонена на юго-запад, судя по данным сейсмических работ, под углом около 30°.

Глубина залегания кровли верхнего газового горизонта в пределах сводовой части Угерской структуры составляет 720 *м* (примерно на 195 *м* ниже, чем в Дашавской структуре). В северо-западном направлении наблюдается резкое изменение литологического состава этого горизонта за счет увеличения содержания глинистых пород; мощность его равна 110—130 *м*.

По характеру отложений угерская газоносная толща имеет много сходных черт с главной газоносной толщей Дашавского месторождения. Она связана с отложениями одного и того же возраста; различия в разрезах заключаются лишь в ином разделении песчаных прослоев. Пористость песчаников средней части этой толщи, по данным треста «Укргаз», составляет от 27,4 до 34,55%. Определение эффективной мощности по кароттажным диаграммам дало следующие результаты: скв. 100—54,6%, скв. 102 — 53,0%, скв. 3 — 55%.

Угерская газоносная толща была вскрыта в 1948 г. шестью скважинами, четыре из которых дали мощные газовые притоки. В скв. 100 начальный дебит составлял 340 тыс. $м^3$ на 19 *м* мощности газоносной толщи, в скв. № 105 — 1,5—2 млн. $м^3$ на 114 *м* мощности газоносной толщи, в скв. 101 — 2,34 млн. $м^3$ на интервале отметок от 638 до 705 *м*, в скв. № 102—2,1 млн. $м^3$ в интервале отметок от 653 до 742 *м*. Эффективная мощность вскрытой части толщи, по данным анализа кароттажных диаграмм, составляет по скв. 100 — 50%, по скв. 105 — 52%, по скв. 102—50%. Состав газа верхних (надгипсово-ангидритовых) газовых горизонтов в Угерско и газа в Дашаве близки между собой. Они содержат 98% метана с небольшой примесью тяжелых углеводородов.

Анализы газа, отобранного при работе скважин с противодавлением, по данным треста «Укргаз», представлены в табл. 27.

В 1947 г., после ввода в эксплоатацию скв. 102, в сепараторах была обнаружена в небольших количествах нефтеподобная жидкость темного цвета с уд. весом 0,847 при 20°.

В последующем, при бурении скв. 105/6 было установлено, что с глубины 1473 *м* породы дают вытяжку соломенно-коньячного цвета. На глубине 1504—1507 *м* песчаники содержали 8,51% нефти к объему образца. На глубине 1515—1526 *м* насыщение было равно 0,74%, а в интервале 1526—1535 *м* — 1,4%.

Таблица 27

Анализы газа месторождения Угерско, по данным треста «Укргаз»

Место взятия пробы	Состав газа в % (по объему)						Уд. вес	Теплотворная способность, *кал*
	N_2	CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10}	высшие		
Скв. 100	0,95	98,52	0,13	0,05	0,05	0,30	0,567	8973
Скв. 100	1,40	97,51	0,37	0,07	0,22	0,43	0,572	9478

Эти данные как бы подтвердили связь газовых горизонтов с нефтеносными породами. В 1948 г. производились испытания указанных частей разреза, не давшие, однако, положительных результатов. Вне зависимости от результатов испытаний совершенно ясно, что перспективность и значение нижнетортонских отложений в отношении газоносности и нефтеносности исключительно велики.

Суммарные запасы газа Угерского месторождения, без учета мелких горизонтов, показаны в табл. 28.

Таблица 28

Запасы газа (в млрд. $м^3$) месторождения Угерско

	Кат. А	Кат. В	Всего
Верхняя газоносная толща	—	1,70	1,70
Нижняя газоносная толща	9,55	10,54	20,09
Итого . . .	9,55	12,24	21,79

Площадь газоносности месторождения составляет 30,3 $км^2$ для нижней газоносной толщи и 15 $км^2$ — для верхней газоносной толщи.

Большие запасы и большой дебит газа свидетельствуют о громадном значении месторождения, способного обеспечить газоснабжение не только Киева, но и многих других городов.

Газовое месторождение Опары находится в 13 *км* на северо-восток от г. Дрогобыча и в 28 *км* на северо-запад от г. Стрый Дрогобычской области.

Установленная промышленная площадь месторождения расположена между селениями Опары, Долге и Летня в пределах широкой равнины, переходящей к северу от месторождения в пологую долину р. Днестр. Западная часть месторождения выходит в пределы широкой, местами заболоченной, долины р. Тысменицы, имеющей отметки 261—264 *м* над уровнем моря.

В строении газового месторождения Опары принимают участие те же отложения тортона и сармата, что в месторождениях Дашава и Угерско. Отложения верхнего тортона и сармата представлены весьма однородной толщей зеленовато-серых глин, местами известковистых, с небольшими прослойками песка на плоскостях напластования, и песчано-глинистых горизонтов, верхние из которых имеют установленную газоносность. Нижнетортонские отложения представлены глинами розоватых и зеленоватых тонов. По скв. О-10 установлено, что толща тортона подстилается на глубине 1487 *м* пластом ангидрита мощностью 3 *м*. Верхнетортонские отложения, к которым приурочены продуктивные горизонты, образуют пологое куполовидное поднятие, вытянутое в северо-западном направлении. Это поднятие имеет в плане грушевидную форму, несколько расширяющуюся в юго-восточном направлении. Ось его слегка дугообразно выгнута к юго-западу. Юго-западное крыло складки и оба ее погружения имеют углы падения в пределах 1—3° (рис. 153).

Северо-восточное крыло вблизи максимального подъема оси складки имеет наклон в 3°. Однако несколько ниже по падению наклон уменьшается до 1°, а затем, в районе расположения скв. О-2, О-8 и О-10, вновь доходит до 3°. Этот уступ продолжается и в пределах юго-восточной части поднятия, постепенно поднимаясь на его свод. Наличием этого уступа объясняется бо́льшая ширина юго-восточной части складки по сравнению с северо-западной. Западная часть и, особенно, юго-западное крыло разбурены недостаточно, вследствие чего структура этого крыла изучена слабо. Никаких данных о наличии тектонических нарушений, осложняющих складку, сложенную тортонскими отложениями, пока не получено, хотя возможность таких нарушений не исключается.

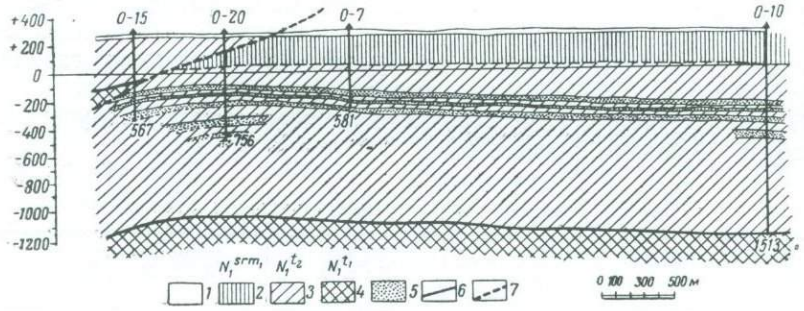


Рис. 153. Разрез через газовое месторождение Опары (по Н. Д. Елину)

1—четвертичные отложения; *2*—отложения нижнего сармата; *3*—отложения покутской свиты верхнего тортона; *4*—отложения чаплинской свиты нижнего тортона; *5*—газоносные песчаники; *6*—гипсово-ангидритовый горизонт верхнего тортона; *7*—линия надвига

На месторождении выявлено девять газовых горизонтов. Главными по добыче газа являются три верхних горизонта. Первый горизонт залегает на глубине от 360 до 515 *м* и имеет мощность в среднем 45 *м*. Второй горизонт залегает ниже первого на 16—17 *м* и имеет среднюю мощность 17 *м*. Третий горизонт залегает ниже второго на 42 *м* и имеет мощность 38—46 *м*.

Газ месторождения Опары, судя по сохранившимся материалам, состоит из 98% метана и 2% тяжелых углеводородов.

Запасы газа даются в табл. 29.

Таблица 29

Запасы газа месторождения Опары

Категории	Площадь, $км^2$	Запасы, млрд. $м^3$
A	46,6	5,7
B	20	2,9
C	20	0,5

Максимальное количество скважино-точек на разведанной площади равно 40.

Газовое месторождение Ходновицы находится в 20 *км* к северо-востоку от г. Добромиля, в северо-западной части газоносной полосы, в 6—7 *км* от границы с Польшей.

Буровыми и геофизическими работами, проводившимися в районе месторождения с 1935 г., установлено, что в строении месторождения принимают участие породы тортона и сармата. Тортонские отложения представлены бурыми глинами, переслоенными с грубозернистыми песчаниками. В верхней части развиты песчанистые глины серого, голубо-

ватого и зеленого цветов. Глинистая серия прерывается прослоями песков, иногда переходящих в песчаники.

Ходновицкая залежь изучена очень слабо. Повидимому, она приурочена к сводовой части складки, южное крыло которой осложнено надвигом. Поверхность надвига крайне круто падает на юг, а местами, по данным Обуховича, запрокинута.

В процессе проведения структурного бурения в скв. Поповице 1, Поповице 2, Ходновице 1 и Крукенице 1 были обнаружены признаки газа. Состав газа (метан 67,5%, этан 18,8%, пропан 6,1%, высшие углеводороды 7,0%) сходен во всех скважинах.

Из пробуренных в районе роторных скважин с промышленным, но низкодебитным содержанием газа оказались скв. 1, 2, 3, 5, 6 и 8. Скв. 9 и 10 (глубина 1124 *м*) не испытывались.

Расстояние между крайними скважинами, давшими газ, составляет 7 *км*.

Во всех глубоких скважинах кароттажная характеристика разреза указывает на отсутствие в нем коллекторов дашавского или опарского типа. Повидимому, газ во вскрытой толще приурочен к маломощным песчанистым прослойкам, не отражающимся на кароттажных диаграммах. Нет никаких данных за то, что во всех скважинах эксплоатируются одни и те же горизонты.

Учитывая, что толща тортонских отложений полностью не пройдена ни одной скважиной, Ходновицкий район не может считаться разведанным. Только проведение скважин до подошвы тортона может дать материал для решения вопроса о промышленном значении рассматриваемой площади.

Газовое месторождение Баличи находится в 10 *км* к юго-востоку от с. Дашавы.

Геологическое строение месторождения очень слабо изучено. Предположительно, газоносные горизонты связаны с надвигом и приурочены либо к зоне нарушения, либо к песчано-глинистым отложениям, лежащим ниже надвига и под верхней соленосной свитой. Скважины пройдены по обе стороны от надвига, имеющего простирание с северо-запада на юго-восток и проходящего между с. Баличи и с. Сулятыче. С 1935 г. на месторождении было пробурено пять скважин.

Скв. Бурсан 1 была пробурена до глубины 700,5 *м*. В ней отмечены слабые газопроявления на глубине 511 *м* в песчанистых породах.

Скв. Баличе 1/IV пробурена на глубину 460 *м*. На глубине 350 и 456 *м* в этой скважине были отмечены значительные газопроявления. Приток газа со свободным дебитом с глубины 456 *м* составлял около 70 тыс. $м^3$ в сутки. Химический состав газа отличался от состава газа Дашавского месторождения. Его состав: метана 76,8%, этана 15,2%, пропана 5%, изобутана 2%, бутана 1%. Всего было добыто из этой скважины 373 тыс. $м^3$ газа.

На протяжении трех лет газ из скважин использовался для отопления помещений и хозяйственных нужд.

Скв. Баличе 2/III имела глубину 527 *м*. В этой скважине на глубине 517 *м* был получен приток газа со свободным дебитом 57 тыс. $м^3$ в сутки. Газ также использовался лишь на местные нужды.

Скв. Загончик 1 имела два ствола, глубиной 845 и 727 *м*. Из этой скважины производился отбор керна, позволивший получить достаточное представление о литологии разреза, весьма сходного с разрезом Дашавской газоносной площади. Горизонтов, заслуживающих испытания, при бурении не было обнаружено.

Скв. Газолина 35, последняя из пробуренных ранее в Баличском районе, достигла глубины 1085 *м*. На глубине 944,5 и 957 *м* в ней были отмечены газопроявления, давшие основание для развертывания интенсивных разведочных работ. Новыми скважинами установлено наличие

достаточно крупного поднятия дашавского типа, к сводовой части которого приурочена мощная залежь газа.

Газовое месторождение Калуш находится в северо-восточной части г. Калуша. Геологическое строение месторождения изучено совершенно недостаточно. Ни по одной из пройденных здесь скважин не сохранилось документации или керна. Предположительно, газоносные горизонты связаны с песчано-глинистыми отложениями верхнего тортона, залегающими ниже пологого надвига.

Промышленные залежи газа в Калуше приурочены к зоне антиклинального поднятия. К западу от шахты Сильвия рудника, в скв. Кали 1 газопроявления наблюдались на глубинах 540, 550 и 570 *м*. С глубины 600 *м* произошел выброс газа. Впоследствии при углублении скважины были отмечены притоки газа с глубины 876 *м*. Газ из скв. Кали 1 лишь в ничтожном количестве использовался в г. Калуше на протяжении одного года; около 135 млн. $м^3$ было выпущено в воздух. В скв. Кали 2 на глубине 278 *м* также отмечались следы газа.

В скв. Тесп 1 значительные, но кратковременные притоки газа имели место с глубин 410, 500, 527, 575, 680 и 800 *м*.

В скв. Тесп 2 с глубины 458 *м* приток газа в сутки равнялся 1,4 тыс. $м^3$, с глубины 511 *м* — 21,6 тыс. $м^3$ с глубины 820 *м* — 23 $м^3$, с глубины 892 *м* — 43 тыс. $м^3$. Последний горизонт эксплоатировался на протяжении 2 месяцев.

В скв. Тесп IV с глубины 510 *м* приток газа составлял 28 тыс. $м^3$ в сутки. Газ этого горизонта использовался. В скв. К-2 (Александр) с глубины 699 *м* поступало 21,6 $м^3$ в сутки, с глубины 735 *м* — 576 тыс. $м^3$ в сутки.

В 1936—1941 гг. были пробурены шесть скважин глубиной 600—700 *м*. Величина притока газа в скв. К-2, К-3 и К-4 достигала 560 тыс. $м^3$ в сутки, в скв. К-1, К-5 и К-6 свободный дебит составлял менее 70 тыс. $м^3$/*сутки*.

В 1941—1944 гг. было пробурено 7 скважин и только в трех из них были отмечены газопроявления (в скв. К-13, К-14 и К-16).

В 1947 г. газ добывался только в количестве 11—12 тыс. $м^3$ в сутки, что составляло около 25% потребности. При этом 9,1 тыс. $м^3$ дает одна скв. К-2.

Газовое месторождение Бильче-Волица расположено в 12 *км* к югу от г. Николаева. Открыто оно в 1949 г. разведкой треста «Укргаз».

С поверхности район месторождения закрыт сплошным покровом четвертичных отложений, под которыми залегает мощная толща сарматских и тортонских песчано-глинистых пород. На глубине 1120—1130 *м* скважинами вскрыт горизонт ангидритов основания верхнего тортона.

Третичные породы образуют крупное и отлогое куполовидное поднятие овальной формы, ось которого вытянута в запад-северо-западном направлении. Наклоны слоев на крыльях колеблются в пределах 3—6°.

Промышленные скопления газов приурочены к песчаному горизонту, лежащему непосредственно ниже пласта ангидритов (угерский горизонт нижнего тортона).

Открытие и освоение газового месторождения Бильче-Волица явилось крупным достижением газовой промышленности Украины. Этим самым было не только введено в строй действующих газовых промыслов новое крупное месторождение, но и открыты широкие перспективы реального освоения всей Внешней зоны краевого прогиба.

Газопроявления во Внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба и перспективные участки. Одной из наименее изученных и наиболее интересных в практическом отношении частей Внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба является ее северо-западный отрезок. Он ограничен на юге линией Ход-

новичи—Опары—Угерско, на северо-востоке — краем Русской платформы (Яворов—Щирец), а на западе — границей с Польской республикой.

По данным Клейнмана, газопроявления здесь были ранее обнаружены в районах г. Рудки, с. Трощенец, с. Крукеничи и в Кенигсау.

В окрестностях с. Трощенец газопроявления были установлены в толще сарматских (?) отложений на глубине 160—175 *м*. В районе с. Крукеничи — на глубине 200—300 *м*. В Кенигсау они отмечены скв. Мазур 1, а в Рудках — на глубине нескольких десятков метров.

По данным проведенной в 1947 и 1948 гг. электроразведки, указываемая зона характеризуется достаточно большой мощностью пород сарматского и верхнетортонского возраста. Ангидритовый горизонт, залегающий в основании верхнего тортона, в ней находится на глубине 1200—1500 *м*. Таким образом, в этой зоне объективно существуют условия для формирования пологих куполовидных поднятий дашавского типа. Действительно, подобные поднятия отмечаются электроразведкой в районе Бильче-Волица, Рудки и в ряде других мест, а на северо-западе они отмечаются при картировании в районе Краковца и левобережья р. Вишни.

Следующим весьма интересным районом является полоса, расположенная юго-восточнее г. Станислава. Здесь Внешняя зона краевого прогиба состоит из двух «ступеней» — внешней — приподнятой и внутренней — опущенной. В пределах опущенной ступени газопроявления отмечены в районе сс. Тарновица Польна и Богородчаны. В районе с. Тарновица Польна, в 18—20 *км* на юго-восток от г. Станислава, в начале текущего столетия была пробурена скважина глубиной около 200 *м*, в которой были получены вода, горючий газ и «следы нефти» (?). В 1937 г. эта скважина была дублирована до глубины 127 *м*, причем в ней также были получены вода и горючий газ (80% метана и 20% тяжелых углеводородов).

Получение газа у Тарновицы Польной особенно интересно, так как район расположения скважины находится значительно севернее линии контакта южного края Внешней зоны прогиба, к которому приурочены все известные промышленные газовые месторождения. Обнаружением промышленного газа в районе Тарновицы Польной открываются перспективы поисков новых газовых месторождений по всей Внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба.

Приведенное сжатое описание газоносности и проявлений нефтеносности во Внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба свидетельствует о широких перспективах разведки и освоения месторождений этого района. Вряд ли могут быть сомнения в том, что эта зона является одним из наиболее перспективных газоносных районов Украины.

До последнего времени поиски газовых месторождений, увенчавшиеся открытием таких месторождений, как Дашава, Угерско и Опары, производились только по южному краю зоны. Обширные пространства ее внутренних частей, где могут разместиться десятки новых газо-нефтеносных куполовидных вздутий, изучены еще очень слабо. Поэтому первоочередной задачей дальнейшего направления поисково-разведочных работ является развертывание широким фронтом разведочного бурения в пределах центральных частей Внешней зоны прогиба. Начало этому положено постановкой бурения на структуре Бильче-Волица. Однако разведочное бурение этого поднятия отнюдь не разрешает проблемы, так как оно находится в наиболее узкой части Внешней зоны прогиба.

Особенно важно в ближайшее же время начать буровые работы в наиболее широкой части Внешней зоны, в районе г. Рудки или к северо-западу от него. Это бурение, помимо решения непосредственных поисково-разведочных вопросов, должно осветить закономерности изменения литологического состава тортонских отложений в различных частях

зоны. До настоящего времени установлено, что наиболее продуктивными разрезами являются разрезы районов Дашавы—Угерско. При движении на север (к Русской платформе) в них увеличивается роль глинистого материала и карбонатности в песчаниках. При движении на запад (к Опарам—Ходновицам) также происходит увеличение глинистых толщ. В каких соотношениях находятся отложения, слагающие осевую часть Внешней зоны, может решить только глубокое бурение. Выяснение этих соотношений и вскрытие существующих закономерностей полностью зависят от бурения в районе г. Рудки.

Таким образом, мы приходим к выводу, что в Предкарпатье существует не газовая «линия», а сложно построенная и занимающая во много раз большую площадь газо-нефтеносная зона. Эта мысль нашла отражение на карте масштаба 1 : 500 000.

Вторым особо важным обстоятельством является установление в скв. 105/6 признаков нефтеносности в тортонских отложениях.

До последнего времени существовали две точки зрения на природу газовых залежей Внешней зоны краевого прогиба. Одна из них исходила из предположения о независимости газовых залежей от каких-либо нефтеносных свит. Представители этой точки зрения рассматривали газоносность как результат взаимодействия органического вещества, рассеянного в тортонских отложениях, с соленосными породами или как продукты «возгонки» глубоко захороненных угленосных толщ. Другая точка зрения, высказывавшаяся довольно робко и не имевшая большого числа сторонников, исходила из предположения о связи газовых залежей с нефтесодержащими свитами. Главнейшим обоснованием этой последней точки зрения являлись результаты химических анализов газов, показывавшие наличие в них тяжелых и высших углеводородов (до 2—8%).

Результаты бурения скв. 105/6 решили спор в пользу второй точки зрения. В связи с этим все направление дальнейших поисково-разведочных работ должно быть коренным образом пересмотрено в целях поисков во Внешней зоне прогиба крупных газо-нефтяных месторождений, приуроченных к обширным куполовидным вздутиям в среднемиоценовых толщах. Изменение направления работ должно быть сделано вне зависимости от результатов опробования скв. 105/6, которая, конечно, для окончательного решения вопроса о промышленной нефтеносности нижнетортонских отложений не могла дать достаточного материала.

Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба и Внешняя антиклинальная зона Восточных Карпат

Эти две структурно-фациальные зоны рассматриваются совместно, хотя они сильно отличаются по характеру тектонических нарушений и по составу слагающих толщ. При описании геологического строения подчеркивалось, что Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба отличается от Внешней зоны двумя характерными чертами: 1) развитием в ее пределах мощной толщи соленосных нижнемиоценовых отложений и 2) наличием в ее основании складчатых толщ палеогенового и мелового возраста, близких по составу и строению к Внешней антиклинальной зоне Карпат. Это складчатое основание выступает на поверхности в складчатой системе Покутских Карпат, а также вскрывается рядом буровых скважин в виде зоны «глубинных складок». Последние одновременно теснейшим образом связаны с краевыми чешуйчатыми складками и надвигами Внешней антиклинальной зоны Карпат, образуя нижние этажи опрокинутых и лежачих складок.

Признаки нефтеносности рассеяны во всех толщах обеих зон, однако промышленные скопления нефти и газа до настоящего времени известны только в олигоценово-меловом комплексе, образующем складчатое основание прогиба и слагающем Внешнюю антиклинальную зону Карпат.

С ними связаны месторождения типа Бориславского, Сходницкого и др.

В миоценовом комплексе, выполняющем Внутреннюю зону краевого прогиба, развита сложная дисгармоничная складчатость и, несмотря на частые весьма эффектные газо- и нефтепроявления типа Трускавца и др. (рис. 154), в нем промышленных скоплений нефти обнаружить не удалось.

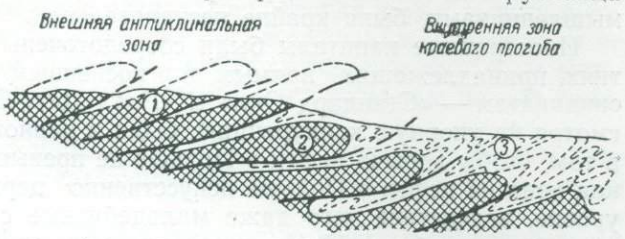


Рис. 154. Схема соотношения Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат и Внутренней зоны краевого прогиба

1—складки типа Сходницкой; *2*—складки типа Бориславской; *3*—участки типа Трускавецкого

За 90 лет существования нефтяной промышленности в пределах Дрогобычской и Станиславской областей было проведено бурение более чем на 110 участках. За это время было пробурено более 3500 скважин общей глубиной около 2 850 000 *пог. м*. Из указанного числа участков 50 относится к предгорьям Восточных Карпат, в пределах которых пробурено было свыше 2400 скважин, т. е. больше чем 2/3 общего количества. Суммарная глубина этих скважин достигает 2 505 000 *м*, т. е. 87,7% общей глубины всех скважин. На шести основных промыслах (Борислав, Мражница—Тустановицы, Битков, Пасечна, Рыпное—Дуба—Перегинско, Майдан—Росольная—Космач, Слобода Рунгурская и Подливче) пробурено 2236 скважин, т. е. 93,1% из числа всех пробуренных в предгорьях Карпат. Суммарная глубина этих скважин достигает около 2 406 000 *м*, т. е. около 96% всего метража, пробуренного в предгорьях.

Из числа приблизительно 30 000 000 *т* нефти, добытой в западных областях Украины по 1939 г., 26 592 272 *т* приходится на предгорья (т. е. около 88,6%).

Среди всех нефтяных месторождений Восточных Карпат наиболее крупным является Бориславское, давшее около 25 000 000 *т* нефти на 1325 скважин общей глубиной 1 855 000 *пог. м* (по 1939 г.). Приведенные цифры показывают, что главные нефтяные месторождения расположены в предгорьях Восточных Карпат и из них шесть дают основную добычу.

Второе по значению Сходницкое месторождение за время разработки дало около 2 745 000 *т* нефти из 851 скважины общей глубиной 382 950 *пог. м*. Пробуренные скважины на нефть в пределах западных областей Украины были, в основном, сосредоточены на нескольких нефтепромыслах, которые являются наиболее полно изученными. Другие нефтепромыслы изучены слабо и разведаны недостаточно.

В ряде случаев можно наблюдать технически совершенно безграмотное заложение скважин, причем бурение их производилось обыкновенно на недостаточную глубину. При более полном изучении этого вопроса выяснилось, что заложение таких скважин являлось вынужденным условием продажи «нефтяных прав» (при продаже «нефтяных прав» часто в условия продажи включалось требование бурения на данном участке одной или большего количества скважин).

Нефтепромышленник, не желая терять этих «прав», производил бурение лишь для формы, причем, если бурение давало отрицательные результаты, он получал возможность дешевле купить «нефтяные права» на участках, прилегающих к данной площади.

Большую роль в развитии нефтяной промышленности Польши имел иностранный капитал. По данным за 1937 г., соотношение капиталов в нефтяной промышленности Польши было следующим: французского—

54,2%, американского—25,5%, австрийского—6,0%, прочих иностранных—1,6% и польского—12,7%. Весь капитал, вложенный в нефтяную промышленность Польши, определялся суммой около 251 млн. злотых. Роль польского капитала, раздробленного между многочисленными промышленниками, была крайне незначительной.

Иностранные капиталы были сосредоточены в основном в предприятиях, принадлежащих прямым или косвенным путем двум нефтяным синдикатам — «Стандард Ойл» и «Роял Детч-Ойл». Оба синдиката, несмотря на упорную конкуренцию, были в равной степени заинтересованы в том, чтобы добыча нефти в Польше не превышала ее потребностей, так как цена на нефть в Польше искусственно держалась на очень высоком уровне, вследствие чего даже малодебитные скважины приносили значительную прибыль. Невыгодным для этих синдикатов было и открытие новых богатых месторождений. Это привело бы, с одной стороны, к снижению цены на нефть на польском рынке, а с другой — вызвало бы необходимость экспорта нефти за границу. Все эти обстоятельства имели решающее значение при поисково-разведочных работах и безусловно не содействовали их развитию.

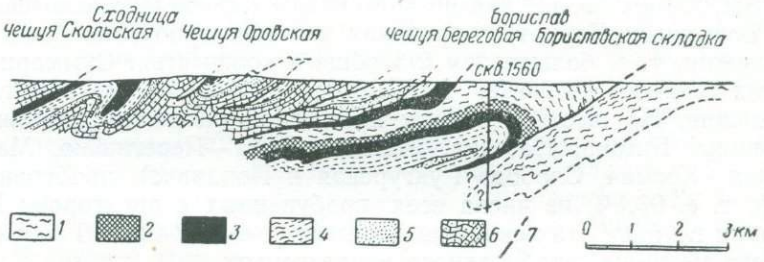


Рис. 155. Геологический разрез Сходница — Борислав

1—соленосная свита; *2*—нижняя толща молассы; *3*—менилитовая свита; *4*—карпатская свита; *5*—ямненские песчаники; *6*—иноцерамовая свита; *7*—надвиги

Как уже указывалось, в пределах западных областей Украины имеется более 110 участков, на которых велось бурение на нефть. Среди них имеется свыше 40 участков, на которых пробуренные скважины дали нефть. Только небольшая часть этих месторождений описана в литературе; значительная же их часть еще не описана, и о таких месторождениях имеются лишь крайне отрывочные сведения.

Нефтяное месторождение Борислав расположено в 12 *км* к югу от г. Дрогобыч. Город Борислав состоит фактически из трех крупных промысловых поселков: Борислава, Тустановиц и Мражницы.

Город Борислав расположен частично в пределах Береговой и Оровской чешуй, а частично в пределах зоны складок предгорья. Чешуйчатые надвиги окраины Внешней антиклинальной зоны здесь сложены: иноцерамовыми слоями, ямненским песчаником, карпатской свитой с пестрой толщей в подошве, попельскими слоями (верхи карпатской свиты), менилитовой и космачской свитами.

В пределах предгорий Карпат Бориславское месторождение охватывает часть складки, известной под названием Бориславской. Состоит она из тех же свит, что и надвинутые на нее породы Береговой чешуи. Свиты разделены нижнемиоценовой соленосной толщей. В поперечном разрезе Бориславская складка имеет форму лежачей складки (рис. 155) с пологим юго-западным верхним крылом и подвернутым и сильно выжатым нижним крылом. Верхнее крыло, полого погружаясь под породы Береговой чешуи, осложнено местами вторичными складками небольшой амплитуды.

В юго-западном направлении верхнее крыло прослежено глубоким бурением до 7 *км* от гребня складки. Бориславская лежачая складка разделена рядом поперечных сбросо-сдвигов на отдельные блоки, перемещенные преимущественно в северо-восточном направлении.

Бориславское месторождение расположено между двумя такими поперечными сбросо-сдвигами: Поточинским на северо-западе и Вышницы на юго-востоке. Между этими разрывами наблюдается еще несколько меньших сбросо-сдвигов, делящих Бориславское месторождение на ряд самостоятельных блоков.

Бориславское месторождение характеризуется большим числом продуктивных горизонтов. Все слагающие Бориславскую складку свиты содержат залежи нефти.

Соленосные отложения содержат трещинную нефть в сводовой части складки. В большинстве случаев такие трещины заполнены озокеритом (см. ниже).

В космачской свите имеются довольно хорошие нефтяные залежи. Они характерны тем, что не приурочены к какому-либо одному пласту песчаника, а состоят из ряда нефтяных горизонтов, разделенных прослойками глинистых сланцев и пустых песчаников в пределах толщи, доходящей до нескольких десятков метров мощности. Площадь нефтеносности в космачской свите равняется 13 *км*^{2} (Чарыгин, 1940 г.). Нефтяные залежи оконтурены краевыми водами, имеющими высокое гидростатическое давление.

Скважины из этих горизонтов имеют незначительный дебит (максимально несколько тонн нефти в сутки). Обычно эти горизонты эксплоатируются после окончания эксплоатации нижележащих, более древних горизонтов. Все же в конце тридцатых годов из космачской свиты Бориславского месторождения добывалось 13—20 тыс. *т* нефти в год.

Нефтяные залежи в менилитовой свите очень непостоянны. Они имеют линзообразный характер и встречаются в разных частях свиты. Иногда они встречаются и в верхах свиты, иногда же в ее подошве или в средних ее частях. Главным образом они приурочены к так называемым кливским песчаникам. Местами, где эти песчаники достигают значительной мощности (до 20 *м*), в ряде скважин были получены значительные начальные дебиты, доходящие до нескольких десятков тонн в сутки (например, скв. Петэн 1 в Мражнице, которая из этого горизонта в 1928—1936 гг. дала 18 220 *т*).

Характерным для нефтяных залежей менилитовой свиты является их широкое распространение, а также наличие большого количества природного газа. Площадь нефтеносности этих залежей в Бориславском месторождении наиболее велика и определяется более чем в 15 *км*^{2}. Обычно разработка нефти в менилитовой свите начиналась после окончания добычи в нижележащих, более древних, горизонтах.

Главнейшим нефтяным горизонтом в Бориславской складке является «бориславский песчаник», являющийся очень хорошим коллектором. Залегает он в верхах попельских слоев и распространен по всей площади Бориславского месторождения.

В зависимости от эффективности пористости (что в значительной степени зависит от характера природы цемента) в разных местах месторождения, «бориславский песчаник» давал разное количество нефти. Мощность этого песчаника колеблется в пределах 10—50 *м*. Некоторые геологи (К. Толвинский, 1937 г.; О. Вышинский, 1935 г.) считали, что под горизонтом кремней (основание менилитовой свиты) залегает «подроговиковый» песчаник, отделяющийся от «бориславского» тонкой прослойкой попельских слоев. Другие геологи (Зелинский, 1930 г.) полагали, что «подроговиковый песчаник» представляет собой верхнюю часть «бориславского песчаника», и указывали, что прослойка попельских

слоев местами совсем исчезает и при этом выделять «подроговиковый песчаник» становится невозможным.

В Бориславском месторождении «бориславский песчаник» в основном оконтурен; площадь его нефтеносности определена в 13 *км*². Давление контурных вод в нем невысокое, и они максимально могут подниматься до изобаты —650 *м*. При этом гипотетическая граница контурных вод в 1933 г. в юго-восточной части месторождения находилась на изобате около — 1000 *м*.

Вследствие применения нерациональных методов эксплоатации (желонка, сваб) в большом числе скважин бориславский песчаник сильно дегазирован. Степень дегазации в отдельных местах была разной и пластовые давления вследствие этого оказались неравномерными. Это вызывало неодинаковое повышение уровня контурных вод, которые врывались отдельными струями по трещинным и более пористым участкам песчаника в направлении участков с наименьшим пластовым давлением. Не исключено поэтому, что отдельные очаги, соединившись между собой, оконтурили отдельные «острова» заполненного нефтью песчаника. Такие «острова» зачастую могут быть совсем потеряны для промышленности, так как выявление их очень сложно.

Из «бориславского песчаника» добывалась нефть скв. Ойл-Сити, самой многодебитной в пределах западных областей УССР. Начальный дебит скважины превышал 2000 *т/сутки*. Из этого песчаника добыто скв. Нафта-2 с глубины 1938 *м* за период 1907—1935 гг. 265 490 *т* нефти. К концу 1936 г. из «бориславского песчаника» в Бориславском нефтяном месторождении было добыто 11 828 920 *т* нефти, т. е. около 48% всей добычи Борислава.

Нефть месторождения Борислав характеризуется метаново-нафтеновым составом. Содержание парафина составляет более 8%. Уд. вес варьирует от 0,848 до 0,881.

В нижележащих попельских слоях имеются довольно непостоянные нефтяные горизонты. Нефть здесь находится в мощных слоях песчаника, которые залегают на 40—50, а иногда на 100 *м* ниже «бориславского песчаника».

Площадь нефтеносности попельских слоев достигает 10 *км*². Многими скважинами установлена граница контурных вод. При этом их гидростатическое давление аналогично давлению вод в «бориславском песчанике», благодаря чему они подымаются до изобаты —650 *м*.

Несмотря на неравномерность распространения этих залежей, многие скважины после истощения бориславского песчаника углублялись до попельских слоев. Одной из самых лучших скважин, давшей очень хорошую добычу из попельских слоев, является скв. Дуброва 4, которая с глубины 1443 *м* дала в 1912—1935 гг. 164 910 *т* нефти. В 1935 г. из нее было получено 3080 *т*. Дебит ее падал довольно слабо и равномерно, что объясняется влиянием гидростатического давления контурных вод.

Тустановицы занимают первое место по количеству добычи из попельских слоев, за ними следуют Мражница, а затем Борислав. В конце 1936 г. было получено из попельских слоев 559 710 *т* нефти. К настоящему времени далеко не все скважины углублены до этого горизонта, и с ними связываются некоторые перспективы дальнейшего развития промысла.

Нефтяные залежи в карпатской свите в районе Борислава образуют три горизонта. Они являются еще менее постоянными, чем в попельских слоях, и встречаются главным образом в северной части складки. Оконтурены они краевыми водами, поднимающимися до изобаты — 650 *м*.

Нефтяные залежи в этой свите, повидимому, зачастую имеют трещинный характер, так как связываются иногда с мало проницаемыми породами — сланцами и кварцитовидными, слабо пористыми песчаниками.

Скв. Глинский 2, давшая из этого горизонта по 1936 г. 199 330 *т* нефти, была лучшей скважиной.

Первоначально, при вскрытии нефтяных горизонтов в карпатской свите, отмечались крупные выбросы газа и начальные дебиты скважин иногда были очень велики. Добыча, однако, в них очень скоро падала, и под конец своей эксплоатации дебит становился почти постоянным, что можно объяснить влиянием контурных вод.

Наиболее древние нефтяные залежи встречены в ямненском песчанике (палеоцен). Они оконтурены краевыми водами на площади около 5 *км*². Этот песчаник является хорошим коллектором нефти. Ряд скважин давал хорошую и длительную добычу. Например, скв. Козак за период 1916—1932 гг. дала из ямненского песчаника 127 750 *т* нефти; скв. Нафта 30 за период 1914—1926 гг. дала 178 840 *т* нефти из этого же песчаника.

Добыча нефти из ямненского песчаника характеризуется сравнительно медленным уменьшением дебита вследствие гидростатического влияния контурных вод.

К концу 1936 г. контурная вода поднялась до изобаты —650 *м*, самые же высоко поднятые участки ямненского песчаника находятся на изобате —700 *м*, вследствие чего контурная вода оказалась в состоянии выдавить всю нефть этого горизонта в скважину в наиболее приподнятом участке. Это имеет важное значение при проектировании метода разработки данного горизонта. Из ямненского песчаника добыто всего 1 917 690 *т* нефти, т. е. 8% общей добычи Бориславa (Чарыгин, 1940 г.).

Кроме нефтеносной глубинной складки, в Бориславе имеются еще нефтяные залежи в зоне надвига — в Береговой и Оровской чешуях. В Береговой чешуе добывается нефть из ямненского песчаника с 1914 г. на нефтепромысле Мери. По 1936 г. здесь было добыто шестью скважинами 44 220 *т* нефти с глубины 450—550 *м*. Нефтяные залежи здесь еще не оконтурены и нефтяная площадь категории C_1 и C_2 неизвестна. Площадь категории А определяется около 5 *га*, а категории В — около 11 *га*.

В Оровской чешуе имеются три нефтеносные зоны в иноцерамовой свите. Нефть здесь находится главным образом в трещинах между слоями аргиллитов и плотных песчаников с известковистым цементом, слабо пропитанных нефтью. Вследствие непостоянства продуктивных горизонтов, в непосредственном соседстве со скважинами, дававшими хорошую добычу, встречаются сухие скважины. Например, скв. Стандард 1 на глубине 202 *м* в иноцерамовых слоях Оровской чешуи вскрыта нефть с начальным дебитом 20 *т/сутки*, соседними же скважинами в этом горизонте нефти не встречено. В Оровской чешуе имеется еще два нефтяных горизонта в более низких частях иноцерамовой свиты. Первый из них встречен скв. Виолетта 4 на глубине 964 *м* и скв. Сикорский на глубине 1004 *м*. Второй горизонт залегает ниже. Он отмечается в скв. Сикорский на глубине 1115 *м* и в скв. Нина на глубине 1125 *м*. Все эти три нефтяные горизонта названы «залежами Виолетты» (от названия скважины, которой они были наиболее полно выявлены).

Другую нефтеносную зону образует вторая Оровская чешуя. Это так называемая «стрефа Фаустына», названная так по имени вскрывшей ее скважины. Нефть здесь находится в ямненском песчанике и, частично, в иноцерамовой свите. В пределах этой «стрефы» все скважины имели незначительную добычу. Например, скв. Фаустына 1 с 1923 по 1935 г. дала 1080 *т* нефти. В ряде скважин отмечается длительная добыча в продолжение нескольких десятков лет.

Третья зона находится в районе Рыпного в Мражнице. Залежи здесь приурочены к иноцерамовым слоям. Нефть из них добывалась еще в прошлом столетии. В 1870 г. здесь существовало несколько десятков эксплоатационных колодцев. Район этот мало изучен, и поэтому нет достаточных данных для его точной характеристики.

Из всех перечисленных нефтеносных зон Оровской чешуи наиболее перспективной оказались залежи первой Оровской чешуи, т. е. залежи Виолетты. Скв. Виолетта-1 имела начальную добычу 200 *т* в сутки. С 1930 по 1934 г. она дала 12 480 *т* нефти. Скв. Сикорский с этого же горизонта, с глубины 1115 *м*, с 1930 по 1935 гг. дала 15 360 *т* нефти.

Эксплоатационная площадь в надвинутых слоях определяется в 2 *км*^{2}. К концу 1936 г. здесь было всего добыто около 165 900 *т* нефти.

Перспективы Бориславского месторождения связываются главным образом с разведочными площадями к юго-востоку и к северо-западу от эксплоатируемых площадей. Больших перспектив ожидать следует также и от площадей, расположенных на юго-восток от сброса-надвига Вышницы, где после положительных результатов бурения 1946—1947 гг., полученных скв. Помярки 2, Помярки 4 и др., прирост нефтяной площади определяется не менее чем в 3,5 *км*^{2}.

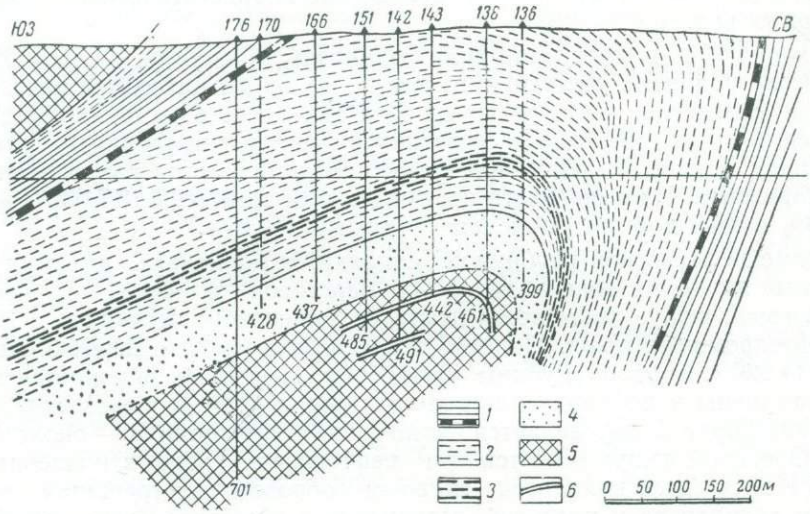


Рис. 156. Разрез антиклинали Сходница (по материалам промысла)

1—менилитовая свита с горизонтом кремней в основании; *2*—карпатская свита; *3*—красные аргиллиты в карпатской свите; *4*—ямненский горизонт; *5*—иноцерамовая свита; *6*—нефтяной горизонт

Перспективность участков, подвергавшихся эксплоатации, несмотря на их длительную разработку и значительное истощение залежей, еще является большой. Запасы нефти могут заключаться во всех пластах складки. Вторичные методы разработки могут дать весьма хорошие результаты.

Бориславское нефтяное месторождение до сих пор играет главную роль в общей добыче нефти в западных областях Украины, и поэтому снижение добычи нефти в Бориславе сильно влияет на общую добычу. Однако запасы Бориславского нефтяного месторождения еще далеко не исчерпаны и, несомненно, в недалеком будущем оно сможет вновь завоевать себе былую славу.

Нефтяное месторождение Сходница является наиболее крупным месторождением Внешней антиклинальной зоны и вторым по размерам после Борислава в Восточных Карпатах. Месторождение находится в 12 *км* к югу от Борислава. Это одно из старейших месторождений Западной Украины, разрабатываемые объекты которого уже значительно истощены, вследствие чего на промысле нередко прибегают к вторичным методам эксплоатации.

Залежи нефти приурочены к Сходницкой антиклинали (рис. 156), протягивающейся с северо-запада на юго-восток на 3—4 *км* и располагаю-

щейся в пределах Оровской чешуи. Антиклиналь опрокинута на северо-восток. Ее ядро слагают породы иноцерамового флиша, перекрываемого горизонтом ямненских песчаников мощностью до 80 *м*, над которыми выступает эоценовый флиш с горизонтом красных сланцев, образующий на поверхности почти овальный контур. Крылья структуры сложены породами менилитовой свиты.

На месторождении установлено два водоносных горизонта. Один из них залегает выше горизонта красных сланцев эоцена, но не препятствует добыче нефти. Другой водоносный горизонт приурочен к лежачему боку ямненских песчаников, вследствие чего отдельные участки их обводнены.

Нефть приурочена главным образом к ямненским песчаникам, залегающим на глубинах 300—500 *м*, но содержится также и в вышележащих породах эоцена и в песчаных пластах иноцерамового флиша. Ямненские песчаники представлены серыми грубозернистыми кварцевыми разностями, более или менее крепко сцементированными. Главную роль в отношении нефтеносности играет верхняя часть горизонта.

Залежи нефти в ямненских песчаниках имеют пластовый характер; в других отложениях нефть содержится отдельными скоплениями в небольших по мощности слоях.

В 1939 г. в Сходнице эксплоатировалось 449 скважин, со средней добычей всего лишь в 0,256 *т/сутки* на каждую скважину. За период с 1895 по 1938 г. в Сходнице было добыто 2 261 000 *т* нефти, т. е. около 11% общей добычи Борислава.

В пределах той же Оровской чешуи расположены промыслы Урыч, Опака и Оров.

Промысел Урыч расположен в 4 *км* на юго-восток от Сходницы. По характеру геологического строения названные месторождения аналогичны. Начало нефтедобычи относится к 1889 г.

Залежи нефти встречены в двух горизонтах на глубине 350—400 *м*. Один из них залегает выше красных сланцев эоцена. Второй горизонт связан с ямненскими песчаниками. Залежи нефти имеют пластовый характер. С 1895 по 1929 г. на промысле добыто 400 500 *т* нефти. В последние годы добыча составляла 8000 *т* в год.

Промысел Опака. К северо-западу от Сходницы расположен нефтяной промысел Опака. Район промысла характеризуется чрезвычайно резко выраженным чешуйчатым строением с большим количеством поперечных сбросов. Нефтеносная структура Опака представляет сжатую антиклинальную складку с крутыми падениями крыльев, отделенную поперечным разрывом от Сходницкой складки.

Нефтяные залежи приурочены к эоценовым отложениям и фиксируются только в своде антиклинали. В расположенном поблизости промысле Браво нефть заключена в песчаниках менилитовой свиты. В одной из чешуй признаки нефти обнаружены в иноцерамовых отложениях. Нефть залегает на глубинах 300—700 *м*; по своему характеру она относится к типу легких. Суммарная добыча до 1939 г. составляла 18 091 *т*; в 1940 г. добыто 887,8 *т*.

Промысел Оров расположен к югу от г. Борислава. Он находится в зоне широкого развития иноцерамового флиша, образующего ряд довольно значительных антиклинальных складок, осложняющих крупную Оровскую чешую. Бурение на нефть производилось на одной из этих антиклиналей. Коллекторами нефти являются песчаные слои иноцерамовой свиты. Нефть встречена на глубинах от 100 до 200 *м*. Суммарная добыча до 1940 г. составляла 3794,5 *т*, при средней месячной добыче на одну скважину в 2 *т*.

Вглубь от Оровской чешуи в пределах Скольской структуры на юго-запад от Сходницы находится разрабатывавшийся раньше промысел Кропивник, расположенный на юго-западном крыле сложной антиклинальной складки. Нефть добывалась из песчаных слоев эоцена и ме-

нилитовой свиты. Нефтяные горизонты весьма невыдержанны по простиранию. Известны три горизонта нефти: первый—на глубине от 165 до 235 *м*, второй—ниже первого на 65—70 *м*, третий—на 45—50 *м* ниже второго.

С 1913 по 1940 г. включительно здесь было добыто 2044,8 *т* нефти.

Район Побук расположен в 3 *км* южнее Сыновудско Выжне. Здесь в своде антиклинальной складки, сложенной менилитовой свитой, в 1923 г. была пробурена скв. Эрнуська, доведенная до глубины в 1123 *м*. Она вскрыла полный разрез до иноцерамовой свиты, по которой прошла около 500 *м*. В меловых отложениях разреза были обнаружены обильные признаки нефти.

В 1922 г. на левом берегу р. Опура была заложена скв. Валей, которая к 1926 г. была доведена до глубины в 1514 *м*. В интервале 945—1266 *м* скважиной были вскрыты насыщенные нефтью и газом верхнемеловые песчаники. Газовая струя доходила до 35 $м^3$ в минуту. Из этой скважины было добыто 6 *т* нефти.

Антиклиналь Побук еще очень плохо исследована. Она привлекает к себе внимание тем, что имеет весьма правильную форму и представляет собой одну из немногих сохранившихся складок Внешней антиклинальной зоны.

На территории с. Нагуевицы, в Подбужском районе Дрогобычской области, известного как место рождения Ивана Франко, расположен промысел того же названия. Нагуевицы находятся в 15 *км* от Борислава, с которым соединены пригодной для автотранспорта дорогой. Ближайшая железнодорожная станция находится в Борославе.

Нефтяные залежи здесь приурочены к гребню опрокинутой на северо-восток антиклинальной складки, в ядре которой на поверхности обнажена космачская свита, а крылья сложены отложениями соленосной свиты. Скважинами под космачской свитой вскрыты менилитовая и карпатская свиты. Подвернутое крыло складки имеет, повидимому, сильно сокращенный разрез и, как показывают данные скв. Миллие 1, отложения карпатской свиты соприкасаются непосредственно с соленосными породами.

Нефтепромысел Нагуевицы принадлежит к числу наиболее древних нефтепромыслов Западной Украины. Станислав Сташиц, описывая в 1815 г. нефтепромыслы Карпат, упоминает Нагуевицы, в пределах которых в то время было три колодца. Ранее Эразм Сикета (1617 г.) отмечал, что в одной из местностей в окрестностях Дрогобыча «за нефтью копали». Повидимому, местностью этой были Нагуевицы. К. Толвинский упоминает, что уже около 1790 г. в Нагуевицах добывалось по 43 барреля нефти в год. Впервые бурение было начато здесь ручным способом в 1892 г.: в то время здесь был вырыт колодец глубиной до 60 *м*, который затем углублялся ручным бурением. С 1895 по 1897 г. промысел был временно остановлен. С 1898 г. промысел стал собственностью фирмы «Вольский, Одрживольский и К°», а с 1903 г. — «Галицкой сберегательной кассы».

Этими фирмами по 1904 г. было пробурено 6 скважин, глубиной от 170 до 1000 *м*, часть которых вскрыла нефтенасыщенные пласты, давшие небольшое количество нефти.

С 1905 по 1915 г. работы на промысле были приостановлены. В 1915 г. обществом «Галицкая сберегательная касса» было начато бурение скв. Маруся, вскрывшей переливавшую нефть. С 1926—1928 гг. фирма «Дреслер» пробурила скв. Миллие 1 глубиной 1067 *м* (рис. 157), которая находилась в расстоянии около 500 *м* к югу от оси складки. Ею встречены признаки нефти и обильные фонтанирующие пластовые воды. Одновременно фирмой Нобель была пробурена скв. Нобель 1 (глубина 1151,3 *м*) на расстоянии 1,5 *км* южнее оси антиклинали, которая также встретила три горизонта обильных пластовых вод, но со значительно

меньшим гидростатическим давлением. Отрицательные результаты, полученные при бурении этой скважины, подтвердили данные скв. Миллие 1. Снова на длительный период поисково-разведочные работы были остановлены. Только в 1943 г. здесь была пробурена скв. К-1 (глубиной 515 *м*), которая хотя и была заложена у свода складки, но ожидаемой нефти не дала; в ней после первых четырех дней добычи с глубины 400 *м* появилась вода, приток которой усилился при дальнейшем углублении скважины.

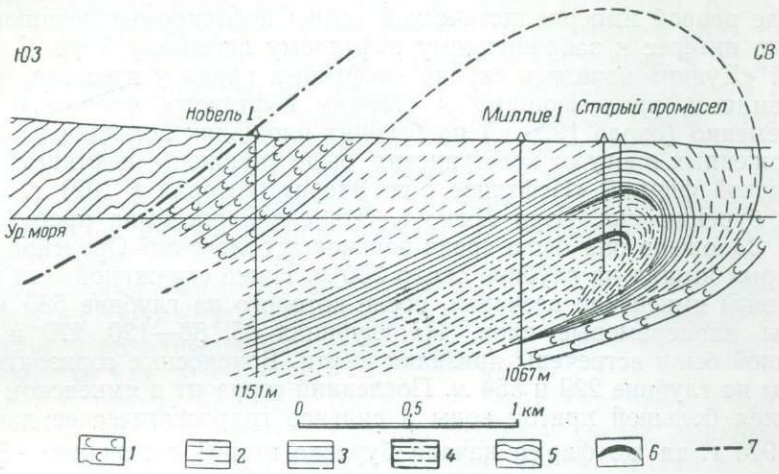


Рис. 157. Поперечный разрез структуры Нагуевице (по К. Толвинскому)

1—соленосные глины; *2*—поляницкие отложения; *3*—менилитовые сланцы; *4*—эоценовые отложения; *5*—надвинутые породы; *6*—залежи нефти; *7*—граница надвига

Нефтяное месторождение Монастырец расположено в 13 *км* к югу от г. Самбора, перед фронтом складчатых Карпат. Месторождение обнаружено при поисковом бурении, начатом трестом «Укрнефтеразведка» в 1946 г. Скважины были заложены в месте расширения на поверхности полосы, сложенной породами соленосной свиты.

Скважиной 1 пройдена на глубине от 16 до 420 *м* соленосная свита, от 420 до 675 *м* — космачская свита, от 675 до 1050 *м* — менилитовая свита, от 1050 до 1650 *м* — карпатская свита.

В скв. 2, в 550 *м* юго-западнее скв. 1, встречены проявления нефти.

Общее положение этого района чрезвычайно напоминает условия Нагуевиц и Борислава. По всей вероятности, скважинами «Укрнефтеразведки» вскрыта «глубинная» складка типа Бориславской, продуктивность которой будет установлена при продолжении начатых работ.

Селение Звор находится в 21 *км* к югу от районного центра Самбор, Дрогобычской области, с которым оно соединено хорошей дорогой.

Ближайшая железнодорожная станция находится в Самборе. Нефтепромысел расположен на территории деревни в пределах Береговой чешуи Внешней антиклинальной зоны. Разведочное бурение производилось в пределах Оровской чешуи и южнее деревни.

В районе Звора развит полный разрез палеогеновых и меловых пород: менилитовая свита, попельские слои, карпатская свита с пестрыми глинами в основании, ямненский песчаник и иноцерамовые слои.

Первые сведения о разведочных работах на нефть в этом районе относятся к концу XIX столетия. Пауль (1881 г.), перечисляя нефтяные промыслы в Карпатах за период 1876—1880 гг., упоминает о «местности Звор, в которой имеется скважина с небольшой добычей нефти». По-видимому, здесь идет речь о скважине, которая находилась южнее заброшенного теперь нефтепромысла. Недалеко от этого нефтепромысла

на правом берегу речки до настоящего времени имеется выход нефти.

В 1896 г. обществом «Менцинский» было начато бурение скважины, которая в 1897 г. была доведена до глубины 480 *м*. На глубине 120—240 *м* был встречен нефтяной горизонт, который в продолжение 1897 г. дал 100 *т* нефти. Далее, на глубине 340 *м* встречены пестрые сланцы, ниже которых был вскрыт следующий нефтяной горизонт (повидимому, в ямненском песчанике), который не подвергался эксплоатации. В конце 1897 г. все работы были приостановлены.

После первой империалистической войны нефтепромышленники вновь проявили интерес к заброшенному нефтяному промыслу Звор. С 1919 г. фирмой «Дунин» началась скупка «нефтяных прав» у крестьян, владевших землями, прилегающими к старому нефтяному промыслу. Почти одновременно (около 1920 г.) на бывших площадях помещичьих земель, расположенных в югу от крестьянских, были скуплены «нефтяные права» голландской фирмой «Нефтяное о-во Звора», которая в 1921 г. приступила к бурению скв. Вэра Люкс 1. Эта скважина была пробурена до 1135 *м*. Заложена она была среди эоценовых отложений Оровской чешуи, из которых вышла на глубине около 550 *м*. Ниже скважиной был вскрыт водоносный ямненский песчаник, после которого на глубине 585 *м* были вскрыты иноцерамовые слои. На глубинах 85, 88—120, 279 и 433 *м* скважиной были встречены признаки нефти. Водоносные горизонты были вскрыты на глубине 229 и 554 *м*. Последний горизонт в ямненском песчанике имел большой приток воды и сильное гидростатическое давление.

В 1925 г. та же фирма начала бурение второй скважины — Энны 1 в 1 *км* к востоку от предыдущей скважины. Скважина была заложена среди иноцерамовых слоев, из которых до своего забоя (514 *м*) не вышла. На глубине 255 *м* она встретила соленую воду с признаками газов.

В 1926 г. обе скважины были остановлены, а затем ликвидированы.

Фирма «Дунин и К°» в д. Звор начала бурение в 1922 г. скважины Граф Тарновский № 1 поблизости от старой скважины фирмы «Менцинский, Плоцкий, Срочинский и К°». Скважина была заложена на иноцерамовых слоях Оровской чешуи вблизи ее надвига на Береговую чешую и доведена до 455 *м*. На глубине 182 *м* она вышла из иноцерамовых слоев Оровской чешуи и вошла в эоценовые породы Береговой чешуи, в которых и была остановлена на глубине 455 *м*. Ею на 170 *м* вскрыт нефтяной горизонт в иноцерамовых слоях, с притоком 2 бочки в день.

Таким образом, в районе Звора было пробурено 5 скважин общим метражем 2889 *м*.

В 3—4 *км* к северо-востоку от старого промысла Звор, в 1942 г. была заложена скв. Воля Блажеска 1. В 1948 г. трест «Укрнефтеразведка» заложил здесь скв. 2. Замечательным результатом бурения этой скважины оказалось то, что она, пройдя надвинутые породы Береговой чешуи, вскрыла под ними соленосную свиту, среди которой на глубине 400—475 *м* была обнаружена толща каменной соли большой мощности.

Нефтяное месторождение Стрельбичи находится в 8 *км* к северо-западу от г. Старый Самбор. В этом месторождении, помимо нефти, добывались также и горючие газы. Нефть и газы приурочены к антиклинальной складке, опрокинутой к северо-востоку, ядро которой сложено ямненскими песчаниками и породами карпатской свиты. На южном крыле складки эти породы по линии надвига перекрыты иноцерамовой и карпатской свитами. Нефтеносным является ямненский песчаник, достигающий около 60 *м* мощности. Залежи нефти приурочены к двум горизонтам — в кровле и подошве песчаников. Глубина их залегания от 30 до 320 *м*.

Месторождение Стрельбичи относится к числу старых. Оно издавна эксплоатировалось кустарным способом, а буровые разведочные работы здесь начались с 1881 г. Всего на месторождении пробурено 59 скважин. Максимальная годовая добыча нефти составляла 2,5—3 тыс. *т*. Всего до 1940 г. добыто 89 000 *т*. Ежегодная добыча газов, начатая с 1933 г., равнялась в среднем 250—350 тыс. $м^3$. В последнее время на месторождении ведется глубокое разведочное бурение и вновь развертываются эксплоатационные работы.

Месторождение Росохи названо по имени с. Росохи, расположенного в 45 *км* к юго-западу от г. Хырова Дрогобычской области. Ближайшая железнодорожная станция находится в Старяве, в 30 *км*.

Нефтепромысел расположен на одной из небольших складок Береговых Карпат, известной под названием «антиклины» Росох. Она имеет резко асимметричную форму и сильно пережатое северное крыло.

В своде складки выходит иноцерамовая свита, крылья ее сложены карпатской свитой и менилитовыми сланцами. Нефтепромысел расположен в пределах полосы выхода эоценовых отложений и частично иноцерамовых слоев.

Первые разведочные и эксплоатационные работы производились здесь еще до 1880 г. Первоначально поблизости от нефтяных выходов были вырыты колодцы, общим числом до 20. В 1888 г. было пробито еще 4 и добыто из них 20 *т* нефти.

В 1897 г. предприниматель Настурский пробурил здесь 4 скважины (НР-1 НР-2, НР-4 и НР-10), которые вошли в состав нефтепромысла Надежда. Глубина этих скважин в среднем достигала 140 *м*. Скважинами были встречены нефтяные горизонты в иноцерамовых слоях, из которых добывалось около 20 *т* нефти в год.

С 1915 г. в Росохах было пробурено несколько скважин глубиной от 100 до 300 *м*.

В мае 1937 г. фирма «Борек и К°» заложила скв. Безработный и в январе 1938 г. довела ее до глубины 124 *м*, с которой было получено 880 *кг* нефти. На этом скважина была остановлена и в дальнейшем заброшена.

Все проведенные в Росохах поисково-разведочные работы никогда не имели планового и систематического характера, хотя нефть Росохи содержит свыше 50% бензина.

Добыча нефтепромысла Росохи с 1886 по 1939 г. держалась на уровне нескольких десятков тонн в год. Максимальная добыча 1916 г. достигла 90 *т*.

Стратиграфическое положение залежи, разрабатывавшейся в Росохах, неизвестно. Сам район этот исследован крайне слабо, и перспективность его неясна.

Месторождение Ладына расположено в средней полосе Внешней антиклинальной зоны, в 8 *км* северо-западнее от ст. Устрики Дольные, в долине одноименного ручья. Это месторождение является крайним юго-восточным участком большой группы промыслов, расположенных на территории Польши.

В Ладыне нефтяные залежи связаны с узкой антиклинальной складкой, несколько опрокинутой на северо-восток. Ядро этой складки сложено породами иноцерамовой свиты, а крылья — карпатской, менилитовой и кросненской свитами.

Нефть залегает в песчаниках карпатской свиты на юго-западном крыле складки. Мощность нефтеносных пластов колеблется от дециметров до нескольких метров. Нефтепроявления наблюдались на разных глубинах, в интервале 170—350 *м*. Общая добыча за время существования промысла составила 18 800 *т*.

Прочие месторождения северо-западной части Внешней антиклинальной зоны. К северо-востоку от

с. Витвица имеются старые нефтяные промыслы, приуроченные к Витвицкой антиклинальной структуре, сложенной в ядре иноцерамовыми отложениями, а на крыльях — более молодыми отложениями до менилитовой свиты включительно. Нефть добывалась из иноцерамовых отложений юго-западного крыла структуры с глубин от 130 до 400 *м*. Максимальная добыча в 1897 г. составила 100 *т*.

На внутреннем крае Внешней антиклинальной зоны в северной части описываемого района находятся три незначительных по добыче нефтяных промысла: Волосянка Малая, Головецко и Гронзева. Промысел Волосянка Малая находится в 12 *км* к северу от г. Турки. Нефть приурочена к антиклинальной складке, сложенной эоценовым флишем и отложениями менилитовой и кросненской свит. За время с открытия промысла (1928 г.) по 1938 г. добыто 483 *т* нефти.

На месторождении Головецко, расположенном в верхнем течении р. Днестра, бурение на нефть велось на крыльях антиклинальной складки. Добыча производилась в основном с 1887 по 1900 гг., когда было получено 369 *т* нефти.

В 4 *км* западнее Головецко, в районе с. Гронзева, в сходных геологических условиях, ранее разрабатывались залежи нефти на глубине от 150 до 300 *м*. В 1933—1934 г. здесь было добыто 71 *т* нефти, в дальнейшем добыча снизилась до 0,5 *т* в 1938 г.

На территории Внешней антиклинальной зоны отмечается ряд нефтепроявлений. К северу от Гронзева нефтепроявления отмечены около с. Вицюв; в верховьях Днестра признаки нефти известны около с. Рыпяны и с. Смерочка; на р. Ясенице — в Розлуче и в Ясинице Замковой, а также на р. Недельна около с. Смольна, в с. Майдан на р. Рыбник и в ряде других мест. Выходы нефти на поверхность кроме того известны у д. Желобек, Бандурова и в других местах. На некоторых из них было проведено разведочное бурение и начаты эксплоатационные работы. В исследованной части Карпат, на широкой площади польскими фирмами пробурено большое число поисковых скважин (в отдельных случаях — с положительными результатами), данные о которых полностью отсутствуют.

Группа нефтепроявлений в окрестностях с. Долина. В верховьях р. Свицы и на водоразделе между ней и притоками Чечвы известно большое число нефтепроявлений.

В 10 *км* к югу от г. Болехува, в верховьях Свицы находится заброшенный промысел Витвица. Этот промысел расположен в пределах небольшой складки, осложняющей форму Береговой чешуи, сложенной иноцерамовой свитой.

Нефть здесь с давних пор добывалась в небольших количествах колодцами. В 1893 г. было начато бурение до глубины 130—400 *м*. Наиболее глубокая скважина в 1928 г. была доведена до 600 *м*.

Вся добыча за 1894—1898 гг. из 1—3 скважин составила 170 *т* нефти, из них 100 *т* было добыто в 1897 г. Разрезы скважин известны плохо и район изучен недостаточно. Очевидно, что его перспективы связаны с поисками нефти в нижних частях «глубинных» складок.

В окрестностях с. Долина (Станиславская область) известны нефтепроявления по его северным окраинам, в Слободе Долинской, возле Брочлова и Яворова. Буровые работы были сосредоточены в непосредственной близости от с. Долины.

Этот участок находится в пределах площади распространения нижней соленосной свиты, образующей сложные дисгармоничные складки, форма, размеры и расположение которых неизвестны. Всего здесь было пробурено несколько десятков скважин, глубиной от 50 до 500 *м*. В некоторых скважинах на глубинах 300—400 *м* были вскрыты мощные массы каменной соли.

Нефтяные залежи обнаружены на незначительной глубине в песчаниках соленосной свиты, соответствующих добротовским слоям более юго-восточных районов.

Наибольшая добыча составила в 1937 г. 546 *т*, в 1938 г. было получено 415 *т* из 15 эксплоатационных скважин.

Разрабатывающиеся залежи имеют небольшое значение. По условиям своего залегания они, видимо, соответствуют условиям Трускавецкого месторождения. Трестом «Укрнефтеразведка» пробурено в этом районе несколько дополнительных скважин, которыми также была вскрыта соленосная свита.

Нефтепроявления Лопянка и Спас на Чечве находятся к югу от Долины, в верхнем течении р. Чечвы, в пределах сложных складок так называемой Береговой чешуи.

Село Лопянка находится в 9 *км* к югу от с. Долины. В 1921—1926 гг. у его южной окраины, на горе, была пробурена скв. Гео 1, которой на глубине 146—164 *м* были встречены незначительные признаки нефти. С глубины 209 *м* скважина давала около 100 *кг* нефти в сутки. Нефть приурочена в низам менилитовой свиты и верхам эоцена. В настоящее время скважина забита. Из ее устья вытекает небольшой ручей соленой на вкус воды с пленкой нефти и выделяется газ.

В 1921—1926 гг., в окрестностях с. Спас, находящегося в 12 *км* к югу от с. Долины, была пробурена скв. Вольский 1. Эта скважина, заложенная в сводовой части складки Рыпне—Спас, встретила на глубине 130—574 *м* следы нефти и газа.

Промысел Рыпне—Дуба—Перегинско расположен на территории сс. Рыпне и Дуба и, частично, районного центра Перегинско Станиславской области.

Как в Перегинско, так и в Дуба имеются железнодорожные станции узкоколейной железной дороги, соединяющей их с Боршневым, где находится станция магистральной железной дороги.

В районе этого месторождения различаются две структуры — надвинутая и «глубинная» (рис. 158). Надвинутая структура представляет собой сорванную антиклинальную складку, шарнир которой погружается в северо-западном направлении. Ее ядро сложено породами мела и эоцена, а крылья — карпатской и менилитовой свитами.

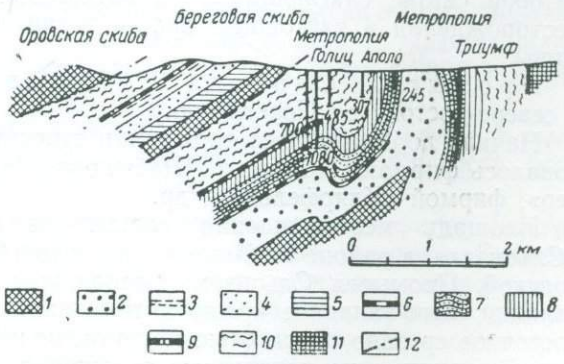


Рис. 158. Поперечный разрез структуры Перегинско (составил Н. Р. Ладыжинский)

1—меловые отложения; *2*—нерасчлененные эоценовые отложения; *3*—попельские слои; *4*—выгодский песчаник; *5*—иероглифовые слои; *6*—подошвенные кремни нижних менилитовых сланцев; *7*—нижнеменилитовые сланцы; *8*—лопянецкие слои; *9*—кремни верхних менилитовых сланцев; *10*—верхние менилитовые сланцы; *11*—космачская свита; *12*—линия надвига

Углы наклона пород юго-западного крыла равны 25—30°. Северо-восточное крыло антиклинали подвернуто и сильно разрушено. Ядро складки размыто и представляет собой тектоническое окно, в котором обнажаются породы менилитовой свиты глубинной структуры.

Как установлено буровыми скважинами, складка Рыпне представляет собой антиклиналь (антиклиналь Сливки), сложенную породами менилитовой свиты. Северо-восточное крыло этой антиклинали также подвернуто.

Основным объектом эксплоатации являются залежи, приуроченные к надвинутой складке. Глубинная структура исследована еще слабо.

Первые работы в Рыпне относятся к концу XVIII столетия. По имеющимся сведениям, первый колодец на нефть был здесь вырыт еще в 1786 г. (Кату, 1936 г.). Этот и последующие колодцы рылись поблизости от естественных выходов нефти.

Бурение впервые было проведено в 1887 г. К. Блюменкроном. В 1892 г. здесь было уже 11 эксплоатационных скважин, а в 1896—28. За это время добыча с нескольких десятков тонн выросла до 2360 *т*. Однако в 1896 г. дальнейшее бурение было прекращено, добыча быстро падала — до 30 *т* в 1903 г. — и в 1904 г. промысел был совсем остановлен.

В 1906—1907 гг. в Рыпне было пробурено две скважины. Они дали очень слабые результаты и в 1911 г. были остановлены.

В 1912 г. о-во «Премьер» начало более интенсивные работы. Пробуренные скв. Владислав и Ганибал 5 выявили местонахождение складки, на которой в настоящее время расположен весь промысел. С этого времени количество скважин и добыча быстро увеличились. В 1938 г. на промысле было 134 действующие скважины.

Всего до 1938 г. включительно на месторождении было добыто 323 423 *т* нефти и 95 219 тыс. $м^3$ газа. В июле 1940 г. добыча составила 1098 *т* нефти.

В Рыпне нефть добывалась из горизонтов, залегающих в юго-западном крыле структуры. При этом установлено, что количество нефти возрастает с глубиной, достигая максимума на глубине 400 *м* ниже поверхности надвига. К верхней части разреза приурочены небольшие скопления горючих газов. Нефть, как правило, находится в песчаных прослоях. Буровые работы ведутся в северной части месторождения на своде «глубинной» структуры. Нефть в этом районе приурочена к породам менилитовой свиты, слагающим тело антиклинальной складки Сливки. На месторождении в настоящее время насчитывается 144 буровых скважины.

Промысел Слобода Небыловская находится в 2,5 *км* к северо-востоку от Перегинско.

Начало добычи на месторождении относится к 1890 г. Оно эксплоатировалось фирмами «Синдикат Небыловский», акц. о-вом «Фанта», «Пионер», фирмой «Клярфельд» и др.

Площадь месторождения состоит из двух участков: западного, «Сльонзак», в районе Небылова и восточного — в районе Слободы Небыловской. Промысел Сльонзак расположен на своде антиклинальной складки. Юго-западное крыло антиклинали довольно пологое, а северо-восточное срезано плоскостью надвига, по которому олигоценовые породы ядра надвинуты на соленосные отложения.

Нефтяные горизонты расположены на глубинах 40, 170, 461, 524, 694 и 776 *м*. Максимальная первоначальная добыча в скв. Сльонзак 41 с глубины 461 *м* составляла 2960 *кг/сутки*. Всего на участке Сльонзак пробурено 28 скважин общей глубиной 4319 *пог. м*.

Участок Слобода Небыловская расположен в 2,5 *км* восточнее участка Сльонзак, в полосе развития соленосных отложений. На этом участке буровыми скважинами под соленосными и космачскими отложениями вскрыты породы менилитовой свиты, образующие антиклиналь с сорванным северо-восточным крылом.

Нефтяные горизонты приурочены к породам менилитовой свиты и находятся на глубинах 427—480, 510, 660, 725 и 843 *м*. Из первого горизонта в скв. Сезам была получена нефть в промышленных количествах: в скв. Степан 1 с глубины 750 *м* дебит нефти был 750 *кг/сутки*; в скв. Галиция 1 с глубины 587 *м* дебит нефти был 629 *кг/сутки*.

Месторождение М а й д а н находится в пределах Солотвинского района Станиславской области в 40 *км* от г. Станислава, с которым оно соединено хорошей шоссейной дорогой. Ближайшая станция узкоколейной железной дороги находится в районном центре Перегинско, в 10 *км* от Майдана. Ближайшая станция магистральной железной дороги находится в 25 *км* в г. Надворная. Нефтепромысел расположен на территории трех селений: Майдан, Росольная и Космач Богородчанский.

Месторождение приурочено к антиклинальной складке, простирающейся с северо-запада на юго-восток. Ядро складки сложено породами эоцена, в крыльях обнажаются породы менилитовой свиты, космачские и соленосные отложения. Складка имеет асимметричное строение. Северо-восточное крыло ее частично срезано надвигом. Благодаря ундуляции антиклинали тело складки распадается на два поднятия, из которых юго-восточное имеет форму купола. По направлению к долине рр. Ломницы и Быстрицы Солотвинской наблюдается погружение шарнира антиклинали.

Среди эоценовых отложений имеется три нефтяных горизонта: 40—60 *м* — горизонт обильных нефтяных признаков, 180—260 *м* — I горизонт и 330—500 *м* — II горизонт.

Между этими нефтяными горизонтами имеются пластовые соленые воды на глубине 120—170, 290—320 и 545 *м*.

Первый нефтяной горизонт состоит из двух слоев песчаников с нефтью, разделенных 20-метровой пачкой глинистых сланцев.

Начальный дебит скважин в среднем достигал 1 *т*, максимально 6 *т*, при глубине 250—400 *м* (в зависимости от расстояния их от оси складки). Расстояние между эксплоатационными скважинами доводилось до 40—60 *м*.

Первые попытки добычи нефти в районе Майдана были сделаны еще до 1880 г. В 1889—1904 гг. здесь имелось около 30 скважин, которые дали около 10 000 *т* нефти. В 1905 г. работы на Майданском нефтепромысле были остановлены и возобновлены снова только в 1924г. Эксплоатационных скважин в Майдане и Росольной в 1939 г. насчитывалось около 120. За период 1889—1904 гг. здесь было добыто 9890 *т* нефти, а с 1924 по 1939 г. — 47 090 *т*.

Ни на одном из нефтяных горизонтов до настоящего времени не выявлено контурных вод, так что общая площадь их нефтеносности неизвестна. Разведанной может считаться площадь в 90 *га*.

Месторождение Я б л о н к а расположено на правом берегу р. Быстрицы Солотвинской, в долине ее небольшого правого притока. Сведения о месторождении не найдены. Скважины месторождения заложены на своде антиклинальной складки северо-западного простирания, сложенной породами верхней части менилитовой свиты. Складка асимметричная: углы наклона пород юго-западного крыла составляют 30—40°, породы северного крыла залегают вертикально.

Судя по разрозненным сведениям, нефть добывалась здесь с глубины 200—257 *м*. Повидимому, она приурочена к горизонту «кливских песчаников».

Суммарная добыча нефти до 1937 г. составила 3905 *т*. В июле 1940 г. из 10 скважин месторождения было получено 74 *т*.

Заброшенный промысел С т а р у н я находится в 6 *км* к юго-востоку от с. Солотвино Станиславской области, на р. Лукавец Великий. Оно расположено на своде антиклинали, ядро которой сложено породами соленосной свиты, а в крыльях — слободскими слоями. Складка крутая, тело ее рассечено поперечным сбросом. Нефть была встречена скв. Мецгер 3 и Старуня 1 в породах эоцена и олигоцена. В скв. Старуня 1 максимальный дебит нефти с глубиной 676,9 *м* был равен 2160 *кг/сутки*, с глубины 709 *м* скважина давала 6000 *кг/сутки*.

По строению Старуня приближается к месторождениям в складках бориславского типа. Однако материалов для суждения о его перспективности крайне недостаточно. Подобно Бориславу, в Старуне имеются мощные залежи озокерита, в свое время подвергавшиеся интенсивной разработке.

Месторождения Битков—Пасечна—Пнюв. Наиболее крупным месторождением этой группы является месторождение Битков (15 *км* к западу от Надворной), существующее с 1880 г. Первая скважина была заложена здесь в 1897 г., вторая скважина дала в 1899 г. значительный приток нефти. В 1907 г. здесь уже действовало 13 скважин, дававших ежегодно около 8200 *т* нефти. Максимальное количество нефти (36 760 *т*) промысел дал в 1913 г. при эксплоатации 26 скважин. В 1925 г. действовало 66 скважин, давших за год 42 260 *т*. В 1938 г. было добыто 214,5 тысяч *т* нефти. С конца 1927 г. промысел начал давать горючий газ. В настоящее время месторождение эксплоатируется и, одновременно, в его пределах производится разведка на нефть.

Нефтеносные горизонты приурочены к двум отдельным тектоническим элементам: глубинному и надвинутому, причем в пределах промысла Битков имеется три чешуи, с которыми связаны нефтяные горизонты. В надвинутом элементе Биткова известны лишь малозначительные нефтяные залежи среди верхнего комплекса верхнемеловых отложений и ямненских песчаников. Основная добыча базируется на глубинном элементе, состоящем из песчаников менилитовой свиты, которая известна как нефтеносная в двух нижних чешуях, называемых чешуей «старого промысла» и чешуей «Дил». Чешуя «старого промысла» имеет четыре нефтеносных горизонта в мелкозернистых песчаниках, имеющих форму линз среди менилитовых сланцев; эти горизонты не во всех скважинах продуктивны. В чешуе «Дил» обычно встречаются два продуктивных горизонта. Третья чешуя вмещает только газ и поэтому названа «газовой». Нефть Биткова принадлежит к типу легких, слабо парафинистых нефтей.

Промысел Пнюв расположен в 6 *км* к юго-западу от Надворной, в долине р. Быстрицы Надворнянской. Начало разработки нефти в этом районе относится к 1860 г. Нефтяные залежи приурочены здесь к осевой части антиклинальной структуры, где эксплоатируются серией скважин.

Наибольшую добычу промысел имел около 1900 г., когда она достигала почти 3000 *т*. Следующий подъем отмечается в 1926 г., когда общая продукция промысла составила 6970 *т* нефти. В 1937 г. промысел дал 4223 *т* нефти. Вместе с нефтью добывался и горючий газ.

Промысел Пасечна находится в 12 *км* к юго-западу от с. Надворная. В геологическом отношении нефтеносные площади Пасечной имеют тесную связь с Битковым, с которым они связаны единством тектонических структур. Здесь, так же как и в Биткове, развиты 2 тектонических элемента, причем нефтяные залежи приурочены как к надвинутому, так и к глубинному элементу. Коллекторами нефти являются песчаники ямненской свиты и песчаники верхних горизонтов иноцерамовой свиты.

В районе Пасечной эксплоатируются всего 2 скважины с незначительным дебитом.

Горючие газы в районе Биткова добываются с 1930 г. В минуту здесь выделялось по 85 $м^3$ газа. Горючий газ связан с так называемой «газовой» чешуей, которая является отдельной тектонической единицей; она имеет вид плоского седла, ось которого понижается к юго-востоку. Основные запасы газа содержатся в верхних частях менилитовой свиты.

Район Пасечной содержит крупные запасы газа. В связи с недостаточной изученностью геологического строения, здесь, несомненно, возможно открытие новых газовых залежей. Основной газоносный пласт, встреченный здесь на глубине 1596 *м*, по всей вероятности, принадлежит

к пачке нижнего горизонта «роговиков» менилитовой свиты. В 1938 г. здесь было добыто 2 540 000 $м^3$ газа.

В пределах района Пасечной с 1886 по 1938 г. была пробурена 121 эксплоатационная скважина, которые за это время дали всего 947 680 *т* нефти. В общем скважины характеризуются низким дебитом, но достаточной продолжительностью эксплоатации (до 30 лет). Несмотря на большой объем проведенных работ, геологическое строение и перспективность этого района во многих отношениях не ясны. Главной причиной этого является почти полное отсутствие данных о результатах бурения каждой из старых скважин

Заброшенный нефтепромысел Слобода Рунгурская находится в Печенеженском районе Станиславской области, поблизости от ж.-д. станции Слобода Рунгурская.

Этот район занимает совершенно особое место по своему структурно-фациальному положению. Он расположен в зоне приближения к дневной поверхности складчатого основания Внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба. В его пределах находится крупная Слободская антиклиналь (рис. 159), вытянутая вдоль оси прогиба. Шарнир этой складки погружается в пределы прогиба на северо-запад и воздымается на юго-восток, где на ее продолжении находятся внешние складки Покутских Карпат.

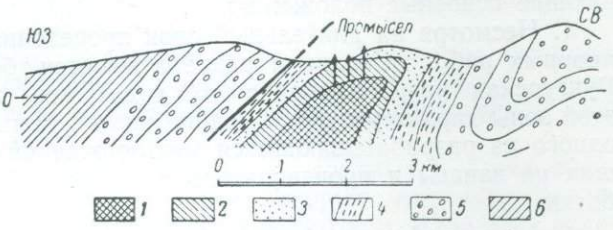


Рис. 159. Поперечный геологический разрез через антиклиналь Слободы Рунгурской (по Б. Свидерскому)
1—верхний мел; *2*—эоценовые сланцы; *3*—эоценовые песчаники; *4*—менилитовые сланцы; *5*—слободские конгломераты; *6*—добротовские слои

Слободская антиклиналь несколько опрокинута на северо-восток. В ядре ее залегают породы менилитовой свиты, отложения эоцена и ямненские песчаники. Нефтяные залежи в ней связаны с породами эоцена, а именно со слоями грубозернистых глауконитовых песчаников, залегающих среди серии зеленых аргиллитов.

Месторождение Слободы Рунгурской начало разрабатываться с конца XVIII в. В 1771 г. население здесь добывало нефть из шахты соляного рудника для смазки телег. В 1881 г. в районе было уже 50 скважин, а в 1886 г. их число достигло 300, причем 100 из них были продуктивными. В 1885 г. было добыто около 25 тыс. *т* нефти. В последующие годы добыча начала резко снижаться. В 1938 г. было добыто 1540 *т*.

В настоящее время промысел заброшен, но целесообразность его восстановления и широкого развития совершенно очевидна. Достаточно перспективными являются разведка более глубоких горизонтов (верхнего мела) и расширение эксплоатационной площади в северо-западном направлении.

Месторождение Космач расположено в Покутских Карпатах, в бассейне р. Пистынки. Ближайшей ж.-д. станцией является Коломыя — в 30 *км* к северо-востоку от Космача.

В районе Космача находится серия складок, характеризующихся погружением шарниров в северо-западном направлении. К видимому окончанию двух таких структур приурочены нефтяные промыслы.

Первые буровые работы здесь были поставлены в 1899 г. В 1904 г. было четыре действовавших скважины, из которых получено 1080 *т* нефти. В последующем ежегодная добыча до 1927 г. из четырех скважин колебалась в пределах 600—1400 *т*. К 1938 г. количество скважин было увеличено до 15. Нефть при посредстве этих скважин добывалась главным образом из песчаников иноцерамовой свиты и эоцена.

Обе антиклинали района Космача пока разведаны на довольно малых площадях и представляют интерес для дальнейшего изучения разведкой вдоль их осей.

В районе Космача также добывался горючий газ, хотя и в значительно меньших количествах, чем в Биткове. В 1938 г. здесь было добыто 111 000 $м^3$ газа.

Кроме кратко охарактеризованных месторождений, в пределах описываемой зоны встречаются многочисленные нефтепроявления, многие из которых были отмечены и описаны еще Р. Зубером в 1882 г. Ряд нефтепроявлений отмечен между с. Добротовым и с. Яблоновым и, кроме того, известны несколько пунктов в Покутских Карпатах.

Подводя итоги характеристике строения нефтяных и газовых месторождений Внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба и Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат, необходимо отметить следующие основные положения:

1. Несмотря на длительный срок проведения поисковых и эксплоатационных работ (Сходница разрабатывается более 75 лет, а Слобода Рунгурская разрабатывалась 63 года), все нефтяные месторождения этой зоны характеризуются крайне низкой степенью изученности. Ни для одного из разрабатывающихся месторождений нет цифр, характеризующих их запасы и производительность при различных режимах разработки.

Средняя добыча нефти на 1 *га* характеризуется сравнительно крупными величинами. Так, бориславские скважины за 1938 г. дали 16 584 *т* с 1 *га*, скважины Слободы Рунгурской — 7339 *т* с 1 *га*, а Сходницы-Урыча — 6090 *т* с 1 *га*.

Нефтяные месторождения Предкарпатья и окраин Карпат, в 1909 г. занимавшие по размерам добычи третье место в мире, следуя непосредственно за США и Россией, в настоящее время резко снизили свою производительность. Это отнюдь не является следствием их истощения, а вызвано отсутствием плановости поисково-разведочных работ, хищнической разработкой открытых площадей и другими условиями частнокапиталистического владения и разработки природных богатств.

В настоящее время Укрнефтекомбинат производит чрезвычайно большую и планомерную работу по углубленному и всестороннему изучению промыслов и по поискам и разведке новых нефтеносных площадей.

2. При разведке и разработке нефтяных месторождений описанной зоны необходимо иметь в виду их возможную приуроченность к следующим типам тектонических структур:

а) сложные дисгармоничные складки среди песчаников соленосной свиты (Долина, Трускавец и др.);

б) относительно пологие и большие по размерам антиклинали складчатого основания Внутренней зоны краевого прогиба (Слобода Рунгурская);

в) лежачие глубинные складки, сложенные палеогеном и мелом (типа Борислав, Рыпне, Пнюв и др.);

г) чешуи окраинной части Карпат (Битков, Борислав, Ладына и ряд других);

д) сравнительно пологие антиклинали, осложняющие форму крупных чешуй (Сходница, Урыч, Побук и др.) [1].

Каждый из этих типов обладает своими структурными особенностями, повидимому накладывающими резкий отпечаток на строение и, воз-

[1] К последнему типу принадлежит антиклиналь Мальмансталя (бассейн р. Стрыя).

можно, режим приуроченных к ним залежей. Наибольшее значение, конечно, имеют «глубинные складки».

3. Общая тектоническая характеристика области чрезвычайно сложна, и поэтому открытие новых месторождений сопряжено с большими трудностями. Положительные структуры в большинстве являются потенциально нефтеносными, и критерием для выбора между ними могут служить только их форма и степень сохранности.

Центральная синклинальная зона Восточных Карпат

Следующей нефтеносной зоной Восточных Карпат является расположенная в их центральной части Центральная синклинальная зона. Она чрезвычайно резко отличается от Внешней антиклинальной зоны как по характеру разреза палеогеновых отложений, так и по типу тектонических структур.

Наиболее важными чертами Центральной синклинальной зоны является развитие в ее пределах толщ песчано-глинистого флиша кросненской свиты (верхний олигоцен) и мощного глинистого комплекса менилитовой свиты (средний и нижний олигоцен).

Эоценовые и более древние породы благодаря особенностям тектоники погружены на большую глубину и выступают на поверхность лишь в крайне ограниченном числе мест. Общая мощность олигоцена в этой зоне достигает до 2—2,5 тыс. *м*.

Олигоценовые отложения образуют систему длинных и узких антиклинальных складок, в центральной части которых энергично развиваются различные формы дисгармоничной складчатости. Ядра этих складок сильно перемяты и придают им характер килевых антиклиналей. Залегающие на глубине эоценовые и более древние породы образуют более простые структуры. Размеры их, видимо, больше, чем размеры возникающих над ними дисгармоничных складок олигоцена.

Среди кросненских отложений и менилитовой свиты на всем протяжении Центральной синклинальной зоны известно очень большое число пунктов с зарегистрированными признаками нефтеносности. Практически их можно обнаружить в каждом обнажении. Однако до настоящего времени в пределах зоны на территории СССР крупных месторождений не обнаружено, что является следствием отсутствия надлежащих работ. В пределах Польши к Центральной синклинальной зоне приурочены группы нефтяных месторождений Кросно, Ясло и др., дающие значительные количества промышленной нефти. На нашей же территории имеется несколько разведочных участков и старых, заброшенных промыслов. Наиболее крупным из немногих разрабатывающихся является промысел Чарна.

Месторождение Чарна расположено в зоне широкого развития нижнекросненских отложений, смятых в довольно крупные складки с относительно более пологими сводами и крутыми крыльями. На одной из самых крупных антиклиналей находится промысел Чарна. Расположен он в пределах северо-восточного крыла Центральной синклинальной зоны, в 20 *км* от ж.-д. станции Устрики Дольные (Дрогобычская область), с которой его соединяет шоссейная дорога.

По своему строению антиклиналь Чарна асимметрична. Юго-западное крыло ее наклонено под углом 40°. На северном крыле отмечаются падения под углами в 60—70°. В центральной осевой части складки, по данным треста «Укрнефтеразведка», отмечается продольный сброс с амплитудой смещения около 18—20 *м*. Кроме него, имеются небольшие поперечные нарушения. Антиклиналь прослеживается на юго-восток в район Липе, где ранее существовал нефтяной промысел. К северо-востоку находится антиклиналь Быстре, в пределах которой также известны нефтепроявления. Нижнекросненские отложения представлены

главным образом толстослоистыми песчаниками. В слабо сцементированных песчаниках кварцевого состава содержится нефть. Здесь отмечается ряд нефтеносных горизонтов на глубине до 500 *м*.

Впервые разведочное бурение было начато в Чарна «Львовским акционерным обществом нефтяных промыслов» в 1897 г., которое пробурило одну скважину глубиной 504 *м*.

В 1936 г. в районе Липе была пробурена скв. Поллон 1, вскрывшая на глубине 95 *м* фонтанирующую нефть с начальным дебитом 20 *т/сутки*. Этим район Чарна—Липе привлек к себе внимание, и в нем возник небольшой нефтепромысел. К 1939 г. в его пределах находилось 18 эксплоатационных скважин, давших всего 3300 *т* нефти.

Небольшая добыча нефти производилась и на антиклинали Быстре. Нефть заключена здесь также в красненских отложениях и приурочена к одной из мелких антиклиналей с крутым падением крыльев. Она встречена на глубине от 150 до 500 *м*. Суммарная добыча нефти с открытия промысла в 1934 г. до 1940 г. составила 240 *т*. В настоящее время на этом участке добывается по 30—50 *т* нефти в сутки.

В добыче нефти на этих участках отмечается быстрая отдача при вскрытии нефтеносных горизонтов с последующим их быстрым истощением. Эта особенность вызвана тем, что до самого последнего времени в Чарна—Липе бурением вскрывались только породы нижней части красненской свиты, содержащие незначительные по размерам залежи. Как будет показано ниже, широкие перспективы дальнейшего развития района Чарна, равно как и всей Центральной синклинальной зоны, связаны со вскрытием эоценовых, палеоценовых и верхнемеловых горизонтов.

Промысел Поляна находится к юго-западу от с. Чарны. Нефть здесь также содержится в красненских отложениях в антиклинальной структуре, характеризующейся крутым падением северного крыла и более пологим наклоном южного крыла. В районе встречено два горизонта нефти: первый на глубине несколько более 100 *м*, второй — на 80 *м* ниже. Общая добыча нефти с открытия промысла в 1880 г. до 1933 г. составила 12 360 *т*.

Километрах в 15 к западу от Поляна, на берегу р. Сан расположен небольшой промысел Райске. Нефть здесь содержится также в трещиноватых красненских песчаниках, слагающих узкую антиклиналь. До последнего времени на этом промысле работали две скважины глубиной около 670 *м*. На левом берегу Сана, в пределах территории Польши находится основная часть этого промысла. Там имеется свыше десятка действующих эксплоатационных скважин.

Помимо перечисленных старых небольших промыслов, в ближайших к ним окрестностях имеется большое число нефтяных выходов, которые показаны на картах масштаба 1 : 200 000.

Заброшенный нефтепромысел Погар расположен в пределах территории сел. Погар, в 29 *км* от районного города Сколе, Дрогобычской области. Со Сколе он соединен частично шоссейной дорогой (23 *км*) и частично проселочной дорогой (6 *км*). Ближайшая железнодорожная станция находится в Сколе.

Нефтепромысел Погар расположен в сводовой части складки Погара, которая тянется в северо-западном направлении на Крывое, Завадку и далее (см. «Тектоника»).

Первые разведочные работы были произведены здесь, вероятно, еще до 1880 г. В 1880 г. имелось уже четыре колодца, которые в том же году дали 372 852 *кг* нефти (Гржибовский, 1913 г.).

В 1886 г. на промысле было всего три скважины и восемь колодцев. Из них две скважины и два колодца находились в эксплоатации и дали свыше 168 *т* нефти.

С 1887 по 1896 г. владевшее промыслом о-во «Братья Гредель» пробурило лишь четыре скважины, которые нефти не дали. В 1896—1897 гг. было углублено три скважины, благодаря чему добыча увеличилась почти в пять раз. Полученная в 1898 г. максимальная добыча на промысле равнялась 471,6 *т*. С этого времени она постепенно уменьшилась до 58,6 *т* в 1903 г. Всего за время деятельности промысла на нем было добыто 3081 *т* нефти из пяти действовавших скважин и шести колодцев. При этом глубина скважин достигала только 135—415 *м*, а колодцев — около 25 *м*. Всего за время работ на промысле пройдено 15 подобных скважин.

В 1908 г. нефтепромысел был остановлен, и на нем до настоящего времени не производилось никаких поисково-разведочных работ.

Южнее «Старого нефтепромысла» в Погаре в 1913 г. были начаты буровые работы о-вом «Сходница». Заложенная скв. Герман 1 в октябре 1913 г. на глубине 350 *м* вскрыла песчаники и сланцы, а в конце января 1914 г. на глубине 450 *м* — песчаники с незначительными признаками нефти. Более подробные данные по этой скважине отсутствуют.

Ю. Обтулович и О. Вышинский (1939 г.) подсчитали среднюю добычу для скважин нефтепромысла Погар с помощью кривых падения добычи и определили ее в 1060 *т* в продолжение 20-летней эксплоатации. В среднем это дает 53 *т* нефти на скважину в год. Принимая во внимание, что общая глубина эксплоатационных скважин была равна 894 *м*, т. е. в среднем глубина каждой скважины равнялась около 180 *м*, можно считать добычу нефти в Погаре рентабельной даже с этих небольших глубин и маломощных горизонтов, так как бурение таких мелких скважин не должно требовать больших затрат и может быстро окупиться. Поэтому вполне целесообразным было бы развернуть здесь разведочное, а затем эксплоатационное бурение на эти мелкие нефтяные горизонты.

Судя по геологической карте, разработкой была затронута лишь очень незначительная часть площади месторождения. Помимо этого, необходимо указать, что наиболее перспективными и важными в практическом отношении в районе Погар, так же как и во всех остальных частях Центральной синклинальной зоны, являются эоценовые и более древние горизонты, которые бурением здесь еще не были вскрыты.

Промысел Козева расположен ниже по течению р. Орова в с. Козева. Промысел небольшой, в нем и в настоящее время производится незначительная кустарная добыча. Нефть здесь также приурочена к песчаникам менилитовой свиты и добывается с глубин до 170 *м*. Добыча с 1898 по 1901 г. составила 165 *т* нефти.

Более южные и юго-восточные части Центральной синклинальной зоны исследованы с точки зрения их нефтегазоносности со значительно меньшей полнотой. Разведочные и поисковые работы в их пределах ранее не производились и впервые региональная съемка была выполнена нашей экспедицией.

В пределах долины р. Опура привлекают к себе внимание окрестности ст. Лавочное, где известны небольшие выходы прожилков озокерита и имеется большое число нефтепроявлений среди кросненских песчаников и пород менилитовой свиты. В районе находятся три крупные антиклинальные складки, каждая из которых представляет собой самостоятельный объект для проведения разведочных работ. Особенное внимание должна привлекать южная антиклиналь, сводовая часть которой достигает ширины в 4—5 *км*. Она представляет собой продолжение антиклинальных поднятий Голятина и протягивается на 50 *км* на северо-запад в район Турьяны Нижние и Яблонка Верхняя, где также известны нефтепроявления.

В крайних юго-восточных частях Центральной синклинальной зоны выделяются два района, характеризующиеся благоприятными условиями для формирования нефтяных месторождений рассматриваемого типа.

Первым из них являются верховья рр. Прута и Тиссы (район Ясиня—Ворохты), а вторым — верховья Черемоша (район Жабье).

Район Ясиня—Ворохты. Верховья рр. Тиссы и Прута расположены в пределах Центральной синклинальной зоны, имеющей здесь ширину всего лишь в 10—15 *км*. Сложена она, так же как и в более северо-западных частях, породами кросненской и менилитовой свит, смятыми в систему узких гребневидных складок. С юга эта зона в данном месте ограничивается крупным надвигом, по которому на олигоценовые породы надвинуты мощные толщи верхнего мела. С севера она обрамляется разорванными чешуйчатыми складками Внешней антиклинальной зоны.

В ряде пунктов этой зоны (Ясиня, Яблоница, Ворохта и др.) встречаются достаточно сильные выходы нефти, привлекавшие к себе внимание многих нефтепромышленников.

В окрестностях с. Ясиня в долине рр. Черная Тисса, Лазещина и Стебня нефть залегает в песчаниках нижнекросненской и менилитовой свит. В 1878 г. в этом районе были начаты разведочные работы. Особенно многообещающим участком казалась долина р. Стебня, где наиболее глубокая буровая скважина достигла 494 *м* и из нее, кроме выбросов газа, было получено несколько тонн нефти. Однако промышленных залежей в ней вскрыть не удалось, и поэтому дальнейшие исследования здесь были прекращены.

Бурение, проведенное в 1896—1898 гг., дало также скромные результаты (недельная добыча не превышала 0,5 *т*), вследствие чего работы были вновь прекращены [1].

В 1932 г. чехословацкое правительство приняло меры к закладке в районе Ясины глубокой скважины, которая была доведена до глубины 1420 *м*, вошла в менилитовую свиту, но ни нефти, ни газа не встретила [2].

В районе с. Жабье нефтепроявления известны с давних пор. Вытекающая черная «ропа» использовалась для освещения и для смазки телег. Известен ряд нефтепроявлений, расположенных в пределах с. Жабье и далее на юго-восток до р. Большой Черемош. В 20-х годах XX века польские предприниматели производили разведку в окрестностях с. Жабье, результаты которой их не удовлетворили. Позднее этот район привлек внимание английских инженеров, организовавших концессию, деятельность которой, однако, не успела развернуться.

В 1944 г. небольшие разведочные работы производились венграми, которые пробурили скважину по р. Грабовец глубиной до 70 *м*. Из этой скважины за ночь натекало около двух ведер нефти.

В самом с. Жабье наблюдаются выходы нефти в 2 *м* от берега р. Черный Черемош. В этом пункте нефть просачивается сквозь породы нижнекросненской свиты в сводовой части находящейся здесь антиклинальной складки.

Основные черты строения нефтяных залежей Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат

Приведенное описание показывает, что строение нефтяных месторождений рассматриваемой зоны в пределах территории СССР исследовано еще с совершенно недостаточной полнотой. Наиболее полно изученные месторождения — Чарна, Быстра, Опара и другие вскрыты бурением на незначительную глубину, и в них разрабатываются или разрабатывались

[1] Точное местоположение этих скважин и их разрезы неизвестны.

[2] В настоящее время скважина разрушена. Описание ее разреза отсутствует. Общие же сведения о глубине и результатах бурения были получены устно О. С. Вяловым от руководителя геологической службы Чехословакии А. Матейка.

небольшие по размерам и производительности скопления нефти в верхних частях нефтеносных структур (красненской и менилитовой свитах).

Для правильного понимания перспективности этой зоны, а также для выбора наиболее рациональной методики ведения разведочных работ необходимо решить вопросы о глубинном строении находящихся в ней нефтеносных структур и о закономерностях распределения нефтяных залежей по разрезу.

Как первый, так и второй вопросы, повидимому, решаются совершенно так же, как на сопредельных частях Польши.

Характерным примером нефтеносных структур Центральной синклинальной зоны в пределах территории Польши является антиклиналь Ясло—Кросно, протягивающаяся на расстояние более 35 *км*. На всем протяжении эта складка имеет достаточно резко выраженную килевую форму. Она рассечена большим количеством поперечных сбросо-сдвигов. Ширина ее свода колеблется в пределах 1—1,5 *км*. Сводовая часть складки сложена пестрыми аргиллитами эоцена и менилитовой свитой, а крылья — красненской свитой. Антиклиналь Ясло имеет отчетливо выраженное дисгармоничное строение. Судя по данным глубокого бурения, породы верхнемелового возраста образуют в ней сравнительно пологую антиклиналь, над сводом которой развит килевой гребень, сложенный в ядре пластичными породами эоцена и менилитовой свиты. В связи с выжиманием этих толщ, вдоль свода складки возникают продольные крутые надвиги. Подобный же характер строения имеет антиклиналь Тиравы-Сольной (район Санока), ядро которой имеет форму тонкого лезвия.

Большой интерес представляет также разрез антиклинали Гаркловой, вскрытой, по данным Вейгнера, буровыми скважинами под магурским «покровом». Ядро этой складки, также сложенное породами эоцена и менилитовой свиты, сильно пережато. Любопытно то, что форма залегания надвинутых «магурских» песчаников самой поверхности надвига и пород красненской свиты, лежащих под надвигом, является совершенно тождественной. Это может быть следствием ошибки в установлении тектонических взаимоотношений между «магурскими» песчаниками и красненскими слоями. Однако, возможно также, что это является прямым следствием одновременности формирования надвига и складки. Вторая причина менее вероятна, так как наиболее интенсивные складчатые дислокации в «Магурской зоне» Внутреннего антиклинория произошли до времени отложения красненских слоев, а соответственно параллельное залегание слоев, изображенных в верхней части разреза, скорее указывает на наличие здесь нормального контакта.

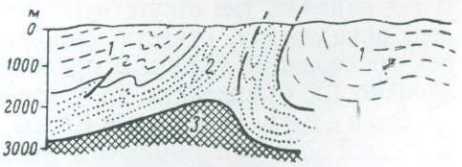


Рис. 160. Схема строения складок Центральной синклинальной зоны

Верхний структурный ярус: *1*—красненская свита; *2*—менилитовая свита. Нижний структурный ярус: *3*—эоценовые и более древние отложения

Анализ строения нефтеносных структур Центральной синклинальной зоны территории Польши и Советского Союза, как мы уже указывали ранее (см. «Тектоника»), позволяет выделять в пределах Центральной синклинальной зоны два структурных яруса, характеризующихся разным типом тектонических нарушений (рис. 160).

Нижний ярус сложен преимущественно песчаными породами верхнего мела на северо-западе и эоцена — на юго-востоке. Верхний структурный ярус образован глинистыми породами менилитовой свиты и эоцена (на северо-западе), покрывающимися чехлом отложений красненской свиты. Верхний структурный ярус характеризуется развитием в глинистых толщах интенсивных пластичных деформаций, приводящих к образова-

нию дисгармоничной складчатости и возникновению узких килевых антиклиналей.

Этот вывод может быть положен в основу разведочных работ, сопровождаемых глубоким бурением на отдельных антиклинальных складках синклинория. Учет его дает возможность предугадать положение простых сводов антиклиналей нижнего структурного яруса под сложными ядрами складок верхнего яруса.

Верхний мел. Во Внешней антиклинальной зоне верхнемеловые отложения сложены песчано-глинистым флишем иноцерамовой свиты, которая устойчиво прослеживается вдоль области ее смыкания с Центральной синклинальной зоной.

Во Внутренних Карпатах, в районах, смежных с Центральной синклинальной зоной, иноцерамовая свита известна в пределах Дукельско-Ужокского антиклинального поднятия и в верховьях р. Терешвы, где она выступает в своде крупной антиклинали. Во обоих случаях свита характеризуется увеличением содержания песчаников.

В пределах Центральной синклинальной зоны верхний мел имеет иной характер. Глубоким бурением в Ясельско-Кросненском районе под эоценовыми отложениями установлены темные песчаники и аргиллиты, называющиеся здесь чарножецкими слоями. Южнее этого района, в окрестностях г. Санока, по данным Гемпеля (1930 г.), «непосредственно под эоценом залегают меловые отложения в силезской фации». Западнее района Ясло, во внутренней части Западных Карпат, верхний мел представлен стебнянскими черными, коричневыми и зелеными глинистыми сланцами и песчаниками, которые являются верхним членом силезской серии. Таким образом, в пределы Центральной синклинальной зоны с запада, в форме языка, заходят верхнемеловые отложения существенно иного характера, чем в обрамляющих ее зонах. Повидимому, эта фация протягивается и несколько юго-восточнее Санока.

Во всех районах, где верхнемеловые породы вскрывались глубоким бурением, в них устанавливалось наличие интенсивных нефте- и газопроявлений. В Кросно и Ясло, а особенно в Горлице (месторождения Рокице Русска, Шимбарк, Селкова и др.) в меловых отложениях разрабатываются нефтяные залежи верхнего мела.

Палеоцен. Во внутренних краевых частях Внешней антиклинальной зоны, к югу от Ржешова, уже давно среди небольшой пачки черных глин была найдена палеоценовая фауна. В настоящее время микропалеонтологическое изучение флиша Внешней зоны позволяет относить к палеоцену широко распространенный здесь горизонт ямненских песчаников. В тех районах, где отсутствуют ямненские песчаники, палеоцен представлен, повидимому, отчасти иноцерамовой свитой или нижней частью перекрывающей ее толщи. В пределах Польши промышленной нефти в палеоценовых отложениях не установлено.

Эоценовые отложения развиты в Карпатах весьма широко. Во Внешней зоне они выражены мелко- и среднеритмичным «иероглифовым флишем», переходящим на юго-восток в толстослоистые песчаники. Мощность толщи 300—600 *м*. В Дукельских Карпатах эоцен представлен переслаиванием аргиллитов и песчаников, заключающим отдельные песчаные горизонты. Иногда встречаются красные аргиллиты. В пределах Внутренней антиклинальной зоны в этих отложениях содержится значительное количество конгломератов и песчаников.

В северо-западной части Центральной синклинальной зоны (в Польше) эоценовые отложения характеризуются значительным развитием красных аргиллитов. Здесь эти отложения обычно называются «пестрым эоценом». Красные аргиллиты чередуются с зелеными аргиллитами и песчаниками. Толща иногда содержит отдельные горизонты нередко конгломератовидных песчаников (ценжковицкие песчаники), залегающих в разных частях ее разреза. Эти отложения также в форме языка заходят в Цен-

тральную синклинальную зону, протягиваясь, видимо, до бассейна Днестра. Далее на юго-восток эоцен представлен в основном песчаниками (Ближнец, Сможе), которые постепенно вытесняют иероглифовый флиш.

Ценжковицкие песчаники эоцена являются одним из главнейших продуктивных горизонтов польской части рассматриваемой зоны. Они разрабатывались на месторождениях Крыг, Кобылянка, Доминковицы, Липинки, Любуша, Гарклова, Богошина и ряде других. Хорошие притоки нефти в этом же горизонте получаются и в глубоких частях складок Ясло, Кросно и др.

Нефтяные залежи ценжковицких песчаников характеризуются очень продолжительными сроками эксплоатации. Так, Липники эксплоатировались около 60 лет. В 1939 г. из ценжковицких песчаников указанных промысловых площадей, при несовершенных методах разработки, было получено до 50 000 *т* нефти.

Менилитовая свита (нижний олигоцен) широко распространена в Центральной синклинальной зоне. Она сложена коричневыми или черными часто битуминозными глинистыми сланцами, обычно интенсивно перемятыми. В юго-восточной части зоны толща меняет свой характер; она представлена здесь мелкоритмичным серым глинистым флишем. Среди этих пород, в нижней их части, содержатся иногда песчаные горизонты типа «кливских» песчаников. Однако, они более характерны для обрамляющих поднятий. В Дукельской зоне, например, менилитовая свита заключает линзу конгломератовидных песчаников («церговские песчаники») мощностью до 300 *м*.

Менилитовая свита привлекает обычно к себе внимание с двух точек зрения: во-первых, в связи с наличием в ней в большом числе мест горизонтов промышленной нефти, и во-вторых, в связи с предполагаемой оценкой ее как главной нефтеобразующей свиты Карпат.

Промышленная нефть в прослоях песчаников менилитовой свиты, мощность которых иногда достигает 80—100 *м*, известна в большом количестве мест. Как указывалось выше, небольшие залежи нефти, связанные с «кливскими» песчаниками, разрабатывались в антиклинали Погара. Более крупная добыча из подобных песчаников производится в округе Ясло. Наружные нефтепроявления различной интенсивности обычно сопровождают поверхностные выходы менилитовой свиты. Таким образом, региональная нефтеносность менилитовой свиты совершенно несомненна. Практическое значение заключенных в ней залежей является сравнительно небольшим, так как размеры площадей нефтенасыщения, благодаря обычно сложной ее дислоцированности, оказываются во всех случаях малыми. Например, на антиклинали Погара ширина зоны нефтеносности не превышает 300 *м*.

Признание за менилитовой свитой роли главной нефтеобразующей серии едва ли правильно. Несомненно, литологический состав, количество рассеянного в ней органического вещества, формирование ее в условиях бассейна, зараженного сероводородом [1] — все это соответствует нефтематеринским толщам. Повсеместное наличие в ней концентрированных и рассеянных жидких и твердых битумов это предположение подкрепляет. Поэтому совершенно естественно полагать, что нефтяные залежи в «кливских» песчаниках, равно как и скопления нефти в залегающих выше кросненских слоях, генетически связаны с органическим веществом менилитовой свиты.

Иначе вопрос решается при выяснении происхождения нефтяных залежей в эоценовых и верхнемеловых отложениях, залегающих под менилитовой свитой. При анализе нефтеносных структур окраин Внешней антиклинальной зоны, где нефть встречается также во всех частях раз-

[1] Характерной особенностью менилитовой свиты является обилие примазок ярозита и пирита.

реза — от нижнего мела до миоцена, исследователи, связывая все нефтяные горизонты с менилитовой свитой, легко объясняли размещение нефтяных горизонтов многоярусностью тектоники. Для каждого отдельного участка там можно было установить или, с известной натяжкой, допустить наличие погребенных на глубине масс менилитовых сланцев. В условиях Центральной антиклинальной зоны подобное толкование неприменимо. В ее пределах никакой речи о сдваивании разреза быть не может [1].

Полагая затруднительным допускать миграцию нефти и газа вниз по разрезу, естественно, приходится для эоценовых и меловых отложений искать другие нефтеобразующие свиты. В этом случае прежде всего привлекает внимание толща нижнемеловых сланцев и аргиллитов, содержащая большое количество органического углерода. Эта толща имеет региональное распространение в пределах Восточных Карпат и может быть признана за нефтеобразующую свиту. Помимо того, вряд ли может считаться исключенным предположение о наличии в разрезе верхнемелового и эоценового флиша отдельных пачек пород, обогащенных первичными битумами.

Таким образом, анализ конкретной геологической обстановки заставляет признавать, что в пределах Восточных Карпат существует не одна, а по меньшей мере две нефтеобразующие свиты — нижнемеловая и нижнеолигоценовая. Обе они обеспечивают насыщение нефтью коллекторов всех частей разреза Восточных Карпат.

Постановку и данное решение этого вопроса следует считать принципиально важным для признания региональной нефтенасыщенности всего разреза меловых и третичных отложений Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат, что выдвигает первоочередную задачу освоения ее глубоких горизонтов.

Кросненская свита (средний и верхний олигоцен), наиболее широко распространенная в пределах Центральной синклинальной зоны, состоит из двух толщ. Нижняя часть этих отложений представлена толстослоистыми серыми, часто очень слабо сцементированными песчаниками, разделенными небольшими прослоями аргиллитов. Верхняя толща представлена мелко- или среднеритмичным флишем, образованным переслаиванием аргиллитов и крепких песчаников. Нижние кросненские отложения имеют мощность до 1000 *м* и более; мощность верхнекросненских отложений — несколько сот метров.

Кросненские отложения в Центральной синклинальной зоне связаны с менилитовой свитой постепенным переходом. Местами они замещают верхние и частично средние горизонты менилитовой свиты.

Песчаники кросненской свиты обычно характеризуются большой степенью уплотнения и малой пористостью. Однако среди них очень широко распространена, часто очень интенсивная, трещиноватость. Эти свойства предопределяют их коллекторские свойства.

Действительно, на территории СССР в районе Быстре, Чарна-Липе, Райске и др., равно как в Польше (Кросно, Ясло и др.), в кросненских песчаниках нефтяные залежи встречаются достаточно часто, но характеризуются недолговечностью отдельных скважин, начальный дебит которых, достигая 20—30 *т/сутки,* в течение нескольких месяцев снижается до сотен и десятков килограммов. Совершенно очевидно, что подобный характер кривой добычи вызван приуроченностью нефти к трещинам в плотных песчаниках и лишь в ничтожной степени — к наиболее пористым песчаникам.

[1] Следует отметить, что ликвидация теории шарьяжного строения Карпат позволяет решать эту проблему совершенно однозначно.

Описание и анализ условий нефтеносности Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат позволяют сделать ряд выводов, учет которых должен повлиять на дальнейшее направление поисково-разведочных работ.

1. Центральная синклинальная зона характеризуется региональной нефтеносностью, и она должна быть в ближайшее время надлежаще изучена и практически освоена.

2. Нефтеносные структуры этой зоны характеризуются различным типом строения в верхних (олигоценовых) и нижних (эоценовых и более древних) горизонтах. Для верхних горизонтов типичны узкие гребневидные антиклинали с пережатыми ядрами, для нижних — более пологие и обширные складки.

3. Нефтяные залежи приурочены ко всем частям разреза. В верхних горизонтах они залегают на глубинах до 800—1000 *м* и характеризуются малой величиной площади и быстрым падением кривой добычи. В нижних горизонтах они залегают на глубинах 1500—2000 *м* и характеризуются большой площадью залежей и устойчивостью добычи.

4. Составленная экспедицией геологическая карта зоны в масштабе 1 : 200 000 позволяет наметить наиболее перспективные структуры и выявить общий план их расположения и взаимоотношений. Практическое освоение зоны требует срочного проведения съемок масштаба 1 : 25 000 или 1 : 50 000, которые позволят выделить наиболее интересные с практической точки зрения участки.

5. В качестве первоочередных объектов для разведки глубоких горизонтов намечаются: антиклинали района ст. Лавочное, пересекаемые линией железной дороги Львов—Мукачево, и антиклиналь Погара, подготовленная к глубокому бурению комплексом ранее проведенных работ.

6. При разведке глубоких горизонтов, учитывая развитие резкой дисгармонии в складчатости верхнего и нижнего структурных ярусов, следует признать мало рентабельным применение крелиусного бурения. В этом случае более рентабельны следующие этапы разведки: а) детальная геологическая съемка и б) глубокое разведочное бурение.

7. Наконец, правильное направление всего комплекса поисково-разведочных, а в дальнейшем и эксплоатационных работ требует детального изучения советскими специалистами нефтеносных площадей и нефтяных промыслов округа Ясло (Польша). Помимо необходимости полного учета опыта, накопленного польскими нефтяниками при освоении ими этих сложных нефтеносных структур на разбуриваемых и разрабатываемых нефтяных месторождениях Польши, необходимо организовать теперь же комплексные специальные нефтепромысловые исследования. Только при наличии этих материалов можно будет выбрать наиболее рациональную методику разработки глубоких нефтяных залежей Центральной синклинальной зоны.

Внутренняя антиклинальная зона

Внутренняя антиклинальная зона Восточных Карпат отличается от всех ранее описанных областей характером строения и перспективами нефтеносности. Основной ее особенностью является интенсивная дислоцированность всех слагающих ее пород.

В ядрах наиболее крупных антиклинальных поднятий в ней выступают разнообразные глубоко метаморфизованные породы (палеозой — протерозой ?) и юрские кристаллические известняки. Меловые и палеогеновые флишевые образования, как правило, чрезвычайно сильно уплотнены. Песчаники нередко приближаются по характеру к кварцитам. Все

породы смяты в крутые, часто нарушенные различными разрывами, складки и сильно трещиноваты.

Гидрогеологическая характеристика этой зоны отличается региональным развитием углекислых вод.

Все это свидетельствует о неблагоприятных условиях для предположений о возможности обнаружения в пределах этой зоны сколько-нибудь крупных месторождений нефти и газа.

Нефтепроявления. В породах различного возраста, слагающих описываемую зону, слабые признаки нефти встречаются довольно часто. Они наиболее характерны для обычно сильно передавленных сланцев менилитовой свиты. В ней, особенно часто в кальцитовых прожилках, встречаются участки, окрашенные в темные цвета жидкими битумами.

В окрестностях д. Павлово, где менилитовая свита образует превосходно обнаженные вертикальные обрывы, И. В. Барановым в 1947 г. были отмечены признаки нефти в виде интерферирующих пленок и даже небольшого количества жидкой нефти в кальцитовой жиле [1].

В районе д. Дусина, где также имеются крупные обнажения менилитовых сланцев, встречаются примазки жидких битумов. В этом же участке, по венгерским данным, был зарегистрирован небольшой выход горючего газа.

Северо-западнее, в бассейне р. Уж, признаки нефти в олигоценовых и эоценовых породах наблюдаются в окрестностях сс. Вышка и Льюта.

Юго-западнее с. Луг, в верховьях р. Уж, по данным Я. Стейскала (1936 г.), с 1870 по 1901 г. последовательно были пробурены три скважины. Все они были ошибочно заложены на северном крыле Лужской антиклинальной складки. Наиболее глубокая скважина достигла 725 *м*, вскрыв низы кросненской свиты, менилитовую свиту и часть разреза эоценовых отложений. Этой скважиной в менилитовой свите было вскрыто три горизонта, насыщенных нефтью. Добыча нефти в ней велась в течение нескольких лет. За время существования промысла было добыто 300 *т* жидкой нефти.

В эоценовых отложениях (на глубине 635 *м*) в скв. № 2 были отмечены слабые признаки газа.

В 1946 г. трест «Укрнефтеразведка» сделал попытку продолжить ранее производившиеся работы и пробурил несколько крелиусных скважин в сводовой части складки. Все они вскрыли палеоценовые и, возможно, верхнемеловые породы, но жидкой нефти обнаружено не было. Ознакомление с керновым материалом этих скважин показало, что в них не удалось обнаружить пород, обладающих сколько-нибудь удовлетворительными коллекторскими свойствами.

Таким образом, в свете имеющихся материалов Внутренняя антиклинальная зона с точки зрения нефтеносности характеризуется рядом отрицательных признаков и не является перспективной для поисков крупных нефтяных или газовых месторождений.

Закарпатские впадины

Молодые миоценовые впадины Закарпатья представляют собой зону, чрезвычайно благоприятную для обнаружения крупных месторождений нефти и газа.

Как упоминалось при общей характеристике строения этих впадин, наиболее важными их чертами являются развитие мощной толщи рыхлых осадочных отложений нижнего и среднего миоцена и развитие

---

[1] Здесь и ниже мы упоминаем наиболее значительные из известных нефтепроявлений.

своеобразных брахиантиклинальных складок, сложенных в ядрах мощными штоками каменной соли.

Наиболее полно изученная Верхне-Тиссенская впадина во многих отношениях напоминает по своему строению прилегающую к ней с юга значительно более крупную по размерам Трансильванскую впадину. Для обеих впадин являются типичными наличие полного разреза миоцена и развитие соляной тектоники.

Сведения о нефте- и газопроявлениях в пределах Закарпатских впадин известны давно, но их систематическое и полное изучение еще не произведено. По отдельным районам эти сведения характеризуются следующими данными.

Солотвино. В соляных шахтах Солотвинского рудника неоднократно встречались между пакетами глин, зажатых среди каменной соли, прожилки асфальтита и проявлялся сильный запах, свойственный нефтяным битумам. В шахте им. Хрущева свыше ста лет (Бремер, 1826 г.) существует небольшой участок, в котором происходит периодически усиливающееся и исчезающее выделение горючего газа.

Липша. В окрестностях д. Липша, на правом берегу р. Рики, в конце 30-х годов была пробурена скважина глубиной около 100 *м*, в которой долгое время происходило выделение горючего газа.

Нанково. Осенью 1948 г. в скв. 10 и 12, пробуренных трестом «Укрнефтеразведка» с целью изучения структуры Нанковского поднятия, в тортонских отложениях были отмечены прослои и каверны с твердыми и жидкими битумами, обильные пленки нефти на поверхности глинистого раствора и выделения горючего газа из скважин.

Чоп-Батево. По данным Сентеша и Лоци (1943 г.), в одной из скважин, пробуренных между станциями Чоп и Батево до глубины 245 *м*, отмечался запах «нефтяных погонов» и выделение горючего газа.

Доробратово. По сообщению Сентеша (1943 г.), в шахте, пройденной для вскрытия каменной соли на глубину нескольких десятков метров в окрестностях с. Доробратово, во второй половине прошлого столетия произошел взрыв горючего газа, приостановивший начатые работы.

Перечисленные сведения исчерпывают известные нам данные о непосредственно наблюдавшихся признаках нефтеносности и газоносности в закарпатских впадинах.

Если к этим сведениям еще в 1946 г. можно было относиться с некоторым недоверием, то после результатов мелкого бурения в Нанково отношение к ним должно быть изменено. Эти сведения следует использовать для правильной оценки перспективности зоны.

Чрезвычайно важным является то, что указания на присутствие нефти и газа не ограничиваются Верхне-Тиссенской впадиной, а в равной степени распространяются и на Чоп-Мукачевскую (Чоп—Батево и Доробратово).

Это вполне соответствует нашим предположениям о том, что обе впадины представляют собой глубокие предгорные прогибы, заполненные мощными миоценовыми толщами, осложненными явлениями соляной тектоники.

Отсюда главным типом нефтеносных структур в рассматриваемой зоне следует считать соляные брахиантиклинали, а нефтесодержащими свитами — породы миоценового возраста.

Степень геологической изученности закарпатских впадин еще совершенно недостаточна для их полной оценки. Верхне-Тиссенская впадина, характеризующаяся хорошей обнаженностью, имеет детальную геологическую карту, но внутреннее ее строение сохраняет еще много неясностей. Чоп-Мукачевская впадина, закрытая полностью мощным чехлом верхнемиоценовых эффузивов и рыхлых осадочных пород плиоцена и постплиоцена, практически совершенно не исследована. Поэтому выделение в этих

впадинах перспективных участков может быть сделано лишь очень приблизительно.

В Чоп-Мукачевской впадине прежде всего привлекает внимание район с. Доробратово, в котором, повидимому, находится крупное брахиантиклинальное поднятие, содержащее скопления масс каменной соли в ядре.

В Верхне-Тиссенской впадине перспективными являются соляное поднятие Солотвина, антиклинали Сокирницы и Теребли. Все эти структуры могут оказаться участками сосредоточения на глубине крупных масс нефти и газа.

Венгерская «срединная масса»

Узкая зона, непосредственно примыкающая к государственной границе с Венгрией и расположенная юго-западнее линии Чоп—Берегово, повидимому, резко отличается по своему глубинному строению от закарпатских впадин. Анализ гравиметрической карты приводит к выводу, что в ней господствуют условия, соответствующие условиям средних частей Венгерской впадины. Глубокими буровыми скважинами, вскрывшими большую часть разреза неогеновых отложений в северо-восточных частях Венгерской впадины (Дэбрэсэн, Хртобаги, Тисса-Берег и др.) установлены слабые нефтепроявления и сильная насыщенность горючими газами средне- и верхнемиоценовых отложений (Лоци, 1939 г.). Все это создает определенные предпосылки для постановки глубокого структурно-разведочного бурения (до 2500 *м*), с целью изучения разреза миоценовых отложений и выяснения их продуктивности.

Заключение

Краткое описание условий нефтеносности и газоносности Предкарпатья, Карпат и Закарпатья позволяет сделать ряд общих выводов о закономерностях размещения месторождений различного типа и о перспективности разных структурно-фациальных зон.

Эти выводы даются нами в виде схематической карты закономерностей распределения горючих полезных ископаемых, на которой разными красками выделены различные по условиям и перспективам нефте-газоносности зоны. В основу выделения указанных зон, равно как и приведенного на предыдущих страницах районирования, положен структурно-фациальный анализ края.

Помимо выделения зон различной перспективности, на карту нанесены действующие и заброшенные нефтяные и газовые месторождения, точки обнаружения нефти и газа и структуры, наиболее благоприятные для их скопления.

Зона повышенного залегания палеозойских отложений окраины Русской платформы, благоприятная для обнаружения нефти и газа в девонских отложениях, охватывает восточное крыло Львовской мульды и юго-западный склон платформы. В ее пределах, на юге, намечается ряд весьма интересных, но еще очень плохо изученных структур, выделенных в свое время еще Зыхом. На севере, в районе Олеско, в ее пределах производятся разведочные работы Укрнефтекомбинатом.

В зоне глубокого залегания палеозойских отложений окраины Русской платформы и отсутствия мощных толщ миоцена скопления нефти и газа возможны в палеозойских отложениях (девон), залегающих на глубинах более 1000—1500 *м*. Глубинное строение этой зоны еще совершенно не исследовано, и выделение в ней перспективных участков невозможно.

Зона накопления мощных толщ среднего миоцена, залегающих на платформенном основании, соответст-

вует Внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба. Эта зона характеризуется распространением крупных газовых и, вероятно, нефтяных месторождений, приуроченных к пологим куполам. К этой зоне принадлежат крупнейшие газовые месторождения Дашава, Угерско и др. В ее пределах намечается ряд перспективных участков. Это — разбуриваемое в настоящее время поднятие Воля Блажеска, окрестности г. Рудки, участки приближения к поверхности тортонских отложений на левобережье р. Вишни (Чернявы) и в долине р. Шкло (Краковец). Строение этой зоны во многих важнейших чертах неизвестно. Вероятно, перспективность ее может быть более конкретизирована после окончания комплекса геофизических исследований в северо-западной части и проведения глубокого разведочного бурения в Рудках.

Зона накопления менее мощных толщ среднего миоцена, залегающих на платформенном основании, соответствует приподнятому краю внешней части Предкарпатского краевого прогиба (Станиславской ступени). Эта зона менее благоприятна для распространения месторождений дашавско-угерского типа, так как в ней меловые породы платформенного основания залегают на глубинах порядка 300—400 *м*. Для нее не исключена возможность обнаружения залежей нефти и газа в структурах палеозойского фундамента.

Зона накопления мощных толщ нижнего и среднего миоцена, залегающих на складчатом основании, соответствует контурам Внутренней части Предкарпатского краевого прогиба. Эта зона благоприятна для скопления нефтяных и газовых залежей в складчатых толщах палеогена и мела, находящихся на большой глубине (более 1500—2000 *м*). Вдоль юго-западной окраины зоны проходит полоса лежачих складок, сложенных породами карпатского флиша, к которым приурочены наиболее крупные из известных нефтяных месторождений Западной Украины (Борислав и др.). Перспективность северо-восточных частей этой зоны во многих отношениях разъяснится после проведения проектируемого бурения в Стрые и Дрогобыче. Перспективность ее юго-восточных частей несомненна. Работами ВНИГРИ и треста «Укрнефтеразведка» в ней выделены наиболее интересные участки.

Зона повышенного залегания палеогеновых отложений, смятых в нормальные складки (Покутские Карпаты и их окраины), соответствует области приближения к дневной поверхности складчатого основания Предкарпатского краевого прогиба. Она благоприятна для скопления нефтяных и газовых залежей типа Слободы Рунгурской и Косова.

Зона чешуйчатых надвигов и складок, сложенных палеогеновыми и меловыми отложениями, соответствует Внешней антиклинальной зоне Карпат. Она благоприятна для скопления газово-нефтяных залежей, приуроченных к складкам (Сходница) и чешуям (Биткув, Виолетта, Борислав и др.).

Внешний край этой зоны, равно как и внутренний край смыкающейся с ней зоны Предкарпатского краевого прогиба, характеризуется развитием лежачих нефтеносных складок бориславского типа. Ширина этой перспективной полосы, выделенной на карте штриховкой особой зоны глубинных складок, колеблется от 4—5 до 12—15 *км*, расширяясь в юго-восточном направлении, вплоть до прерывающего ее выступа складчатого основания прогиба (Покутских Карпат).

Зона линейных дисгармоничных складок в палеогеновых и меловых отложениях соответствует Центральной синклинальной зоне Восточных Карпат. Она характеризуется развитием небольших залежей нефти и газа в олигоценовых отложениях (типа Чарны, Погар, Райске) и, вероятно, более крупных залежей в эоценовых, палеоценовых и меловых породах складчатого основания син-

клинория (типа Ясло, Кросно). Эта зона имеет очень большую перспективность, так как в ней могут быть открыты большие по размерам и долговечные месторождения.

Зона развития сильно дислоцированных палеогеновых, меловых и более древних отложений соответствует Внутренней антиклинальной зоне Восточных Карпат. Как выше отмечалось, характер ее тектоники, слабое развитие коллекторов, господствующее распространение углекислых вод — создают мало благоприятную обстановку для скопления крупных залежей нефти и газа. Выходящее в ее центре кристаллическое ядро Восточных Карпат является областью, в которой месторождения нефти и газа отсутствуют.

Зона накопления мощных толщ нижнего и среднего миоцена совпадает с контурами миоценовых впадин Закарпатья (Верхне-Тиссенской и Чоп-Мукачевской). Она чрезвычайно благоприятна для обнаружения мощных залежей нефти и газа среди отложений миоцена, на крыльях соляных брахиантиклиналей.

Последняя из выделенных — зона накопления мощных толщ среднего и верхнего миоцена — отвечает контурам части Венгерской «срединной массы», входящей в пределы СССР своим северо-восточным краем. По аналогии с центральными частями Венгерской впадины, в ней можно ожидать обнаружения промышленных скоплений горючего газа.

Изложенные сведения и намеченное районирование края наглядно показывают, что Восточные Карпаты и смежные с ними территории являются областью сосредоточения многочисленных месторождений нефти и газа.

История освоения этих месторождений чрезвычайно длинна и начинается одновременно с возникновением нефтяного промысла в Плоешти и первым нефтяным фонтаном в окрестностях г. Тайтусвилла. В 1909 г. «Западная Галиция» заняла по добыче нефти третье место в мире и только в последующем быстро откатилась в последние ряды нефтепроизводящих районов. Основная черта истории развития нефтяных месторождений области сводится к применению наиболее изощренных методов их хищнической разработки на протяжении семидесяти с лишним лет. В результате этого многие залежи были погублены, все они недоразведаны, ни по одной из них нет материалов для точного подсчета запасов.

Достаточно беглого взгляда на карту, чтобы убедиться в случайном выборе участков для бурения. Конечно, закономерности геологического строения края при этом не учитывались. К тому же последние были известны лишь в самых общих чертах и во многом были поняты неверно. Все это говорит о тяжелом наследстве, оставленном народу бывшими частными владельцами недр. Тяжелый след оставила на нефтяной промышленности Западной Украины и война, во время которой в значительной мере были уничтожены промысла, разведочные участки и большая часть старой геологической и нефтепромысловой документации.

С 1945 г. началась новая эра в развитии нефтяной и газовой промышленности западных областей Украины. Перестройка промышленности на социалистических началах, проведение широких и углубленных комплексных исследований, приложение передовой советской науки для решения практических задач — все это обеспечивает новый и небывалый расцвет нефтяной и газовой промышленности края.

ОЗОКЕРИТ

Озокерит в пределах краевого прогиба Восточных Карпат известен с давних времен. О местонахождениях и использовании горного воска или озокерита местным населением впервые писали Криштоф Клук

(1781 г.), Б. Хакет (1794 г.), С. Сташиц (1815 г.), Г. Пуш (1836 г.). Позднее геологическим изучением озокеритовых месторождений занимались Г. Сизанкур, Е. Виндакевич, Л. Сырочинский, П. Мянчинский, В. Рогаля, Р. Зубер, Я. Новак, В. Буяльский и др. К. Толвинским был обобщен весь материал по озокеритовым месторождениям в работе «Промыслы нефти и газа в Польше», вышедшей в 1937 г.

После воссоединения Западной Украины с УССР данные по геологии озокеритовых месторождений были дополнены исследованиями советских геологов — Малаховой, Пустильникова, Е. В. Князевой, Н. Р. Ладыжинского, И. Н. Безроднова, Н. И. Наумова, Н. А. Храмова и др. Эти работы, главным образом, и использованы при описании месторождений и проявлений озокерита на территории работ экспедиции.

Краткий геолого-экономический очерк и степень изученности месторождений

Со времени открытия месторождений и до 1855 г. добыча озокерита носила кустарный характер. Разработка велась местным населением для производства свечей на собственные нужды или для частичного сбыта на местных рынках.

С 1855 г. разработка озокерита начинает переходить в руки промышленников, вначале в Бориславе, где впервые были применены промышленные методы эксплоатации и переработки озокерита, а позже в Старуни (1872 г.), Дзвиняче (1873 г.) и Трускавце. Кустарная добыча некоторое время существовала на месторождениях Поляница, Небылов и Мшанец.

Период с 1855 по 1899 гг. характеризуется быстрым ростом и высоким уровнем добычи озокерита. В 1865 г., по данным Львовского торгового дома, в Дрогобычском районе действовали 22 фабрики, перерабатывавшие 5500 *т* озокерита. В 1866 г. в Бориславе было более 4000 колодцев по добыче озокерита.

В начале этого периода месторождения разрабатывались многочисленными мелкими предпринимателями с помощью примитивных, технически не оснащенных, шурфов средней глубиной 40—60 *м*. Добыча носила хищнический характер, шурфы закладывались один возле другого без оставления охранных целиков.

В последние годы этого периода, по мере увеличения глубины разработки, потребовались большие затраты на производство, непосильные для мелких предпринимателей. Началось постепенное объединение отдельных кустарей в общества и компании, и к концу этого периода в Бориславе существовало 11 крупных предприятий. Резко сократилось число разрабатывавшихся шурфов (с 4000 до 194 в 1890 г.).

Наконец, на рубеже XX века в Бориславе были заложены глубокие шахты с сетью подземных выработок. В это время существовавшие фирмы объединились в одно «Акционерное о-во Борислав». Это общество скупило участки других, еще действовавших к тому времени, мелких предприятий и стало монополистом по добыче и переработке озокерита. После первой мировой войны деятельность этого общества распространилась и на месторождение Дзвиняч.

Однако с момента перехода на разработку глубоких горизонтов добыча озокерита резко, в 2—3 раза, снизилась, главным образом в связи с резким сокращением площади забоев. Падение добычи продолжалось до начала первой мировой войны. Во время войны озокерит добывался в ничтожных количествах. В период польского владения (1918—1939 гг.) добыча озокерита на рудниках стояла на низком уровне, а после кризиса, в начале 30-х годов, снизилась в среднем до 300 *т* в год в Бориславе и до 100 *т* в Дзвиняче. На Старуни с 1924 по 1938 гг. разработку

озокерита вела фирма «Мамут» на чрезвычайно низком уровне. Добыча составляла от 1 до 17 *т* в год.

Примерно за год до воссоединения Западной Украины с Украинской ССР добыча озокерита в Бориславе была совсем прекращена; производилась лишь переработка заготовленной ранее породы с озокеритом («лепа»). Добыча озокерита в Дзвиняче и Старуни стояла на очень низком уровне. Кроме того, шахтное хозяйство нуждалось в полном восстановлении.

Таков печальный конец капиталистического хозяйничания на крупнейших в мире озокеритовых месторождениях.

Восстановительные работы, сопровождавшиеся небольшой по объему добычей, начавшиеся после воссоединения, были временно прерваны немецкой оккупацией. В период оккупации добыча озокерита в Бориславе началась лишь в 1942 г. и до 1 июня 1944 г. составила 382,5 *т*. В Дзвиняче оккупанты проводили небольшую добычу в южной стороне шахты,

Таблица 30

Добыча озокерита (в *т*) по месторождениям Восточных Карпат

Годы	Борислав	Старуня	Дзвиняч	Годы	Борислав	Старуня	Дзвиняч
1865	2 520	—	—	1909	1 574	164,2	—
1868	11 000	—	—	1910	1 693	112,5	—
1870	5 600	—	—	1911	1 586	67,1	—
1873	19 650	—	96	1912	1 342	30,5	—
1876	9 360	—	—	1913	1 141	—	—
1877	10 150	—	—	1914	457	—	—
1878	9 250	—	—	1915	57	—	—
1879	8 950	—	—	1916	23	—	—
1880	10 550	—	—	1917	328	—	—
1881	10 500	—	—	1918	357	—	—
1882	9 730	—	—	1919	316	—	—
1883	10 300	—	—	1920	286	—	
1884	11 550	—	—	1921	233	—	
1885	12 300	—	—	1922	362	—	Данных нет
1886	10 876	—	—	1923	675	—	То же
1887	9 022	99,8	—	1924	638	16,9	» »
1888	9 436	195,1	—	1925	552	14,3	» »
1889	6 916	258,7	—	1926	642	1,0	» »
1890	6 170	200,2	—	1927	533	2,2	
1891	5 604	201,6	—	1928	512,9	—	261,9
1892	5 081	134,7	—	1929	703,0	—	132,0
1893	5 241	132,7	—	1930	681,2	—	220,4
1894	6 362	160,8	—	1931	110,0	—	152,2
1895	6 343	160,0	—	1932	308,8	—	279,9
1896	5 916	203,1	—	1933	326,6	—	39,4
1897	6 273	20,0	—	1934	89,1	1,2	65,8
1898	7 038	328,6	—	1935	301,9	6,5	64,1
1899	5 160	175,5	—	1936	343,6	4,6	92,8
1900	1 727	228,6	—	1937	322,5	7,0	158,8
1901	2 212	236,5	—	1938	310,1	6,7	136,0
1902	2 137	180,0	—	1939	138	—	Данных нет
1903	2 257	84,6	—	1940	430 (?)	3,0	То же
1904	2 455	167,5	—	1941	497 (?)	—	» »
1905	2 412	171,3	—	1942	78,3	—	» »
1906	2 210	105,5	855	1943	180,1	—	» »
1907	2 103	145,1	—	1944	111,1	—	» »
1908	2 089	228,8	—	1945	481,2	24,8	

вблизи ствола. Месторождение Старуня во время оккупации не разрабатывалось; работы велись в Бориславе и Дзвиняче без соблюдения элементарных правил технической эксплоатации, что привело шахтное хозяйство в состояние полной непригодности.

С первых же дней после изгнания фашистских оккупантов из Западной Украины на озокеритовых месторождениях начались восстановительные работы. Вскоре были восстановлены шахты № 1 и 2 в Бориславе, шахта Арпад в Дзвиняче и четыре шахты глубиной от 20 до 30 *м* в Старуни. На этих шахтах началась добыча озокерита.

В настоящее время озокеритовая промышленность Западной Украины занимает третье место в СССР (после Челекена и Ферганы). Однако по запасам озокерита месторождения Восточных Карпат намного богаче других месторождений нашей страны.

В табл. 30 дана добыча озокерита по годам на месторождениях: Бориславском — по данным К. Толвинского; Дзвинячском — по данным Г. Сизанкура до 1918 г. и Карпатского геологического института за последние годы; Старуньском — по данным Н. Р. Ладыжинского и треста «Укрозокерит». По остальным месторождениям данные о добыче озокерита отсутствуют.

Несмотря на длительные сроки разработки, озокеритовые месторождения Восточных Карпат изучены совершенно недостаточно. Отсутствуют детальные геологические и структурные карты, геологические разрезы. Нет данных о качественном и количественном составе разработанных и разрабатываемых залежей озокерита; запасы подсчитаны лишь на одном участке Бориславского месторождения. Последнее изучено сравнительно лучше других месторождений. Некоторые данные о геологическом строении и залежах озокерита имеются в литературе о Дзвинячском, Старуньском и Трускавецком месторождениях. Остальные — Поляница, Небылув, Мшанец — совершенно не изучены. Многие заявки на проявления озокерита даже не проверены и нанесены на карту условно, главным образом по литературным данным.

Распространение и геологические условия залегания озокерита

Крупнейшие месторождения озокерита на описываемой территории связаны с соленосной формацией миоцена, выполняющей краевой прогиб. Помимо Борислава, Трускавца, Дзвиняча и Старуни, в этой зоне отмечены проявления озокерита у селений Воля Блажевска, Урож, Нагуевицы, Делятин, Слобода Рунгурская, в районе г. Долины. Проявления озокерита отмечены во всех тектонических зонах складчатой области Восточных Карпат в отложениях олигоцена и эоцена.

Во Внешней антиклинальной зоне наличие озокерита установлено около селений Поляница, Мшанец, Михневец, Плоское, Звор, Ворохта, Стрилки, Лазов и Витвица. В этой зоне признаками нефти и озокерита изобилуют верхи олигоцена, представленные космачской свитой, сложенной серыми мергелистыми сланцами со сферосидеритами и слоями песчаников, трещины которых иногда заполнены озокеритом.

В Покутских Карпатах в районе с. Акрешоры в начале развития нефтяных промыслов добывался асфальтит. Однако вскоре месторождение было почти полностью выработано и заброшено.

В Центральной синклинальной зоне озокерит обнаружен в районе селений Ломна, Лопушанка, Быстре, Волчье и Стуносяны на севере и в с. Жабье — на юге. Здесь озокерит встречен в отложениях олигоцена и эоцена. Озокеритовые залежи приурочены к сводовым, наиболее нарушенным частям складок.

Во Внутренней антиклинальной зоне, по данным Укрнефтеразведки (на карте, составленной А. С. Муромцевым), признаки озокерита отмечены у с. Хусна.

Месторождение Б о р и с л а в — самое крупное месторождение озокерита. Расположено оно в северо-западной части г. Борислава, Дрогобычской области.

Залежи озокерита в Бориславе связаны с отложениями соленосной свиты миоцена, состоящей из комплекса сравнительно однородных глинисто-песчаных пород с линзами и гнездами каменной соли, гипса и ангидрита.

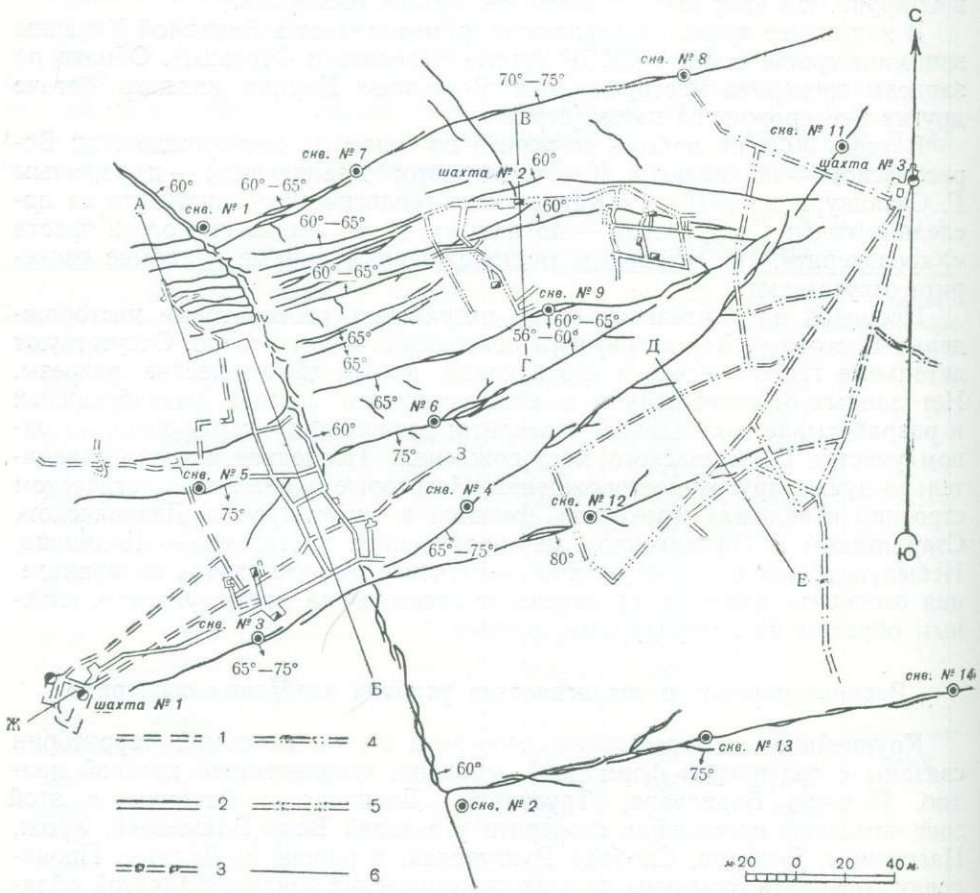


Рис. 161. Схема положения жил озокерита на горизонте 260 *м* шахт № 1, 2 и 3 в г. Бориславе (по К. Толвинскому)

1—старые выработки горизонта 180 *м* шахты № 1; *2*—старые выработки горизонта 260 *м* шахты № 1; *3*—старые выработки горизонта 125 *м* шахты № 2; *4*—старые выработки горизонта 225 *м* шахты № 2; *5*—старые выработки горизонта 204 *м* шахты № 2; *6*—линия разреза

Верхняя часть толщи, мощностью до 50 *м*, представляет собой неслоистую глинисто-песчаную массу землистого строения, темнокоричневого цвета; она часто содержит богатые залежи озокерита, вследствие чего носит название «сытица».

В тектоническом отношении месторождение приурочено к лобовой части Бориславской складки, к трещинам и сбросам, имеющим по отношению к оси складки продольное и поперечное простирание.

Главная продольная жила (рис. 161) простирается с северо-запада на юго-восток с падением на северо-восток под углом 60—65° и проходит под острым углом к оси складки. Средняя мощность жилы 3 *м*, разведанная протяженность 300 *м*. В северо-западной части месторождения

указанную жилу пересекает ряд поперечных жил, суммарной мощностью 30 *м*. Мощность отдельных жил колеблется от нескольких до десятков сантиметров. Эти жилы падают на юг и на север под углом до 80°. Помимо этого отмечаются более мелкие жилы и прожилки озокерита различных падений и простираний. Мощность жил характеризуется значительным непостоянством. Особенно мощные их участки носят название клюмпы или матки. Отмеченные на глубине жилы озокерита сменяются неглубоко лежащими скоплениями нефти и газа.

Кроме жильного типа, отмечаются пластовые залежи озокерита. Обычно они являются ответвлениями от основных жил и быстро выклиниваются по простиранию. Мощность их незначительна: от 1 до 10—12 *см*.

Характер залегания жил озокерита хорошо виден на плане и разрезах Бориславского месторождения (рис. 161—162).

По генетической классификации озокеритовые залежи Бориславского месторождения относятся к типично вторичным, по морфологическому признаку — к типично жильным.

Предельная глубина распространения озокеритовых залежей в Бориславе не установлена. Повидимому, в различных участках месторождения она различна, и переход озокеритовых залежей в нефтяные залежи лежит на разных глубинах.

Озокерит в настоящее время разрабатывается на глубине 140 *м*. В прошлом разрабатывались и более глубокие горизонты. На шахте № 1 озокерит разрабатывался на глубине 180, 260 и 305 *м*; на шахте № 2 — на 175 и 225 *м*; на шахте № 3 на 204 *м*. Залежи озокерита отмечаются многими скважинами при бурении на нефть на глубине более 400 *м*, а в одном случае озокерит встречен на глубине 842 *м*.

Озокеритоносная площадь Борислава составляет не менее 200 *га* и состоит из нескольких участков: Новый Свет, Поток, Лозина, Мочары, Дебра, Лучки и др. По качеству и характеру залегания озокерита они отличаются друг от друга. Так, на трех последних из перечисленных участков озокерит более низкого качества, чем на других участках. Кроме того, на этих участках отмечаются более сильные проявления нефти и воды. На участке Новый Свет с углублением ухудшения качества озокерита не отмечается. На участках Лозина и Лучки с глубины 120 *м* качество озокерита понижается. Причины различия качественных характеристик озокерита не установлены, но они, по всей вероятности, связаны с различием геологических условий образования и залегания озокеритовых залежей.

В процессе горных работ в руднике отмечается на ряде участков сильное проявление давления, особенно в породах соленосной формации. Давление иногда сказывается в выдавливании озокерита из трещин в существующие выработки.

В Бориславском месторождении выделяются следующие типы озокеритовых руд:

а) жильный мягкий озокерит яркожелтого цвета; содержит до 100% чистого озокерита;

б) жильный крепкий озокерит темнокоричневого цвета, с волокнистой текстурой поперек плоскости жилы, хрупкий; содержит 80—90% чистого озокерита;

в) «сытица» — песчано-глинистая масса, смешанная с озокеритом в отношении 1 : 2;

г) «полуйка» — смесь глины с озокеритом в отношении 1 : 1;

д) «леп» — порода глинистого состава, в которой озокерит является цементом или заключен в порах; содержание озокерита 1—5%.

В первые годы разработки месторождения, когда озокерит добывался из верхних горизонтов и разрабатывались лишь одни жилы, различали следующие сорта озокерита:

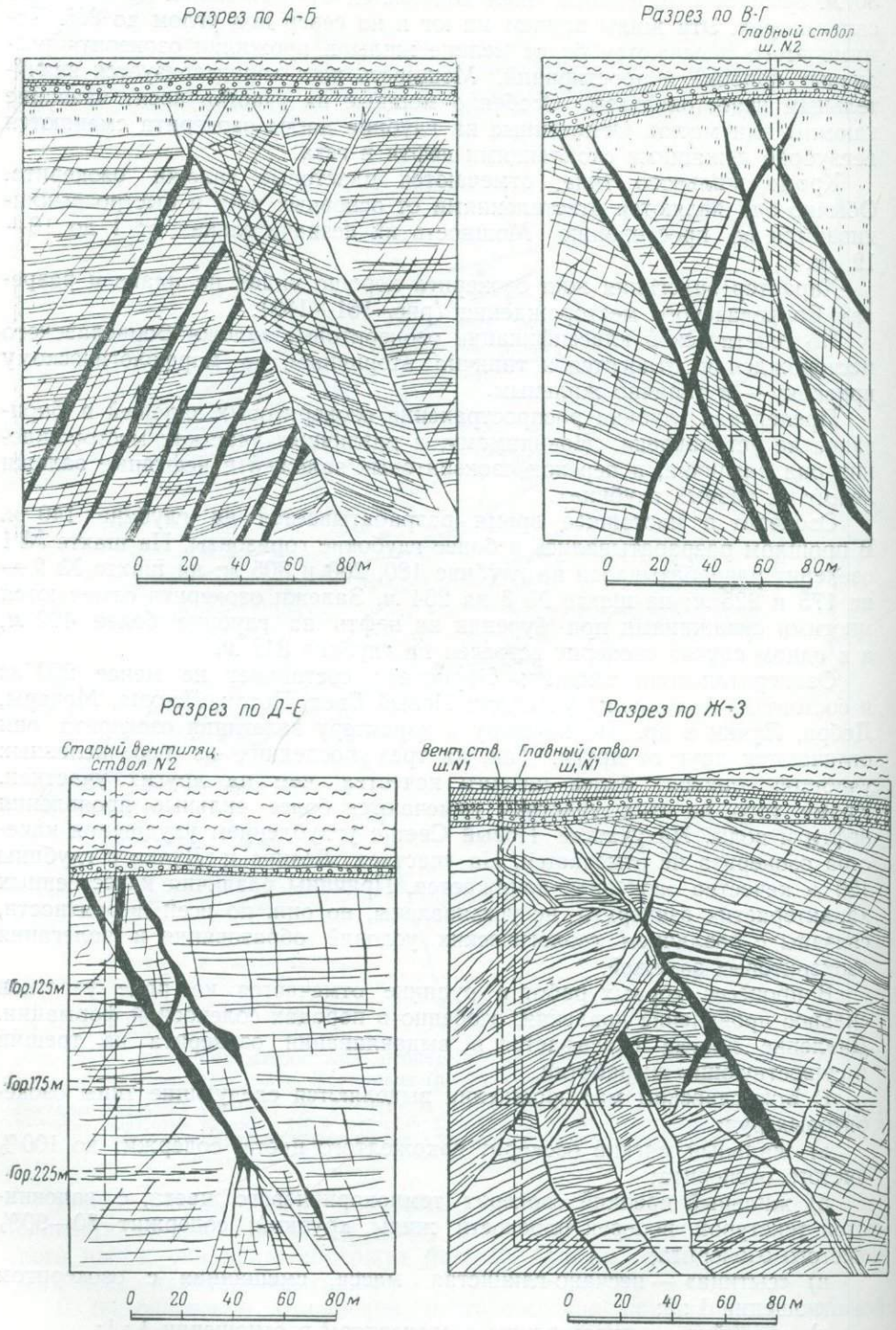


Рис. 162. Геологические разрезы к схеме положения жил озокерита (рис. 161) Бориславского месторождения

а) «мраморный воск» — совершенно твердый, с трудом царапающийся ножом, с температурой каплепадения 100°;

б) «хрупкий воск» — крупнозернистого строения с температурой каплепадения порядка 90°;

в) «волокнистый воск» — различных оттенков;

г) озокерит светложелтого цвета — «пузырчатый воск» или «марка»;

д) низкосортный озокерит с резким запахом — «бадда»;

е) низкосортный, мазеобразный, с примесью нефти — «киндыбал».

Все эти сорта озокерита встречаются и теперь, но высшие сорта довольно редки. Разрабатывается главным образом «леп».

Качественная характеристика озокерита, по данным треста «Укрозокерит», имеет следующие показатели: содержание углерода 81—85%, содержание водорода 14—15%, кислорода 4,4%, серы 1%, золы 1%, уд. вес 0,91—0,97, температура каплепадения 64—85°, пенетрация 10—30, выход церезина 65—85%. Но имеется озокерит и более высокого качества с температурой каплепадения до 100°, пенетрацией ниже 8 и выходом церезина до 90%.

Геологические запасы месторождения (C_2) многие исследователи оценивают различно, однако у всех цифры запасов говорят о больших богатствах недр Борислава. В. Б. Перфильев оценивает общие запасы Борислава в 2 млн. *т*. За вычетом уже выбранных 350 тыс. *т*, остающиеся в недрах запасы определяются в 1 650 000 *т* озокерита-сырца.

Анализ прошлой разработки месторождения позволяет наметить следующие перспективные участки:

а) участок, площадью 10 *га*, прилегающий к эксплоатационной площади с северо-запада. В прошлом этот участок разрабатывался одиночными шахтами и шурфами до глубины 100—150 *м*. Более глубокие горизонты здесь не были затронуты, между тем как «главная» жила, разработанная в своей центральной части выработками шахты № 1 до глубины 260 *м*, простирается и далее на северо-запад. Следовательно, на этом участке «главная» жила, если частично и разработана, то только до глубины 100—150 *м*. Кроме того, на этом участке развита целая система жил широтного направления, значительной суммарной мощности, разработанная также только одиночными шурфами и мелкими шахтами.

б) Участок, площадью 15 *га*, находящийся к юго-востоку и востоку от разрабатываемой площади. Здесь так же, как и на северо-западном участке, разработка производилась одиночными выработками до глубины 100—150 *м*. Из-за обводненности участка разработка была прекращена еще до 1900 г. Следует отметить, что восточная часть этого участка может оказаться совсем не разработанной даже и на небольших глубинах, так как эта часть участка принадлежала помещику, не занимавшемуся разработкой и не сдававшему свою землю в аренду. Таким образом, этот участок заслуживает самого серьезного внимания как объект разведки в ближайшее время. На этом участке, особенно в восточной его части, возможна организация добычи озокерита открытыми работами (карьерами). О широком распространении озокеритовых жил в стороны от шахтных полей говорят также и результаты электроразведки, проведенной в 1948 г. на месторождении Борислав.

Месторождение Трускавец расположено в 7—8 *км* на юго-восток от г. Борислава. Залежи озокерита в Трускавце, так же как и в Бориславе, связаны с отложениями соленосной формации и приурочены, повидимому, к сводовой части опрокинутой складки, т. е. к зоне наибольших напряжений и наибольшего развития трещин и сбросов. Тип залежей жильный. Озокеритовые жилы подходят близко к дневной поверхности, глубина же их залегания доходит до 300 *м*.

Озокерит из Трускавца, по данным К. Толвинского (1890 г.), характеризуется уд. весом 0,9235—0,9257, температурой плавления 64—71°, содержанием воды 0,03—0,17% и незначительным количеством серы.

Самородная сера залегает на глубине 6—20 *м* среди соленосных глин. Кристаллическая темнокоричневая (от присутствия битумов) сера образует гнезда; землистая чисто желтая сера слагает главным образом прожилки мощностью до 10 *см*. Выделения серы сопровождаются арагонитом, реже — кальцитом. В этих же глинах присутствует целестин в виде мелкозернистых включений и конкреций.

Озокерит в Трускавце добывали еще в прошлом столетии на двух площадях: Луг и с. Помярки.

На Лугу разработка велась вплоть до 1905 г. шурфами на площади около 5 *га*, а на Помярке — с перерывами до 1928 г. открытым способом и шахтами примерно на такой же площади. Жилы разрабатывались до глубины 50 *м*. Есть все основания считать, что обе эти площади расположены на одном и том же месторождении и соединяются друг с другом. К зонам разлома приурочены значительные скопления галенита и сфалерита, которые в прошлом разрабатывались.

Геолого-поисковыми работами более позднего времени обнаружен ряд признаков озокеритоносности за пределами бывших горных выработок на Лугу и в Помярках. В связи с этим можно ожидать, что площадь озокеритоносности будет не менее 45 *га*.

Вследствие неглубокого залегания озокерита разработку Трускавецкого месторождения можно вести открытыми работами. Для выяснения количественной и качественной характеристик залежей, а следовательно, и целесообразности разработки месторождения, необходимо проведение геолого-разведочных работ. Разведка может вестись с помощью бурения неглубоких скважин и шурфами. Для прослеживания озокеритоносных пород и зон разлома, с которыми связан озокерит, на глубину 50—70 *м* может быть применена электроразведка.

Месторождение Дзвиняч находится в 180 *км* к юго-востоку от Борислава и в 4 *км* к северу от районного центра Солотвино Станиславской области.

Залежи озокерита здесь приурочены к породам нижней соленосной свиты миоцена, которая представлена глинами серого и темнозеленого цвета, глинистыми сланцами, конгломератами, песками и песчаниками с прослойками незначительной мощности и линзами каменной соли и гипса. Мощность этих отложений достигает 800 *м*.

Породы, слагающие район месторождения, образуют антиклинальную складку простирания с северо-запада на юго-восток. Падение крыльев складки крутое. Сводовая часть ее сложена отложениями нижней соленосной свиты, которые на восток и запад погружаются под более молодые стебникские породы. Складка осложнена дополнительными нарушениями с образованием трещин, наблюдаются зеркала скольжения и мелкая гофрировка.

Месторождение Дзвиняч относится к типу пластовых месторождений. Разрабатываемые пески с озокеритом залегают двумя пластами, разделенными прослоем глины, падающими под углом 60° на запад. Оба озокеритовых пласта представлены средне- и мелкозернистыми песками, среди которых часты включения каменной соли и прослои конгломерата.

Жильный озокерит имеет ограниченное распространение. Это небольшие, от 2 до 5 *мм*, жилки, содержащие озокерит хорошего качества, желтого, зеленоватого и черного цветов. Жилки озокерита не выдерживаются по простиранию, то быстро выклиниваются, то несколько раздуваются.

В прошлом месторождение разрабатывалось двумя шахтами: шахтой Розалия, глубиной 200 *м*, и шахтой Арпад, глубиной 170 *м*. В настоящее время работы ведутся на горизонте 48 *м* шахты Арпад; нижележащие горизонты затоплены.

Для горизонта 48 *м* содержание озокерита в песках колеблется от долей процента до 2,63%, а в среднем равно 1,2%. При экстрагировании

пород в бензине средний выход озокерита из песков этого горизонта увеличивается до 3%. Для горизонта 63 *м* шахты Арпад среднее содержание озокерита в песках равно 0,73%. Качество озокерита, полученного из озокеритовых песков шахты Арпад, также сильно меняется: так, пенетрация озокерита лежит в широких пределах от 120 до проскока, температура каплепадения колеблется от 37 до 74°.

Запасы озокерита на участке шахты Арпад определяются в 38 000 *т*.

Многие горные выработки шахты Арпад не дошли еще до контактов озокеритоносных пород нижней соленосной свиты с выше- или нижележащими отложениями. Поэтому можно рекомендовать проходку эксплоатационных выработок до контакта с этими породами. Второе направление эксплоатационных выработок — на глубину. Относительно перспективных площадей, помимо площади вокруг шахты Арпад, сказать что-либо определенное из-за отсутствия геологических и опробовательских данных пока не представляется возможным. Имеются доказательства, что все горнопроходческие работы на шахте Арпад велись лишь на западном крыле Дзвинячской антиклинальной складки. Восточное крыло складки не изучено, однако есть все основания предполагать, что и на восточном крыле будут обнаружены озокеритовые залежи. Предположение это подтверждается: озокерит обнаружен при бурении на нефть в 2,5 *км* на юго-восток от шахты Арпад. Помимо этого, геологические данные подтверждают возможную связь озокеритового оруденения Дзвинячского месторождения с крупным разломом, который тянется от с. Дзвиняч к с. Старуня.

Месторождение Старуня находится в 7—8 *км* на юго-восток от месторождения Дзвиняч и в 27 *км* от г. Станислав, в Солотвинском районе Станиславской области.

Залежи озокерита здесь приурочены к отложениям нижней соленосной свиты миоцена, представленным серыми и темносерыми глинами с прослоями мергелей и мелкозернистых песчаников. Глины соленосной свиты содержат большое количество прослоев и линз каменной соли, ангидрита и гипса, а также конкреций пирита и марказита. В нижних слоях этой свиты встречаются мощные прослои красных сланцев и песчаников. Мощность пород, относимых к нижней соленосной свите, для района Старуни 500—550 *м*. Соленосные отложения слагают ядро антиклинальной складки, простирающейся с северо-запада на юго-восток. В крыльях антиклинали обнажаются слободские и добротовские слои.

Северо-западная часть складки опущена и сдвинута на северо-восток. С этим нарушением связаны залежи озокерита.

Тип залежей жильный и пластовый. Озокерит заполняет трещины и сбросовые нарушения, а также в форме «лепа» содержится в прилегающих к ним породах. Пластовый озокерит связан с прослоями рыхлого песчаного материала, который он пропитывает. Основная жильная залежь расположена в сводовой части складки. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 15—20 *см*, а иногда и до 5—7 *м*.

Преобладающее простирание жил северо-западное с падением на северо-восток от 40 до 70°. По простиранию жилы часто разветвляются и затем вновь соединяются; пересечения жил дают небольшие гнездовые скопления.

Глубина распространения озокерита по данным бурения на нефть достигает 465 *м*. Разрабатывались же жилы озокерита шурфами и небольшими шахтами лишь до глубины 140 *м*. В настоящее время рудник законсервирован.

Качество озокерита, по данным Буяльского, который разведывал месторождение в 1940 г., характеризуется температурой каплепадения от 67 до 80°; содержание озокерита в породе 1,5%. Озокеритоносная площадь прослеживается на 2 *км*, вплоть до контакта соленосных отложений со стебникскими слоями.

По мнению Фонтейна, запасы озокерита на площади длиной 1 *км* до глубины 200 *м* составляют 89 000 *т*. После исключения из этого запаса выработанного количества озокерита, а также площадей, которые не могут эксплоатироваться по техническим причинам, Фонтейн считает, что запасы озокерита составляют до 60 000 *т*.

Планомерное развитие добычи озокерита в Старуни может быть осуществлено лишь после проведения детальных разведочных работ с определением количественной и качественной характеристики озокеритовых залежей. Для этого необходима постановка детальной геологической съемки и опробования площади распространения озокеритоносных пород с применением электроразведки и колонкового бурения. Наиболее перспективным участком для проведения разведочных работ является район с. Бабче, куда протягивается сброс, секущий складку Старуни. Амплитуда сброса в этом районе возрастает, на поверхности обнажаются породы соленосной свиты.

Месторождение Старуня является весьма перспективным. Даже такие общие подсчеты запасов, какие были сделаны Фонтейном, говорят о больших потенциальных возможностях месторождения. При выборе метода разработки надо учесть возможность применения открытого способа разработки (карьерами) верхних горизонтов.

Заключение

Месторождения озокерита Восточных Карпат по своим запасам стоят на первом месте в СССР. Однако, ввиду очень плохого состояния шахтного хозяйства на месторождениях, разрушенного немецкими оккупантами, и необходимости проведения широких восстановительных работ, до сих пор по добыче озокерита месторождения Западной Украины занимают лишь третье место в Союзе.

Имеются все данные для увеличения добычи озокерита в ближайшие годы. Для этого необходимо развернуть широкие геолого-разведочные работы как на самих шахтных полях (в Бориславе, Дзвиняче) для разведки ближайших участков, так и во всей полосе соленосной формации путем постановки электроразведочных и буровых работ на местах с известными выходами озокерита. В первую очередь должны быть проведены разведочные работы на реконструируемых перспективных участках Дзвиняча, Старуни и Трускавца. Во вторую очередь должны быть разведаны площади проявления озокерита в районах Воли Блажевска—Урож—Нагуевицы, Небылов—Делятин—Слобода Рунгурская.

КАМЕННЫЙ УГОЛЬ

Залежи каменного угля, связанные с отложениями каменноугольного периода, распространены на севере описываемой территории в пределах юго-западной окраины Русской платформы. Кроме того, месторождения и проявления каменного угля миоценового возраста известны на юге Верхне-Тиссенской впадины в районе с. Вышково.

Юго-западная окраина Русской платформы

Предположения о существовании в Галиции и на Волыни угленосных отложений под мезозойскими и кайнозойскими образованиями впервые появились в 1912 г. Но лишь в 1938 г. наличие угленосного карбона в районах Сокаля, Буска, Задвирья и др. были подтверждены разведочными работами, проводившимися Силезским концерном.

После воссоединения западных областей Украины с УССР поиски каменного угля в этих районах осуществлялись трестом «Львовуглеразведка» Министерства угольной промышленности СССР, а палеонтолого-

стратиграфические работы — Геологическим институтом Академии наук Украинской ССР. В результате работ Украинской Академии наук был установлен визе-намюрский возраст угленосных отложений Львовской мульды. В качестве перспективного района был выделен Сокальский.

Поисково-разведочные работы, временно прекращенные в связи с Великой Отечественной войной, были возобновлены в 1945 г.

Отложения карбона (визе, намюр) Львовской мульды залегают почти горизонтально, с наклоном на запад под углом 2—3°, их мощность достигает 1200—1300 *м*. Верхние части угленосной толщи размыты и несут следы древнего континентального выветривания.

Граница распространения карбона Львовской мульды на севере проходит далеко за пределы площади работ экспедиции в Волынскую и Брестскую области; на востоке она протягивается через районы гг. Горохова, Олеско, Бялы Камень, на юге — через Бобрку, Львов, Магеров. Месторождения каменного угля Львовской мульды относятся к типу закрытых, так как угленосная толща нигде не выходит на поверхность, залегая на глубинах от 80 до 500 *м*.

В визе-намюрских отложениях карбона было обнаружено до 50 прослойков каменного угля мощностью от 0,05 до 0,4, редко 0,5—0,6 *м*. В районе Буска отложения карбона образуют локальные поднятия.

В угленосной свите промышленный интерес представляет лишь пласт Бусский Двойной. Этот пласт распространен в районе Буска в Задвирье. В районе Буска он состоит из двух пачек каменного угля, разделенных глинистыми сланцами мощностью 0,04—0,73 *м*. Мощность верхней пачки 0,14—0,43, нижней 0,22—0,39 *м*. В северном направлении (к Каменке) мощность пласта уменьшается до 0,2—0,15 *м*, к западу он размыт, к востоку (близ г. Буск) расщепляется на два, отстоящих друг от друга на 0,7 *м*, и теряет рабочую мощность (рис. 163).

В районе Задвирья пласт Бусский Двойной не выдержан по строению и мощности. Этот пласт распространен на площади 5—7 *км*². В центральной и западной части этого участка пласт залегает на глубине 251—314 *м*, падая под углом 1—2° на запад. Кровлю и почву пласта слагают сланцы.

Уголь Бусского месторождения метаморфизован и относится к маркам коксовых, паровично-спекающихся и тощих углей (К, ПС, Т).

Каменные угли Львовского бассейна относятся к гумусовым, образовавшимся из остатков высших растений. Внешне — это черные, полублестящие угли, штриховатой или тонкополосчатой структуры, хрупкие, с неровным изломом, с уд. весом 1,49 и объемным весом 1,32. Твердость угля 3—3,5 по Моосу. Под микроскопом видно, что эти угли сложены чередованием микропрослойков клярен-дюрена и дюрена с линзочками фюзенизированных тканей и точечными включениями пирита, гипса и кальцита.

Химический анализ этих углей дал следующие результаты (по данным предварительного отчета «Львовуглеразведки» за 1948 г.):

	%		%	
Влага	0,32— 0,87	Сера	1,02—5,6	
Зола	2,72—12,52	Фосфор	0,02	
Кокс	68,5 —77,64	Калорийность	низшая	4247—8300 *кал*
Летучие	16,39—26,12	„	высшая	7626—8500 *кал*

Угли дают спекшийся, но пористый и хрупкий кокс.

Гидрогеологические условия Бусского месторождения неблагоприятны. С. М. Ткалич отмечает, что все скважины вскрыли в известняках карбона напорные воды, иногда самоизливающиеся. В Красне скважина вскрыла водоносный горизонт в породах юры. Водоносные горизонты встречены в мергелях верхнего мела; воды этих горизонтов нередко напорные, самоизливающиеся, с дебитом до 3 *л/сек*.

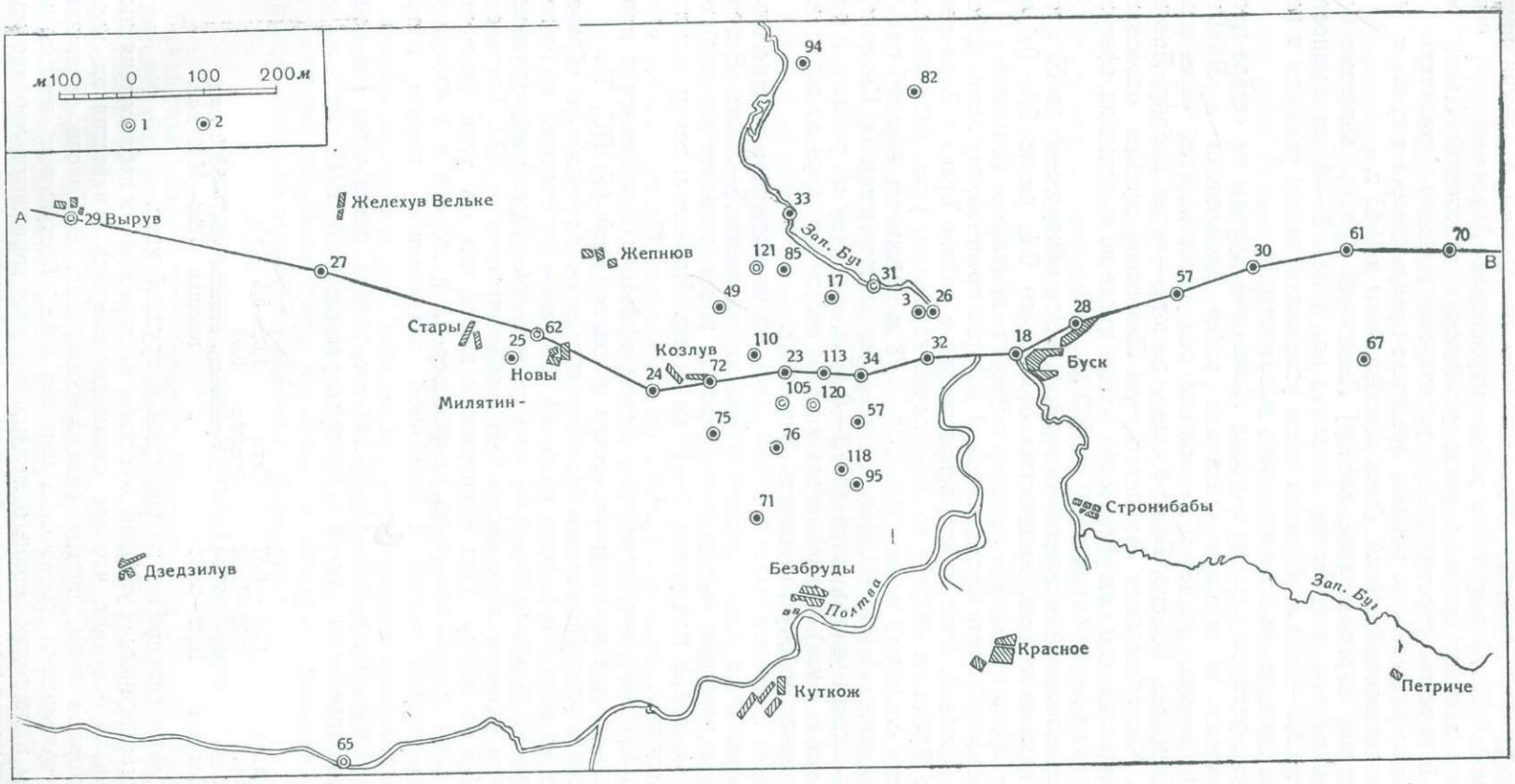


Рис. 163. План расположения разведочных скважин по Бусскому каменноугольному району.
Составили С. М. Ткалич и П. М. Посонов (1948 г.)

1—скважины в бурении; *2*—скважины законченные

Запасы, подсчитанные в 1948 г. работами треста «Львовуглеразведка» по пласту Бусский Двойной на площади 4260 тыс. $м^2$, при средней мощности 0,6 *м* и объемном весе 1,3 составляют по категориям $A_2 + B$ 3322 тыс. *т* угля.

В условиях разработки Бусского каменноугольного района подсчитанные запасы будут выработаны примерно в течение 20-летнего срока при эксплоатации одной шахтой, глубиной 250—300 *м*.

Эксплоатация каменного угля в районе Буска затрудняется малой площадью распространения продуктивного пласта (5—7 $км^2$), большой глубиной залегания угольного пласта и неблагоприятными гидрогеологическими условиями.

Восточнее района Буска отложения карбона отсутствуют, следовательно эти участки не представляют интереса для поисков каменного угля. К западу от Бусского района породы карбона погружаются под мощную толщу мезо-кайнозойских отложений, что затрудняет и удорожает детальную разведку этих участков. Наиболее перспективные районы для поисково-разведочных работ на каменный уголь расположены севернее площади работ экспедиции (район Сокаля, Порицка и др.). Эти районы осваиваются Министерством угольной промышленности СССР.

Верхне-Тиссенская впадина

В районе Вышкова на левобережье р. Тиссы известен ряд небольших угленосных площадей, связанных со средними и верхними горизонтами толщи среднесарматских песчано-глинистых отложений. По направлению с северо-запада на юго-восток в этом районе имеются следующие месторождения и проявления каменного угля: 1) Шаян, 2) Малый Ракош, 3) Надьтечеведь, 4) Фенеш.

Месторождение Шаян находится в 6 *км* к западу от с. Вышково у подножья гор Первый Шаян и Второй Шаян в долине р. Шаян. Углепроявления известны также в верховьях р. Шаян, по ее притокам и по р. Модерош с притоками. Вся эта угленосная площадь составляет около 12 $км^2$. Месторождение каменного угля Шаян было открыто в 20-х годах текущего столетия. В 1933—1937 гг. месторождение разведывалось штольней и скважинами ручного бурения. Добыча каменного угля, организованная в те годы, продолжалась до 1941 г. В 1943 г. в период оккупации была начата другая разведочная штольня, остановленная в 1944 г.

По данным буровой скважины, встречено 6 пластов и пропластков каменного угля (табл. 31).

Таблица 31

Глубина залегания и мощность угольных пластов и пропластков месторождения Шаян

Интервал, *м*	Мощность угольных пластов и пропластков, *см*	Интервал, *м*	Мощность угольных пластов и пропластков, *см*
10,1 —10,35	25	34,70—34,90	20
19,80 20,15	35	42,34—42,95	61
25,25—25,35	10	52,03—52,97	94

Шурфом, пройденным между горами Первый Шаян и Второй Шаян, было вскрыто три пропластка каменного угля, мощностью 20—30 *см* каждый. Пройденная в 1948 г. «Львовуглеразведкой», близ русла р. Шаян между горами Первый Шаян и Второй Шаян буровая скважина глубиной 150 *м* пересекла два пластика угля мощностью 10 и 40 *см*. Каменный уголь, вскрытый шурфами, скважинами и штольнями, обладает черной и буровато-черной окраской, блеском, плотным строением.

Анализ каменного угля из месторождения Шаян, произведенный в лаборатории ВСЕГЕИ Н. С. Вартановой (1948 г.), дал следующие результаты:

	%
Влага лабораторная	8,7
Зола на сухое топливо	6,85
Летучие	34,55

Элементарный состав органической массы: C 68,17%, H 5,00%, S 0,65%, N 1,47%. Калорийность 7861 *кал.*

Из других углепроявлений в пределах угленосной площади в районе рр. Шаян и Модерош необходимо отметить следующие. В русле правого притока р. Модерош шурфом вскрыт пропласток каменного угля мощностью 15 *см.* В верховьях р. Шаян известны по шурфам и естественным обнажениям два пластика каменного угля: верхний имеет мощность 30 *см*, нижний 15 *см.* Эти пластики и пласты на самом месторождении Шаян отличаются невыдержанностью по простиранию. Однако значительное количество пропластков каменного угля на месторождении Шаян и близкая к рабочей мощность некоторых из них позволяют считать это месторождение наиболее перспективным из всех углепроявлений Вышковского района. Проведение на нем геолого-разведочных работ является первоочередной задачей. Эти работы должны включать детальную структурно-геологическую съемку, разведку канавами и расчистками, а затем бурением.

Углепроявления в районе Малый Ракош, по р. Ракош, левому притоку р. Киш, известны с 30-х годов текущего столетия. Здесь была пройдена одна штольня, несколько шурфов и канав. Вся угленосная площадь составляет 0,4 *км*². Известно три пропластка каменного угля мощностью 10, 18 и 30 *см.* Уголь темнобурый, почти черный, блестящий.

Углепроявления по р. Надьтечеведь находятся в верхнем течении правого истока р. Надьтечеведь к югу и юго-западу от р. Вархедь. Угленосная площадь составляет 0,5 *км*². Шурфами вскрыты три пропластка каменного угля суммарной мощностью 60 *см*; они разделены тонкими прослоями глин. Уголь черный, с сильным блеском, по внешнему виду и по качеству близок к углю месторождения Шаян. Углепроявления у Надьтечеведь заслуживают постановки здесь геолого-разведочных работ.

Углепроявления по р. Фенеш расположены к юго-востоку от с. Вышкова. Близ русла реки видны следы старых штолен. В 1946 г. шурфом был вскрыт пласт каменного угля мощностью 40—45 *см.* Южнее известна пачка пропластков суммарной мощностью 31 *см.* Уголь буро-черный до черного, блестящий. Вся угленосная площадь составляет 5 *км*².

Как указывалось, все углепроявления в районе Вышкова приурочены к толще песчано-глинистых отложений среднесарматского возраста. Характерной особенностью этих углепроявлений, резко отличающей их от других угольных месторождений Закарпатья такого же и более древнего возраста, является то, что уголь в них более высококачественный. Высокая степень углефикации обусловлена, повидимому, контактовым воздействием широко развитых в районе Вышкова интрузий кварцевых диорит-порфиритов.

БУРЫЙ УГОЛЬ

Бурый уголь, связанный с отложениями нижнего и среднего миоцена в пределах юго-западной окраины Русской платформы, известен в районе г. Золочева, а также во Внешней зоне краевого прогиба в районе г. Коломыи.

В Центральной синклинальной зоне наблюдался ряд углепроявлений в отложениях нижнекросненской свиты в северо-восточной части листа

М—34—XXIX и в отложениях менилитовой свиты в районе г. Славско (лист М—34—XXX).

К северо-западу от г. Коломыи, в районе Богородчан и Калуша, известны углепроявления в породах покутской свиты, не имеющие промышленного значения.

Залежи бурого угля верхнемиоценового возраста широко распространены в зоне закарпатских миоценовых впадин и приурочены к отложениям осадочно-вулканогенной свиты.

Юго-западная окраина Русской платформы и Внешняя зона краевого прогиба

Месторождения бурого угля юго-западной окраины Русской платформы и Внешней зоны краевого прогиба связаны с угленосными отложениями миоцена Днестровского буроугольного бассейна.

На площади, исследованной Карпатской экспедицией, расположена западная часть Золочевского угленосного района (участок Козаки, Вороняки, Подгорцы и др.). Коломыйский угленосный район почти целиком, за исключением месторождения Мышин, находится за пределами работ экспедиции.

Известно, что эксплоатация буроугольных месторождений Днестровского угленосного бассейна началась свыше 100 лет тому назад.

Систематических разведочных и научно-исследовательских работ на этих месторождениях до воссоединения территории с СССР не проводилось.

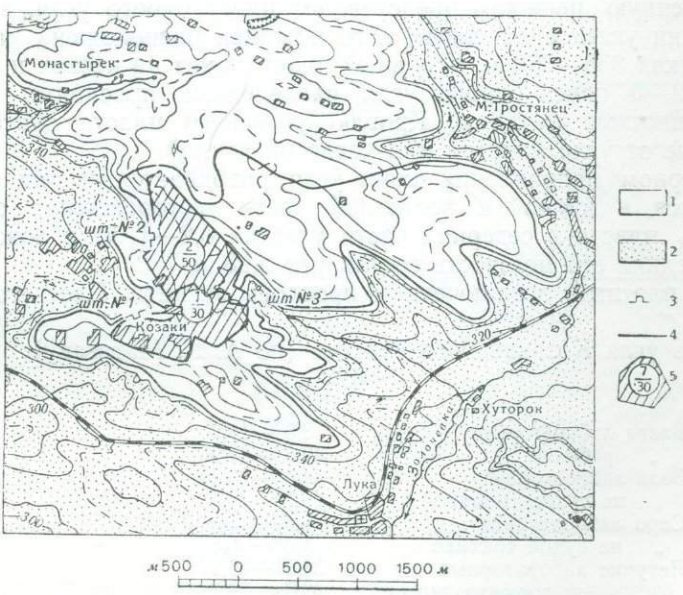


Рис. 164. Обзорная геолого-промышленная карта Золочевского буроугольного месторождения (трест Львовуглеразведка, 1947 г.)

1—миоцен; *2*—верхний мел; *3*—эксплоатационные штольни; *4*—контур разведанной площади; *5*—шахтное поле. В кружке даны: номер шахты (числитель) и годовая производительность в тыс. *т* (знаменатель)

Золочевская группа буроугольных месторождений (рис. 164). Угленосная свита Золочевского месторождения залегает горизонтально на размытой поверхности мергелей верхнего мела. Нижние части этой свиты, содержащие промышленные залежи бурого

угля, по данным В. П. Казаковой, относятся к гельветскому ярусу, верхние — к тортонскому. Угленосная свита сложена песчано-глинистыми породами, с прослоями углистых глин и бурого угля. Мощность угленосной свиты непостоянна.

Пласты бурого угля в пределах Золочевского угленосного района весьма невыдержанны по простиранию, часто выклиниваются и расщепляются на отдельные пачки, разделенные прослоями глин и песков; местами они представляют собой небольших размеров линзы мощностью до 0,5 *м* (район Вороняк, Зарваницы). В некоторых случаях в угленосных слоях присутствуют лишь углистые глины (район Гуциско—Олеско).

Породы, слагающие Золочевское месторождение, в значительной степени обводнены; приток воды в эксплоатационные выработки достигает 40 $м^3/час$.

На территории работ экспедиции лишь один участок Золочевского буроугольного месторождения имеет промышленную ценность и эксплоатируется — это участок у с. Козаки.

Участок Козаки находится в 7,5 *км* восточнее г. Золочев. Разрабатывается он с 1906 г. В 1947 г. месторождение было разведано на площади 400 *га* трестом «Львовуглеразведка». Угленосная свита, залегающая на размытой поверхности верхнемеловых мергелей и имеющая на участке мощность 1,5—4 *м*, сложена чередованием песков, глин (в том числе и углистых) и угля. На угленосных слоях залегают пески с прослоями глин мощностью до 10 *м*, выше — литотамниевые известняки (до 20 *м*). Четвертичные отложения представлены суглинками с глинами, мощность которых колеблется от 1 до 12 *м*.

Залегание слоев угленосной свиты горизонтальное, слегка волнистое. Промышленную ценность представляет пласт бурого угля, залегающий в основании угленосной свиты. Его подошва расположена на абсолютных отметках 356—368 *м*. Угольный пласт лежит на песках и глине и состоит из 2—3 пачек бурого угля, разделенных прослоями глины или песка мощностью до 0,8 *м*. Кровлю угольного пласта слагают пески, отделенные от угля илистой или углистой глиной.

В северном направлении пласт угля разбивается на ряд линз и выклинивается, в южной и восточной части месторождения он размыт. Мощность пласта в северной части участка 0,2—1 *м*, в южной 0,25—1,5 *м*. Средняя его мощность составляет 0,98 *м*.

Уголь плотный, с включением прослоев лигнита. Цвет его бурый до черного.

Анализ угля Козаковского участка (по А. К. Матвееву):

	%	
Влага лабораторная	8,8 —11,2	
„ рабочая	40,53—42,95	
Зола лабораторная	24,65—26,25	
„ на сухое топливо	27,75—28,78	
Сера лабораторная	4,89— 5,82	
„ на сухое топливо	5,36— 6,55	
Летучие лабораторные	31,21—32,27	
„ на горючую массу	48,02—50,3	
Кокс лабораторный	56,53—60,0	
Теплотворная способность (на рабочее топливо)		2090—2406 *кал*
„ „ (на горючую массу)		4460—4668 *кал*

Запасы участка Козаки, по данным В. В. Трощенко, на 1945 г. составляли по категориям $A_2 + B$ — 200 000 *т* угля.

На площади работ Карпатской экспедиции в Золочевском районе угленосность отмечается в ряде пунктов к северу от г. Золочева. В районе Подгорцев и Ясинов (за пределами листа М—35—XIX) оконтуривается площадь, на которой в угленосной свите присутствует 1—2 пласта бурого угля. В районе Ясинова уголь эксплоатируется.

В 1940 г. в результате работ Золочевской геолого-разведочной партии треста «Львовуглеразведка» на площади Подгорцы—Ясинов, равной 700 000 $м^2$, были подсчитаны запасы в 740 тыс. $т$, из которых 606 450 $т$ — промышленные.

Анализ углей этого участка (по отчету П. Г. Андреева) следующий:

	%
Влага лабораторная	12,06—33,74
Зола на сухое топливо	19,90—85,41
Сера общая на сухое топливо	1,33— 8,86
Летучие на горючую массу	16,67—49,72
Теплотворная способность	6200—6400 *кал*

С. М. Ткалич считает бурые угли Золочевского месторождения аллохтонными образованиями. Золочевское месторождение носит признаки параллических углей, образовавшихся в условиях периодически наступающего моря, на что указывают морской характер угленосных отложений и наличие нескольких угольных пластов.

Отчетливо выражены признаки углей платформенного типа: небольшая мощность угольных пластов, широкое распространение угленосных отложений в районе (Золочев, Рава-Русская, Кременец), слабый метаморфизм углей.

Низкое качество угля, маломощность угольных пластов, невыдержанность их по простиранию, значительная обводненность месторождений — все это создает неблагоприятные условия для их эксплоатации.

Коломыйское месторождение (рис. 165). Собственно Коломыйское буроугольное месторождение находится восточнее площади работ экспедиции. Лишь Ковалевско-Стопчатовский участок месторождения прилегает к границе планшета М—34—XXV.

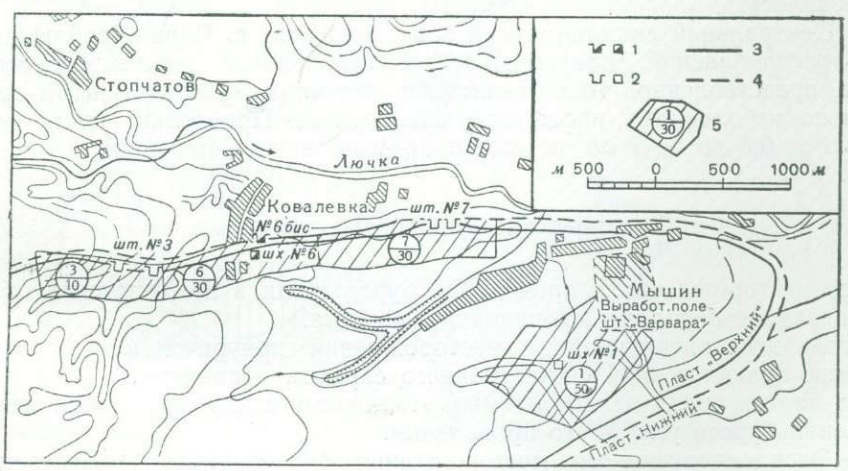


Рис. 165. Обзорная геолого-промышленная карта Коломыйского буроугольного месторождения (трест Львовуглеразведка, 1947 г.)

1—действующие штольни и шахты; *2*—проектные штольни и шахты; *3*—контур разведанной угольной залежи; *4*—предполагаемый контур угольной залежи; *5*—шахтное поле. В кружке даны: номер шахты или штольни (числитель) и годовая производительность в тыс. *т* (знаменатель)

Угленосность Коломыйского месторождения связана с отложениями средней части покутской свиты, сложенной песками, песчаниками и конгломератами, замещающимися в направлении Покутских Карпат песчаными глинами, алевролитами и аргиллитами, содержащими прослойки и пласты бурого угля. Выше лежат так называемые «верхнепокутские глины». Возраст покутских слоев определяется как верхнетортонский.

В этой угленосной свите содержатся три пласта бурого угля. Нижний лежит в 80—100 *м* выше подошвы свиты и состоит из нескольких пропластков угля мощностью 0,05—0,4 *м*. Общая мощность нижнего пласта 0,05—3,5 *м*. Кровлю его слагают глина и песок. Вследствие сложного строения и невыдержанной мощности нижний пласт считается нерабочим. На 42 *м* выше этого пласта лежит пласт Верхний, сложенный 1—4 пачками бурого угля, разделенными глинами и аргиллитами. Мощность пачек от 0,1 до 1,2 *м*. Мощность прослоев пустых пород 0,05—0,5 *м*. Суммарная мощность пласта 0,1—1,3 *м*. Средняя мощность 0,6 *м*. Пласт Верхний в местах с мощностью 0,5 *м* считается рабочим. В 22 *м* выше него на месторождении прослеживается прослой бурого угля, не имеющий промышленной ценности (мощность 0,05 *м*).

В структурном отношении Коломыйское месторождение представляет собой синклинальную складку с направлением оси, близким к широтному.

Бурые угли Коломыи являются переходными к каменным. Цвет их черный, блеск жирный, излом неровный. Уд. вес 1,28—1,44. Объемный вес 1,3, влагоемкость на сухое топливо составляет 12—16%, зольность 5—8%. Летучих в горючей массе 53—47% (данные из отчета Ткалича, 1945 г.).

Запасы Коломыйского месторождения (по подсчетам А. К. Матвеева на 1945 г.) составляют 5 млн. *т* по категории C_1.

В связи с хорошим качеством угля можно рекомендовать организацию широких геолого-разведочных работ к юго-востоку от г. Коломыи.

К северо-западу от г. Коломыи, в районе Богородчан и Калуша (лист М—35—XXV), отмечены углепроявления в породах покутской свиты. Уголь встречается в виде тонких (1—3 *см*) прослоев и линз. Толщина линз не превышает 5—10 *см*. Промышленных пластов в этих районах не наблюдалось.

В Центральной синклинальной зоне, к югу от с. Чарна, наблюдался ряд углепроявлений, приуроченных к отложениям нижнекросненской свиты, представленной толстослоистыми песчаниками с отдельными сравнительно небольшими прослоями аргиллитов. Прослойки угля, мощностью от 0,5 до 5—7 *см*, не имеют промышленного значения.

Закарпатские миоценовые впадины

Все месторождения и проявления бурого угля в Закарпатской области связаны с породами миоценового возраста.

Уголь эксплоатирующихся месторождений приурочен к угленосной осадочно-вулканогенной свите среднего сармата — паннона.

На картах полезных ископаемых отмечаются следующие точки месторождений бурого угля и его проявления:

А. Эксплоатирующиеся месторождения бурого угля: 1) Березинка, 2) Ильница, 3) Горбки, 4) Великий Раковец.

Б. Месторождения бурого угля, где раньше производилась добыча: 1) Билки, 2) Велятин, 3) Задне, 4) Крива, 5) Угля.

В. Проявления бурого угля: 1) Буковинка, 2) Водица, 3) В. Водяное, 4) Ганичи, 5) Дилок, 6) Липша, 7) Ляховцы, 8) Нижняя Новоселица, 9) Немецкая Кучава, 10) Ряпидь, 11) Ужгород.

Ниже дается краткое описание эксплоатирующихся месторождений бурого угля. Данные о месторождениях бурого угля, на которых раньше производилась добыча, и об углепроявлениях сведены в таблицу, которая приводится ниже — после описания эксплоатирующихся месторождений.

Березинское месторождение является одним из наиболее крупных угольных месторождений Закарпатской области. Углепро-

явления в районе этого месторождения наблюдаются на площади 6—7 *км*² (рис. 166).

Непосредственно на Березинском месторождении механическим бурением обнаружено около 30 угольных пластов и пропластков. Месторож-

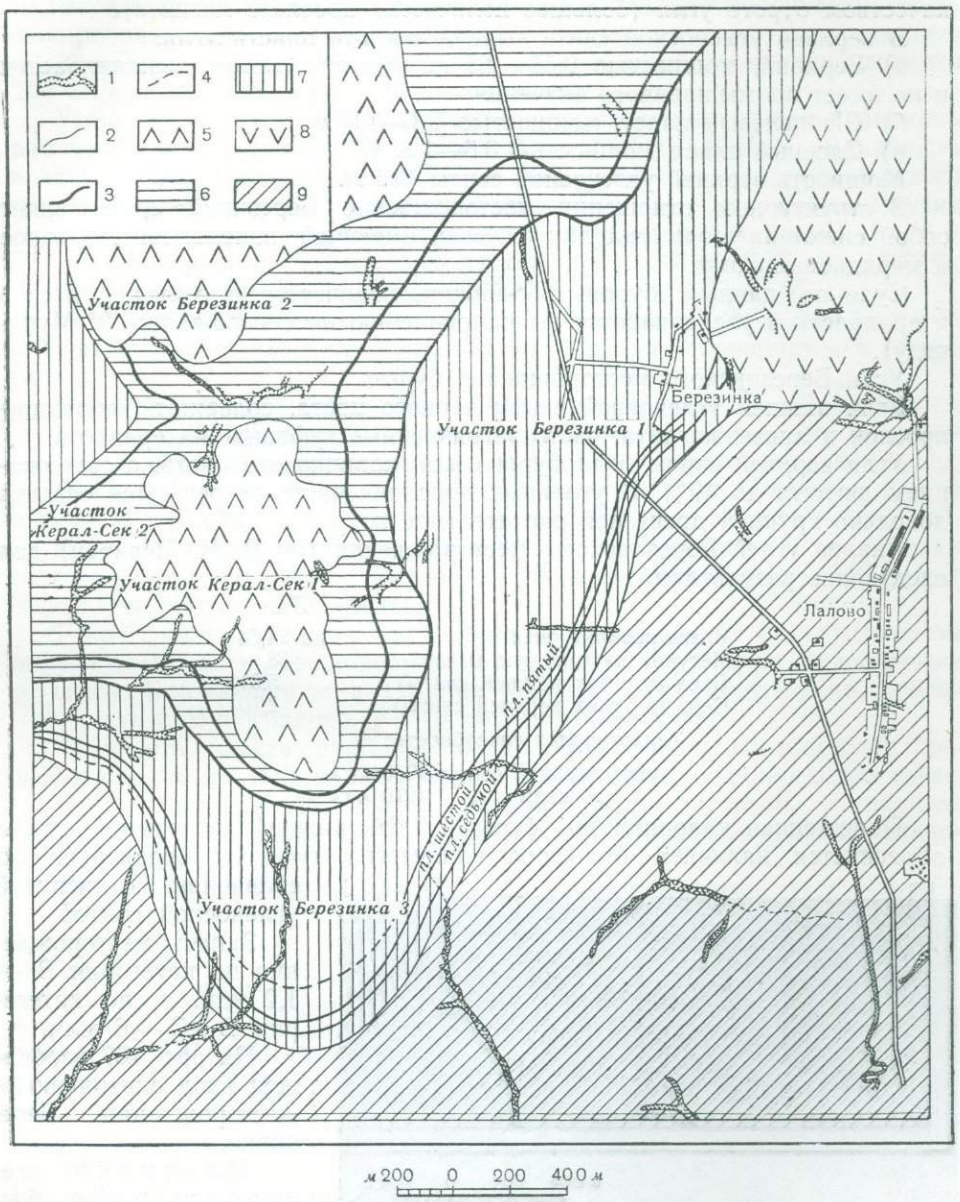


Рис. 166. Геологическая карта Березинского буроугольного месторождения. Составил В. И. Исаков (1947 г.)

1—элементы овражной сети; *2*—линия контакта свит; *3*—линия выхода пласта; *4*—предполагаемая линия выхода пласта; *5*—дацитовый горизонт; *6*—верхняя угленосная свита; *7*—нижняя угленосная свита; *8*—горизонт нижних андезитов и их туфов; *9*—нижняя морская безугольная свита

дение находится в пределах листа М—34—XXXV, в 7—8 *км* к юго-востоку от г. Мукачево и в 1—2 *км* южнее с. Березинка.

В геологическом строении района принимают участие осадочные и вулканогенные породы миоцена. Среди них В. И. Исаков выделяет: нижнюю угленосную свиту, туффиты, алевролиты, туфобрекчии, дацито-

вые туфы, аргиллиты, туфогенные песчаники и прослои бурых углей. Иногда встречаются прослои андезитов незначительной мощности.

Мощность свиты 198 *м*. Верхняя угленосная свита отличается от нижней угленосной свиты отсутствием туфогенных прослоев и более низким качеством бурого угля (большое количество прослоев лигнита).

В верхней угленосной свите выделяется три пласта угля:

а) Верхний, мощностью 0,55—2,5 *м*. Пласт быстро выклинивается и не имеет промышленного значения;

б) Штольневый пласт, мощностью 1,1—1,2 *м*;

в) Слоеный пласт, мощностью 0,6—1,8 *м*.

Мощность верхней угленосной свиты 116 *м*.

В структурном отношении месторождение Березинка представляет собой синклинальную складку с осью, имеющей направление, близкое к меридиональному.

Судя по данным буровых скважин, количество угольных пластов и пропластков увеличивается по направлению на северо-запад (к Мукачеву).

Угли Березинского месторождения бурые.

Угли нижней угленосной свиты черного цвета, содержат небольшие прослои и линзы лигнита, часто загрязненные туфовым материалом.

Угли верхней свиты темнобурого или коричневого цвета, с содержанием лигнита до 40%. В угольных прослоях часто встречаются остатки довольно крупной древесной растительности.

Анализ углей Березинского месторождения (по В. И. Исакову) дал следующие результаты:

	%
Влага лабораторная	до 34,64
Летучие на горючую массу	38
Сера (в углях нижней свиты)	5,81
Сера (в углях верхней свиты)	2,70

Теплотворная способность:

угли верхней свиты 4750 *кал*
„ нижней „ 4210 *кал*

Пониженная калорийность бурых углей нижней угленосной свиты объясняется наличием большого количества туфовых прослойков по сравнению с верхней угленосной свитой.

Запасы месторождения по категории В — 1,2 млн. *т*, по категории В+С — 6 млн. *т*.

На рис. 167 изображен вход в штольню на месторождении Березинка.

Рис. 167. Месторождение Березинка. Вход в штольню

Ильницкое месторождение было известно еще с 1865 г. и разрабатывалось местным населением посредством небольших штолен.

Месторождение находится в 4 *км* северо-восточнее районного г. Иршавы, на площади селения Ильница.

В настоящее время месторождение эксплоатируется местной промышленностью.

Ильницкое месторождение приурочено к угленосной осадочно-туфогенной свите сармата—паннона. Залегание угленосной толщи почти го-

ризонтальное или с небольшим падением под эффузивно-туфогенные образования.

По данным Б. И. Данцкевича (1948 г.), в угленосной свите обнаружено пять линзообразных залежей бурого угля непостоянной мощности (0,10—4,5 *м*). Угли темнобурого цвета, представляют собой слабо углефицированную массу органического вещества с включениями лигнита и туфогенного материала. В верхних трех залежах содержание лигнита 20—30%, в нижних двух — 10%.

Уголь характеризуется следующими показателями: общая влажность рабочего топлива колеблется в пределах от 13 до 40,20%. Влажность воздушно-сухого топлива от 8,08 до 30,05%. Зольность абсолютно-сухого топлива колеблется в пределах от 6,38 до 61,70%. Содержание летучих веществ в горючей массе (в безводной и беззольной части) 39,73—57,70%. Содержание серы изменяется в пределах от 0,78 до 12,20%. Теплотворная способность 2462—6200 *кал*. Уд. вес 1,33—1,67.

Угли Ильницкого месторождения по содержанию углерода относятся к бурым, а по отношению содержаний углерода к водороду — к гумусовым.

В результате произведенных поисковых работ Б. И. Данцкевичем установлено, что угольные пласты северной части Ильницкого месторождения прослеживаются и в центральной части Иршавской котловины, причем в последней мощность их значительно меньше; первый и третий пласты отсутствуют, а остальные имеют нерабочую мощность (менее 1 *м*).

Перспективные запасы на Ильницком месторождении, по данным геолога С. С. Коврижкина, составляют: по категории C_1+В — 6000 тыс. *т* и по категории C_2 — 13 800 тыс. *т*.

Горбское месторождение расположено в Виноградовском округе, в 0,5 *км* к северо-востоку от селения Горбки, на левобережье р. Тиссы. Ближайшая ж.-д. станция Королево находится в 2 *км*, районный центр г. Виноградово — в 10 *км* к юго-востоку.

Мощность пласта бурого угля невыдержанная, колеблется в пределах от 0,88 до 15,3 *м*. Приурочен он к осадочно-вулканогенной свите.

Уголь представлен плотно слежавшимся лигнитом с включениями туфа и глинистого материала. Часто наблюдаются линзы опаловидной породы.

Качество угля характеризуется следующими данными:

	%
Зола на сухое топливо	13,6 —50
Влага лабораторная	7,0 —35
Сера на сухое топливо	0,00— 1,14
Летучие лабораторные	13 —31
Кокс лабораторный	41,69—71,2
Теплотворн. способн. на сух. массу	3454 – 4819 *кал*
Битумы на безводн. и беззольн. массу	0,66—0,75 %

Этот уголь относится к III сорту. Запасы, подсчитанные на площади 345 600 $м^2$ по категориям A_2+В, составляют 1,81 млн. *т*.

Месторождение Великий Раковец находится в Иршавском районе, в 4 *км* от с. Великий Раковец.

Месторождение эксплоатировалось до 1943 г. венграми.

Бурый уголь залегает в осадочно-вулканогенной толще среднего сармата—паннона в виде двух пластов.

По данным Е. В. Буреш, первый пласт имеет незначительную мощность — 0,15—0,25 *м*, второй, с непостоянной мощностью 0,15—1,85 *м*, лежит на глубине 20 *м* от поверхности. Подстилаются и покрываются угольные слои серыми песчанистыми глинами, которые, в свою очередь, перекрываются туффитами и туфами.

Таблица 32

Характеристика месторождений бурого угля и углепроявлений

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния (координаты от Гринвича)	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
1	M—34—XXXVI	41	**с. Билки**, Закарпатская обл., Иршавский округ, в 2 *км* от с. Билки 48°20′ с. ш. 23°06′ в. д.	Пласт лигнита мощностью 0,8—1,6 *м* залегает горизонтально в песчано-глинистой толще тортон-гельвета, которая покрывается андезитовыми туфами и брекчией. Бурением обнаружено 6 пластов мощностью: 1) 0,5—1,2 *м*; 2) 0,15 *м*; 3) 0,65 *м*; 4) 0,8 *м*; 5) 0,5—1,10 *м*; 6) 0,03—1,2 *м* Разрабатывалось до 1941 г.
2	M—34—XXXV	2	**Буковинка**, Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°27′ с. ш. 22°49′ в. д.	Разведочной скважиной в 1945 г. был вскрыт угольный пласт мощностью 0,20 *м*. Выходы бурого угля встречены в двух точках Возможные геологические запасы около 600 тыс. *т*
3	M—34—XXXVI	5	**Велятин**, Закарпатская обл., Хустский округ 48°08′ с. ш. 23°18′ в. д.	Известно два пласта лигнита. Один из них имеет мощность около 0,25 *м*, максимальная мощность другого составляет 0,60 *м*. Уголь бурого цвета. Качество угля невысокое. Вся угленосная площадь занимает около 5 $км^2$ Разведывалось в 1936—1937 гг. неглубокими шурфами и закопушками
4	M—34—XXXVI	10	**Верхне Водяное**, Закарпатская обл., Тячевский округ 48°00′ с. ш. 23°00′ в. д.	В районе месторождения установлен следующий геологический разрез (сверху вниз): 1. Конгломераты мощностью 10 *м* 2. Песчаники светлосерые мощностью 5 *м* 3. Аргиллиты плотные серого цвета мощностью 4 *м* 4. Пласт угля, состоящий из 9—12 прослоев бурого угля мощностью от 2 до 10 *см*, разделенных прослойками аргиллита мощностью 5—15 *см* Возраст — верхний тортон. 5. Аргиллит плотный серого цвета. 6. Конгломерат. Анализ угля: W^c (возд.-сухое топливо) — 0,34%, W^r (гигроскоп. при 105°) — 3,22%, A^c (абс. сухое топливо) — 5,25%. Калорийность 7350 *кал* В 1921—1922 гг. чехами были пройдены четыре штольни длиной от 3,2 до 73,3 *м*
5	M—34—XXXVI	9	**Водица** (Апшица), Закарпатская обл., Тячевский округ 48°00′ с. ш. 23°56′ в. д.	В серых глинах миоцена (верхний тортон) заключены тонкие прослои (до 20 *см*) и линзы бурого угля. Покрываются глины толщей конгломератов. Вследствие плохой обнаженности никаких иных сведений о геологическом строении и перспективах месторождения получить нельзя Давно открыто и используется местными жителями для кузн. работ

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния (координаты от Гринвича)	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
6	M—34—XXXVI	11	**Ганичи**, Закарпатская обл., Тячевский округ, ручей Солоной (левый приток р. Терешвы), выше сел. Ганичи 48°07′ с. ш. 23°50′ в. д.	Бурый уголь. Близ устья правого крупного притока р. Солоной, недалеко от колодца, в отвалах разведочного шурфа или штольни видны немногочисленные обломки черного блестящего угля; толщина пласта до 4 *см*. Прослои угля залегают в толще песчаников и глин, в которых видны мелкие линзочки и прослойки (до 3 *мм*) блестящего угля. Указанная толща подстилается соленосными глинами и дацитовыми туфами и перекрывается мощной свитой конгломератов, песчаников и глин. Возраст угленосной толщи — гельвет (?). Падение свиты ЮЗ 205° под углом 20° Разведывалось до 1945 г., не эксплоатировалось
7	M—34—XXXV	3	**Дилок**, Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°27′ с. ш. 22°52′ в. д.	В угленосной толще встречаются пласты лигнита мощностью до 2,3 *м*, но они содержат так много глинистого вещества, что являются местами глинисто-углистыми сланцами. Возраст: гельвет — нижний тортон. Анализ угля: зола — 65,51%, летучие — 27,23%, сера — 1,55%, влага — 12,03% Открыто местными жителями. Не эксплоатируется
8	M—34—XXXVI	6	**с. Задне**, Закарпатская обл., Иршавский округ 48°21′ с. ш. 23°15′ в. д.	Бурый уголь. В песчано-глинистой толще среднего сармата — паннона залегают три пласта бурого угля мощностью 15—80 *см*, соединяющиеся потом в один пласт мощностью 0,7 *м*; падение 180—200° под углом 30—45°. Калорийность угля 5511 *кал*. Бурением вскрыто девять угольных пластов. Анализ угля: № 1 — Влага 16,37; Зола 13,7; Летучие 38,13; Сера 1,51; Уд. вес 1,46; Калорийность на сухое топливо 5660; Калорийность на горючую массу 6833 № 2 — Влага 17,07; Зола 17,30; Летучие 40,56; Сера 1,96; Уд. вес 1,95; Калорийность на сухое топливо 6080; Калорийность на горючую массу 7340 В 1918 г. открыто и эксплоатировалось местными жителями. Сейчас не эксплоатируется
9	M—34—XXXVI	7	**Крива**, Закарпатская обл., Хустский округ, в 5 *км* к западу от г. Хуст 48°11′ с. ш. 23°13′ в. д.	Пласты угля залегают на туфах. Мощность пластов превышает 1 *м*. Падение на юг и юго-запад под углом 35—40°. Угольные пласты залегают на глубинах 75, 103 и 197 *м*. Уголь плотный, черного цвета, слои-

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния (координаты от Гринвича)	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
				стый, с включениями туфогенного материала, с блеском на изломе Эксплоатировалось. В настоящее время законсервировано Анализ угля: Влажность лабораторная 16,04% Зольность 15,45% Сера 3,85% Летучие 32,88% Кокс 51,68% Калорийность 4875 *кал*
10	M—34— —XXXV	4	**Кустановица**, Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°27′ с. ш. 22°47′ в. д.	Бурый уголь залегает двумя прослоями среди плотных и песчанистых глин сармат-тортонского возраста. Верхний прослой угля имеет мощность 0,35 *м*, нижний на глубине 190,5—200 *м* залегает в форме линзы и имеет мощность от 0,45 до 1,65 *м* Запасы на площади 3 *га* равны 30 тыс. *т*
11	M—34— —XXXVI	12	**Липша**, Закарпатская обл., Хустский округ 48°16′ с. ш. 23°18′ в. д.	Старые выработки, пройденные местными жителями, завалены и поросли травой. Лишь по сохранившимся отвалам можно установить, что прослои бурого угля мощностью до 0,3 *м* залегали среди песчано-глинистой толщи нижнего тортона (терешвинская свита) Эксплоатировалось местными жителями. Производится разведочное бурение трестом «Львовуглеразведка»
12	M—34— —XXXV	5	**Ляховцы**, Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°33′ с. ш. 22°30′ в. д.	Слои лигнита отличаются крайней невыдержанностью мощности и плохим качеством. Вмещающая их песчано-глинистая толща гельвет-тортона сильно дислоцирована. Угольный пласт мощностью 0,30 *м* с падением на юго-запад под углом 20—30° залегает среди серых песчанистых глин с включениями туфогенного материала Не эксплоатируется
13	M—34— —XXXV	6	**Немецкая Кучава**, Закарпатская обл., Мукачевский округ 47°27′ с. ш. 22°50′ в. д.	В синих глинах и песчаниках миоценового возраста пласт лигнита мощностью 25—60 *см*. Углы падения 40—33° Эксплоатируется местными жителями
14	M—34— —XXXVI	13	**Нижняя Новоселица**, Закарпатская обл., Тячевский округ 48°08′ с. ш. 23°47′ в. д.	Песчано-глинистая толща нижнего тортона содержит прослой черного блестящего угля калорийностью 6205 *кал* Эксплоатировалось до 1943 г.
15	M—34— —XXXV	7	**Ряпидь**, Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 22°53′ в. д.	Пропластки лигнита мощностью 0,1—0,4 *м* в песчано-глинистой толще гельвета — нижнего тортона (?) Открыто местными жителями. Не эксплоатируется.

Продолжение табл. 32

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния (координаты от Гринвича)	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
16	М—34—XXXVI	8	**Угля**, Закарпатская обл., Тячевский округ 48°09′ с. ш. 23°41′ в. д.	В песчано-глинистой толще миоцена (терешвинская свита нижнего тортона), сильно дислоцированной, залегают линзы и прослои угля в 20, 30 и 80 *см* мощности. Анализ угля: влага — 2,30%, зола — 4,09%, сера — 2,91%, летучие — 33,89%, кокс — 66,11%. Калорийность 7861 *кал* Эксплоатировалось до 1943 г.
17	М—34—XXXV	8	**Ужгород**, Закарпатская обл., Ужгородский округ, в 1 *км* к северу от г. Ужгород 48°38′ с. ш. 22°17′ в. д.	В туфогенных конгломератовидных породах сармат-плиоценового возраста два горизонтальных прослоя лигнита низкого качества. Мощность 0,3 и 0,35 *м*. Кровлей угольного пласта являются туфы, подошвой — глина с включениями туфогенного материала

Качество углей характеризуется следующими данными:

Зольность на сухую массу	32,75%
Влага лабораторная	17,16%
Теплотворная способность на сухую массу	3685 *кал*

Уголь Велико-Раковецкого месторождения относится к бурым углям III сорта.

Запасы на разведанной площади (16,4 *га*) по категориям $A_2 + B$ составляют 176 000 *т*.

Остальные месторождения бурого угля и точки углепроявления охарактеризованы в табл. 32.

Из изложенного можно сделать следующие выводы:

1. Все более или менее значительные месторождения приурочены к угленосной свите среднего сармата—паннона. Среди отложений этой свиты возможно нахождение месторождений бурого угля, подобных описанным.

2. Угли залегают в виде линз или быстро выклинивающихся пластов. Мощность пластов угля почти всегда непостоянная. Сильно меняется и зольность углей.

3. Низкое качество углей, невыдержанность угольных пластов по простиранию и по мощности создают ряд затруднений для эксплоатации месторождений и ставят их в число месторождений местного значения. Однако до последнего времени бурые угли являются единственным видом минерального топлива в Закарпатской области. Они с успехом обеспечивают нужды местных предприятий и железнодорожного транспорта.

БИТУМИНОЗНЫЕ СЛАНЦЫ

Битуминозные сланцы широко представлены в менилитовой свите олигоцена, развитой на территории складчатой области Восточных Карпат, образуя в породах менилитовой свиты прослои мощностью от нескольких до десятков сантиметров. Суммарная мощность битуминозных сланцев исчисляется десятками метров. Это — плотные тонкослоистые

породы пелитового состава, от темнокоричневого до черного цвета, с желтыми налетами ярозита на плоскостях насланцевания.

С битуминозными породами менилитовой свиты многие исследователи связывают происхождение нефти на Карпатах.

Результаты опробования менилитовых сланцев (по А. Ружицкому) даны в табл. 33:

Таблица 33

Результаты опробования менилитовых сланцев (по А. Ружицкому)

Район	Зола, %	Горючие и летучие вещества, %	Район	Зола, %	Горючие и летучие вещества, %
Битков	89,12	9,11	Струтень-Выжне	81,74	16,36
»	81,13	14,25	Прут	82,52	13,55
Сходница	74,28	23,09	»	88,32	8,25
»	82,87	13,85	»	82,91	13,32
Побук	78,52	20,18	Луча	84,12	12,74
Сколе	77,04	21,31	Доброгостов	85,64	11,84
Сыневудско-Выжне	78,74	19,54	Долина	88,60	9,69
»	79,40	19,37	Гошов	87,00	11,36
»	79,27	19,41			

Р. И. Выезжев приводит данные анализов менилитовых сланцев, указанные в табл. 34.

Таблица 34

Анализы менилитовых сланцев (по Р. И. Выезжеву)

Район	С 1 *кг* сланцев, в граммах			
	воды	золы	газа	смолы
Битков	42	920	34	Мало
»	159	770	64	»
Сходница	75	836	72	17
»	67	878	39	16
Побук	47	851	84	20
Сколе	67	793	88	33
Сыневудско-Выжне	52	854	61	27
»	49	859	56	20
Струтень-Выжне	80	850	44	15
Прут	78	828	55	15
»	76	893	18	5
»	82	881	23	6
Луча	73	829	76	9
Доброгостов	96	867	34	Мало
Долина	74	886	25	5

С. Ольшанский отмечает, что менилитовые сланцы содержат от 2,2 до 8,2% битумов. Наиболее богаты битумами сланцы района г. Сколе.

Большие запасы и удовлетворительное качество битуминозных сланцев в Карпатах позволяют предполагать возможность их практического использования. В целях окончательной оценки промышленного значения сланцев необходимо поставить их специальное изучение и лабораторные исследования.

ТОРФ

Торфяники распространены главным образом на территории юго-западной окраины Русской платформы и Предкарпатского краевого прогиба. Площадь наиболее широкого их развития лежит на северо-востоке района работ экспедиции.

Наиболее крупные торфяные массивы расположены северо-восточнее Львова, в районе сс. Большие Грибовичи,

Малые Грибовичи, Дубляны, Жидатыче, Ярычева и др. Львовские торфяники находятся в благоприятных условиях благодаря близости крупного центра — г. Львова и железной дороги.

Торфяники в этих районах — низинного типа, располагаются в поймах рек. Их возраст определяется как верхнечетвертичный. В основании торфяников, по В. Тимаркевичу, на меловых отложениях залегает мелкозернистый песок. Наиболее низкий стратиграфический горизонт торфяника представлен известковой гиттией мощностью до 1,4 *м*. Выше залегает тонкий слой красновато-коричневого торфа. Верхние части разреза представлены двумя торфяными слоями: нижний состоит из тонкого органического детрита с остатками *Phragmites*, раковинами моллюсков и включениями мелких зерен известняка; верхний слой сложен губчатым торфом светлокоричневого цвета с корнями осок, остатками мхов и хвощей. Средняя глубина залежи торфа 4,5 *м*. Качество торфа определяется следующими показателями[1]: уд. вес 0,3, средняя зольность 8—10%, степень разложения 35%, влажность 85,5%, калорийность рабочего топлива 3600 *кал*.

Расположенное в 0,5 *км* от ж.-д. станции Львов—Клепарув торфяное болото Белогорща относится к типу низинных торфяников. В основании залежи находятся слои лесного торфа, выше расположен осоковый слой. Средняя глубина залежи 2,71 *м*. Степень разложения уменьшается по направлению к верхним частям разреза. В среднем степень разложения равна 42%. Влажность торфа 83,2—90,1%. Средняя зольность 14,5%. Теплотворная способность абсолютно сухого топлива 4685 *кал*.

В 1946 г. годовая производительность торфоразработок Белогорща составила до 5 тыс. *т* торфа.

К низинному типу торфяников относится и Львовский торфяной массив, расположенный в пойме р. Млыновка. Торфяник залегает на мелкозернистом желто-сером песке. Максимальная глубина торфяной залежи 6,4 *м*, средняя глубина 4,62 *м*. Рельеф дна болота ровный, мочажины и кочки отсутствуют.

Качество торфа (по данным Центральной химической лаборатории Государственной инспекции качества топлива): влажность максимальная 93,1%, минимальная 80,4%, средняя 85—88,5%. Зольность A_c 14,8%. Степень разложения (средняя) 26,5%. Объемный вес 0,895. Теплотворная способность 5270 *кал*.

Запасы Львовского массива, по данным Чередниченко (1947 г.), составляют 10 млн. *т* воздушно-сухого торфа.

Подобные торфяники низинного типа приурочены к поймам рр. Жендовой, Пелтева, Думный и других и широко распространены восточнее Львова по направлению к Золочеву.

Расположенный в 18 *км* севернее Золочева торфяной массив Олеско (лист М—35—XIX № 5) находится в экономически благоприятных условиях: через массив проходят железная дорога и шоссе. Площадь торфяника 2300 *га*. Это пойменное низинное болото. Средняя глубина залежи торфа 2,5 *м*. Качественные показатели торфа: зольность 12%, калорийность 3200 *кал*, на килограмм рабочего топлива. Запасы составляют 8,8 млн. *т* воздушно-сухого топлива.

Жидачовское торфяное болото (лист М—35—XIX) занимает площадь 500 *га*. Средняя глубина залежи 1,7 *м*. Месторождение осушено и разрабатывается Областным топливным трестом.

Кроме того, на площади, соответствующей листу М—35—XIX, разрабатываются торфяники: Дунаев, Бережаны, Ганачев, Подбережцы (эксплоатируется вручную Укрспиртотрестом), Рувне, Борщевицы, Дмитро-

[1] Здесь и в дальнейшем данные о качестве и запасах торфа приводятся по работе И. Ю. Лерман, 1946 г.

вицы, Дорошев (разрабатывается Облместтопом), Задвирье, Перегноев, Чишки и др.

Годовая добыча торфа на каждом из этих месторождений составляет от 1000 до 3500 *т*.

Помимо описанных торфяников низинного типа, здесь встречаются торфяники верхового типа, примером которых может служить торфяной массив Струтин, расположенный на второй надпойменной террасе р. Чечва, на высоте 15 *м* над уровнем воды в реке. Торфяник занимает площадь 10 *га*. Мощность залежи торфа 1,5 *м*. Торф этого месторождения добывается вручную Укрспиртотрестом.

На площади, соответствующей листу М—34—XXIV, местными организациями (Райпромкомбинатом, Спиртотрестом, Топливным трестом и др.) разрабатываются пойменные торфяники в районе населенных пунктов Лука, Любень Великий, Лесниовичи, Городок, Чайковичи, Порудненко, Пяски.

Торфяник в районе с. Лука занимает площадь 1500 *га*. Глубина залежи 2,5 *м*. Качественные показатели торфа: зольность 12%, калорийность рабочего топлива 3400 *кал*. Запасы воздушно-сухого торфа составляют 5790 тыс. *т*.

Торфяной массив Любень Великий занимает площадь 80 *га*. Мощность залежи 1,5 *м*. Торфяник частично осушен.

Торфяник Майнич имеет площадь 6000 *га*. В основании торфяника залегает известковая гиттия. Средняя глубина залежи торфа 2,2—3 *м*. Качественные показатели торфа: зольность 10—12%, калорийность рабочего топлива 3400 *кал*. Запасы воздушно-сухого торфа 20 200 тыс. *т*.

Месторождение Чайковичи занимает площадь 5000 *га*. Средняя глубина залежи торфа 2,8 *м*. Качество торфа определяется следующими показателями: зольность 12—14%, калорийность рабочего топлива 3200 *кал*. Запасы воздушно-сухого торфа 21 450 тыс. *т*.

На площади, соответствующей листу М—35—XXV, Топливным трестом разрабатывается торфяник Долина (Под Бором). Периодически местное население использует торф месторождения Новица.

Торфяник Долины имеет площадь 110 *га*. Мощность торфа от 3,5 до 6 *м*, местами достигает 14 *м*. Бурением установлено, что под торфом лежат синие жирные глины.

Геологическое изучение и подсчет запасов торфяных массивов за последние годы показывают, что торфяники являются немаловажным топливным резервом. Лишь на территории Дрогобычской области, целиком входящей в район работ экспедиции, площадь, занятая торфяными болотами, составляет 69,5 тыс. *га*, а запасы воздушно-сухого торфа равны 74,8 млн. *т*.

Широкое развитие торфяных массивов на территории юго-западной окраины Русской платформы и Предкарпатского краевого прогиба позволяет рекомендовать использование торфа для местных топливных нужд и в качестве топливной базы для строительства электростанций.

Территория юго-восточной окраины Русской платформы, Предкарпатского краевого прогиба и закарпатских впадин сравнительно богата твердыми горючими полезными ископаемыми.

Перспективными районами для поисков каменных углей являются районы развития отложений карбона, вскрытых скважинами севернее г. Львова, и район проявлений каменных углей миоценового возраста в окрестностях с. Вышково (Закарпатская область).

Благоприятными районами для поисков новых месторождений бурых углей миоценового возраста могут служить отложения осадочно-вулканогенной свиты Закарпатья, угленосные отложения нижнего и среднего миоцена в районе Золочева и Коломыи.

Территория Прикарпатья богата залежами торфа, которые в настоящее время изучены слабо и используются совершенно недостаточно. Они могут служить в дальнейшем источниками топлива для нужд местной промышленности и электростанций.

Наконец, совершенно еще не затронута проблема использования горючих сланцев менилитовой свиты, запасы которых в Карпатах грандиозны.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Железорудные месторождения Восточных Карпат с 60-х годов прошлого столетия обследовались польскими, немецкими, венгерскими и чешскими геологами. Однако эти обследования носили лишь характер ревизий и сводились к вопросу о дальнейшем направлении хищнической эксплоатации железных рудников, принадлежащих частным владельцам. Ни о каком научном подходе к изучению железных руд не могло быть и речи. Этому мешала капиталистическая система хозяйства, частная собственность на землю и ее недра.

На описываемой территории железные руды представлены различными генетическими типами. Здесь имеются болотные железные руды в Предкарпатском краевом прогибе и Закарпатье (на склонах горы Явор, севернее Иршавы); сферосидериты и сидериты, связанные с отложениями флиша складчатой области Карпат; сидериты с признаками гидротермального, осадочного, а также инфильтрационного происхождения в зоне миоценовых эффузивных пород Закарпатья; сферосидериты угленосных отложений Закарпатской низменности и гематиты Раховского кристаллического массива.

Болотные железные руды Предкарпатского краевого прогиба приурочены к Верхне-Днестровской и Калушской котловинам, где они связаны с аллювиальными четвертичными отложениями первой (6—8-метровой) надпойменной террасы.

Здесь болотные железные руды разрабатывались в конце XIX века в районе Самбора — в окрестностях сел. Бисковице, Домбровка, Зарайское, Крукевичи и др.; в районе Жидачова — в окрестностях сел. Гнездычув, Загурщизна, Смухов, Демня, Дубровка и др.; в районе Калуша — в окрестностях с. Подмиха.

Одной из главных причин прекращения эксплоатации болотных руд Галиции явилось то, что способы очистки руды от вредных примесей серы и фосфора в те времена не были известны.

Некоторые месторождения разрабатывались и в более позднее время.

Болотные железные руды в местности «Рудня» около с. Бисковицы залегают под почвенным покровом двумя линзами мощностью 10—25 *см* в поперечнике. Залежи разделены прослоем черной глины. Рудные линзы имеют небольшую протяженность. Руды представлены плотным и охристым бурым железняком. Химический состав руд: Fe 46,43%, Mn 1,36%, P_2O_5 1,25%, SiO_2 0,6%, S 0,04%. В бурожелезняковой руде этого месторождения отмечены находки вивианита.

Участок месторождения заболочен, вследствие чего многочисленные залежи железной руды между с. Бисковицы и г. Самбором остались до сих пор не выработанными.

В районе с. Загурщизна и с. Смухов южнее Жидачова болотные железные руды залегают в форме вытянутых в широтном направлении линзообразных залежей. Руда в форме стяжений, ковриг и сплошных пластовых залежей залегает на глубине 0,4—0,5 *м* непосредственно под почвенным слоем и подстилается аллювиальными серыми суглинками верхнечетвертичного возраста. Мощность рудного горизонта до 1 *м*, в среднем 0,2—0,3 *м*.

Химический состав болотной руды из месторождения Загурщизна: Fe 47,99%, Mn 1,31%, P_2O_5 1,23%, SiO_2 12,52,% S 0,06%.

Благоприятными факторами накопления железорудных отложений в отмеченных выше районах послужило наличие участков застойных вод озерно-болотного типа на междуречье рр. Днестра и Стрыя.

Весьма благоприятными районами для накопления болотных железных руд, помимо перечисленных, являются Станиславское междуречье Быстрицы (Быстрицы Надворнянской и Быстрицы Солотвинской) и Черновицкая котловина (междуречье р. Прут и ее притоков), где также возможны находки болотных железных руд и где следует организовать поиски новых площадей их распространения.

Никаких разведочных работ на упомянутых месторождениях болотных железных руд не производилось, поэтому до сих пор неизвестны запасы и перспективы этих месторождений.

Болотные железные руды Закарпатья. Болотные бурые железняки в Закарпатье распространены на очень ограниченных участках, на террасовидных уступах в окрестностях горы Явор к северу от г. Иршавы. Здесь наблюдаются типичные залежи бурых железняков, образовавшиеся в котловинах озерно-болотного типа за счет привноса железа, главным образом из вышележащих вторичных кварцитов, обогащенных гематитом. Подстилающими залежи железных руд породами являются каолинизированные андезиты. Бурые железняки представляют собой пористые рыхлые образования, с большим скоплением растительных остатков, нацело замещенных окислами и гидроокислами железа.

Залежи болотных железных руд имеют блюдцеобразную форму и мощность в центральных участках до 2—5 *м*. Запасы их невелики.

Сферосидериты и сидериты флиша складчатой области Карпат. Нижнемеловые и палеогеновые отложения карпатского флиша содержат прослои, линзы и конкреции сферосидерита и сидерита. Наиболее оруденелыми являются иноцерамовая свита нижнего мела и менилитовая свита палеогена, где встречается до 6—7 слоев сферосидерита и сидерита мощностью до нескольких десятков сантиметров. Рудные прослои отделены друг от друга слоями аргиллитов и песчаников.

Сферосидериты представлены главным образом конкрециями светло-серого карбоната железа с обильными включениями марказита и большим содержанием кремней и глинозема. При этом содержание металлического железа чаще около 10%, реже 20—25%. Образование их, повидимому, связано с процессами диагенеза в илистых морских осадках.

Залежи этих руд отмечены во многих пунктах вдоль полосы нижнемеловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат: в районе Турки, Сколе, Козевы, Тухольки, Выгоды, Пасечной, Надворной, Ворохты и в других местах.

С середины прошлого столетия до 1890 г. на этих рудах в ряде мест работали небольшие заводы, которые перерабатывали на месте железную руду на древесном топливе. Такие заводы работали в районе Майдана (севернее Турки), в районе Орова, у Пасечной, в Сколе, Коростове, Велдзиже и др. местах. В последующие годы разработка их стала нерентабельной.

Сидериты миоценовых эффузивных пород Закарпатья. В миоценовых эффузивных породах Закарпатья, представленных андезитами и андезито-дацитами, переслаивающимися с горизонтами вулканических туфов и брекчий, наблюдаются пластовые залежи и крутопадающие секущие осадочные породы жилы сидеритовых руд. Месторождения их: Каменка (Поддил), Банище, Стромтурный, Дрелевице, Локоть, Колодное и др. в Иршавском районе Закарпатской области — до второй мировой войны периодически эксплоатировались.

Сидериты пластовых залежей представляют плотную тонкокристаллическую массу желто-зеленого и желто-серого цвета, часто с корочками гидрогетита и вада. Под микроскопом среди мелких зерен сидерита наблюдаются глинистый материал, продукт разрушения вмещающих пород, стяжения марказита, изредка включения халцедона и, в трещинах, гетит и гидрогетит. Мощность пластовых залежей сидерита, по нашим наблюдениям, равна 0,3—1 *м*; по словам местных жителей, работавших на месторождениях, мощность пластовых залежей доходит до 2,5—3 *м*.

Сидериты крутопадающих жил, секущих осадочные породы, приурочены к плоскостям разрывных нарушений. Сидерит в жилах представлен мелкокристаллическими разностями с корочками гидрогетита. Спектральным анализом отмечено присутствие следов Pb, Zn и Cu в жильных сидеритах и отсутствие их в пластовых сидеритовых залежах.

Продукты окисления сидеритов — гетит и гидрогетит — в прошлом являлись объектом эксплоатации и в некоторых месторождениях жильного сидерита разрабатывались до глубины 80 *м*. Мощность жил сидерита, по нашим наблюдениям, равняется 0,3—0,5 *м*. По словам местных жителей, работавших на месторождении, мощность крутопадающих жил сидерита на глубине 20—30 *м* доходит до 2 *м*.

По отношению к первичным сидеритовым рудам вторичные железные руды — гетиты и гидрогетиты — характеризуются повышенным содержанием марганца и меньшим количеством серы. Последнее связано с окислением пирита и выносом серы из руды.

Результаты проведенных исследований позволяют утверждать, что пластовые залежи сидеритов образовались осадочным путем в период отложения вулканических туфов в мелководных условиях. Крутопадающие жилы сидерита, приуроченные к плоскостям разрывных нарушений, являются продуктом гидротермального происхождения.

Ранее разрабатывавшиеся месторождения в большей части теперь недоступны для осмотра, так как горные выработки в них обвалились или затоплены водой. Характер рудных тел и вмещающих пород хорошо наблюдается лишь в некоторых месторождениях. Приводим краткую характеристику наиболее типичных месторождений.

Месторождение Каменка (Поддил) находится в 6 *км* на западном берегу р. Синяк у ст. Поддил, северо-восточнее с. Ильница Иршавского округа. Станция соединена с районным центром узкоколейной железной дорогой.

Месторождение разрабатывалось до 1937 г. семью штольнями (рис. 168).

Руды залегают среди туфов эффузивно-туфогенной свиты паннона (рис. 169). Вся свита вулканических туфов залегает под углом 10—12° с падением на северо-запад, перекрывается и подстилается андезитами. На месторождении различаются пластовые залежи сидерита осадочного происхождения, согласно залегающие среди горизонтов зернистых и лапиллиевых туфов и секущие жилы сидерита гидротермального генезиса, приуроченные к плоскостям разрывных нарушений (рис. 170). В прежние годы добывались лишь продукты окисления сидеритов — гетиты и гидрогетиты, первичные руды зачастую выбрасывались в отвал или оставлялись в целиках. Последнее объясняется тем, что ранее технология обогащения карбонатных железных руд и их использование в металлургии известны не были.

Оруденение простирается также к западу от месторождения, где в овраге Поташный в период венгерской оккупации были заложены шурфы, которые в 3—5 *м* от поверхности земли пересекли рудный пласт мощностью более 2 *м*. Этот участок в первую очередь заслуживает постановки разведочных работ, так как здесь рудная залежь не была выработана и залегает неглубоко от поверхности.

Месторождение Банище находится в 3 *км* к юго-востоку от с. Осой, Иршавского округа.

Месторождение разрабатывалось густой сетью горизонтальных выработок, соединенных с поверхностью наклонной штольней. Некоторые

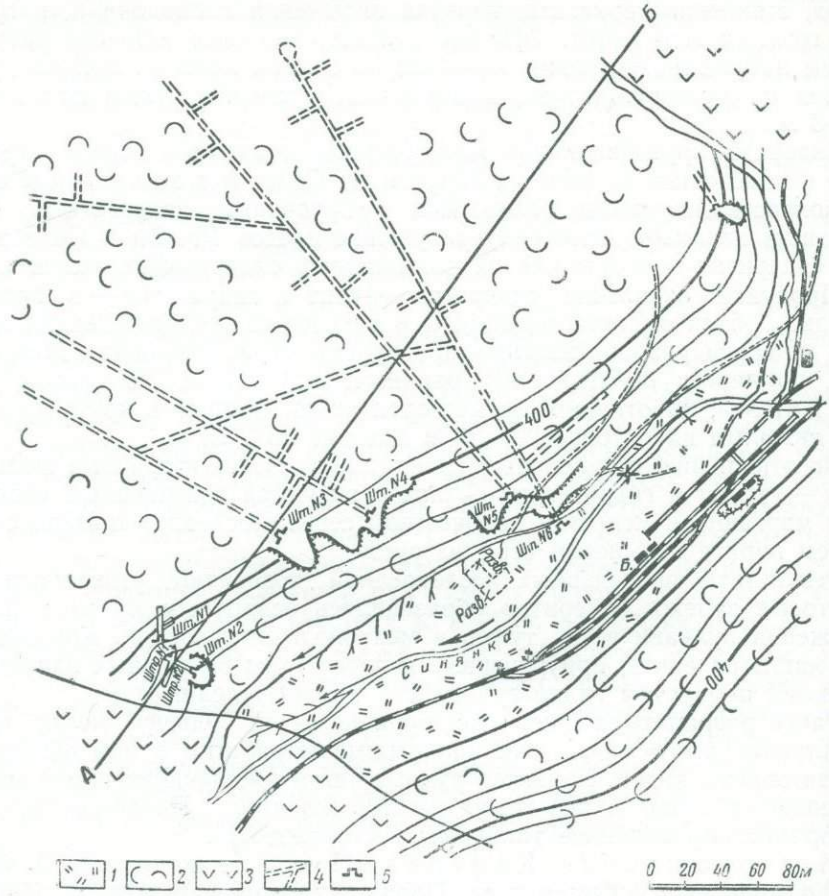


Рис. 168. Геологическая карта и план расположения горных выработок месторождения Каменка (Поддил). Составил В. М. Григорьев (1948 г.)

1—четвертичные суглинки; *2*—зернистые и пепловые туфы паннона; *3*—андезиты паннона; *4*—горные выработки; *5*—устье штольни

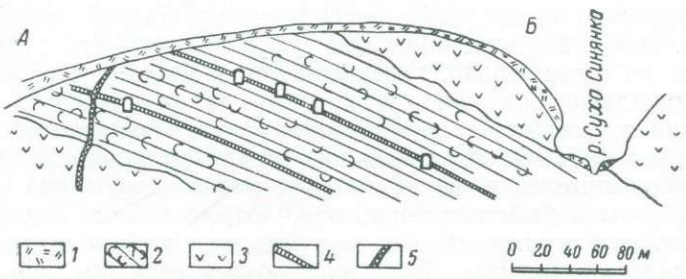


Рис. 169. Геологический разрез месторождения Каменка (Поддил) по линии *А — Б* (см. рис. 168)

1—четвертичные суглинки; *2*—зернистые и пепловые туфы паннона (толща переслаивания); *3*—андезиты паннона; *4*—сидериты осадочного генезиса; *5*—сидериты гидротермального генезиса

выработки частично доступны для осмотра; в одной из них наблюдается пласт сидеритовой руды мощностью до 1 *м*, залегающий среди вулканических брекчий. Сидерит мелкокристаллический, плотный, с включениями

глинистых минералов и халцедона. Контакты неровные, слегка волнистые. Наблюдаются постепенные переходы руды во вмещающие породы. Горизонт вулканических брекчий подстилается андезитами. Месторождение по масштабам оруденения и качеству руды уступает Каменке и является для разведки второстепенным объектом.

Сферосидериты угленосной свиты Закарпатья. Сферосидеритовые конкреции и желваки являются строго выдержанным горизонтом, приуроченным к кровле буроугольных пластов паннон-среднесарматского возраста и отмечаются в ряде буроугольных месторождений Закарпатья: Березинке, Ильнице, Раковце, Крива и др.

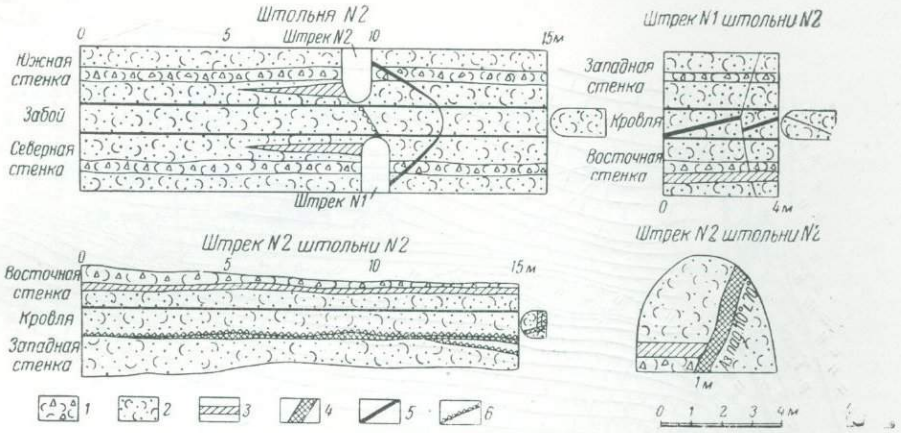


Рис. 170. Зарисовки горных выработок месторождения Каменка (Поддил). Составил В. М. Григорьев (1948 г.)

1—лапиллиевые туфы; *2*—зернистые туфы; *3*—залежи сидерита осадочного генезиса; *4*—жилы сидерита гидротермального генезиса; *5*—прожилки гетита и гидрогетита; *6*—зеркала скольжения

Сферосидериты светлосерого цвета, разнообразных размеров, от нескольких сантиметров до нескольких дециметров в диаметре, с многочисленными характерными кольцами Лизеганга и растительными остатками.

Сферосидериты разведке и эксплоатации не подвергались.

Сферосидериты могут использоваться попутно. Добыча их может быть организована комплексно с добычей бурого угля.

Гематиты Раховского кристаллического массива. Залежи гематита в зоне Раховского кристаллического массива приурочены, как правило, к контакту мраморизованных юрских известняков и хлоритовых или слюдистых сланцев палеозоя. Метасоматические залежи гематита находятся в форме гнезд, линз и тел неправильной формы с многочисленными секущими прожилками кварца и кальцита.

Гематит до 1944 г. разрабатывался в нескольких месторождениях Раховского района: Довгоруня (Требушаны), Кобылецкая Поляна, на горе Соймул, Рударня, Крухли. В ряде мест отмечены признаки гематитового оруденения. Наиболее крупными по размерам оруденения из разрабатывавшихся ранее месторождений являются месторождения Довгоруня и Кобылецкая Поляна.

Месторождение Довгоруня находится в 1,5 *км* к северо-востоку от с. Дилове (Требушаны), в 300 *м* от впадения ручья Довгоруня в р. Тиссу, вверх по течению ручья на северном склоне оврага. Участок месторождения сложен мраморизованными известняками юры и древними хлоритовыми сланцами и мраморами. Весь комплекс пород залегает под углом 40—50° с падением на север. Залежи гематита в виде шлир, гнезд и неправильной формы линз, как правило, приурочены к контакту юрских известняков и хлоритовых сланцев или залегают в извест-

няках невдалеке от этого контакта. Месторождение вскрыто 12 штольнями (рис. 171). В большинстве штолен вскрыты небольшие залежи гематита. Наиболее крупная залежь гематита, по словам работавших на месторождении местных жителей, достигала мощности 10 *м* и была прослежена по простиранию на 240 *м*.

Среднее содержание железа в гематитах Довгоруни составляет 41,69%, марганца 1,93%, фосфора 0,32%, серы 2,03%, кремнезема 25,11%.

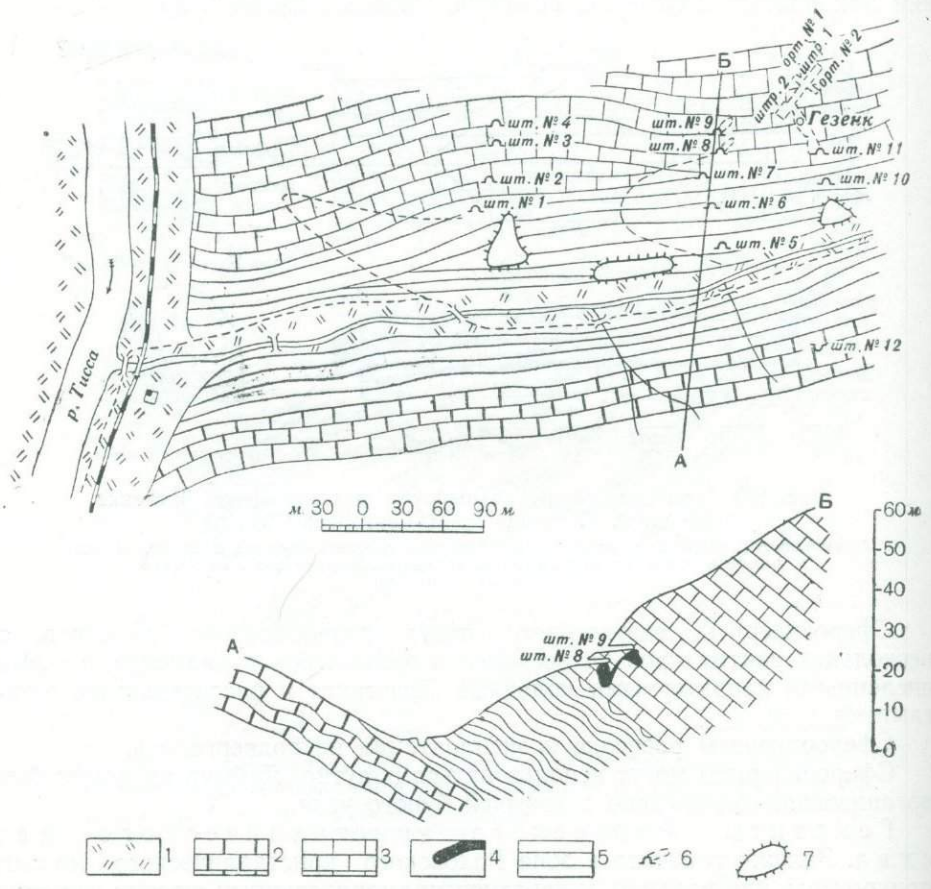


Рис. 171. Геологическая карта и геологический разрез железорудного месторождения Довгоруня. Составил В. М. Григорьев (1948 г.)

1—четвертичные аллювиальные отложения; *2*—мраморы палеозоя; *3*—мраморизованные известняки юры; *4*—залежи гематита; *5*—хлоритовые сланцы палеозоя; *6*—штольни; *7*—отвалы пустой породы

На метасоматический характер руд указывает наличие переходных зон, не полностью замещенных, так называемых гематитизированных известняков (рис. 172). Довгорунское месторождение не относится к числу первостепенных объектов для разведки.

Месторождение Кобылецкая Поляна находится на окраине селения того же названия в Раховском округе Закарпатской области. Расположено оно в 800 *м* к востоку от завода «Интернационал», изготовляющего сельскохозяйственный инвентарь. Завод в прошлом обеспечивался рудой, добываемой на месте; в настоящее время он работает на металлическом ломе и привозной руде.

Залежи гематита приурочены, как и в Довгорунском месторождении, к контакту юрских известняков со слюдяными и хлоритовыми сланцами.

Рудные тела представлены двумя линзами, мощностью до 11 *м*. Одна из них (восточная) в прошлом разрабатывалась карьерами и большей частью выработана. Западная линза, расположенная в 10—15 *м* ниже первой, осталась почти нетронутой. Старыми эксплоатационными и разведочными выработками покрыта площадь в 1,5 *км*². Западное рудное тело размерами превышает эту площадь.

Химические анализы показали содержание железа в гематитовых рудах 49 и 50%, содержание марганца 0,54 и 1,62%, фосфора — 0,21 и 0,03%, серы 5,24 и 4,44%, кремнезема 7,9 и 2,98%, глинозема 0,5 и 0,3%; потери при прокаливании составили 4,1 и 6,4%.

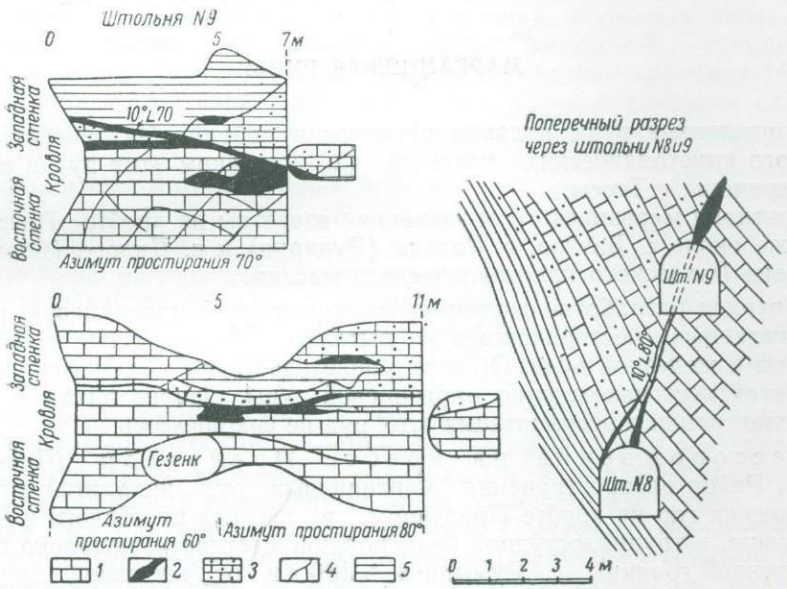


Рис. 172. Зарисовки горных выработок месторождения Довгоруня. Составил В. М. Григорьев (1948 г.)

1—мраморизованные известняки юры; *2*—залежи гематита; *3*—гематитизированные известняки юры; *4*—прожилки кальцита; *5*—хлоритовые сланцы палеозоя

Месторождение обладает, повидимому, наибольшими запасами из всех месторождений гематита Раховского района, судя по площади оруденения, оконтуренного старыми горными выработками. Имеются благоприятные условия для постановки разведочных работ на месторождении, в целях его освоения и использования железной руды для нужд местной металлургической промышленности.

По данным венгерских геологов, работавших под руководством Лоци в 1939—1940 гг., запасы железных руд с учетом некоторого количества первичных руд составляют 500 тыс. *т*.

Н. А. Лугинин и другие (1946 г.), по материалам геологических и поисково-разведочных работ, проведенных Львовским геологическим отделением в 1946 г., дают цифры запасов для месторождений Каменки (Поддил)—100 тыс. *т*, Осой—200 тыс. *т*, Синяк—100 тыс. *т* и осадочных железных руд (сидериты и сферосидериты Иршавской котловины)—500 тыс. *т* руды с 40% содержанием железа.

Все указанные цифры запасов являются лишь результатом ориентировочной оценки и нуждаются в проверке. Действительные запасы близки, возможно, к подсчетам Лугинина, т. е. составляют 1 млн. *т* для всех указанных на карте месторождений.

*
* *

Сказанное выше приводит к выводу, что для снабжения местной металлургической промышленности сырьем, добываемым на месте, необходимо произвести разведку, в первую очередь, болотных железных руд Предкарпатья (в Верхне-Днестровской и Калушской котловинах) и сидеритовых месторождений Иршавского округа, в том числе месторождений Каменки (Поддил), Поташный и Банище, а также гематито-магнетитовых месторождений Раховского округа Закарпатской области. Здесь прежде всего необходимо разведать месторождение Кобылецкая Поляна. Разведку следует проводить неглубокими шурфами и буровыми скважинами, а также используя старые штольни.

МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

Марганцевые руды издавна известны в районах Чивчинского и Раховского кристаллических массивов по находкам этих руд в выносах рр. Черемоша и Тиссы.

Признаки марганцевого оруденения известны на хребте Прелучном, а также около с. Бочков, г. Рахова (Рударня) и с. Дилове (Серетпляй) в районе Раховского кристаллического массива.

В период разработки железных месторождений марганцевую руду из перечисленных местонахождений пытались использовать в качестве добавки к железной руде. Об этом свидетельствуют следы горных работ в пунктах местонахождения марганцевой руды. Однако никаких данных об исследовании и эксплоатации этих руд не сохранилось.

Месторождение на хребте Прелучном (Чивчинские горы). Район распространения марганцевых руд находится в глубине Чивчинских гор на хребте Прелучном, в истоках рр. Белого и Черного Черемоша, в труднодоступной бездорожной местности, недалеко от государственной границы с Румынией, в 100 *км* от железной дороги. От с. Буркут до месторождения (около 20 *км*) ведет плохая колесная дорога по долине Черного Черемоша. Высота над уровнем моря в разных частях района оруденения достигает 1360—1500 *м*. Относительные высоты достигают 600 *м*. По административному делению месторождение входит в состав Жабьевского района Станиславской области.

Строение участка месторождения включает породы палеозойского и мезозойского возраста. Подстилающие отложения представлены хлоритовыми, серицитовыми и хлорито-серицитовыми, сильно метаморфизованными сланцами. Породы кровли представлены кремнистыми сланцами палеозоя и доломитовой толщей, по возрасту относимой к триасу.

На месторождении установлено три рудных тела в форме гнездообразных и линзообразных залежей, прорезанных кварцевыми жилами. Характеризуются они невыдержанностью по простиранию и по мощности. Имеется два обнажения рудных тел мощностью 1,5—2 *м* в нижнем ряду выработок и одно большое обнажение главной рудной залежи мощностью около 10 *м* в верхнем ряду выработок.

Первичные марганцевые руды состоят из агрегата родохрозита, родонита и кварца. В качестве примесей установлены окислы железа и марганца, кальцит и графит. Руда в основном сложена родохрозитом в виде мелкозернистой и более крупнозернистой массы, напоминающей мрамор, часто образует жилы и прожилки. Родонит, как правило, является реликтовым образованием, замещенным родохрозитом, представлен обычно крупнозернистой разностью. Кроме вышеперечисленных минералов, отмечается гранат, развитый в виде мелких изометрических бесцветных кристаллов. Кварц развит в руде в виде жилок и местных скоплений.

На основании произведенных С. Бискупским исследований качественного состава минералов, Ю. Токарский приводит следующие данные о минералогическом составе рудных залежей (в %):

Родохрозит	60,0	Кварц	11,5	Магнетит	2,8	Лимонит	1,2
Родонит	18,4	Кальцит	4,6	Сидерит	1,2	Апатит	0,3

Из результатов химических анализов 30 проб, приведенных в работе Ю. Токарского, следует, что в среднем в рудах содержится марганца 32,5%, кремнезема 23,6%, фосфора 0,14%. Характерными особенностями марганцевых руд хребта Прелучного является повышенное содержание кремнезема и низкое содержание фосфора.

Несколько иную характеристику руд дает Р. Краевский. По данным многочисленных анализов, содержание марганца в рудных линзах, по Краевскому, в среднем определяется в 30%, железа 8%, кремнезема 23%. Более мелкие скопления руды содержат в среднем марганца 16,9%, железа 17,2%, кремнезема 43,8% и CO_2 5%. Сами рудоносные сланцы содержат марганца уже только 8,1%, железа 8,5%, кремнезема 67,8% и CO_2 0,9%.

Большая часть исследователей предполагает, что по происхождению первичные марганцевые руды хребта Прелучного осадочные, в последующем метаморфизованные.

Основываясь на выводах Краевского о небольших запасах и невыдержанном характере залегания рудных тел, выявленных разведочными работами, а также на общих неблагоприятных для данного района условиях (удаленность от населенных пунктов, труднодоступность и т. п.), можно притти к выводу, что описываемый участок хребта Прелучного в ближайшее время не заслуживает постановки разведочных работ. Родонито-родохрозитовые руды не пригодны также для применения в качестве облицовочного материала вследствие сильной трещиноватости и невозможности получения крупных облицовочных блоков.

Однако следует отметить, что работы Польского геологического института почти не вышли за пределы хребта Прелучного. Поэтому необходима постановка более детальных поисковых работ на марганец к западу, а также на восток в районах Северной Буковины.

БОКСИТЫ

Предпринятые в 1946 г. геолого-поисковой партией «Союзалюминразведки» под руководством А. А. Денисевича поиски бокситов в Чивчинских горах не дали положительных результатов. Было выяснено, что буровато-красная порода типа «terra rossa» (по данным Польского геологического института), находящаяся в верхних частях юрских известняков в виде жилок и линз незначительной мощности, а также красные мергели и красные сланцы не представляют промышленного интереса как алюминиевое сырье.

В связи с отрицательными результатами поисков бокситов в первые годы работы партиями Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе вопрос о бокситах не поднимался. Только после ознакомления с литературой по прилежащим областям и, в частности, с румынской литературой, посвященной бокситам, Е. Е. Захаровым было высказано предположение (в докладе на совместном заседании Геологического института Академии наук УССР и Украинского геологического управления в г. Киеве в феврале 1948 г.) о возможности нахождения бокситов на территории Закарпатской области, в связи с ее сходными геологическими условиями с бокситовыми месторождениями Румынии.

Эти предположения подтвердились. Организованные Украинским геологическим управлением поисковые работы увенчались находками бокситов, приуроченных к коре выветривания мезозойских известняков (на

перевале между г. Раховом и Косовской Поляной). Бокситы обнаружены в новом карьере известняка в местности, называемой «Рударня», вблизи от ранее разрабатывавшегося полиметаллического месторождения и в районе с. Косовская Поляна. Весьма вероятно, что широко организованные поисково-разведочные работы в ближайшее время дадут ряд интересных в промышленном отношении месторождений бокситов.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДЫ И ИХ ПРОЯВЛЕНИЯ

Карпаты в пределах государственных границ СССР до последнего времени характеризовались очень слабым проявлением оруденения цветных металлов и золота. В то же время многочисленные месторождения руд этих металлов давно были известны в более южных районах Карпат на территории Румынии и Венгрии и в районах северо-западного продолжения Карпат, на территории Польши и Чехословакии. Это обстоятельство является очень существенным, так как позволяет предполагать возможность нахождения аналогичных или близких по характеру месторождений на территории Восточных Карпат.

По литературе и фондовым материалам к началу работ Карпатской экспедиции были известны в Предкарпатье полиметаллические месторождения района г. Трускавца, а в Закарпатье — золотосодержащие полиметаллические месторождения района с. Вышково и полиметаллические месторождения района г. Рахова.

В период работ Карпатской экспедиции все указанные и открытые за последние три года рудные проявления были геологически изучены. Осмотр и изучение ранее разрабатывавшихся месторождений были сопряжены с большими трудностями, поскольку большинство старых штолен завалилось и они были недоступны.

Трускавецкое месторождение находится на границе Предкарпатского краевого прогиба и складчатой области Карпат, в окрестностях курорта Трускавец, в местности, называемой На Липках и Помярки. Имеющиеся по Трускавецкому месторождению материалы весьма скудны и отрывочны. Первое краткое описание месторождения принадлежит Г. Пушу (1836 г.). На прилагаемом к его работе профиле нанесены три шахты: Анна, Эмануэль и Амалия, которыми были вскрыты пять пластов рудоносного мергеля с галенитом, сфалеритом и серой. Эти пласты перемежаются с пластами песчаника, гипса, глинистых сланцев и безрудных мергелей. Вся серия пород падает на северо-восток под углом 50—55°. Краткие описания главным образом минералов и генезиса месторождения приводятся в работах В. Шайнохи (1893 г.), Крейца (1915 г.), Кужняра (1936 г.). О месторождениях имеются также краткие газетные заметки Виндакевича (1874 г.) и Марианского (1882 г.).

Наиболее полно материалы о месторождении сведены в 1940 г. геологами ВСЕГЕИ М. И. Ициксоном и И. З. Хейфецем.

По имеющимся скудным литературным материалам, а также в результате минераграфического изучения рудных образцов и вмещающих пород из отвалов, можно заключить, что оруденение связано с мергелистыми или доломитизированными породами, залегающими среди песчаников и песчанистых сланцев соленосной свиты миоцена.

Структурно оруденение района На Липках приурочено к небольшой антиклинальной складке северо-западного простирания и связано, повидимому, с крупным разрывным нарушением, простирающимся по границе Предкарпатского краевого прогиба и Складчатых Карпат.

Рудоносные пачки мергелистых пород, перемежающиеся с песчаниками, гипсами и глинистыми сланцами, падают под углом 50—60° и прослеживаются на 320—330 *м*. Мощность главного рудного тела достигает 10 *м*. Кроме того, отмечается наличие еще четырех рудных тел на

протяжении 100—120 *м*, о мощности которых данных нет. Степень насыщения их рудными минералами также неясна. Оруденение отмечается в трех местах на протяжении 1,5 *км*. Однако нет полной уверенности, что на всем этом пространстве оруденение сохраняется.

Из рудных минералов установлены: вуртцит, галенит, сфалерит, марказит, пирит и, очень редко, халькопирит и минералы зоны окисления — церуссит, смитсонит и лимонит.

Основная масса руды сложена вуртцитом. Последний обладает хорошо выраженной колломорфной или перлитовой структурой; кроме того, наблюдаются и эмульсионные вкрапления в массе нерудного агрегата. Диаметр эмульсионных выделений вуртцита равняется 0,03—0,04 *мм*. Вуртцит образует с галенитом петельчатые структуры, окаймляет и часто замещает галенит. Галенит аллотриоморфный, но встречаются и идиоморфные кристаллы кубической формы. Иногда галенит наблюдается в виде субграфических прожилков в массе карбонатных минералов. Марказит выделяется в виде скоплений, имеющих веерообразную форму в вуртците и среди карбонатных минералов. Сфалерит встречается в виде аллотриоморфных зерен в массе вуртцита и карбонатных минералов. Пирита в руде очень мало, причем он, как правило встречается в виде мелких зерен в массе карбонатных минералов. Руда обладает типичной метасоматической текстурой. Нерудные минералы представлены карбонатом (повидимому мергель), баритом, серой, гипсом и озокеритом.

Порядок выделения главных минералов следующий: карбонат, барит, сфалерит, галенит, марказит, вуртцит, церуссит (по галениту), смитсонит (по вуртциту и сфалериту), лимонит (по пириту и марказиту).

Изучение материалов о добыче руды показывает, что содержание цинка в руде было 2,7% и свинца 1,7% (по данным И. Геккера). Возможно, однако, что эти цифры занижены, так как в то время (1814 г.) в металлургии использовались полиметаллические руды с большим содержанием свинца и цинка.

В спектрографической лаборатории ВСЕГЕИ были получены следующие результаты по содержанию редких элементов: Cd — десятые доли процента (по химическому анализу 0,18%), Ge — около 0,01%, Ga — определенно не установлен, In — нет, As — десятые доли процента, повышенное содержание Fe.

В районе Помярки оруденение было обнаружено в эксплоатационных выработках озокеритового рудника. Здесь оно находится также среди соленосной свиты, нарушенной разрывными дислокациями. Имеются сведения о скоплениях галенита среди соленосной свиты и в районах озокеритовых месторождений Дзвиняч и Старуня. Таким образом, тип оруденения приобретает региональный характер.

Отсутствие данных о структурно-геологических условиях залегания оруденения как участка Помярки, так и участка Подлипки Трускавецкого месторождения не позволяет произвести полную оценку геологических перспектив этого месторождения. По собранным в старых штабелях и отвалах образцам руды и рудовмещающих горных пород удалось лишь отчасти выяснить условия процессов рудообразования. Микроскопическое изучение шлифов из собранных образцов позволяет высказать мнение о широко развитых явлениях метасоматизма рудоносными растворами горных пород, соответствующих, повидимому, по составу мергелям. Парагенетическая ассоциация рудообразующих минералов и структурно-текстурные особенности руды склоняют нас к мысли о гидротермальном происхождении оруденения. Высказанное все же позволяет положительно оценить геологические перспективы месторождения. Поэтому можно рекомендовать изучение геологической структуры площади обоих участков Трускавецкого месторождения и в дальнейшем — площади, лежащей между ними. Очень важно установить стратиграфический разрез пород, слагающих район месторождения и, в частности, определить положение и мощности прослоев карбонатных пород, которые могли являться благоприятными горизонтами для метасоматизма рудным мате-

риалом. При проведении этих работ необходимо особое внимание уделить тектоническим трещинам. Разведку необходимо проводить сочетанием буровых и горных работ. Для расшифровки геологической структуры возможно применение геофизических работ (электрометрической съемки).

Полиметаллическое месторождение Вышково. Район месторождения сложен вулканическими и осадочными горными породами, которые по возрасту относятся к миоцену. Осадочные образования района представлены толщей песчано-глинистых пород и согласно залегающими на ней туффитами. Изверженные горные породы представлены кварцевыми диорит-порфиритами.

Кварцевые диорит-порфириты залегают в виде небольших гипабиссальных тел, прорывающих песчано-глинистую толщу (рис. 173). Поли-

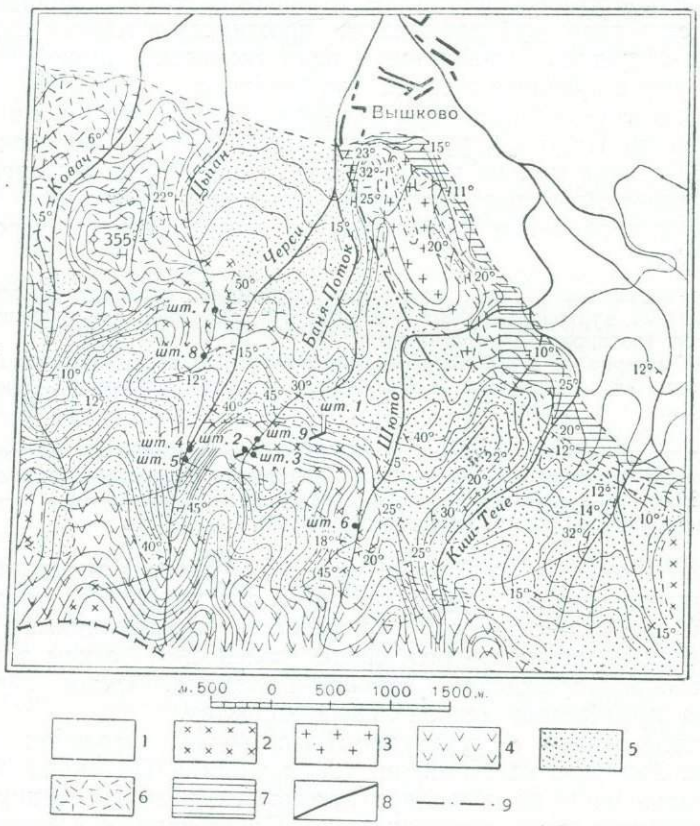


Рис. 173. Схема геологического строения района месторождения Вышково. Составил П. Ф. Сопко (1948 г.)

1—четвертичные отложения (Q-al); *2*—кварцевые диорит-порфириты; *3*—диорит-порфириты; *4*—авгит-гиперстеновые андезиты и андезито-дациты (N_1pn); *5*—песчано-глинистая толща; *6*—туфы липарито-дацитов (N_1sm_{1-2}); *7*—песчаники и глины (N_1sm_1); *8*—жилы с сульфидами свинца, цинка и меди; *9*—сбросы

металлические месторождения приурочены к массивам кварцевых диорит-порфиритов, интенсивно измененных гидротермальными процессами. В районе установлено два рудоносных массива кварцевых диорит-порфиритов. Один находится в 1,5 *км* к югу от с. Вышково, имеет в длину 2 *км* и в ширину около 1 *км*. Длинная ось этого массива имеет простирание ЗСЗ 300°. Другой массив находится к юго-западу от с. Вышково, имеет в поперечнике около 1 *км*. Характерной особенностью обоих массивов является приуроченность их к небольшим антиклинальным подня-

тиям в песчано-глинистой толще. Большое число произведенных замеров элементов залегания сланцев хорошо подтверждает это положение.

Кварцевые диорит-порфириты разбиты многочисленными трещинами северо-северо-восточного простирания. Вследствие плохой обнаженности местности и небольшого объема проведенных здесь ранее горных работ нам не удалось выяснить, продолжаются ли эти трещины за границы интрузивных массивов, а также какого типа эти нарушения. Брекчии, заполняющие трещины в кварцевых диорит-порфиритах, состоят из обломков как пропилитизированного кварцевого диорит-порфирита, так и глинистого сланца. Этот факт косвенно указывает на то, что трещинами нарушены одновременно интрузивные тела и глинистые сланцы. Превращение в роговики глинистых сланцев в контакте их с кварцевыми диорит-порфиритами является указанием на интрузивное происхождение последних.

Наиболее часто тектонические трещины заполнены брекчией, менее часто — белыми и серыми глинами. К этим трещинам также приурочены рудные жилы. Максимальная наблюдавшаяся мощность брекчии, заполняющей тектонические трещины, достигала 1 *м*.

Рудные жилы вскрыты штольнями, часть которых удалось осмотреть: некоторые штольни оказались недоступными (залиты водой, завалились). В ущелье р. Бани были осмотрены четыре штольни, а также отвалы этих штолен и нескольких других заваленных. Штольни пройдены в глинистых сланцах и пропилитизированных кварцевых диорит-порфиритах (рис. 174).

Глинистые сланцы прорезаны прожилками кальцита; особенно много этих прожилков вблизи контакта с пропилитизированными кварцевыми диорит-порфиритами. В кальцитовых прожилках наблюдались включения белой каолиноподобной глины. В глинистых сланцах наблюдались многочисленные трещины, заполненные брекчиями из обломков глинистых сланцев и пропилитизированных кварцевых диорит-порфиритов.

Интересно, что брекчии в подавляющем большинстве не несут минерализации. Необходимо также отметить, что в карбонатных прожилках, прорезающих глинистые сланцы, рудные минералы почти не наблюдались. Контакт сланцев с пропилитизированными кварцевыми диорит-порфиритами несогласный, а местами интрузивный.

Глинистые сланцы в районе массива кварцевого диорит-порфирита обычно имеют пологие падения в противоположную от массива сторону. Вблизи контакта с кварцевыми диорит-порфиритами углы падения сланцев становятся крутыми, а сама поверхность контакта местами имеет падение в сторону интрузивного массива. Рудоносные жилы в последнем приурочены к тектоническим трещинам простирания СВ 55—65° с крутым падением под углом 80—85° к юго-востоку. Рудные жилы приурочены только к пропилитизированным кварцевым диорит-порфиритам (рис. 175). Мощность рудоносных жил колеблется от сантиметров (в пережимах) до 1 *м* (в раздувах). Наиболее часто они обладают мощностью 15—40 *см*. В штольне № 2 жила прослежена по простиранию на 90 *м*.

Отсутствие детальных геологических карт района месторождения не дает возможности пространственно увязать отдельные жилы, вскрытые штольнями. Возможно, что штольни в ущелье р. Бани (рис. 176) вскрывают одну и ту же жилу, что и штольня Иосифа (штольня № 1).

Жилы в основном состоят из кальцита. По зальбандам у рудных жил наблюдается полосчатое строение. От пропилитизированного кварцевого диорит-порфирита в жиле сначала наблюдается полоска из кристаллов пирита, затем полоска из кристаллов галенита. Центральная часть жилы сложена кальцитом.

Такие же полоски и в этой же последовательности кристаллизации наблюдались на угловатых обломках пропилитизированного кварцевого диорит-порфирита, заключенных в кальцитовой массе (кольчатая струк-

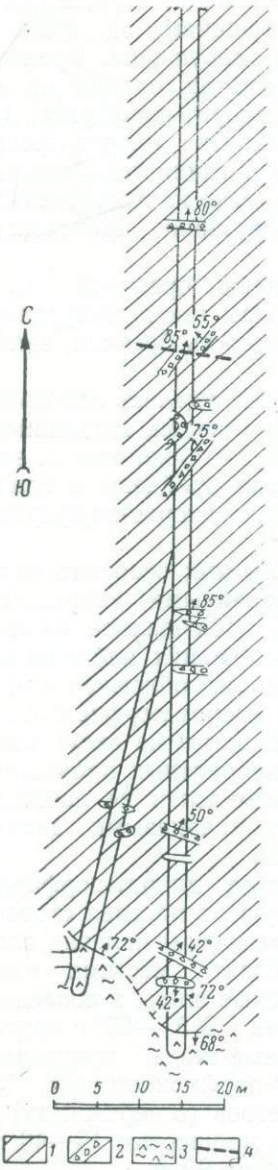


Рис. 174. Месторождение Вышково. Зарисовка штольни № 1 в ущелье р. Баня

1—глинистые сланцы; *2*—брекчии; *3*—гидротермально-измененные кварцевые диорит-порфириты; *4*—линия сброса

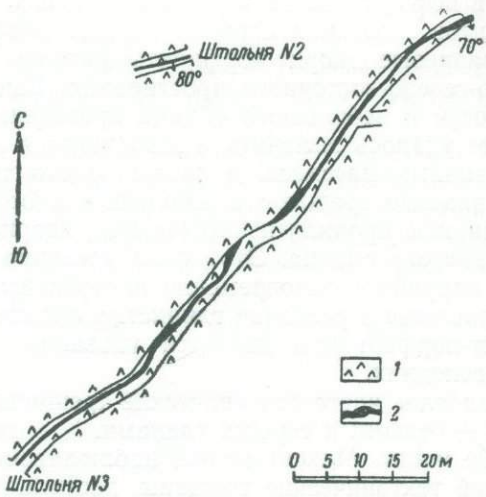


Рис. 175. Месторождение Вышково. Зарисовка штолен № 2 и 3 в ущелье р. Баня

1—кварцевые диорит-порфириты; *2*—жилы с сульфидами свинца

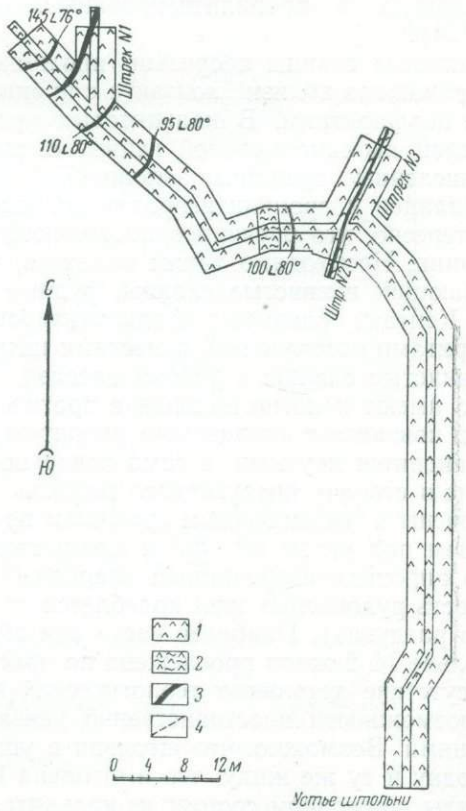


Рис. 176. Месторождение Вышково. Зарисовка штольни № 9 в ущелье р. Баня

1—кварцевые диорит-порфириты; *2*—гидротермально-измененные кварцевые диорит-порфириты; *3*—кальцитово-кварцевые жилы с сульфидами (галенит, пирит, сфалерит и др.); *4*—линия сброса

тура). Масса белого кальцита, как правило, не содержит рудных минералов, но сама прорезана согласно прожилками розового кальцита, в котором часто в жеодах встречаются водяно-прозрачные кристаллики барита.

В ущелье р. Чёрс были осмотрены отвалы нескольких заваленных штолен. В отвалах наряду с многочисленными глыбами и обломками гидротермально-измененного кварцевого диорит-порфирита были встречены также обломки белого кальцита как чистого, так и с прожилками розового кальцита; в последнем наблюдались скопления водяно-прозрачного и белого барита.

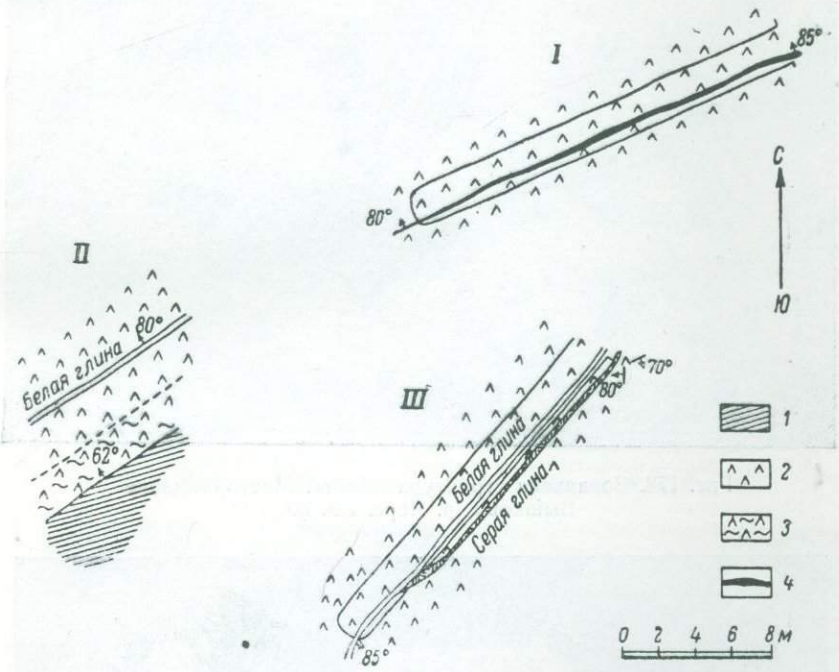


Рис. 177. Месторождение Вышково. Зарисовка штолен на склоне горы Магошгеть и в ущелье р. Шюто

I—штольня № 6 в ущелье р. Шюто; *II*—завалившаяся штольня № 8 на склоне горы Магошгеть; *III*—штольня № 7 на склоне горы Магошгеть
1—глинистые сланцы; *2*—кварцевые диорит-порфириты; *3*—гидротермально-измененные кварцевые диорит-порфириты; *4*—жилы с сульфидами свинца, цинка, меди

Штольня в ущелье р. Шютовейт, пройденная также в кварцевом диорит-порфирите, вскрыла рудную жилу простирания СВ 65° с падением к северо-западу под углом 80°. Жила мощностью 5—15 *см* представляет брекчию из обломков гидротермально-измененного кварцевого диорит-порфирита, сцементированных галенитом, сфалеритом и пиритом. Жила прослежена по штольне на 20 *м*.

В штольнях на восточном и северо-восточном склонах горы Магошгеть (рис. 177) рудные жилы приурочены к тектоническим трещинам и имеют такую же пространственную ориентировку, как рудные жилы на горе Банягеть. Рудные жилы здесь также сопровождаются брекчиями или серыми и белыми глинами.

В зоне окисления много лимонита и самородной серы.

Микроскопическим изучением в рудах Вышковского полиметаллического месторождения установлены следующие минералы: пирит, галенит, аргентит, сфалерит, теннантит, халькопирит, сильванит, церуссит, вуртцит, магнетит, халькозин, ковеллин, малахит, азурит, лимонит, карбонаты, барит, кварц, рутил.

Пирит является одним из главных рудообразующих минералов. Встречается в виде кубических кристаллов, в которых травлением азотной кислотой выявляется резко

выраженное зональное строение. Качественной реакцией методом отпечатков в таких пиритах были обнаружены кобальт и золото; в качестве проявителя на кобальт служила рубеановая кислота, на золото — бензидин.

Спектральными анализами образцов руды, богатой пиритом, не обнаружено ни кобальта, ни никеля.

Рис. 178. Зональная структура пирита. Месторождение Вышково, р. Черс. Ув. 80

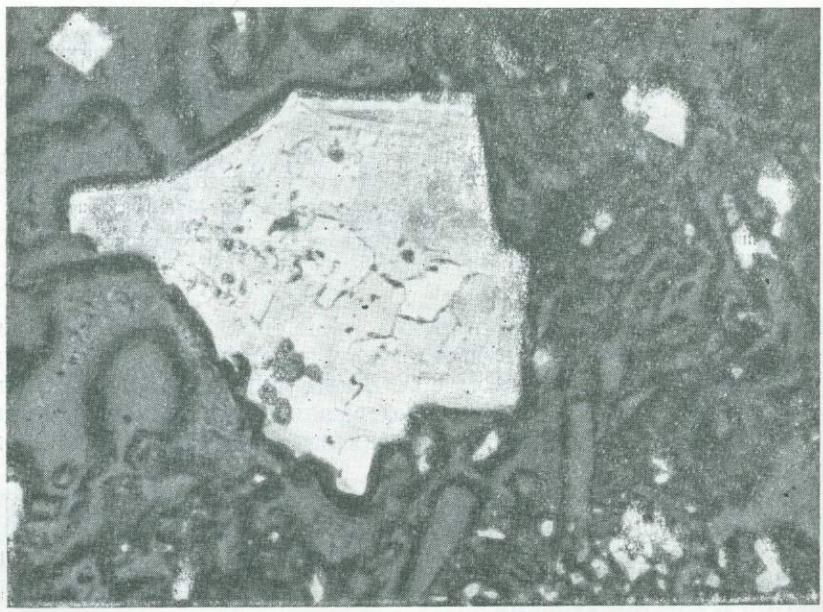


Рис. 179. Зональная структура пирита. Промежутки между зернами крупнокристаллического пирита заполнены мелкозернистым пиритом. Месторождение Вышково, р. Баня, штольня № 2. Ув. 46

Травлением щелочным раствором перманганата калия в полированных шлифах скоплений выделений пирита выявлено две его разновидности: в форме куба и в форме пентагонального додекаэдра. Последняя также обладает зональным строением. Наблю-

дались также выделения пирита с колломорфной структурой. Возможно, последняя является результатом метасоматизма пиритом какого-то нерудного минерала, обладавшего соответствующим строением. Зональные структуры пирита показаны на рис. 178 и 179.

Рис. 180. Пирит (Py) и галенит (Ga), окаймляющие обломки породы. Месторождение Вышково, р. Баня, штольня № 2. Ув. 46

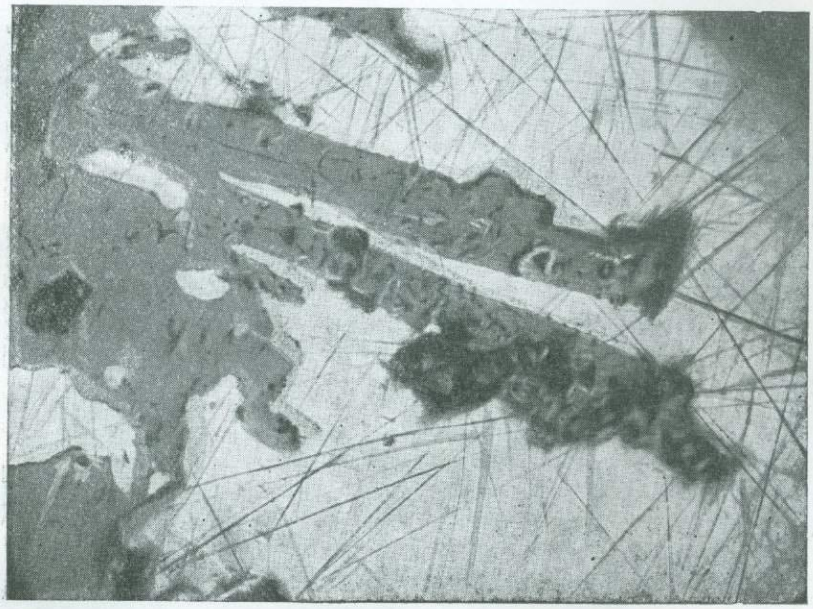


Рис. 181. Замещение рудного минерала галенитом (реликтовая структура) — II фаза. Месторождение Вышково, р. Баня. штольня № 2. Ув. 46

Галенит наблюдался в виде относительно крупных выделений в ассоциации с халькопиритом и с крупными пентагон-додекаэдрами пирита (рис. 180). Галенит часто корродирует последние. Редко галенит встречается в виде одиночных крупных кристаллов с зональным строением. Возможно, последнее является результатом замещения галенитом карбоната, также часто обладающего таким строением (рис. 181).

Аргентит наблюдается в массе галенита в виде тонких нитеобразных прожилков и каемочек (рис. 182).

Сфалерит наблюдался в значительно меньшем количестве, чем пирит. Обычно прожилки сфалерита проникают по границам зерен пирита; сфалерит частично корро-

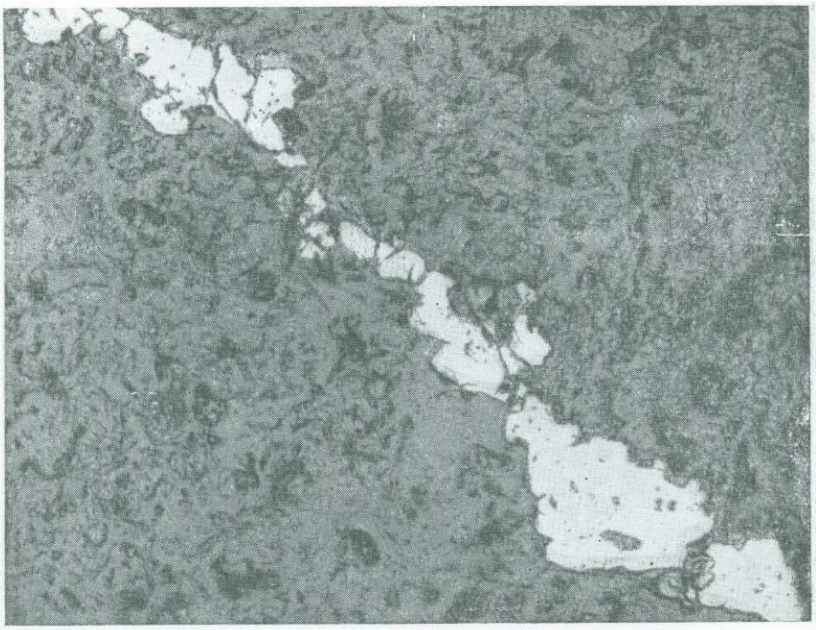


Рис. 182. Каемочка аргентита и галенита в нерудном минерале. Месторождение Вышково, р. Черс. Ув. 145

Рис. 183. Структура сфалерита, выявленная травлением парами царской водки; белое — прожилки мелкозернистого пирита (Ру), серовато-белые точки — эмульсия халькопирита. Месторождение Вышково, р. Баня, штольня № 2. Ув. 145

дирует пирит. Сфалерит ассоциирует с галенитом и кварцем. В сфалерите часто заключены эмульсионные выделения халькопирита (рис. 183).

Теннантит присутствует в рудах в очень небольших количествах, обычно в виде тонких прожилков в массе сфалерита.

Халькопирит редко наблюдался в виде относительно крупных выделений (до 1 *мм*) в массе сфалерита. Чаще халькопирит образует эмульсионные выделения в массе сфалерита или находится с ним в субграфических прорастаниях. Халькопиритовые выделения часто окаймлены ковеллином и лимонитом.

Сильванит в рудах наблюдался лишь в нескольких шлифах. Обычно это мелкие (от 0,01 *мм* и меньше) кристаллики с очень высокой отражательной способностью и ясной анизотропностью. Реакция на теллур с реактивом «Антразо» явно положительная.

Церуссит наблюдался в виде прожилков по спайности галенита (рис. 184).

Рис. 184. Прожилки церуссита по спайности галенита. Месторождение Вышково, р. Баня, штольня № 2. Ув. 90

Вуртцит наблюдался колломорфный (рис. 185).

Химическим анализом образца руды, существенно состоящей из пирита и галенита (в полированном шлифе из этого образца в пирите, методом отпечатков, был обнаружен кобальт), установлено содержание нижеследующих элементов (анализ произведен М. О. Степпан):

	%	Молек. колич.		%	Молек. колич.
Fe	28,21	0,5038	Pb	18,52	0,0894
Cu	4,01	0,0627	S	37,86	1,1831
Co	не обн.	—	Нераств.		
Ni	„ „	—	остаток	2,58	(представлен кварцем и баритом)
				91,18	

Недостаток до 100% обусловлен содержанием в руде карбоната и сфалерита. В пересчете на минералогический состав в %:

кварц, барит	2,58	халькопирит	11,53
пирит	52,93	сфалерит [1]	8,35
галенит	21,38		96,77

[1] Химическим анализом цинк не определялся; при вычислениях состава руды получился остаток серы в 2,76%; если ее связать с цинком, — а сфалерит под микроскопом наблюдался, — то получится 8,35% сфалерита.

Изучением под микроскопом возрастных взаимоотношений рудных и жильных минералов, слагающих руду различных жил Вышковского месторождения, установлена следующая последовательность кристаллизации для жил р. Баня-поток и жил р. Черс:

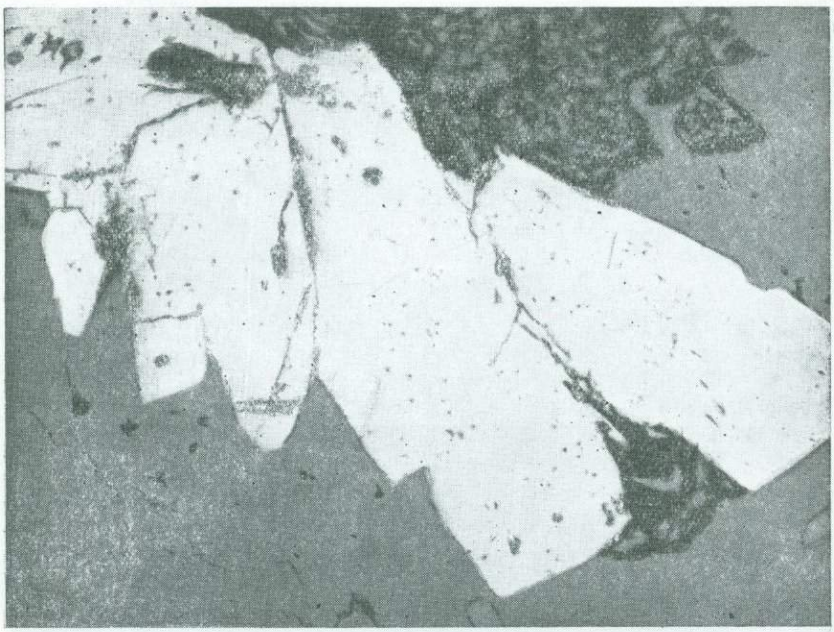


Рис. 185. Вуртцит колломорфный. Месторождение Вышково, р. Черс. Ув. 240

Последовательность кристаллизации в рудах жил р. Баня-поток

1. Магнетит
   Пирит пентагональный (много)
   Кварц шестоватый
2. Сфалерит в форме кристаллов и прожилков с эмульсиевидными выделениями халькопирита
3. Арсенопирит
   Пирит мелкокристаллический в форме кубов
   Сильванит
4. Галенит мелкокристаллический с аргентитом (структура распада смеси)
5. Кварц
   Кальцит
6. Халькозин
   Ковеллин
7. Малахит
   Азурит
   Лимонит

Последовательность кристаллизации в рудах жил р. Черс

1. Пирит в форме кубов (очень мало)
2. Кварц шестоватый (мало)
3. Сфалерит (мало), сильно сдвойникованный с эмульсиевидными выделениями халькопирита
4. Галенит (мало) с аргентитом (структура распада смеси)
5. Карбонат белый крупнокристаллический
6. Марказит лучистый
7. Вуртцит — галенит (оба с зональным колломорфным строением)
8. Халькопирит (колломорфный)
9. Тетраэдрит (колломорфный)
10. Кварц
11. Церуссит
    Малахит
    Азурит
    Лимонит

Золото в рудах Вышковского месторождения, как показывают наши исследования, минералогически представлено сильванитом и золотосодержащим арсенопиритом. Произведенные химические анализы на содержание золота в штуфных образцах руды из отвалов штолен № 2 и 3 дали следующие результаты:

Обр. 148 — 0,66 *г/т* (отвалы штольни № 3)
„ 149 — 0,15 „ („ „ № 3)
„ 186 — 0,50 „ („ „ № 2)
„ 192 — нет „ („ „ № 2)

Вышковское месторождение разрабатывалось на золото, но оно было вскрыто очень слабо и эксплоатационные работы захватили лишь незначительную его часть. Необходима постановка разведочных работ с предварительным составлением топографической карты и детальной структурной геологической карты участка месторождения.

В результате полевых работ в 1948 г. отмечена приуроченность полиметаллического (или свинцового) оруденения к массивам липаритов и их туфов, выходящим на поверхность в ряде мест Вулканической гряды Закарпатья. Признаки свинцово-цинкового или свинцового оруденения отмечены в керне скважин в районе каолиново-алунитовых карьеров Береговского холмогорья, в карьере у с. Ганичи и с. Крайниково Хустского округа.

В карьере у с. Ганичи в голубых туфах, лежащих на пуховских мергелях и конгломератах, наблюдается вкрапленность пирита и галенита, приуроченная к вертикальным и крутопадающим трещинам отдельности. Видимая мощность туфов около 15 *м*.

В карьере у с. Крайниково в среднезернистых слоистых туфопесчаниках с редкими обломками глинистого сланца наблюдается сравнительно большая вкрапленность пирита, а местами и галенита. Пирит часто лимонитизирован. В туфопесчаниках много листочков биотита. Видимая мощность туфопесчаников около 6 *м*.

В районе Береговского холмогорья свинцово-цинковое оруденение приурочено к горизонту вулканических брекчий липарита, лежащему под мощной толщей серых глин сармата. Последние играли экранирующую роль. Под ними в вулканической брекчии наблюдается сравнительно густая сульфидная вкрапленность галенита, сфалерита, халькопирита и пирита. Сами плотные туфы, разбитые трещинами, характеризуются оруденением в виде прожилков свинцово-цинковых рудных минералов.

Отмечается большое сходство районов Берегово и Вышково в развитии процессов полиметаллической минерализации и тесно связанных с ними процессов карбонатизации и баритизации, а также одинаковый характер проявления процессов окварцевания, приуроченного к тектоническим трещинам: зоны окварцевания в липаритовых породах Береговского района и зоны ороговикования в глинах Вышковского района. Интересно, что тектонические трещины в обоих районах имеют почти меридиональное, северо-северо-западное простирание. Как уже указывалось, в Вышковском районе трещины, заполненные гидротермальными жилами, разрывают породы кровли и интрузивы, что дает основание связывать гидротермальные процессы с более глубоко залегающим магматическим очагом, являвшимся также родоначальником для интрузии кварцево-диоритовых порфиритов. Поскольку нижнепаннонские андезито-дацитовые лавы и туфы подверглись гидротермальным изменениям в связи с этими интрузиями, возраст последних, повидимому, не древнее нижнего паннона.

Высказанные соображения подтверждают правильность наших предположений о связи полиметаллической минерализации и процессов окварцевания в Береговском районе с не вскрытыми эрозией залегающими на глубине интрузивами горных пород.

В районе Раховского кристаллического массива полиметаллическое оруденение отмечено в двух ранее разрабатывавшихся месторождениях: на перевале по «стратегической» дороге из г. Рахова на г. Косовскую Поляну и в с. Кобылецкая Поляна.

На перевале по «стратегической» дороге из г. Рахова на с. Косовскую Поляну, по словам местных жителей, велась разработка руды на серебро. Шахта и штольни не сохранились; в отвалах много глыб и об-

ломков руды, состоящей из галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, кварца и карбоната.

Текстура руды главным образом брекчиевидная. Обломки представлены сульфидным агрегатом. Наряду с рудами, имеющими брекчиевидную текстуру, встречаются руды с массивной текстурой.

Сфалерит является одним из главнейших рудообразующих минералов. Им сложены в виде крупнозернистых агрегатов массивные сульфидные руды и обломки, сцементированные кварцем в рудах, имеющих брекчиевидную текстуру. При травлении парами царской водки у сфалерита выявляется крупнозернистая структура, удлиненная форма зерен с пластинчатыми двойниками. Последние иногда изогнуты. Редкие зерна сфалерита обладают зональным строением.

Внутри сфалерита часто наблюдаются скопления сильно раздробленного пирита. Последний часто сцементирован марказитом. Сфалерит и пирит зачастую в срастании образуют колломорфную структуру. В сфалерите встречаются прожилки блеклой руды, замещенной ковеллином и халькозином.

Халькопирит встречается в виде тонких прожилков и эмульсионной вкрапленности между гранями зерен сфалерита и иногда в пирите. Галенит заключен в виде мелких выделений и прожилков в сфалерите и кварце.

Серебросодержащих минералов не наблюдалось.

Рудные жилы, повидимому, были заключены в толще кристаллических сланцев.

Руды близкого характера наблюдались в отвалах штолен месторождения Кобылецкой Поляны к северо-западу от г. Рахова. Это месторождение расположено на восточном берегу р. Шопурки, в 0,5 *км* от селения, на высоте 100—150 *м* над селением. Руда состоит из галенита, сфалерита, пирита и других сульфидов, образующих прожилки в кварце. В сфалерите отмечены эмульсионные выделения халькопирита и субграфические прожилки галенита.

Микроскопическим изучением установлена нижеследующая последовательность кристаллизации руды:

1. Нерудные минералы (главным образом кварц).
2. Пирит в виде пентагон-додекаэдров.
3. Пирит в виде кубов.
4. Сфалерит + халькопирит.
5. Галенит + аргентит.
6. Лимонит.

Рудовмещающими горными породами являются мраморизованные известняки, сланцы, песчаники и конгломераты, залегающие с падением под углом 20—30° на восток и на юго-восток.

В районе Чивчинского кристаллического массива отмечены лишь обломки, содержащие полиметаллическое оруденение. Коренных обнажений с полиметаллическим оруденением не отмечалось.

В 1937 г. В. Краевским отмечены находки по р. Лостунь штуфов весом в несколько килограммов, сложенных баритом, пиритом и галенитом.

В 1940 г. Д. Г. Ульянов нашел куски кварцевой жильной породы с вкрапленностью сфалерита, халькопирита, галенита и алтаита (?) в верховьях потока Добрин к юго-западу от г. Чивчин.

Чрезвычайно интересна находка Н. Р. Ладыжинским в 1948 г. куска кварца с вкрапленностью золота в долине р. Тиссы, ниже г. Рахова.

Новые и, несомненно, более полные данные о полиметаллическом оруденении края будут получены в результате шлиховых съемок.

МЕДНОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Во Внутренней зоне Предкарпатского краевого прогиба у г. Надворной по левому берегу р. Быстрицы Надворнянской обнажаются слободские конгломераты, среди которых в ряде мест встречены незначительные медные рудопроявления в виде налетов малахита, которые имеют только минералогический интерес.

В районе Раховского кристаллического массива на перевале «стратегической» дороги из г. Рахова в с. Косовская Поляна в мраморизованных известняках часто встречается вкрапленность медных минералов (халькопирита и, особенно часто, малахита), но все наблюдавшиеся концентрации носят чисто минералогический интерес.

НИКЕЛЕВОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Впервые никелеворудные проявления отмечены в 1934 г. в районе с. Быстрица Жабьевского района Станиславской области в шипотских слоях верхнего мела, представленных многослойным чередованием зеленых, красных и черных сланцев. На основании поисковых работ, проведенных Польским геологическим институтом в 1936—1937 гг., было сделано заключение о среднем содержании никеля в сланцах, близком к 0,01%, и подсчитаны запасы «руды» на общую массу никельсодержащих сланцев (около 800 000 *т* никеля в металле).

В 1940 г. Д. Г. Ульянов взял контрольные пробы из прежних поисковых выработок в районе Быстрица, а также из свежих обнажений шипотской серии по потоку Степанец на Черном Черемоше и Белом Черемоше. 12 проб были подвергнуты спектроскопическому и химическому анализам.

По данным спектроскопических определений, содержание никеля во всех пробах, включая и сульфидные конкреции, близко к 0,01%, лишь в одной пробе превышает 0,1%. Содержание кобальта обычно не выше 0,001% и несколько больше в пробе, имеющей повышенное содержание никеля. Молибден, мышьяк, германий и цинк отсутствуют. Имеются весьма малые количества сурьмы, ванадия, циркония и галлия. Отмечается присутствие меди и следы олова.

Проведенными ВИМС работами подтверждается присутствие в сланцах шипотской серии никеля в размере около 0,01% в рассеянной форме, исключающей возможность промышленного обогащения.

МЫШЬЯКОВОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Осенью 1948 г. М. В. Муратовым и Н. И. Маслаковой в районе с. Черноголово, севернее г. Ужгорода, на ручье Соленом, впадающем в р. Льюту, были обнаружены среди аллювия два образца песчаника с прожилками реальгара (рис. 186). Окружающие породы — песчаники льютской свиты весьма сходны с остроугольными обломками песчаников, содержащих реальгар.

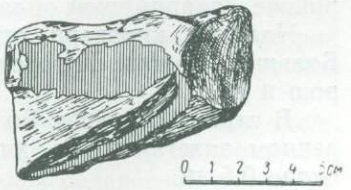


Рис. 186. Песчаник с реальгаром (заштрихован)

Поиски мышьякового оруденения, представленного реальгаром, нужно начать с ручья Соленого в 2 *км* от с. Черноголово на месте находки вверх по течению ручья и его притокам. Оруденение приурочено, повидимому, к трещинам в песчаниках льютской свиты.

* *
*

Изложенное свидетельствует о том, что металлические полезные ископаемые на территории Восточных Карпат еще очень слабо изучены. Полуколониальное положение описываемых территорий и частное владение землей и ее недрами не давали возможности выявить все рудные богатства. Не выдержавшая конкуренции соседних стран, добыча железных и полиметаллических руд прекратилась в конце XIX в. и, частично, в начале нашего столетия.

Однако перспективы нахождения значительных рудных месторождений, а также доразведки известных месторождений с переводом их в промышленные весьма благоприятны и требуют постановки геолого-поисковых и геолого-разведочных работ.

Районами, благоприятными для накопления железных руд, являются: для болотных железных руд — пониженные участки в зоне Предкарпатского краевого прогиба; для сидеритовых руд — эффузивно-вулканогенная свита; для сферосидеритов — осадочно-вулканогенная свита; для гематитовых железных руд — контакты юрских известняков с палеозойскими сланцами.

Площади распространения кислых лав и туфов, а также интрузий кварцевых диорит-порфиритов являются благоприятными для поисков полиметаллических месторождений.

Наиболее благоприятными участками для поисков марганцевых месторождений являются выходы толщи черных кварцитов, приуроченных стратиграфически к верхней части палеозойских отложений Мармарошского массива.

Районами, благоприятными для скопления бокситов, являются площади древней коры выветривания юрских пород. Подобные площади выявлены на контакте мезозойских известняков с вышележащими породами. Более детальное изучение древней коры выветривания, несомненно, поможет в ближайшее время обнаружению и других участков с наличием бокситов.

Во флишевой зоне Складчатых Карпат возможно нахождение мышьяковых и ртутных месторождений.

Таким образом, выявленные категории рудных полезных ископаемых должны привлечь внимание геолого-разведочных организаций.

РТУТНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Поисковыми работами, проведенными трестом «Львовуглегеология» в 1949—1950 гг., установлено широкое распространение киновари в шлихах аллювиальных отложений и в коренном залегании в Вышковском районе Закарпатской области.

Наличие киновари отмечено в аллювиальных отложениях ручьев Большой Ракош, Хуторской, Боркутный, Надь-Тече, Морангош, Модерош и др.

В верховьях ручья Большой Ракош была обнаружена киноварь в коренном залегании на участке, названном Поворотным, на площади около 0,5 *га*.

Киноварь здесь приурочена к пористым, кавернозным и трещиноватым агломератовым туфам и концентрируется главным образом по плоскостям трещин в виде сплошных зернистых агрегатов, гнезд и отдельных вкраплений. Осью зоны оруденения является киноварная жила, мощностью 2—8 *см*, почти сплошь заполненная рудным материалом. Мощность оруденелой зоны различная, но не превышает 1,5 *м*. На глубину рудная зона прослежена шурфами до 5—7 *м* и одной скважиной встречена на глубине 60 *м*. Оруденение с глубиной обедняется. По простиранию зона оруденения пока прослежена только на 10—15 *м*.

Вскрытые канавами гнездовые скопления киновари показывают сравнительно высокое содержание ртути (0,5—1,5%), а во вкрапленных зонах содержание ртути более низкое и не превышает 0,1—0,3% на мощность 0,2—0,3 *м*.

Кроме киновари, в агломератовых туфах встречается мелкозернистый пирит. В шлихах вблизи зоны оруденения отмечено наличие антимонита.

В устьевой части ручья Хуторского шурфом и канавами вскрыта киноварь в сильно выветрелых и измененных диорит-порфиритах в виде тонких прожилков, мощностью до 1 *см*, небольшой протяженности.

Рудные зоны, вскрытые выработками, по простиранию полностью не оконтурены, глубина оруденения также еще пока неясна. Среднее содержание киновари составляет 0,3% на мощность 0,2—0,3 *м*.

На участке ручья Боркутный горными выработками встречено коренное оруденение в виде мелких гнезд, жилок и вкрапленности киновари в агломератовых туфах. Оруденение прослежено до глубины 18 *м*.

В аллювиальных отложениях ручьев Надь-Тече, Морангош, Модерош и др. в ряде шлиховых проб встречено повышенное содержание киновари.

Вышковский район нуждается в дальнейшем изучении ртутного оруденения.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КАЛИЙНЫЕ СОЛИ

Соленосные породы в Предкарпатье были известны и эксплоатировались местным населением с незапамятных времен.

В средние века соляной промысел здесь уже был развит и являлся королевской монополией. В XVIII в. на территории современной Западной Украины насчитывалось до 100 пунктов, где шла добыча поваренной соли.

Разработка калийно-магнезиальных солей началась значительно позже — в середине XIX в.

В настоящее время в Предкарпатье ведется эксплоатация поваренной и калийно-магнезиальных солей. Пищевая соль вываривается из вод естественных соляных источников и из рассолов, добываемых горными работами. Калийно-магнезиальные соли добываются в результате горных работ.

Залежи калийных и поваренной солей в Предкарпатье связаны с соленосными породами миоцена, выходы которых прослеживаются от района Добромиля до предгорий Румынских Карпат.

В Предкарпатье выделяются две соленосные свиты миоцена: нижняя — нижнемиоценового и верхняя — тортонского возраста. Нижняя соленосная свита залегает на космачских слоях и покрыта более молодыми отложениями стебникской свиты, стратиграфически выше которой залегает верхняя соленосная свита, перекрытая краковецкой и покутской свитами верхнего тортона.

Нижняя соленосная свита прослеживается полосой на 200 *км* вдоль контакта Карпатского флиша с миоценом Предкарпатья. Ее мощность в среднем составляет 450—600 *м*. Породы верхней соленосной свиты наблюдаются в районе Дрогобыча, Косова и др. Мощность верхнетортонских соленосных пород достигает 600 *м* (в среднем 300 *м*).

С отложениями нижней соленосной свиты связано Стебникское месторождение калийных солей, с отложениями верхней свиты — Калушско-Голынское. Соленосные толщи сложены серией глинистых, нередко засолоненных пород, песчаниками и конгломератами.

Залежи калийных солей, связанные с предкарпатскими соленосными породами, приурочены к площади, лежащей между рр. Черемош и Сан. Они протягиваются от Калуша до Стебника в виде узкой полосы. Между

этими пунктами калийные соли вскрыты буровыми скважинами в районах пос. Тура Великая, Моршина и Гурне.

Месторождение Калуш было известно еще в древности как месторождение поваренной соли. Калийные соли в Калуше были открыты значительно позже: в начале XIX в. (1804 г.) в шахте на глубине 50 *м* была обнаружена каинитовая залежь мощностью 15 *м*. Открытие каинита в Калушском месторождении поваренной соли было оценено как отрицательное явление, так как вырабатываемая заводом пищевая соль от присутствия калия приобретала горький привкус.

В 1826 г. в Калуше на глубине 64 *м* была обнаружена пластовая залежь сильвина мощностью 12 *м*.

Разработка открытых калийных солей на этом месторождении началась значительно позже — в 1862 г., когда параллельно с добычей поваренной соли была организована добыча «калушского сильвинита».

В 60-х годах XIX в. калийный промысел в Калуше развивался быстрыми темпами, но в результате конкуренции со стассфуртским калийным производством, а также неумелого ведения горных работ на месторождении и недостаточной разработанности технологии калийного сырья в 1875 г. Калушский калийный промысел был закрыт.

Позже, в 80-е годы, добыча калийных солей в Калуше была возобновлена. В 90-е годы спрос на калийные удобрения сильно вырос. В районе Калуша в то время в результате разведочных работ была открыта крупная залежь сильвинита с высоким содержанием калия.

В 1909 г. было организовано частное товарищество по эксплоатации калийных месторождений, которое взяло Калушское месторождение на концессию. Параллельно с разведкой Калуша велось разведочное бурение в Стебнике, известном ранее как месторождение поваренной соли.

Присутствие калия и магния в рассолах Стебникского месторождения было отмечено в 1854 г. В 1873 г. на этом месторождении были вскрыты залежи калийных солей, состоящие из каинита и сильвинита. Последующие разведочные работы позволили установить промышленную ценность Стебникского месторождения калийных солей.

С 1913 г. месторождения калийных солей Предкарпатья эксплоатировались Товариществом по эксплоатации калийных солей. На месторождениях была проведена реорганизация всей системы добычи и технологических процессов (введена механизация, использование электроэнергии), в результате чего добыча солей увеличилась. В декабре 1913 г. было добыто 80 вагонов сырья, в январе 1914 г. — 400 вагонов. К 1916 г. ежедневная добыча каинита возросла до 25—30 вагонов.

Одновременно с эксплоатационными работами велись поиски в районах Модрыча, Тустановице и др.

С 1920 г. на Калушском месторождении стали использовать природный газ.

Добыча калийных солей в Калуше за 1922 г. составила 43 562 *т* сильвинита и 2420 *т* каинита, в 1927 г. — 148 331 *т* сильвинита и 23 482 *т* каинита. На Стебникском месторождении за 1927 г. было добыто 104 722 *т* каинита.

В 1928 г. калийная промышленность Польши перешла под контроль американского капитала. Предпринятыми в том же году поисково-разведочными работами было установлено наличие калийных залежей (в основном сернокислого калия у с. Голынь). Эксплоатация этих залежей началась с 1931 г. Добыча калийных солей с 1 ноября 1933 г. по 1 ноября 1939 г. по Стебникскому руднику составила 645 336 *т*.

За годы оккупации добыча калийных солей резко упала. В период 1941—1944 гг. в Стебнике было добыто 36 329 тыс. *т* каинитовой руды.

В настоящее время на Калушско-Голынском и Стебникском рудниках ведутся эксплоатационные и разведочные работы на калийные и поваренную соли.

Помимо калийной и поваренной солей, здесь организовано получение окиси магния, а в 1938—1939 г. было добыто 140 *т* серы.

Залежи калийных солей, связанные с нижней и верхней соленосными свитами, представлены разнообразным комплексом минералов. Основные из них:

1. Галит
2. Сильвин
3. Каинит
4. Карналлит
5. Лангбейнит
6. Кизерит
7. Полигалит

В виде исключения в основной залежи встречаются такие минералы, как:

1. Шенит
2. Левеит
3. Сингенит (калушит)
4. Эпсомит (рейхардит)
5. Глазерит
6. Астраханит
7. Леонит

Накопление соленосных отложений в Предкарпатье происходило в лагунных условиях бассейна полузакрытого типа, существовавшего в миоценовое время и охватывавшего территорию бóльшую, нежели современная площадь распространения отложений соленосной свиты.

Накопление соленосных пород огромной мощности свидетельствует о существовавшей связи миоценовой лагуны с Европейским Средиземноморским бассейном и питании его водами, содержавшими растворенные соли. Одновременно происходил привнос грубо- и тонкообломочного материала, за счет которого отлагались такие породы, как песчаники, конгломераты, слабозасоленные глины.

Частая смена в соленосной толще пород различного гранулометрического состава, невыдержанность мощности пластов и линз, составляющих соленосную толщу, — всё это говорит о частой смене условий осадкообразования в миоценовом бассейне.

Залежи калийных солей имеют вид отдельных линз, к краям которых соли постепенно замещаются глинистым материалом.

Образование таких линз можно представить как накопление соленосных осадков в отдельных водоемах, в различное время, так как линзы калийных солей встречались в различных частях стратиграфического разреза соленосной толщи и в ее пределах не являлись одновозрастными.

Большая мощность пород соленосной свиты (600, а местами и до 1000 *м*) свидетельствует о том, что накопление осадков происходило в условиях общего интенсивного погружения.

Некоторые исследователи намечают определенные этапы в накоплении соленосных пород, начинающиеся осаждением ангидрита (например, Ч. Кужняр — для Калуша), но подобные седиментационные этапы не имеют регионального характера.

Ниже дается описание месторождения калийных солей и пунктов, в которых калийные соли были обнаружены бурением.

Калушско-Голынское месторождение расположено на равнине, имеющей абсолютные отметки 290—310 *м*. Залежи калийных солей связаны с верхней соленосной свитой, которая залегает в районе Калуша и Голыни на отложениях нижне-тортонского возраста, представленных здесь известковистыми пелитолитами и песчаниками.

В некоторых местах соленосная свита выклинивается, ее мощность колеблется от 41 *м* (южная часть поля Калушского рудника) до 610 *м* (северо-западная часть Голынского рудника).

Стратиграфически выше соленосной толщи залегают сильно засоленные породы верхнего тортона, выклинивающиеся в восточном направлении. Выше по разрезу залегают глины верхнего тортона и сармата, содержащие прослойки туфов. Мощность их колеблется от 60 до 216 *м*. Покрываются они четвертичными отложениями — аллювиальным галечником и глинами суммарной мощностью от 5 до 22 *м*. Нередко аллювий лежит непосредственно на породах соленосной свиты. Аллювиальные отложения содержат водоносный горизонт с засоленной водой, которая используется для технических целей.

Свита соленосных пород в основном сложена «зубером»[1], переслаивающимся с глинистой солью и прослоями песчаников. Калийные соли на месторождении присутствуют в виде пластовых линз. Соленосные породы встречены на всей разведанной площади месторождения, кроме участков выхода на поверхность слоев, подстилающих соленосную свиту. На этих участках соленосная свита представлена тонким слоем выщелоченных гипсоносных пород.

К востоку от Калушского рудника соленосная толща выклинивается, замещаясь тонкими синими глинами — пелитолитами типа «мыдлярки».

В местах, где соленосные породы залегают непосредственно под четвертичными аллювиальными отложениями, они превращены во вторичную гипсово-глинистую шляпу мощностью от 4 до 55 *м*.

Калийные соли образуют пластовые линзы, слои и прослойки, а также присутствуют в виде включения в «зубере» и глинистой каменной соли.

Прослои и линзы калийных солей имеют весьма разнообразные размеры. Наиболее крупные залежи прослеживаются до 2,5—3 *км* по простиранию и до 0,8—1,2 *км* по падению, их мощность колеблется от 1—2 до 25—30 *м* и более.

Комплекс калийных залежей слагает два изолированных рудных поля Калушского и Голынского рудников. Калушское рудное поле находится на восточном участке месторождения, Голынское — на северо-западном.

Среди калийных залежей в пределах Калушского рудного поля выделяются пять основных линзообразных рудных тел: 1) «сильвинит верхний»; 2) «сильвинит средний); 3) «сильвинит нижний»; 4) «каинитолит верхний»; 5) «каинитолит нижний».

Пласт «сильвинит нижний» находится в центральной части рудного поля и залегает стратиграфически ниже остальных: его почва расположена выше подошвы соленосной толщи на расстоянии от 1,5 до 20 *м*. По своей форме эта залежь представляет собою линзу, протяженностью около 400 *м*, вытянутую с северо-запада на юго-восток. Максимальная мощность линзы в раздувах 12—15 *м*.

Залежь сложена сильвинитом, имеющим послойно красный, розовый и оранжево-красный цвета, с включениями отдельных прослоев и блоков бесцветного крупнокристаллического сильвина с примесью галита и слоев пелитового материала. В кровле пласта залегает полигалит. Содержание K_2O в залежи в среднем составляет от 35 до 45%.

В настоящее время пласт «сильвинит нижний» почти целиком выработан.

Выше описанного пласта залегает «каинитолит нижний» — пласт, прослеживающийся на всей рудничной площади месторождения к югу от шахты Сильвин. Залежь «каинитолит нижний» вытянута с северо-северо-запада на юго-юго-восток. Длина залежи превышает 700 *м*, ширина достигает 600 *м*. Средняя ее мощность составляет 5—8 *м* при максимальной мощности 25—30 *м*.

«Каинитолит нижний» сложен в основном слоистой каинитовой породой от светлого до оранжево-красного цвета. По всему пласту рассеян пелитовый материал, образующий тонкие прослои и отдельные включения. Состав пласта непостоянен: содержание каинита колеблется от 10 до 85%, галита — от 2 до 25%. В пласте присутствует до 6% кизерита, доли процента лангбейнита; сильвин образует оторочку в кровле пласта. Как в кровле, так и в почве пласта присутствуют прослои полигалитолита, отделенные от каинитовой породы «зубером» мощностью до 0,5 *м*.

Выше «каинитолита нижнего» в центральной и северо-западной частях рудничной площади расположены залежи «каинитолит верхний» и «сильвинит средний».

---

[1] Глинистая брекчия, сцементированная солью.

«Каинитолит верхний» — представляет собою вытянутую с северо-запада на юго-восток линзообразную залежь длиной 330 *м*, максимальной шириной 240 *м*, мощностью в раздувах до 15—18 *м*. Эта залежь в основном состоит из каинитовой породы и по своему минералого-петрографическому составу совершенно аналогична залежи «каинитолит нижний». Ранее этот пласт эксплоатировался.

«Сильвинит средний» имеет форму линзы, вытянутой с северо-запада на юго-восток, длиной 400 *м* и шириной 100—120 *м*. Средняя мощность линзы составляет 2—2,5 *м*. Эта залежь сложена в основном сильвинитом, переслаивающимся с пластами каменной соли и «зубера». Сильвинит загрязнен пелитовым материалом. Пласт падает в юго-западном направлении под углом 30°. В настоящее время этот пласт эксплоатируется, но большая его часть выработана.

Главным эксплоатационным пластом на месторождении является пласт «сильвинит верхний», который расположен в южной части рудного поля выше пласта «каинитолит нижний». Залежь «сильвинит верхний» прослеживается на 1,5 *км* по простиранию и до 1 *км* по падению. Ее мощность меняется от 1 до 30 *м*. Залежь имеет пластообразную форму и в северо-западной части залегает близ кровли соленосной толщи. В северо-западной части пласт сложен сильвинитом, в юго-восточной части в его почве карналлитолит образует жилы и прослои. В северо-восточном участке пласта встречен каинитолит. В восточной части пласта присутствуют блоки и отдельные включения ангидрита. Нередко наблюдается, как сильвинит, каинитолит и карналлит фациально замещают друг друга. В виде блоков и прослоев в пласте встречается полигалитолит.

К западу от рудного поля Калуша находится поле Голынского рудника. В пределах этого поля эксплоатируется сильвинитовая залежь, представляющая собой пластовую линзу, вытянутую с северо-востока на юго-запад на 1,2 *км*. Линза наклонена на юго-восток под углом 25—40°. К юго-западу сильвинитовая залежь выклинивается, разделяясь на несколько слоев, между которыми вклиниваются прослои «зубера».

Мощность залежи в верхней ее части 25 *м*, в направлении падения она уменьшается. Верхняя часть линзы срезана и представлена зоной выщелачивания — здесь развита гипсово-глинистая шляпа. В основном Голынская залежь сложена сильвинитом. Минералогический состав голынского сильвинита постоянен и состоит из сильвина, галита, ангидрита, полигалита и пелитового материала.

В сильвините нередко встречаются прослои «зубера» мощностью до 1,5 *м* и глинистой каменной соли. В почве и кровле залежи залегают слои полигалитовой породы, отделенные от сильвинита «зубером».

Гидрогеологические условия Калушско-Голынского месторождения благоприятны для эксплоатации. Водоносные горизонты в соленосных породах отсутствуют. Под соленосной толщей залегают газоносные породы, но скопления газа в соленосных породах встречаются редко и в незначительных количествах.

На Калушско-Голынском месторождении разрабатывается в основном сильвинит; каинитолит добывается в сравнительно небольших количествах.

Общие запасы Калушско-Голынского месторождения, по подсчетам А. А. Иванова, на 1 января 1940 г. составляют по категориям $A_2+B+C_1+C_2$ 266 807,7 тыс. *т* сырых солей или 32 142,6 тыс. *т* в пересчете на K_2O.

Стебникское месторождение калийных солей. Месторождение находится в Дрогобычской области, в 9 *км* юго-восточнее г. Дрогобыч. Рельеф участка месторождения неровный, с абс. отметками 300—350 *м*.

Залежи калийных солей приурочены к отложениям нижней соленосной свиты миоцена. В основании вскрытого здесь разреза залегают пестроокрашенные сланцеватые глины с включениями гипса и галита. Породы, подстилающие соленосную толщу месторождения, бурением не были вскрыты. Соленосные породы в районе месторождения смяты в складки и надвинуты на север. Общее падение слоев северо-восточное под углом 45—50°.

Отложения нижней соленосной свиты представлены на месторождении соленосными глинами с прослоями песчаников, часто загипсованных. Для Стебникского месторождения характерны породы, называемые «зубером».

Вертикальная мощность соленосной толщи на месторождении превышает 900 *м*.

Верхние части соленосной толщи в результате выщелачивания превращены в гипсово-глинистую шляпу, мощностью до 100 *м*. Последняя почти водонепроницаема, что предохраняет соленосные породы от дальнейшего выщелачивания.

Выше шляпы залегают стебникские слои, представленные глинами, переслаивающимися с мергелями и песчаниками. Мощность этих слоев от нескольких десятков до 200 *м*. На стебникские слои, а в местах отсутствия последних — на породы соленосной толщи, ложатся четвертичные аллювиальные отложения.

Калийные соли образуют на месторождении пластообразные залежи, имеющие различные мощности, размеры и непостоянный минералого-петрографический состав.

Общее простирание залежей северо-западное, падение на северо-восток под углом 40—90°. На месторождении известно 10 таких пластов. Рудные тела сложены в основном каинитом, лангбейнитом, пикромеритом, сильвином и глазеритом. Присутствуют такие минералы, как галит, кизерит, мирабилит, левеит.

Пласт № 1 имеет мощность 25—30 *см*, сложен полигалитом. Промышленного значения не имеет, вследствие небольшой мощности.

Выше него, отделяясь 30-метровым слоем глинистой каменной соли и «зубера», залегает пласт № 2, образующий синклинальную складку с направлением шарнира с юго-востока на северо-запад. В центральной части пласт имеет мощность 10—12 *м*, к периферии он выклинивается. Средняя его мощность 2,5—3 *м*.

По простиранию пласт № 2 прослеживается на 0,6 *км*, по падению — на 200 *м*. Залежь сложена в основном слоистым каинитолитом и твердой каинито-лангбейнитовой солью с включениями отдельных блоков лангбейнитолита и сильвинита. Содержание K_2O составляет 9—12%. Пласт в настоящее время почти весь выработан.

Выше второго пласта, отделенный 25-метровой толщей «зубера», расположен пласт № 3, над которым находится пласт № 4, также отделенный слоем «зубера» мощностью 50 *м*. Пласты № 3 и 4 протягиваются на 150 *м* и прослеживаются на глубину до 150 *м*. Пласт № 3 сложен твердой каинито-лангбейнитовой солью и каинитолитом. В юго-восточном направлении по простиранию пласт сменяется глинистым «зубером». Средняя мощность залежи 2,5—3 *м*. Содержание K_2O составляет 9—12%. Пласт имеет промышленное значение. Пласт № 4 сложен твердой солью, каинитолитом, полигалитолитом. Его мощность 2,5—3 *м*, падение на северо-восток под углом 45°. Пласт не разработан. К северо-западу от пластов № 3 и 4, на их окончании расположен пласт Зигмунт, представляющий собой пластообразную линзу, вытянутую с северо-запада на юго-восток, с раздувами; в раздутой части пласт имеет мощность до 70 *м*. Залежь имеет крутое падение на северо-восток под углом 45—48° и по простиранию прослежена на 1200 *м*, по падению — на 210 *м*.

Пласт Зигмунт сложен твердой каинито-лангбейнитовой солью, каинитолитом, лангбейнитолитом и «зубером», которые образуют мощные пере-

слаивающиеся друг с другом слои, нередко связанные взаимными переходами.

В кровле залежи в основном развит лангбейнитолит, мощностью до 15—18 *м*, в нем содержится 45—50% галита. Содержание K_2O составляет 12—26%. Пласт имеет значительные запасы, частично выработан.

Пласты № 7, 9 и 13 (рис. 187) развиты в юго-западной части Стебникского месторождения.

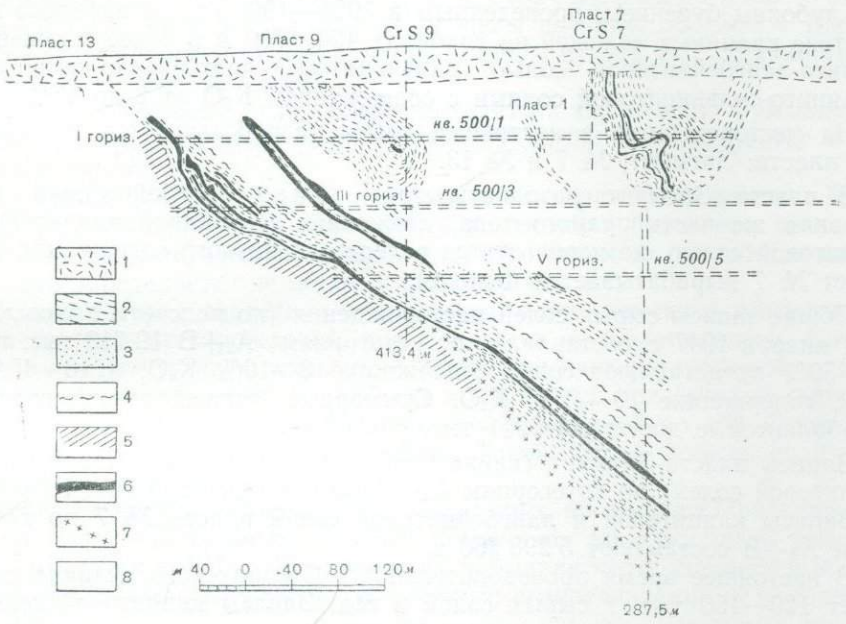


Рис. 187. Геологические разрезы пластов 7, 9 и 13 по скважинам Cr S 9, CrS7 и квершлагам 500/1, 500/3 и 500/5 Стебникского калийного месторождения (по материалам комбината)

1—глинисто-гипсовая шляпа и наносы; *2*—каинито-лангбейнитовая соль; *3*—лангбейнитовая соль; *4*—полигалит; *5*—соленосная глина с прослоями каменной соли; *6*—каменная соль; *7*—сильвинит; *8*—соленосные глины с обломками песчаника

Пласт № 7 образует синклинальную складку, шарнир которой имеет простирание с юго-востока на северо-запад. Пласт прослежен до глубины 150 *м*. Средняя его мощность 16 *м*. Сложен в основном каинито-лангбейнитовой солью. Эта залежь имеет промышленное значение и частично выработана.

Пласт № 9 образует опрокинутую на юго-запад синклиналь с простиранием шарнира с юго-востока на северо-запад и сложен каинитовой и лангбейнитовой солями. Мощность залежи до 80 *м*. Содержание K_2O составляет 10—17%. Пласт имеет промышленное значение.

Пласт № 13 отделен от пласта № 9 толщей зубера в 60 *м* и лежит стратиграфически ниже пласта № 9. Эта залежь прослеживается на 650 *м* по простиранию и свыше 200 *м* на глубину. Падение пласта от северного до северо-восточного под углом 35—40°, мощность от 10 до 120 *м*. Залежь сложена в основном каинито-лангбейнитовой солью и «зубером». Присутствуют сильвинит и каинитолит. Содержание K_2O составляет 9—18%. Пласт частично выработан.

Стратиграфически выше пласта № 13 залегает пласт № 16, прослеживающийся на 250—300 *м* по простиранию и свыше 310 *м* на глубину. Пласт падает под углом 55° на северо-восток. Его мощность до 35 *м*,

сложен он в основном каинито-лангбейнитовой солью, каинитолитом, твердой солью и «зубером». Содержание K_2O в пласте 9—10%. Эта залежь в значительной части выработана.

Перечисленные залежи калийных солей расположены на глубине от 42 до 277 *м*.

На месторождении известен еще ряд залежей калийных солей, которые не разведаны или не имеют промышленного значения (к последним относится пласт № 17).

Глубоким бурением, проведенным в 1924—1929 гг., установлено присутствие калийных залежей на глубинах 450—700 *м* и более, сложенных каинито-лангбейнитовой солью, сильвинитом, лангбейнито-каинитовой и каинито-сильвинитовой солями с содержанием K_2O от 8 до 45%.

На месторождении в настоящее время разрабатываются три основных пласта: Зигмунт, № 7 и № 13.

В пласте Зигмунт разрабатывается только лангбейнитовая соль, основная же часть рудного тела, сложенная смешанной каинито-лангбейнитовой солью, не используется вследствие низкого содержания K_2O. Пласт № 7 вырабатывается целиком.

Общие запасы сырых солей месторождения (по подсчету Унковского) на 1 января 1947 г. составляли по категориям A_2+B 19 713 тыс. *т*. Из них 50% представляют соли, содержащие 8—10% K_2O, а 40—45% — соли, содержащие 10—12% K_2O. Суммарные запасы по категории С и забалансовые достигали 6251 тыс. *т*.

Запасы пласта Зигмунт (каинитовой, лангбейнито-каинитовой и лангбейнитовой солей) по категориям A_2+B составляют 5800 тыс. *т*.

Запасы каинитовой и лангбейнитовой солей пласта № 7 по категориям A_2+B составляют 5 298 260 *т*.

В настоящее время производительность Стебникского рудника составляет 120—150 тыс. *т* сырых солей в год. Запасы каинитовой соли по категории A_2 обеспечат рудник на 10 лет.

Перспективы Стебникского месторождения могут значительно расшириться в случае постановки обогащения солей, бедных калием, которые в настоящее время не разрабатываются (некондиционные).

Помимо того, прилегающие к месторождению участки Солец, Колпец и Модрич являются перспективными. Разведочными работами, проведенными на Колпецком участке (А. А. Унковский, 1948 г.), установлено присутствие четырех залежей калийных солей на разной глубине, сложенных в основном каинитом, лангбейнитом и сильвинитом. Запасы калийных солей (по подсчетам А. А. Унковского) на 1 января 1948 г. по категориям $B+C$ составляют 265 300 тыс. *т* сырых солей, из которых более 60% падает на соли, содержащие 8—10% K_2O.

Помимо описанных месторождений, калийные соли были встречены при разведочном бурении на нефть в районах Моршина (в 12 *км* южнее Стрыя), Туры Великой (в 25 *км* северо-западнее Калуша) и поселка Гурне (в 12 *км* к юго-западу от Стрыя).

В районе Моршина скв. НРМ-3 вскрыла соленосную толщу на глубине 47 *м*, мощностью около 443 *м*. Калийная соль встречена в незначительных количествах.

В районе Туры Великой скважины на глубине 9 и 30 *м* вошли в соленосную толщу мощностью 260—307 *м*. Калийные соли были обнаружены в виде небольших скоплений каинитолита, каинито-лангбейнитовой соли и лангбейнитолита.

В районе пос. Гурне соленосная толща содержит вкрапленность калийных солей, главным образом каинито-лангбейнитовой. Районы Туры Великой и Гурне в отношении калийных солей следует считать участками перспективными, требующими постановки разведочных работ.

КАМЕННАЯ СОЛЬ

Соленосные отложения, с которыми связаны залежи каменной соли и выходы рассолов, развиты во Внутренней зоне Предкарпатского краевого прогиба и в зоне закарпатских впадин.

Во Внутренней зоне Предкарпатского краевого прогиба полоса соленосных отложений протягивается через всю территорию работ экспедиции от г. Косова на юго-востоке до г. Перемышля на северо-западе.

Соляные месторождения и солепроявления в зоне Закарпатских впадин[1] приурочены главным образом к Верхне-Тиссенской впадине и отмечены лишь в одном пункте (у с. Доробратово) в Чоп-Мукачевской впадине.

Далее, соленосные отложения переходят на территорию Румынии, где с ними связаны соляные месторождения Ропасек и Акпашугатаг и ряд соляных источников.

Каменная соль на территории нынешней Закарпатской области и Предкарпатья добывалась еще, вероятно, в каменном и бронзовом веках. На основании археологических находок возраст некоторых разработок каменной соли определяется не менее чем $3^1/_2$ тысячи лет.

Более точные сведения относятся к эпохе римского владычества, когда на ряде месторождений, в том числе и на Солотвинском, для добычи соли проходились открытые ступенчатые карьеры глубиной до 20 *м*. Позднее, в средние века, разработка соли велась подземными выработками при помощи колоколообразных камер глубиной до 150 *м*, которые проходились почвоуступным способом. Такой способ добычи соли применялся до середины XVIII в.

Первые сведения о развитии солеваренного промысла в Предкарпатье, где на ряде естественных соляных источников производилась выварка соли, относятся к XII в. Позднее соль добывали через специальные рассолозаборные шахты путем искусственного выщелачивания ее из соленосных пород.

На территории Закарпатской области разработки каменной соли в крупных масштабах были организованы в XVIII в. правительством Австро-Венгрии. Разработка велась шахтами при помощи прямоугольных камер, применяющихся и в настоящее время.

В 1747 г. у с. Шандрово была заложена шахта Георгий, просуществовавшая до 1779 г. В 1773 г. в с. Керекхедь, а в 1774 г. между сс. Керекхедь и Теребля были пройдены шахты для разведки и эксплоатации соляных залежей.

Близ с. Данилово в начале XIX в. существовали соляные рудники Сенеш и Ренати. В первой половине XIX в. шахты и шурфы с целью разведки и разработки соляных залежей были пройдены в районе с. Нанково-Барания, у с. Нереснице (Нижней Новоселицы), у с. Подплеса. Все упомянутые соляные рудники были заброшены из-за обрушения кровли и затопления.

Систематические сведения о разработке соли на крупнейшем соляном месторождении — Солотвинском — известны со второй половины XVIII в. Австрийское правительство начало эксплоатацию месторождения 14 мая 1778 г., на шахте Христина, которая вскоре была брошена из-за плохого качества соли. В 1781 г. была пройдена шахта Альберт, также вскоре брошенная из-за прорыва воды. В 1790 г. была заложена шахта Кунигунда, а в 1799 г. — шахта Николай, впоследствии соединенные между собой. Разработка соли в них производилась до 1903 г.; в феврале 1908 г. эти шахты были затоплены. В 1804 г. была пройдена шахта Иосиф, которая в 1850 г. из-за ухудшения качества соли была оставлена в качестве

[1] Характеристика месторождений каменной соли Закарпатья дана по материалам А. А. Иванова, проводившего в 1949 г. исследования по поручению Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе.

резервной, а в 1895 г. затоплена. Перечисленные выше шахты были расположены в северо-западной части Солотвинского месторождения. В 1804 г. в южной части месторождения была пройдена шахта Людвиг, на базе которой вырос рудник, ныне получивший имя товарища Сталина. До 1901 г. этот рудник оставался резервным, а с 1901 г. эксплоатация рудника происходит непрерывно. В северной части месторождения в 1808 г. была заложена шахта Францишек (ныне рудник им. Хрущева), разработка соли в которой не прерывалась до настоящего времени.

Большой подъем эксплоатационных и разведочных работ на Солотвинском месторождении — на рудниках им. Сталина и им. Хрущева — начался после воссоединения Закарпатской Украины с УССР.

Отрывочные сведения о добыче соли на Солотвинском месторождении в первые годы XX в. приведены И. Бушманом. В 1901 г. добыча соли на обоих рудниках составила 50,2 тыс. *т*, в 1904 г. 48,2 тыс. *т*, в 1906 г. 41,4 тыс. *т*.

Данные Петерса о добыче соли на Солотвинском месторождении с 1913 по 1925 г. приведены в табл. 35.

Таблица 35

Добыча соли (в *т*) на рудниках Солотвинского месторождения (по Петерсу)

Год	Им. Хрущева (бывш. „Францишек“)	Им. Сталина (бывш. „Людвиг“)	Всего
1913	50 957	—	50 957
1914	32 439	—	32 439
1915	45 184	—	45 184
1916	35 000	—	35 000
1917	24 000	—	24 000
1918	11 010	—	11 000
1919	18 934	—	18 934
1920	12 949	—	12 949
1921	50 285	35 919	86 204
1922	71 703	53 070	124 773
1923	73 944	52 261	126 205
1924	68 482	47 763	116 245
1925	22 558	44 305	66 863

На основании архивных данных А. А. Иванов приводит таблицу, характеризующую добычу соли с 1928 по 1947 г. (табл. 36, стр. 467).

Первыми печатными работами, касающимися солепроявлений в Закарпатье, являются статьи К. Неснера (1903 г.) и Ф. Вунтско (1907 г.). Они посвящены главным образом описанию гидрогеологических условий Солотвинского месторождения и вопросам борьбы с притоком вод на нем. В работе И. Бушмана (1909 г.), посвященной описанию месторождений соли во всем мире, приводятся краткие сведения геологического и горно-экономического порядка о солепроявлениях Закарпатья. Наиболее обстоятельной является работа В. Ульриха (1932 г.), содержащая описание геологии соленосной площади, геологии и геоморфологии района Солотвинского месторождения и ряд исторических и горно-экономических сведений. Работы венгерского периода — Л. Лоци (1939 г.), Е. Шмидта (1942 г.), Ф. Сентеша (1943 г.) — дают общую характеристику геологии Верхне-Тиссенской котловины и имеющихся здесь солепроявлений. Наиболее полными и детальными из работ, посвященных солепроявлениям Закарпатской области, являются работы А. А. Иванова (1947 и 1948 гг.).

В геоморфологическом отношении полоса отложений, с которыми связаны солепроявления в Закарпатской области, расположена в границах

Таблица 36

Добыча соли (в *т*) на рудниках Солотвинского месторождения (по А. А. Иванову)

Годы	Чистая пищевая соль	Глинистая (землистая) соль	Всего
Чехословакия			
1928	83 630	62 795	146 425
1929	76 808	82 227	159 025
1930	112 024	67 109	179 133
1931	128 183	59 122	187 305
1932	124 886	60 860	185 546
1933	108 124	41 723	149 847
1934	97 566	43 378	140 944
1935	107 621	51 883	159 504
1936	116 524	52 437	168 961
1937	110 471	53 864	164 335
1938	88 562	52 732	141 294
Венгрия			
1939 (VII—XII)	49 994	1 527	51 521
1940	148 869	6 522	155 391
1941	146 850	12 420	154 270
1942	160 572	13 056	173 628
1943	191 924	16 523	208 447
1944 (по 18/X)	112 432	12 680	125 112
СССР			
1944 (XI—XII)	1 116	Нет сведений	1 116
1945	40 632	784	41 416
1946	Нет сведений	Нет сведений	232 000
1947 (I—VIII)	Нет сведений	Нет сведений	203 000

Верхне-Тиссенской впадины. Мощность миоценовых отложений в пределах Верхне-Тиссенской впадины составляет более 5 тыс. *м*. Фациальный характер осадочных пород, положение их толщ по отношению к горному сооружению Карпат, громадная мощность осадков заставляют рассматривать всю область развития солепроявлений как обширный синклинорий, имеющий характер внутренней предгорной впадины.

Тектоническое строение этой области довольно простое. Миоценовые породы слагают ряд пологих антиклинальных и синклинальных структур с углами падения на крыльях от 10 до 25°. Нередко наблюдается горизонтальное залегание пород. Отчетливо выражены Солотвинская, Тереблинская и Тячевская антиклинали. Наиболее резкие тектонические нарушения, связанные с выжиманием соляных масс в более высокие стратиграфические горизонты миоценовых отложений, наблюдаются в средней части полосы распространения этих пород. Здесь развиты брахиантиклинальные складки с падением крыльев под углом 40—50°, а иногда и вертикальным.

Вопрос о стратиграфическом положении соленосной толщи и соляных залежей в Закарпатье до самого последнего времени остается неясным. Некоторые исследователи (Сентеш, Лоци) относили образование соленосной толщи к низам миоцена, т. е. к аквитан — бурдигалу, другие (Войтешти, Маковой и Стефанеску) считали, что соленосные отложения накоплялись и в гельвете, третьи датировали возраст соленосной толщи тортоном.

Согласно последним данным соляные залежи Закарпатья по возрасту относятся к аквитан—бурдигалу и, возможно, к самым низам гельвета, т. е. являются одновозрастными с породами нижней соленосной формации Предкарпатья. Как известно, в Предкарпатье имеет развитие также верхняя соленосная толща, относящаяся по возрасту к верхнему тортону. В пределах Верхне-Тиссенской впадины появление соляных залежей в более высоких, чем аквитан—бурдигал, горизонтах миоцена связано с тектоническими причинами; соляные залежи в этом случае чужды вмещающим их породам.

Образование Верхне-Тиссенской впадины относится к концу олигоцена. В начальный этап миоцена впадина представляла мелководный бассейн лагунного типа. В условиях сухого и жаркого климата в этом бассейне, вследствие сокращения его связи с открытым морем (благодаря отступанию моря из области Карпат), происходило накопление соленосных осадков и солей, временами прерывавшееся привносом в бассейн терригенного песчаного и глинистого материала. Появление мощной толщи этих отложений связано с непрерывным прогибанием дна бассейна.

В конце верхнего миоцена происходит поднятие этой территории, и море покидает ее. На фоне перечисленных вкратце движений формируются складчатые структуры. Складкообразование сопровождалось выжиманием соляных залежей в более высокие стратиграфически горизонты, обусловленным механическими свойствами соли — ее текучестью и пластичностью. В результате этого соляные залежи приобрели тот вид и геологическое положение, которыми они обладают в настоящее время.

Тектонические причины обусловили разобщенность соленосных отложений и создание ряда отдельных соляных залежей. Солепроявления в Верхне-Тиссенской впадине располагаются на двух линиях северо-западного простирания. На юго-западной линии, проходящей в средней части Верхне-Тиссенской впадины, известны следующие солепроявления: 1) Солотвинское месторождение (на юго-востоке); 2) у с. Керекхедь; 3) на левом берегу р. Теребли (против с. Теребли); 4) в с. Шандрово; 5) на дороге из с. Шандрово в с. Данилово; 6) у с. Данилово; 7) в районе с. Барания; 8) у с. Нанково.

На северо-восточной линии, проходящей близ границы миоцена с флишем, солепроявления известны в следующих пунктах: 1) у с. Апшицы; 2) у пос. Солоной; 3) севернее с. Нижние Новоселицы; 4) на левом берегу рч. Лужанки у с. Верхние Новоселицы; 5) в овраге на правом берегу рч. Лужанки; 6) на р. Вульховец.

В северо-западной части Закарпатской области, в пределах Чоп-Мукачевской впадины, известен соляной колодец у с. Доробратово.

Из всех этих солепроявлений наиболее важное значение имеет Солотвинское месторождение, являющееся одним из крупнейших соляных месторождений в Европе.

Солотвинское месторождение каменной соли расположено в Раховском округе Закарпатской области, в 45 *км* к западу от г. Рахова. Месторождение находится на правом склоне долины р. Тиссы, большей частью в пределах развития второй надпойменной террасы этой реки.

Ширина террасы в юго-восточной части месторождения достигает 1,5—2 *км*. Поверхность ее в общем плоская, но над соляной залежью наблюдается ряд плоских холмов с абс. отметками 290—294 *м*, иногда до 297—300 *м*. В понижениях — отметки 282—280 *м*. В первой надпойменной террасе наблюдается крутой уступ высотой 25—28 *м*.

В центральной части площади месторождения находится поле развития соляной залежи и слоев соленосных терригенных пород (рис. 188). Это поле имеет грушевидную форму и вытянуто в северо-западном направлении. На горизонте ± 0 *м* большая ось соляной залежи достигает

2000 *м*, меньшая ось в юго-восточной части составляет около 1000 *м*, а в северо-западной части 400 *м*. Соляная залежь вскрыта рядом скважин и шахт, а в районе упомянутых ранее обрушившихся и затопленных шахт соль выходит на дневную поверхность. За исключением этих выходов, соляная залежь почти всюду располагается под рыхлыми аллювиальными песчано-галечниковыми отложениями, отделяясь от них слоем серой соленосной и гипсоносной глины («палаг»), представляющей собой продукт выщелачивания и выветривания соленосных пород, заключенных в соляной залежи. Мощность этого слоя колеблется от 20—30 *см* до 15 и даже 20 *м*, увеличиваясь в депрессиях и впадинах поверхности соляной залежи, а также в тех местах, где в залежи увеличивается количество блоков и прослоев глин, и уменьшаясь на возвышенностях. Мощность аллювиальных отложений первой надпойменной террасы над соляным телом колеблется от 4 до 18 *м*, иногда достигает 29—35 *м*.

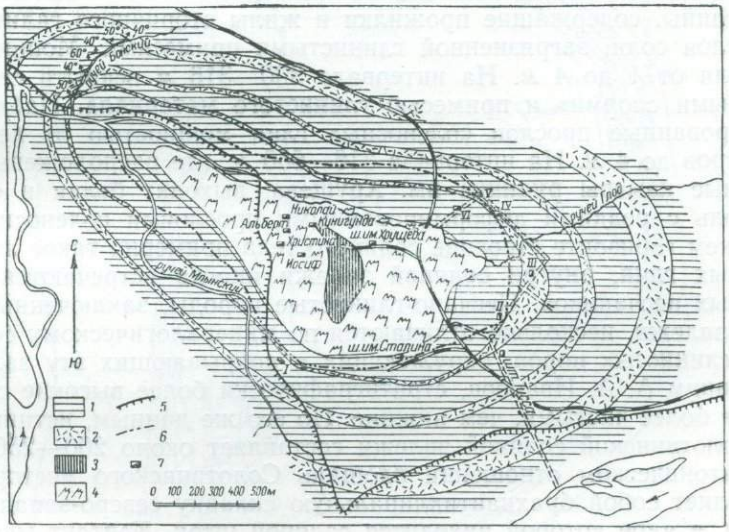


Рис. 188. Схематическая геологическая карта Солотвинского месторождения каменной соли (составили А. А. Иванов и С. М. Кореневский)

1—вмещающий соляное тело комплекс глинисто-мергельных и песчаниковых пород; *2*—дацито-липаритовые туфы; *3*—глинистые и мергельно-песчаниковые породы, залегающие на своде соляного поля; *4*—каменная соль; *5*—уступ второй надпойменной террасы р. Тиссы; *6*—контур соляного тела на абсолютной отметке ±0; *7*—шахты

На второй надпойменной террасе мощность аллювия над соляным телом составляет от 30 до 37 *м*, иногда уменьшаясь до 28—29 *м* или увеличиваясь до 44—45 *м*. Такие колебания в мощности аллювия обусловлены эрозионными и карстовыми процессами. Вмещающие соляную залежь породы представлены серыми и темносерыми глинами, известковистыми глинами, песчаниками. В глинах нередко встречаются зерна и желваки ангидрита, а также выцветы и жилки соли вторичного происхождения. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. В отдельных участках преобладающее развитие имеют глины, в других — песчаники.

Среди терригенных осадочных пород проходит три прослоя светло-зеленоватых туфов липарито-дацитового состава. Нижний горизонт туфов имеет мощность 10—15 *м*, средний — 40—50 *м* и верхний горизонт — около 30 *м*. Вмещающие соляную залежь породы окружают ее не только с боков, но выходят в виде небольшого поля и на ее вершине, близ ствола шахты Кунигунда, где обнажаются слои песчаников и песчано-мергелистых глин.

Наиболее полные разрезы соляной залежи вскрыты двумя квершлагами, соединяющими выработки верхних (117,9—118,7 *м*) и нижних (227—231,5 *м*) эксплоатационных горизонтов рудников им. Сталина и им. Хрущева.

При прослеживании стенки нижнего квершлага от рудника им. Сталина к руднику им. Хрущева (с юга на север) рисуется следующее строение соляной залежи. На интервале 0—80 *м* вскрыта чистая белая и серовато-белая соль, содержащая лишь небольшую примесь тонкорассеянного глинистого материала и зерна ангидрита. На этом участке расположены все эксплоатационные камеры рудника им. Сталина. На интервале 80—245 *м* выходит серая соль с частыми «годовыми слоями», с примесью глинистого материала и зернами и желваками ангидрита. Встречаются также редкие деформированные, часто рассланцованные и содержащие зеркала скольжения прослои, блоки и куски серых глин мощностью до 2,5—3 *м*. На интервале 245—300 *м* залегают соленосные глины, содержащие прожилки и жилы вторичного галита и редкие прослои соли, загрязненной глинистыми примесями. Мощность прослоев соли от 1 до 4 *м*. На интервале 300—316 *м* вскрыта серая соль с «годовыми слоями» и примесью глинистого материала. Наблюдаются деформированные прослои соленосных глин мощностью от нескольких сантиметров до 4 *м*. На интервале 316—650 *м*, где расположены эксплоатационные камеры рудника им. Хрущева, выходит белая и серовато-белая соль с редкими деформированными прослоями соленосных глин. На верхнем горизонте строение соляного тела примерно такое же. Кроме соленосных глин, внутри соляной залежи иногда встречаются прослои соленосных песчаников. Песчано-глинистые породы, заключенные внутри соляной залежи, несколько отличаются по минералогическому составу от песчано-глинистых пород, окружающих и покрывающих эту залежь. По наблюдениям А. А. Иванова, стратиграфически более высокие слои соли являются более чистыми, чем нижние. По его же данным, истинная мощность Солотвинской соляной залежи составляет около 200—250 *м*.

В тектоническом отношении площадь Солотвинского месторождения представляет собой брахиантиклинальную складку северо-западного простирания, в ядре которой находится соляной шток. Контакт между вмещающими породами и солью виден лишь в некоторых выработках. В этих случаях вмещающие породы падают под углом 30—40°, а слои соли обладают более крутым углом падения. Юго-западное крыло залежи более крутое, чем северо-восточное. По общему характеру солотвинская соляная залежь приближается к диапировым структурам типа соляных куполов, отличаясь отсутствием дробления и брекчирования вмещающих пород и отсутствием признаков заворачивания и загибания вверх слоев боковых пород. Таким образом, по А. А. Иванову, Солотвинская структура близка к типу Ассе по классификации соляных структур цехштейнового бассейна Германии, данной Зайдлем. Этот тип соляных залежей характеризуется сдавленной с боков и вытянутой по простиранию формой, выжатой вверх макушкой и постепенным, с глубиной, увеличением расстояния между крыльями (рис. 189). На глубоких горизонтах соотношения соляного тела с покрывающими породами являются стратиграфическими. Сама Солотвинская соляная залежь смята в систему складок северо-западного простирания, для которых характерны резкие перегибы слоев в замках (рис. 190). Складки часто изоклинальные. На крыльях и в замках крупных складок развиты более мелкие складки того же характера. Содержащиеся в соли терригенные породы не сжаты и не захвачены при движениях солью, а находятся с ней в стратиграфических соотношениях. В силу своих механических свойств, эти породы, в отличие от соли, не только смяты в складки, но и разбиты на отдельные куски, глыбы и блоки. Образование жил и прожилков вторичного галита среди терригенных пород происходило путем кристалли-

зации из растворов и влаги, находившихся в погребенном состоянии в соляной залежи и при статическом и динамическом давлении отжимавшихся в трещины песчано-глинистых пород. Заполнение этих трещин могло происходить и путем выдавливания пластичной соли из соляного тела.

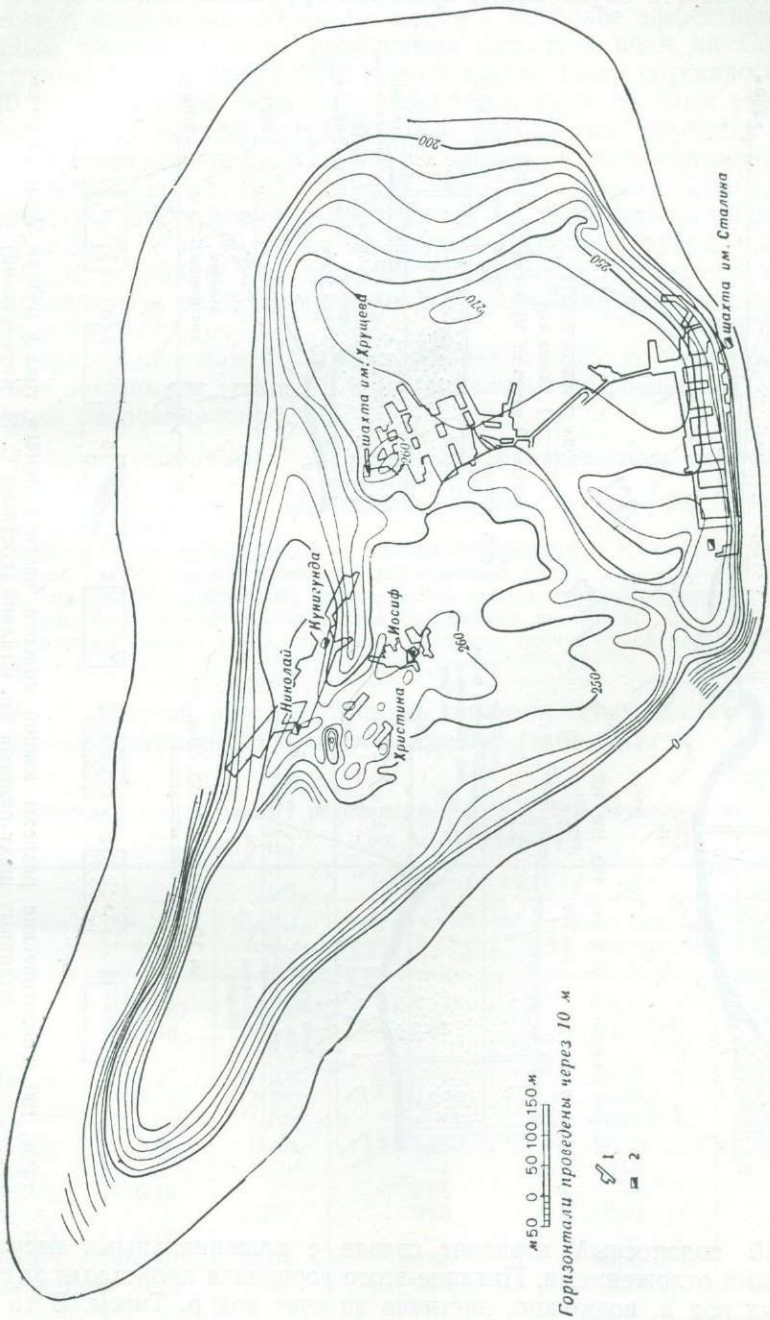


Рис. 189. Карта изогипс поверхности соляного тела Солотвинского месторождения (составил С. М. Кореневский)
1—горные выработки соляных рудников; *2*—шахты

Поверхность соляной залежи выработана эрозионной деятельностью р. Тиссы, а также процессами карстообразования.

В поверхности соляного тела наблюдается ряд промоин и возвышенностей. С понижениями поверхности соляной залежи обычно связаны проявления соляного карста. Соляной карст выражается в развитии воро-

нок и промоин, максимальные размеры которых (в районе старых шахт) достигают в длину 33 *м* и в ширину 15 *м*, при глубине до 7 *м*. Подземный карст выражается в образовании сети промоин и трещин шириной до 30 *см*, заполненных галькой и песком. Проявления подземного карста отмечены до глубины 15—20 *м* от поверхности соли. Процессы образования соляного карста обусловлены притоком грунтовых вод.

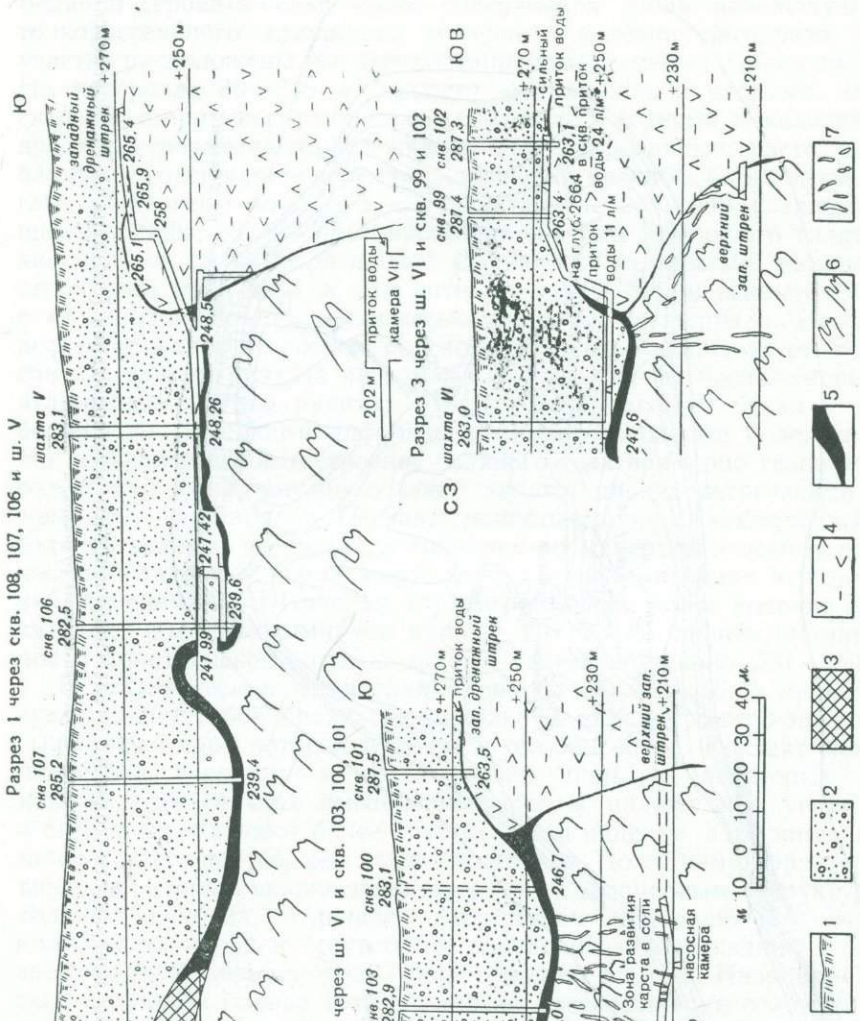


Рис. 190. Геологические разрезы южной краевой части соляного тела в районе V и VI водоотливных шахт рудника им. Сталина (составил С. М. Кореневский)

1—желтый суглинок; *2*—аллювиальные пески и галечники; *3*—мергели, глины и песчаники толщи, вмещающей соляное тело; *4*—мергелистые глины с тонкими прослоями песчаников; *5*—аллювиально-делювиальный покров над соляным телом; *6*—каменная соль; *7*—проявления карста в соли

Основной водоносный горизонт связан с аллювиальными песчано-галечниковыми отложениями. Питание этого горизонта происходит за счет атмосферных вод и, возможно, частично за счет вод р. Тиссы. В то же время не исключена возможность притока пресных вод к соляному телу из боковых пород. Движение вод в аллювиальном горизонте происходит по окраинам эрозионных углублений на поверхности соляной залежи. Приток грунтовых вод к соляному телу и связанные с ним процессы карстообразования послужили причиной затопления и гибели ряда шахт на Солотвинском и других месторождениях Закарпатья. Поэтому борьба

с притоком вод началась еще в XIX в. Для этой цели проходились водоотливные штреки и шахты, которые, однако, не помогли. В 1904 г. с целью улавливания основного потока вод по контакту между вмещающими соль породами и аллювиальными отложениями была пройдена штольня Тисса, впоследствии соединенная с дренажными штреками рудника им. Сталина (так называемый «окружной штрек»). Штольня Тисса вместе с «окружным штреком» явились наиболее эффективным водоотливным сооружением из пройденных для этой цели на Солотвинском месторождении. В марте 1946 г. по штольне Тисса спускалось в среднем 1770 *л/мин*. Гибель ряда упоминавшихся выше соляных рудников произошла из-за неправильных методов разработки, проходки неглубоких шахт и закладки эксплоатационных камер с оставлением в их кровле лишь маломощных целиков соли. Эти же отрицательные для борьбы с притоком вод условия существуют и на ныне действующих рудниках им. Хрущева и им. Сталина (мощность целиков в руднике им. Сталина 50—55 *м*, в руднике им. Хрущева 25—30 *м*), и, таким образом, борьба с водопритоком на Солотвинском месторождении является очень серьезной проблемой.

Разрабатывающаяся на месторождении соль по стандарту отвечает сортам высшему и экстра. В промышленном отношении выделяются следующие разновидности соли:

1. Чистая соль («ледянка»), сложенная крупнозернистым галитом, бесцветная и водяно-прозрачная.
2. Несколько менее крупнозернистая и более плотная дымчато-серая соль, по составу очень чистая.
3. Соль серая, загрязненная глинистым материалом и зернами ангидрита, крупнозернистая, крепко сцементированная («землистая» соль).
4. Прожилки волокнистого галита белой, серовато-белой, изредка оранжевой окраски. Мощность прожилков — от долей сантиметра до 15—20 *см*. Слои чистой соли чередуются со слоями «землистой» соли, которая идет в отвал или употребляется для закладки.

А. А. Иванов дал следующую характеристику состава разновидностей соли Солотвинского месторождения (табл. 37).

Таблица 37

Химический состав (в %) разновидностей соли Солотвинского месторождения (по А. А. Иванову)

Компоненты	Разновидности соли				
	Снежно-белая	Дымчато-серая	Чистая с редкими прослоями глинистого материала и ангидрита	С более частыми прослоями	Дымчатая соль, но с мелкими кусками глины
SO_4	0,287	0,119	0,123	0,096	0,123
Cl	60,48	60,51	60,61	60,41	60,31
K	—	—	—	—	—
Na	39,27	39,21	39,29	39,15	39,06
Ca	0,025	0,082	0,046	0,064	0,046
Mg	0,032	0,002	0,012	0,003	0,031
$CaSO_4$	0,08	0,17	0,16	0,13	0,16
$CaCl_2$	—	0,09	—	0,06	—
$MgSO_4$	0,16	—	0,01	—	0,01
$MgCl_2$	—	0,008	0,03	0,01	0,11
Na_2SO_4	0,15	—	—	—	—
NaCl	99,69	99,64	99,86	99,49	99,27
Глин. мат.	0,05	0,15	0,13	0,26	0,37
Сумма	100,13	100,06	100,19	99,95	99,95

Соль Солотвинского месторождения покрывает потребности не только Закарпатья, но и других западных областей Украины, части Белоруссии, Молдавии, а также идет на экспорт в Чехословакию и Венгрию.

Как указывалось, месторождение было вскрыто рядом шахт (рис. 191), располагавшихся в его северо-западной части и ныне затопленных. Добыча соли велась при помощи камер почвоуступным способом. Длина камер на руднике Николай—Кунигунда составляла 380 *м*, ширина 16—32 *м* и высота 125—130 *м*. Целик в кровле камер во всех этих шахтах составлял от 8 до 12 *м*. В настоящее время месторождение эксплоатируется при помощи двух рудников — рудника им. Сталина в южной части и рудника им. Хрущева — в северной. В руднике им. Сталина два эксплоатационных горизонта. Почва верхнего горизонта, в настоящее время не эксплоатирующегося, расположена на уровне 130 *м*. На нижнем горизонте, кровля которого расположена на 18 *м* ниже почвы верхнего, эксплоатация началась в 1923—1924 гг. Пройдено 10 камер высотой 45 *м* и шириной 25 *м*. Проектируется закладка нового горизонта на 15 *м* ниже второго. Конечная глубина шахты достигнет 290 *м*.

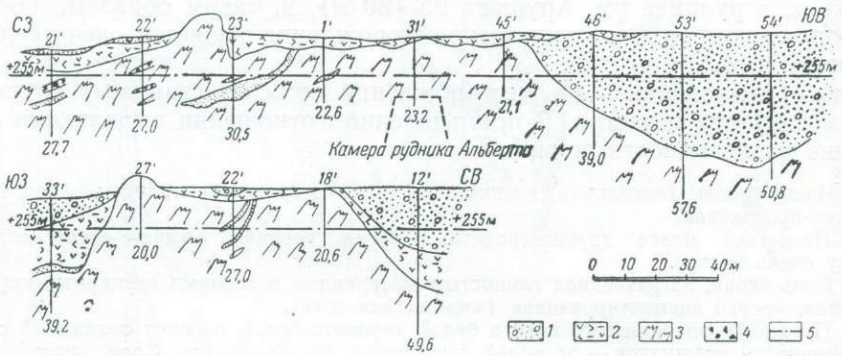


Рис. 191. Геологические разрезы участка расположения старых шахт Солотвинского месторождения каменной соли (составил С. М. Кореневский)

1—галечник и песок; *2*—мергелистая глина; *3*—каменная соль; *4*—блоки глины в толще каменной соли; *5*—уровень подземных вод

Химический состав рассолов из ряда

Состав	Колодец в с. Керекхедь		оз. Шандрово		Колодец на левом берегу р. Теребли против с. Теребли		Колодец на дороге из с. Шандрово в с. Данилово	
	г	мг/экв	г	мг/экв	г	мг/экв	г	мг/экв
	на 100		на 100		на 100		на 100	
Сухой остаток	25,92	—	26,45	—	15,62	—	26,0	—
Ca	0,046	4,80	0,105	5,23	0,060	3,00	0,241	12,06
Mg	0,008	0,69	0,010	0,80	0,008	0,69	0,061	5,00
K	0,015	0,40	0,009	0,23	0,007	0,20	0,022	0,57
Na	9,994	434,55	10,18	442,06	6,055	263,27	9,812	426,82
Сумма		440,44		449,22		267,16		444,25
SO_4	0,126	2,62	0,168	3,50	0,171	3,56	0,191	3,98
Cl	15,49	436,85	15,79	445,28	9,314	262,65	15,59	439,84
Br	0,003	0,04	0,003	0,04	0,0015	0,02	0,008	0,10
CO_3	—	—	—	—	Незнач. колич.	—	—	—
HCO_3	0,056	0,93	0,024	0,40	0,056	0,93	0,020	0,33
Сумма	—	440,44	—	449,22	—	267,16	—	444,25
Уд. вес	1,200		1,204		1,117		1,202	

Рудник им. Хрущева также имеет два эксплоатационных горизонта. Почва верхнего горизонта расположена на уровне 160 *м*. Пройдено восемь камер, высота которых достигает 110 *м*, длина 45—120 *м* и ширина 35—37 *м*. Нижний горизонт пройден на 12 *м* ниже; здесь пройдено также восемь камер высотой 40 *м* и шириной 13 *м*. Проектируется проходка третьего эксплоатационного горизонта и конечная глубина шахты достигнет 255 *м*.

С 1922 по 1942 г. в районе месторождения было пройдено более 180 скважин. Ряд скважин был пройден и в последние годы. Наиболее глубокая скважина (607 *м*) прошла соляную толщу на 462 *м*, но подстилающих пород не достигла. Грубый подсчет показывает, что только до глубины 400 *м* запасы соли составляют около 1 млрд. *т*. Однако по промышленным категориям подсчет произвести нельзя. В связи с этим необходимо провести разведочные работы с целью обеспечения рудников запасами высоких категорий. Необходимо также использование сортов «землистой» соли, в настоящее время идущих в отвал, но по кондициям отвечающих первому и второму сорту пищевой соли или могущих служить кормовой солью. Насущной задачей является также детальное изучение гидрогеологических условий месторождения и установление способов борьбы с притоком вод.

Расположенные на одной линии с Солотвинским месторождением солепроявления приурочены к брахиантиклиналям, на крыльях которых развиты туфы и туфогенные породы. Местами на поверхность выведены породы, повидимому, непосредственно вмещающие соляные залежи — мергели, песчаники, песчаные глины. Породы падают под углом 40—50° от участков солепроявлений. Рудник в с. Керекхедь существовал с 1774 по 1804 г., сведений о глубине шахт и способах разработки соли не сохранилось.

В 1773 г. между сс. Керекхедь и Теребля была заложена шахта Стефани, которая на глубине 16 *м* встретила соляную залежь. В 1902 г. неподалеку была пройдена шахта Францишка глубиной 100—120 *м*, из которой добывалась кусковая соль.

Таблица 38

пунктов солепроявлений р-на Солотвино

Колодец севернее с. Нересница		Колодец у пос. Солоной		Колодец на левом берегу р. Лужки у с. Новосел		Колодец на рч. Вульховая	
г	*мг/экв*	*г*	*мг/экв*	*г*	*мг/экв*	*г*	*мг/экв*
на 100		на 100		на 100		на 100	
14,675	—	8,259	—	15,230	—	11,783	—
0,052	2,61	0,040	2,00	0,170	8,52	0,052	2,61
0,007	0,58	0,010	0,82	0,009	0,78	0,010	0,84
0,003	0,09	—	—	0,026	0,67	0,014	0,36
5,683	247,11	3,162	137,51	5,706	248,12	4,535	197,20
	250,94		140,33		258,09		201,01
0,108	2,24	0,062	1,30	0,414	8,63	0,107	2,23
8,779	247,57	4,908	138,13	8,833	249,10	7,026	198,15
0,001	0,01	0,001	—	0,001	0,01	0,001	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,034	0,57	0,054	0,90	0,021	0,35	0,038	0,63
—	250,39	—	140,33	—	258,09	—	201,01
1,110		1,060		1,115		1,103	

В с. Шандрово в 1747 г. была пройдена шахта Георгий, в которой была встречена соль на глубине 30 *м*. Глубина шахты около 100 *м*. В 1779 г. шахта из-за ухудшения качества соли была остановлена. В 1806 г. была пройдена шахта Иосиф глубиной 150—200 *м*. Кровля соляной залежи находилась на глубине 20,3 *м*. Близ с. Данилово существовали два рудника — Сенеш и Ренати. Данных о глубине и размерах разработок в руднике Сенеш не сохранилось. Рудник Ренати, пройденный в 1810 г., встретил соляную залежь на глубине от 58 до 69 *м*. Глубина разработок составляла около 100 *м*. Добывалась соль грубозернистого строения, серой или молочно-белой окраски.

У перекрестка дорог из с. Барания в с. Селиште и из с. Селиште в с. Нанково в давние времена существовали соляные рудники, а в 1821 г. было пройдено два разведочных шурфа. Первый из них встретил соль на глубине 51 *м*, второй шурф соли не достиг.

В районе сел Нанково—Барания в 1851 г. существовала шахта глубиной до 100 *м* с рядом выработок по соляному телу. Качество соли было плохим. В настоящее время все указанные солепроявления представлены соляными колодцами и озерами, рассолы из которых используются местным населением.

Такой же характер колодцев и озер имеют солепроявления на северо-восточной линии, проходящей от с. Апшица до с. Верхняя Новоселица. Геологические условия во всех этих пунктах более или менее одинаковы и наиболее хорошо видны у с. Верхняя Новоселица. Здесь на толщу известняковых конгломератов юрского возраста, с зажатыми в них деформированными прослоями мергелей, ложится толща красноцветных глинистых известняков и мергелей аптского возраста мощностью 500—600 *м*. На эту толщу с небольшим угловым несогласием налегает толща зеленых туфов и туфогенных пород мощностью 10—15 *м*. Туфы согласно перекрыты тонкослоистыми серыми мергелями, на поверхности которых наблюдаются белые налеты и выцветы соли. Таким образом, это солепроявление связано с нижним горизонтом миоценовой толщи на ее контакте с флишем. Примерно в таких же геологических условиях находятся солепроявления, представленные рассольными колодцами в ранее указанных пунктах. Все эти солепроявления, повидимому, связаны с соляными залежами на глубине. Наличие таких залежей подтверждается существованием в прошлом соляных рудников на этой линии.

До 40-х годов прошлого столетия существовал рудник севернее с. Нересница. В 1817 г. была пройдена шахта Францишка, а в 1821 г. шахта Антони. Глубина этих шахт неизвестна. В 1818 г. была пройдена шахта Каролина, глубина которой составляла около 80 *м*. В 1832 г. шахта была затоплена. Соль была встречена на глубине 15—20 *м*. Соляная залежь, повидимому, протягивалась до с. Подплеса, к северо-западу от которого в 1839 г. был пройден шурф, встретивший кровлю соляной залежи на глубине 18 *м*.

Химический состав рассолов из ряда пунктов солепроявлений на обеих линиях показан в табл. 38.

Рассол из колодца у с. Доробратово в северо-западной части Закарпатской области имеет следующий состав (табл. 39).

Уд. вес рассола при 20° составляет 1,0209.

Широкое развитие солепроявлений в Закарпатской области, в первую очередь в пределах Верхне-Тиссенской впадины, открывает громадные перспективы для развития соледобывающей промышленности. Для обоснования оценки этих перспектив необходимо детальное геологическое изучение участков солепроявлений с дальнейшей постановкой на них разведочных работ, в первую очередь в пределах Тереблинской антиклинали.

Таблица 39

Химический состав рассола из колодца у с. Доробратово

Содержание на 100 *г*	NH_4	Na	K	Mg	Ca	Fe	Cl	Br	J	HCO_3	SiO_2	HBO_2
г	0,0110	9,9424	0,8347	0,3143	0,3315	0,0025	16,982	0,0532	0,0041	1,0285	0,0131	—
мг/экв	0,56	43,28	21,34	25,84	16,55	0,09	479,11	0,66	0,03	16,86	—	0,0667

На всей территории Верхне-Тиссенской впадины должны быть поставлены геофизические работы. При геологических и разведочных работах самое серьезное внимание должно быть уделено выяснению гидрогеологических условий на участках солепроявлений.

Месторождения каменной соли Внутренней зоны краевого прогиба. Воды соляных источников, связанные с отложениями соленосной формации Предкарпатья, использовались еще в каменном веке. Об этом свидетельствуют находки орудий каменного века в старых соляных копях. Соледарение в Предкарпатье известно с давних времен. В XII в. действовали соляные заводы Дрогобыча и Долины. Вначале поваренная соль выпаривалась из вод соляных источников. Непостоянный дебит соляных источников и сравнительно невысокое содержание в них поваренной соли заставили искать новые пути добычи соляных растворов. Начали производить искусственные рассолы путем выщелачивания соленосных пород. Для получения рассолов высокой концентрации предпринимались буровые работы, закладывались шурфы и колодцы.

Залежи чистой каменной соли среди пород соленосной свиты встречаются редко и обычно загрязнены глинистым материалом. По химическому составу рассолы всех предкарпатских месторождений соли близки между собой.

Добыча пищевой соли в Ляцко (2,5 *км* юго-западнее Добромиля) началась около 1530 г. из естественных соляных источников. С 1775 г. над рудником был установлен контроль австрийского правительства. Поваренную соль стали добывать путем подземного выщелачивания соленосных пород. Для этой цели в районе месторождения было заложено несколько шахт глубиной от 70 до 230 *м*, вскрывших соленосные породы — соленосные глины с прожилками гипса и галита и залежи глинистой каменной соли с высоким содержанием NaCl. Соленосный пласт прослежен до 1 *км* по простиранию и на глубину 230 *м*. Мощность пласта от 15 до 50 *м*. В южном и северном направлениях от этого месторождения наблюдаются многочисленные выходы соленых вод, указывающие на присутствие соленосных пород.

Химический состав рассолов, получаемых на Добромильском заводе (в %): NaCl 24,17; KCl 0,09; $CaCl_2$ 0,02; $MgCl_2$ 0,14; Na_2SO_4 нет; K_2SO_4 нет; $CaSO_4$ 0,47; $MgBr_2$ 0,002; $MgCO_3$ 0,007; H_2O 75,09. Уд. вес 1,19.

Годовая добыча Добромильского завода в 20-х годах XX в. составляла 8,5 тыс. *т* соли. В 1940 г. было добыто 10 тыс. *т* соли.

Делятинский соляной промысел существует более 600 лет. Добыча каменной соли не оправдала себя вследствие большого содержания механических примесей.

Установлено присутствие в районе Делятина соленосных пород с высоким содержанием NaCl на площади 2,5 тыс. $м^2$. Соленосные породы залегают на глубине 18—20 *м* от поверхности земли и покрыты четвертичными отложениями. Зеркало соляных рассолов в шахтах лежит на глубине 16,2 и 17,56 *м* (по данным Унковского), концентрация NaCl

в рассолах шахты № 1 составляет 301 *г/л*, шахты № 2 — 258 *г/л*. В рассолах отмечается присутствие брома (до 0,0005%).

Годовая производительность Делятинского промысла равна 3—3,2 тыс. $м^3$ рассола.

В Ланчине (10 *км* восточнее ж.-д. станции Делятин) присутствие рассолов известно с давних времен. Добыча рассола ведется при помощи двух шахт. Рассолы Ланчина содержат NaCl до 317 *г/л*. На базе соленых вод в Ланчине в 1939 г. был организован курорт. Годовая добыча пищевой соли до 1939 г. составляла 3,5 тыс. *т*.

Первые сведения о солеварении в Дрогобыче относятся к XII в. Разведочные работы 1828—1831 гг. установили существование на месторождении двух изолированных залежей соленосных пород, разделенных песчанистой пачкой. Каменная соль залегает в соленосных породах в виде небольших по размерам линз. Соляные рассолы Дрогобыча связаны с водоносным горизонтом песчаника.

Работающие шахты Дрогобыча имеют глубину 42,6 и 52 *м*. Первая шахта дает рассола до 50 $м^3$/*сутки*, вторая — 10 $м^3$/*сутки*. Химический состав рассола на шахте № 1 (в *г/л*): NaCl 241,6; $CaSO_4$ 0,57; $CaCl_2$ 54,06; $MgCl_2$ 12,24. Уд. вес 1,201.

Соляные рассолы Долины были известны в XII в. В XIII в. Долинский соляной промысел был одним из наиболее крупных и давал до 700—800 *т* пищевой соли в год.

Породы соленосной свиты этого месторождения залегают на глубине 40—45 *м*. Естественный рассольный горизонт связан с зоной контакта глинисто-гипсовой шляпы с соленосной толщей. Химический состав рассолов Долины (данные лаборатории Стебникского калийного комбината 1938 г.) на шахте Барбара (в *г/л*): HCO_3 0,47; MgO 0,24; SO_3 4,02; Cl 186,0; CaO 1,80; Fe 0,008. Уд. вес 1,197.

В настоящее время на месторождении эксплоатируются две шахты производительностью 100—120 $м^3$ рассола в сутки. За 1939 г. завод Долины дал 6408 *т* пищевой соли.

К числу древних соляных промыслов относится также Болеховский промысел, известный с XV в. Здесь эксплоатируются две шахты глубиной 60 и 63 *м*. Производительность Болеховского завода в 1940 г. составляла 30 *т* соли в сутки.

Промысел в Калуше был известен с XV в. Поваренная соль издавна выварилась местным населением из естественных соляных источников. Позже рассолы стали добывать через шахты, а также подземным выщелачиванием. С 50-х годов XIX в., когда началась добыча калийных солей в Калуше, добыча поваренной соли отошла на второй план и периодически прерывалась. В 1940 г. добыча поваренной соли составляла около 4,5 тыс. *т* в год.

Получение поваренной соли в Стебнике велось с незапамятных времен из естественных соляных источников, выходы которых наблюдаются на площади месторождения и на прилегающих участках (Солец, Колпец, Модрыч).

В районе г. Стебника, селений Солец, Колпец и Модрыч известно несколько заброшенных рассолозаборных шахт. Одна из шахт Колпца и шахта Модрыча эксплоатируются Дрогобычским солезаводом. Глубина шахт до 70—80 *м*. Среднесуточный приток рассола в этих шахтах 20 $м^3$/*сутки*.

С 1922 г. на Стебникском месторождении началась эксплоатация калийных солей, а добыча поваренной соли проводилась параллельно. Попытки добычи в Стебнике каменной соли результатов не дали, вследствие большой загрязненности ее механическими примесями. В настоящее время добыча ведется путем подземного искусственного выщелачивания. Местное население использует воды естественных соляных источников, концентрация NaCl в которых составляет 200—250 *г/л*.

С 1922 по 1943 г. на Стебникском промысле было добыто 101 тыс. *т* пищевой соли (данные Унковского).

О широком развитии отложений каменной соли в пределах Внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба свидетельствуют результаты бурения в ряде других районов. Например, в 1948 г. скв. 12 в районе Воли Блажевской на глубине 400 *м* встретила залежь каменной соли мощностью более 500 *м*.

Производство пищевой соли в Предкарпатье может быть расширено за счет открытия новых участков, а также путем возобновления эксплоатационных работ на заброшенных шахтах. В этих целях в районе Дрогобыча проводил работы В. Г. Ужвий (1948 г.), которым на основании проведенных обследований предложено восстановить законсервированную шахту № 1 в с. Модрыч и шахту № 2 в с. Солец.

ГИПС

В пределах описываемой площади известны два генетических типа гипсов: 1) гипсы верхнего тортона, или «подольские», и 2) гипсы, связанные с предкарпатской соляной формацией, образующие гипсовые «шляпы». Вторые не образуют промышленных скоплений и не представляют практического интереса.

Гипсы Западной Украины изучены весьма слабо. До 1945 г. геологоразведочных работ на месторождениях гипса не проводилось.

В 1945 г. Львовским отделением Украинского геологического управления была организована Приднестровская геолого-рекогносцировочная партия на гипс. Изучением гипса Приднестровья занимаются геологи А. Е. Бирюлев, В. И. Чулошников, Л. В. Кулак, Е. И. Орешникова, А. А. Малявкин и другие, а также сотрудники Карпатской экспедиции Д. П. Найдин и А. Е. Михайлов.

«Подольские» гипсы издавна использовались местным населением в качестве стройматериала для отливки гипсовых плит, досок, получения искусственного мрамора, лепных архитектурных украшений и для штукатурных целей. Залежи подольских гипсов приурочены к юго-западной окраине Русской платформы и связаны с отложениями верхнетортонского возраста. Они протягиваются полосой с северо-запада на юго-восток вдоль долины Днестра от г. Щирец. Ширина этой полосы местами достигает 40 *км*. Гипсы залегают почти горизонтально в основании верхнего тортона на нижнетортонских литотамниевых слоях (песчаники, известняки, мергели) или барановских песках и песчаниках и несогласно перекрываются более молодыми верхнетортонскими отложениями (литотамниевыми известняками, песчаниками) и породами четвертичного возраста.

Мощность гипсов колеблется от 10 до 40 *м*. В юго-западном направлении гипсы, увеличиваясь в мощности, полого погружаются под углом 2° под более молодые отложения. Описанная гипсовая толща сильно размыта и превращена в ряд изолированных участков, имеющих в большинстве случаев поверхность, изрезанную эрозией. На всей этой площади наблюдается карст, часто довольно резко снижающий промышленную ценность отдельных месторождений.

Наибольшее развитие процессов карстообразования имеет место в районе месторождений Щирец, Подпечары, Волчинец, Ганусовцы. Карстовых воронок на Щирецком месторождении насчитывается до 10 на 1 *га*. Воронки достигают в ряде случаев 150 *м* в диаметре и нередко заполнены водой. В гипсах у г. Щирец наблюдаются вертикальные карстовые каналы, хорошо видные в карьерах. Диаметр таких каналов в Волчинце достигает 1 *м*. Отмечается развитие пещер и других подземных форм карста, составляющих 10—15% объема полезной толщи.

Гипсы Приднестровской полосы отличаются высокой чистотой. Содержание примесей в них, как правило, не превышает 2—3%, редко составляет 10—15%. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ составляется обычно 96—99%. По своему качеству гипсы в большинстве случаев пригодны для производства штукатурного, формовочного, гидравлического и медицинского гипса. Описываемая толща сложена чистым гипсом, в котором изредка присутствуют линзы загипсованных глин небольшой мощности или тонкие прослои известняка. Она составлена несколькими разностями гипса, в чередовании которых в отдельных случаях наблюдается известная закономерность.

В юго-восточных частях района нижняя часть залежи сложена массивным скрытокристаллическим гипсом, выше которого лежит гипс, составленный переслаиванием крупно- и скрытокристаллического гипса. Верхние части слагает гипс крупнокристаллический. В других районах гипс крупнокристаллический залегает в виде гнезд в толще скрытокристаллического гипса (район Ходоровского и Щирецкого месторождений).

Крупнокристаллический гипс состоит из крупных, до 20 *см* длиной, пластинчатых кристаллов, сцементированных скрытокристаллическим гипсом. Химический состав крупнокристаллического гипса (по данным лаборатории Львовского государственного университета) (в %): CaO 31,88; SO_3 46,07; H_2O 20,00; MgO 0,21; R_2O_3 0,29; нерастворимый остаток 0,80%.

Скрытокристаллический гипс по химическому составу аналогичен крупнокристаллическому. Содержание в нем $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ от 90 до 100%. Скрытокристаллический гипс нередко включает участки ангидрита и прожилки селенита.

В гипсовых залежах выделяются пачки, представленные чередованием 3—15-сантиметровых прослоев скрыто и крупнокристаллического гипса. Среди гипсов встречается сера в виде кристаллов, налетов, друз и т. п.

Наиболее крупные залежи гипса наблюдаются в районах между рр. Золотая Липа и Свиж, в районе г. Щирец и на правобережье Днестра — от г. Войнилов до г. Тлумач.

Месторождение Щирец находится в 30 *км* к югу от Львова.

Гипс в этом районе залегает горизонтально на песках и песчаниках тортона («барановских») и перекрыт верхнетортонским известняком и четвертичными суглинками и глинами общей мощностью 10—15 *м*. Гипсовая толща Щирецкого месторождения представлена чередованием ряда разновидностей гипсов. Нижняя часть ее сложена мелкозернистым массивным серым гипсом, мощностью 5 *м*; выше, подстилаясь пластом в 0,4 *м* загипсованной глины, залегает крупнокристаллический массивный гипс серого цвета, сцементированный мелкокристаллическим гипсом. Отдельные кристаллы крупнокристаллического гипса достигают 30 *см*. Мощность этого слоя 2—3 *м*. Выше лежит слой мощностью 5—5,5 *м* мелкокристаллического гипса с пропластками загипсованной глины и селенита. Верхние части полезной толщи месторождения сложены мелкозернистым массивным гипсом мощностью 4,5—5,5 *м* с участками белого, наиболее чистого, сахаровидного гипса.

Общая мощность толщи полезного гипса 21 *м*. В восточной и юго-западной части месторождения гипс сильно размыт.

Качество гипса Щирецкого месторождения высокое, содержание посторонних примесей не превышает 4,88%, содержание CaO колеблется в пределах 27,8—32,6%, SO_3 в среднем 43,6%, H_2O в среднем 18,7%.

Гипсы верхней части залежи, отличающиеся наибольшей чистотой, идут для изготовления медицинского и архитектурного гипса. Гипс остальной части используется для строительных целей, приготовления цемента. Запасы Щирецкого месторождения, по подсчетам геолога А. Е. Бирюлева, на 1 января 1945 г. составляли по категории

A_2 873 тыс. *т*, по C_1 5613 тыс. *т* гипса, что обеспечивает завод сырьем на несколько десятилетий.

Продолжением Щирецкой гипсовой залежи является Песковское гипсовое месторождение, которое также используется Щирецким заводом. Гипс Песковского месторождения залегает на «барановских» песках и песчаниках. Средняя мощность залежи 20—30 *м*, местами достигает 42 *м*. Гипс лежит почти горизонтально и покрывается четвертичными суглинками, глинами и песками мощностью от 0,2 до 12 *м*.

Залежь представлена, как и в Щирецком месторождении, в нижней части светлосерым, мелкозернистым, монолитным гипсом мощностью до 15 *м*, выше — крупнокристаллическим гипсом с двойниками («ласточкин хвост»), местами мелкокристаллическим с редкими включениями кристаллов серы. Мощность залежи 16—21 *м*.

Верхняя часть полезной толщи сложена полосчатым серым гипсом мощностью 2—2,5 *м*. На месторождении развиты поверхностные и подземные формы карста. Гидрогеологические условия месторождения благоприятны для эксплоатации. Химический состав мелкозернистого гипса (в %): H_2O 19,71; CaO 31,36; SO_3 45,42; SiO_2 1,8; R_2O_3 0,92; MgO 0,23. Все разновидности гипса Песковского месторождения близки по своему химическому составу и технологическим свойствам. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ составляет 93,3—96,4%.

В табл. 40 показаны результаты технологических испытаний гипсов Песковского месторождения (по В. А. Мурогину, 1947 г.).

Таблица 40

Результаты технологических испытаний гипсов Песковского месторождения

Разновидности гипса	Температура обжига, °С	Густота гипса по вискозиметру Суттарда %	Срок схватывания, мин.			Тонкость помола		Врем. сопротивление растяжению, *кг/см²*	
			время текучести	начало схватывания	конец схватывания	остаток на сите 64 отв. на *см²* %	остаток на сите 900 отв. на *см²* %	через 1 день	через 7 дней
Гипс с текстурой „ласточкин хвост“	180	75	2	5	8	2	27	8	15
Гипс мелкозернистый (3 пробы)	180	65—70	3	5	8—10	2	30	7,9—9	15—17
Гипс сахаровидный	180	69	2	5	8	2	28	8	15

Гипс этого месторождения отличается чистотой и может употребляться в цементной промышленности, для строительных, медицинских и формовочных целей. Запасы месторождения, по подсчетам геолога В. А. Мурогина, на 1 января 1947 г. по категории A_2 на площади 11 *га* составляют 3780 тыс. *т*, по категории В на площади 4,57 *га* — 987 тыс. *т*.

Месторождение Ходоров расположено в 1 *км* к юго-востоку от одноименной железнодорожной станции. Гипс распространен на площади 0,8 *км²*. Полезная залежь этого месторождения представлена в нижней части мелкозернистым гипсом серого цвета с шаровидными включениями белого гипса. Выше располагается крупнозернистый выветрелый гипс со сдвойникованными кристаллами. Мощность этого слоя 6 *м*. Верхняя часть полезной толщи сложена полосчатым, среднезернистым гипсом.

Гипс покрыт известняками, глинами, а иногда только четвертичными суглинками. Суммарная мощность вскрышных пород составляет в среднем 10—15 *м*. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ в гипсе Ходоровского месторождения колеблется от 96 до 99%. Гипс эксплоатируется керамическим заводом и пригоден в качестве штукатурного и формовочного сырья.

Таблица 41

Характеристика месторождений гипса Западной Украины

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
1	М-35-XIX	1	**Бабиньцы**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°40′ в. д. 49°24′ с. ш.	Гипсы верхнего тортона. Видимая мощность 4—8 *м*. Гипс крупнокристаллический, местами скрытокристаллический. В кровле известняки. Подошва представлена песчаниками. Мощность вскрыши 5—10 *м* Разрабатывалось Львовской ж. д. Запасы на площади 0,6 *км*^{2} по кат. C_2 3 млн. *м*^{3} (по данным А. Е. Бирюлева)
2	М-35-XXV	1	**Блудники**, Станиславская обл., Галичский р-н 24°38′ в. д. 49°05′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
3	М-34--XXIV	1	**Богдановка**, Львовская обл., Львовский р-н 23°59′ в. д. 49°50′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
4	М-35-XXV	2	**Богородчаны**, Станиславская обл., Богородчанский р-н 24°30′ в. д. 48°48′ с. ш.	Гипс тортона, серый, тонкослоистый, с пластинками белого гипса Ранее эксплоатировалось
5	М-35-XXV	3	**Большовце**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°44′ в. д. 49°11′ с. ш.	Гипс верхнего тортона Запасы исчерпаны
6	М-35-XIX	2	**Бортники**, Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°18′ в. д. 49°21′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
7	М-35-XXV	4	**Боушув**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°43′20″ в. д. 49°12′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 12 *м*. В верхней части гипс крупнокристаллический, в основании — сахаровидный. Кровля сложена четвертичными отложениями Ранее эксплоатировалось. Запасы почти исчерпаны
8	М-35-XXV	5	**Волчинец**, Станиславская обл., Станиславский р-н 24°45′ в. д. 48°57′ с. ш.	Гипс, залегающий под известняками на глубине 2—4 *м*. Мощность гипса 10 *м*. Гипс серого цвета, твердый с сильно размытым верхним слоем Гипс раньше использовался в качестве строительного камня. Эксплоатируется Волчинецким гипсовым заводом. Запасы по кат. C_1 10 млн. *м*^{3} (по данным А. Е. Бирюлева)
9	М-35-XXV	6	**Войнилов**, Станиславская обл., Войниловский р-н 24°28′ в. д. 49°07′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 10 *м*. Гипс слоистый, по трещинам — волокнистый
10	М-35-XXV	7	**Ганусовцы**, Станиславская обл., Станиславский р-н 24°48′ в. д. 48°59′ с. ш.	Гипс верхнего тортона, скрытокристаллический, пятнистый, массивный. Мощность 20—25 *м*. Вскрыша 3—15 *м*. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ 96,6%

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
10	M-35-XXV		**Ганусовцы**, Станиславская обл., Станиславский р-н 24°48′ в. д. 48°59′ с. ш.	Хим. анализ: CaO 30,40%, SO_3 45,65%, H_2O 20,55%, MgO 0,72%, R_2O_3 0,8%, нераств. остаток 1,20% До 1940 г. эксплоатировалось несколькими карьерами. Запасы по кат. C_2 4,5 млн. $м^3$
11	M-35-XXV	8	**Гнильче**, Тернопольская обл., Богданцыкский р-н 24°55′ в. д. 49°11′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
12	M-35-XXIV	2	**Горбачевское**, Львовская обл., Щирецкий р-н 23°54′ в. д. 49°35′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 5—10 *м* Раньше гипс использовался для изготовления алебастра. Запасы по кат. C_2 6 млн. $м^3$ (по данным А. Е. Бирюлева)
13	M-35-XIX	3	**Голдовицы**, Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°19′ в. д. 49°29′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
14	M-35-XXV		**Горожанка**, Тернопольская обл., Монастырисский р-н 24°54′ в. д. 49°09′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
15	M-35-XXV	10	**Делеюв**, Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°52′ в. д. 49°05′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
16	M-35-XXV	11	**Дитятин**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°53′ в. д. 49°14′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
17	M-35-XXV	12	**Добровжаны**, Станиславская обл., Станиславский р-н 24°46′ в. д. 48°58′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
18	M-35-XIX	4	**Долиняны**, Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°26′ в. д. 49°26′ с. ш.	Гипс верхнего тортона, крупнокристаллический, темносерый. Видимая мощность 6 *м*. В кровле залегают суглинки. Гипс распространен на площади 0,4 $км^2$ Эксплоатировалось местным населением для собственных нужд. Запасы по кат. C_2 4600 тыс. *т* (по данным А. Е. Бирюлева)
19	M-35-XXV	12	**Дорогув**, Станиславская обл., Галичский р-н 24°33′ в. д. 49°09′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
20	M-35-XIX	5	**Дроговиче**, Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°14′ в. д. 49°29′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
21	M-35-XXV	14	**Дрыщув**, Тернопольская обл., Монастырисский р-н 24°55′ в. д. 49°10′ с. ш.	Гипс верхнего тортона

Продолжение табл. 41

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
22	M-35-XXV	15	**Дубовцы**, Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°50′ в. д. 49°04′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 26 *м*. Верхняя часть залежи сложена крупнокристаллическим, средняя — слоистым, нижняя — скрытокристаллическим гипсом. Покрывается гипс известняком. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ 98% Запасы на площади 0,6 *км*² по кат. C_2 9 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
23	M-35-XXV	16	**Желикоры**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°45′ в. д. 49°15′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
24	M-35-XIX	6	**Жолчев**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°44′ в. д. 49°21′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
25	M-35-XXV	17	**Журов**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°28′ в. д. 49°18′ с. ш.	Гипс верхнего тортона, выходы на поверхности. Мощность 10 *м*. Кровлю слагает известняк Разрабатывается цементным заводом. Запасы на площади 2 *км*² по кат. C_2 2 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
26	M-35-XXV	18	**Загорье Конкольницкое**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°48′ в. д. 49°12′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 9 *м*. Верхние части сложены скрытокристаллическим и слоистым гипсом, нижние — крупнокристаллическим. Кровлю слагают четвертичные отложения мощностью 10 *м* Не эксплоатируется. Запасы на площади 0,18 *км*² по кат. C_2 3,5 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
27	M-35-XIX	7	**Загуречно**, Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°19′ в. д. 49°22′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
28	M-35-XXV	8	**Загурже**, Станиславская обл., Букачевский р-н 24°31′ в. д. 49°23′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
29	M-35-XIX	9	**Залипье**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°35′ в. д. 49°26′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 4—12 *м*. Выступает на поверхности. Гипс крупнокристаллический с гнездами скрытокристаллического. Залегает на песчаниках и покрывается четвертичными отложениями Разрабатывается. Запасы на площади 1 *км*² кат. C_2 8 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
30	M-34-XXIV	3	**Залуже**, Львовская обл., Львовский р-н 23°45′ в. д. 49°50′ с. ш.	Гипс верхнего тортона, мелкозернистый, коричнево-серого цвета Эксплоатировалось
31	M-34-XXIV	4	**Збудовское**, Львовская обл., Щирецкий р-н 23°53′ в. д. 49°37′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Видимая мощность 8 *м*. Залегание горизонтальное; покрывается суглинками мощностью до 5 *м*. Гипс скрытокристаллический и крупнокристаллический. Хим. состав скрытокристаллического гипса: CaO 31,5%, SO_3 45,2%,

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
31	M-34--XXIV	4	**Збудовское**, Львовская обл., Щирецкий р-н 23°53′ в. д. 49°37′ с. ш.	H_2O 20,4%. Содержание гипса в пробах 97,1%. Гипс может быть использован для получения вяжущих стройматериалов, медицинского и строительного гипса Ранее эксплоатировалось Щирецким гипсовым заводом. Запасы на площади 3 *км*² кат. C_2 15—20 млн. *м*³ Разведано «Укргеолнерудтрестом» в 1945 г.
32	M-35-XXV	19	**Колодзюевка**, Станиславская обл., Войниловский р-н 24°30′ в. д. 49°07′ с. ш.	Гипс верхнего тортона, светлосерый, скрытокристаллический. Видимая мощность 15 *м*
33	M-35-XXV	20	**Колоколин**, Станиславская обл., Букачевский р-н 24°30′ в. д. 49°19′ с. ш.	Гипс верхнего тортона, внизу скрытокристаллический. Мощность 19 *м*. Гипс лежит на мергелях, покрывается четвертичными отложениями мощностью 10 *м* Запасы на площади 0,3 *км*² по кат. C_2 6 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
34	M-35-XXV	21	**Комаров**, Станиславская обл., Галичский р-н 24°39′ в. д. 49°05′ с. ш.	Гипс верхнего тортона, скрытокристаллический. Мощность 10 *м*. Залегает на меловых отложениях и покрывается известняками. Мощность вскрыши 8 *м*. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O = 98{,}92\%$ Не эксплоатируется. Запасы на площади 5 *га* по кат. C_2 0,5 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
35	M-35-XXV	22	**Куропатники**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°38′ в. д. 49°17′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
36	M-35-XIX	10	**Куты**, Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°10′ в. д. 49°28′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
37	M-35-XXV	23	**Ланы**, Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°51′ в. д. 49°04′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 20 *м*. Вверху крупно-, внизу — скрытокристаллический. Гипс лежит на песчаниках, покрывается четвертичными отложениями мощностью 10—15 *м* Эксплоатируется местным населением. Запасы на площади 0,2 *км*² по кат. C_2 4 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
38	M-35-XIX	11	**Липица Верхняя**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°46′ в. д. 49°20′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
39	M-35-XIX	12	**Лучиньцы I**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°37′ в. д. 49°22′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
40	M-35-XIX	13	**Лучиньцы II**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°40′ в. д. 49°21′ с. ш.	Гипс верхнего тортона

Продолжение табл. 41

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
41	M-35-XXV	25	**Лучиньцы III**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°40′ в. д. 49°20′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощностью 15 *м*. Вверху крупно-, внизу — скрытокристаллический. Кровлю слагают четвертичные отложения мощностью 10 *м* Запасы на площади 0,6 *км*² по кат. C_2 9 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
42	M-35-XXV	24	**Людвиговка**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°40′ в. д. 49°16′ с. ш.	Гипс верхнего тортона, представлен чередованием светлосерого крупнокристаллического и скрытокристаллического гипса. Мощность 14—20 *м*. Кровля гипса сложена четвертичными отложениями. Мощность 2—5 *м*. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ 95,7% Эксплоатируется. Запасы по кат. C_2 11 500 тыс. *м*³ на 1/1 1947 г. (по данным А. Е. Бирюлева)
43	M-35-XXV	27	**Медуха**, Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°49′ в. д. 49°08′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 8,5 *м*. Внизу скрытокристаллический, вверху — слоистый. Гипс залегает на мергелях и перекрывается четвертичными отложениями мощностью 10—15 *м*. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ 99% Эксплоатируется местным населением. Запасы по кат. C_2 3,5 млн. *м*³
44	M-35-XXV	28	**Медыня**, Станиславская обл., Войниловский р-н 24°24′ в. д. 49°05′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность несколько десятков метров. Залегает на сенонских мергелях, покрывается известняком и мергелистыми глинами
45	M-35-XXV	26	**Межгирцы**, Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°47′ в. д. 49°07′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
46	M-35-XXV	29	**Мерды**, Дрогобычская обл., Журавновский р-н 26°49′ в. д. 49°16′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
47	M-35-XXV	30	**Милование**, Станиславская обл., Тысменицкий р-н 24°56′ в. д. 48°57′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
48	M-35-XIX	14	**Молотов**, Дрогобычская обл., Жидачовский р-н 24°16′ в. д. 49°21′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
49	M-34 -XXIV	5	**Мостки**, Львовская обл., Пустомытовский р-н 23°50′ в. д. 49°43′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 7—10 *м*. Залегает горизонтально на литотамниевых известняках. Гипс крупнокристаллический. В кровле лежат четвертичные лёссовидные суглинки Запасы были исчерпаны в 1909 г. (по данным В. Фридберга)
50	M-35-XXV	31	**Новошин**, Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°20′ в. д. 49°16′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Распространен на площади 1,1 *км*². Видимая мощность 5—6 *м*. Гипс скрытокристаллический слоистый. Мощность вскрыши 1—6 *м* Разрабатывается

Продолжение табл. 41

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
51	M-35-XXV	32	**Обельница**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°40′ в. д. 49°19′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
52	M-35-XXV	33	**Озеряны**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°42′ в. д. 49°17′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
53	M-35-XIX	15	**Оскижимцы**, Станиславская обл., Букачевский р-н 24°25′ в. д. 49°21′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
54	M-35-XIX	16	**Ошустовичи**, Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°24′ в. д. 49°31′ с. ш.	Гипс верхнего тортона Разрабатывается
55	M-35-XXV	34	**Палагиче**, Станиславская обл., Тлумачский р-н 25°00′ в. д. 48°55′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 30 *м*. Лежит на барановских песчаниках. Гипс слоистый, в основании скрытокристаллический. В кровле залегает известняк. Мощность вскрыши 10—15 *м*. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ 97,5—99,2% Эксплоатируется местным населением. Запасы на площади 0,5 *км*² по кат. C_2 15 млн. *м*³(по данным А. Е. Бирюлева)
56	M-35-XXV	35	**Пановице**, Тернопольская обл., Монастырисский р-н 24°37′ в. д. 49°10′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
57	M-35-XIX	17	**Подкамень**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°29′ в. д. 49°27′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 14 *м*. В верхних частях гипс крупнокристаллический, в нижних — скрытокристаллический Эксплоатировалось для дорожного строительства. Запасы на площади 0,12 *км*² по кат. C_2 1,5 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
58	M-35-XXV	36	**Подлужье**, Станиславская обл., Станиславский р-н 24°47′ в. д. 48°56′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 25 *м*. Мощность вскрыши 10—25 *м*. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ 97,73% Не разведано, не эксплоатировалось. Запасы по кат. C_2 3 млн. *м*³
59	M-35-XXV	37	**Подмихаловцы**, Станиславская обл., Букачевский р-н 24°27′ в. д. 49°20′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 20 *м*. Выступает на поверхности Разрабатывается для изготовления всевозможных изделий и медицинского гипса. Запасы на площади 0,2 *км*² 4 млн. *м*³ (по данным А. Е. Бирюлева)
60	M-35-XXV	38	**Подпечары**, Станиславская обл., Станиславский р-н 24°48′ в. д. 48°56′ с. ш.	Гипс верхнего тортона, в верхних частях переслаивается с глиной. Мощность гипса 30 *м* Ранее эксплоатировалось

Продолжение табл. 41

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
61	M-34--XXIV	6	**Попеляны**, Львовская обл., Щирецкий р-н 23°53′ в. д. 49°37′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 3 *м*. Преобладает скрытокристаллический гипс. Покрывается известняками, подстилается песчаниками. Мощность вскрыши 5—10 *м* Эксплоатировалось Щирецким заводом. Запасы на площади 0,75 *км*^{2} по кат. C_2 5 млн. *м*^{3} (по данным А. Е. Бирюлева)
62	M-35-XIX	18	**Поднестряны**, Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°12′ в. д. 49°25′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
63	M-35-XIX	19	**Псары**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°30′ в. д. 49°24′ с. ш.	Гипс верхнего тортона,распространен на площади 2,5 *км*^{2}. Средняя мощность гипса 10 *м* (видимая). Кровлю слагают известняки и четвертичные суглинки общей мощности до 5 *м*. Гипс крупнокристаллический и мелкокристаллический. Хим. анализ первого: CaO 36,5%, SO_3 45,6%, H_2O 20%; второго: CaO 32,02%, SO_3 46,4%, H_2O 20,76% Гипс пригоден для изготовления штукатурного и формовочного материала Разрабатывается. Запасы на площади 1,5 *км*^{2} по кат. C_2 12 млн. *м*^{3} (по данным А. Е. Бирюлева)
64	M-35-XIX	20	**Рогатин**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°33′ в. д. 49°24′ с. ш.	Гипс верхнего тортона Разрабатывается для дорожного строительства и для нужд Львовской ж. д.
65	M-35-XXV	39	**Рожнюв**, Станиславская обл., Тысменицкий р-н 24°59′ в. д. 48°55′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
66	M-35-XXV	40	**Старники Нижние**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°45′ в. д. 49°16′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
67	M-35-XXV	41	**Старники Средние**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°43′ в. д. 49°17′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
68	M-35-XXV	42	**Скоморохи**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°47′ в. д. 49°15′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
69	M-35-XXV	43	**Слободка Конкольницка**, Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°50′ в. д. 49°10′ с. ш.	Гипс верхнего тортона

№ п/п	Наименование листа	№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации и запасах
70	M-35-XIX	21	**Тадане**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°27′ в. д. 49°29′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
71	M-35-XXV	44	**Тумиж**, Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°54′ в. д. 49°04′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
72	M-35-XIX	22	**Тура**, Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°39′ в. д. 49°43′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
73	M-35-XIX	23	**Фрага**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°27′ в. д. 49°23′ с. ш.	Гипс миоцена Разрабатывается для дорожного строительства.
74	M-35-XXV	45	**Хохонюв**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°52′ в. д. 49°13′ с. ш.	Гипс миоцена
75	M-35-XXV	46	**Чешерувка**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°53′ в. д. 49°09′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
76	M-35-XIX	25	**Черче**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°33′ в. д. 49°25′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Видимая мощность 17 *м*. Покрывается четвертичными отложениями. Гипс крупно- и скрытокристаллический. Хим. анализ: CaO 30,8%, SO_3 42,2%, H_2O 19%. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ 92% Разрабатывается. Запасы на площади 1 *км*^{2} по кат. C_2 10 млн. *м*^{3}
77	M-35-XXV	47	**Шумляны Вельке**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°52′ в. д. 49°17′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
78	M-35-XXV	43	**Юнашкув**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°41′ в. д. 29°18′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
79	M-35-XXV	49	**Яблонув**, Тернопольская обл., Монастырисский р-н 24°52′ в. д. 49°12′ с. ш.	Гипс верхнего тортона
80	M-35-XIX	26	**Явче**, Станиславская обл., Букачевский р-н 24°30′ в. д. 49°21′ с. ш.	Гипс верхнего тортона. Мощность 12 *м*. Покрывается четвертичными отложениями мощностью 1—10 *м*. Содержание $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ 96,16%. Верхние части гипсовой залежи сложены скрытокристаллическим, нижние—крупнокристаллическим гипсом Запасы на площади 0,3 *км*^{2} по кат. C_2 3 млн. *м*^{3} (по данным А. Е. Бирюлева)

Геологические запасы Ходоровского месторождения, по подсчетам геолога В. И. Чулошникова, составляют 10—12 млн. $м^3$.

Запасы гипса в Приднестровской полосе практически неисчерпаемы. Дальнейшие разведочные работы могут лишь выявить месторождения, наиболее рентабельные для эксплоатации с точки зрения экономики и условий залегания полезного ископаемого.

По экономическому положению, условиям залегания и мощности полезного ископаемого наиболее перспективными месторождениями следует считать: Щирецкое, Ходоровское, Песковское, Черченское, Псарское, Збудавское, Галичское и Волчинецкое. В табл. 41 приводятся данные по остальным месторождениям гипса.

КАОЛИН И АЛУНИТ

Месторождения каолина и алунита распространены в зоне вулканогенных пород Закарпатья и, как правило, связаны с липарито-дацитами и их туфами.

Наиболее крупные месторождения каолина и алунита приурочены к Береговскому холмогорью. Лишь одно месторождение каолина у с. Дубриничи находится во Внутренней антиклинальной зоне Карпат. В районе Береговского холмогорья каолин и алунит были известны еще с древних времен и эксплоатировались кустарно для нужд местного населения.

Береговским холмогорьем называют ряд невысоких холмов, находящихся в Притиссенской низменности, восточнее г. Берегова. Это пологие холмы с плоскими вершинами, абс. высота которых над уровнем моря не превышает 360 *м*.

Район находится экономически в очень благоприятных условиях. Населенные пункты (Берегово, Мужиево, Квасово, Бене, Доброселье) расположены друг от друга в 5—12 *км*, связаны хорошей шоссейной дорогой. С ближайшими железнодорожными центрами (г. Мукачево и г. Хуст) Берегово связано узкоколейной железной дорогой.

Месторождения каолина и алунита Береговского холмогорья привлекали внимание многих геологов, однако работы, освещающие геологию района и происхождение каолина и алунита, не проводились.

Подробное изучение Береговских месторождений каолина и алунита началось после воссоединения Западной Украины с УССР. В 1947 г. Н. П. Ермаковым была закончена работа «Геология месторождений нерудных ископаемых Закарпатской области», в которой подробно описывается геологическое строение Береговского холмогорья. Им же составлена геолого-петрографическая карта в масштабе 1 : 50 000.

В работе указываются месторождения алунита в следующих пунктах:

1) Дерекасег-баня;
2) Крейто-люк-баня;
3) Маломко-баня;
4) западный склон Большой Береговской горы;
5) северо-западный склон Большой Береговской горы;
6) Шварц-баня (Мужиево);
7) Порени-баня (Мужиево);
8) юго-восточнее Мужиево, к северу от часовни;
9) восточнее пос. Куклиа-баня;
10) район сел. Кукла;
11) район сел. Кукла;
12) район сел. Кукла;
13) в 1 *км* от сел. Кукла;
14) гора Длинная;
15) гора Золотистая;
16) гора Малая;
17) с. Доброселье;

18) между карьером Вене и г. Лант;
19) Квасово;
20) Черешнюш, к юго-западу от сел. Квасово.

В этой работе дается теория генезиса каолинов и алунитов, которые, по мнению автора, образовались при переработке сульфатными гидротермами кислых эффузивных пород и их туфов. Каолинизация пород, по его мнению, происходила при невысокой концентрации серной кислоты в гидротермах, образование алунита — при действии концентрированной серной кислоты или ее паров.

Летом 1948 г. геологом Львовского геологического отделения Е. Ф. Малеевым проводилась работа по составлению геологической карты Береговского холмогорья в масштабе 1 : 25 000.

На каолиновом месторождении Большой Береговской горы с 1947 г. работает по разведке каолина и алунита геолого-разведочная партия Львовского отделения Украинского геологического управления. Составлена детальная геологическая карта масштаба 1 : 1000 района месторождения каолина на Большой Береговской горе.

В 1947 и 1948 гг. в районе Береговского холмогорья работала Карпатская экспедиция Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе. В результате работ экспедиции разработана стратиграфия и установлена структура района, а также изучены месторождения каолина и алунита.

Принципиально новым является открытие в результате этих работ, что промышленная залежь каолина Береговского месторождения имеет осадочное происхождение (переотложенный каолин, содержащий фауну полупресноводных гастропод).

Наличие в стратиграфическом разрезе Береговского холмогорья трех толщ вулканических пород, содержащих потоки лав, которые разделены осадочными образованиями, устанавливает для нижнего сармата этого района минимум три фазы вулканической деятельности.

В структурном отношении Береговское холмогорье представляет собой пологую антиклинальную складку северо-восточного простирания с падением крыльев под углами около 10°. Породы пересечены мощными зонами дробления и окварцевания меридионального и северо-западного простирания с крутым, почти вертикальным падением.

На площади района широко проявлена поствулканическая фумарольная деятельность, которая выразилась в алунитизации и каолинизации и частичном окварцевании эффузивных пород. На эти изменения в дальнейшем наложились процессы окварцевания, баритизации и сульфитизации, которые связываются с гидротермами скрытой на глубине интрузии.

На Береговском холмогорье выделяются четыре крупные месторождения каолина: Квасовское, Береговское, Мужиевское и Керекское.

Промышленная ценность месторождения определяется залежами переотложенного каолина, расположенными среди верхней осадочной толщи. Происхождение залежей определяется как результат переотложения во впадинах древнего рельефа каолина, выщелоченного из каолинизированных эффузивных пород среднего вулканического горизонта.

Квасовское месторождение каолина находится в восточной части Береговского холмогорья.

Каолин залегает на сильно окварцованных липаритовых туфах и липаритах, измененных до состояния вторичных кварцитов. Характерным для вторичных кварцитов является наличие реликтов порфировых выделений кварца. Эти породы встречены только в восточной части Береговского холмогорья. В западных районах они отсутствуют.

Результаты механического анализа и технологических испытаний каолина Квасовского месторождения (по Н. П. Ермакову) показаны в табл. 42.

Таблица 42

Результаты механического анализа и технологических испытаний каолина Квасовского месторождения

	Остаток на сите, %					Цвет отмученного каолина		Огнеупорность, °С	Т-ра спекания, °С
	900 отв/см²	1600 отв/см²	4900 отв/см²	10 000 отв/см²	Всего осталось на ситах	в сухом состоянии	после обжига до 1400°С		
Канава 1 севернее штольни 6	14,9	—	4,4	0,4	19,7	Белый	Белый	1750	1430
Канава 2 севернее штольни 6	32,0	—	4,3	0,5	36,8	Слегка желтоватый	Серовато-желтый	1730	1350
Канава 3 севернее штольни 6	36,2	—	8,7	0,3	45,2	Светло-желтый	Желтый	1650	1250
Канава 1 севернее штольни 2	12,9	—	2,1	0,7	15,7	Белый	Серовато-желтый	1730	1400
Канава 2 севернее штольни 8	57,6	2,7	3,3	2,6	66,2	Кремовый	Серовато-желтый	1710	1300

Состав каолина по крупности зерен из Квасовской большой штольни (по Ю. Кулгаю) показан в табл. 43.

Таблица 43

Состав каолина Квасовского месторождения по крупности зерен

Содержание в % зерен диаметром в *мм*								
>0,1	0,1–0,05	0,05–0,02	0,02–0,01	0,01–0,005	0,005–0,002	0,002–0,001	<0,001	сумма
15,28	0,45	7,43	6,12	13,13	35,17	18,14	4,76	100,40

Таким образом, каолины Квасовского месторождения содержат много грубозернистых частиц, представляющих собой зерна кварца и окварцованного каолина.

Химический состав образцов из отвалов бывшего завода у с. Квасово (по данным Карпатской экспедиции Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе) показан в табл. 44.

Таблица 44

Химический состав образцов из отвалов у с. Квасово

Компоненты	Твердая разность	Рыхлая разность
SiO_2	60,12	62,01
R_2O_3	19,00	23,20
SO_3	1,85	3,08
П.п.п.	15,72	5,12
В пересчете на алунит	4,77	8,95

Химический состав каолинов Квасовского месторождения (по Н. П. Ермакову) показан в табл. 45.

Таблица 45

Химический состав каолинов Квасовского месторождения

Число проб и сорт	SiO_2	$Al_2O_3+TiO_2$	Fe_2O_3	MgO	CaO	K_2O+Na_2O	SO_3	П.п.п.
2 шт., I сорт	54,20	32,17	0,08	Следы	0,5	—	1,16	13,2
8 шт., II сорт	52,40	28,00	1,09	0,12	1,28	0,70	2,30	15,2

Приближенный и наиболее вероятный состав каолинов Квасовского месторождения для I сорта: каолинит 70%, опал 30%, гипс ?; для II сорта: каолинит 60%, опал 20%, монтмориллонит 15%, алунит 5%.

Таким образом, для каолинов месторождения Квасово характерна слабая алунитизация.

Термические анализы, произведенные в лаборатории Украинского геологического управления, показали, что глинистое вещество представлено каолинитом. Первая кривая имеет два эндотермических эффекта — при 100—110 и 570—600°, а также экзотермический эффект при 970—1040°. Вторая кривая имеет два эндотермических эффекта — при 100—110 и 500—570° и экзотермический эффект при температуре 980—1030°. Таким образом, вторая кривая показывает наличие в каолине некоторой примеси алунита.

Из табл. 45 видно, что содержание кремнезема в каолинах колеблется от 52,4 до 54,2%, глинозема и окиси титана — от 28,0 до 32,17%, окиси железа — от следов до 1,09%, а сумма плавней (MgO, CaO, Na_2O и K_2O) до 2,1%, что при огнеупорности каолина-сырца I и II сортов, составляющей от 1710 до 1750°, позволяет отнести их к классу А. Каолин района Квасово может быть использован для фарфоро-фаянсовых изделий и в качестве наполнителя бумаги.

Н. П. Ермаков производил подсчет запасов на Квасовском месторождении по двум участкам — северо-западному и юго-восточному. При подсчете запасов принималось пологое падение (15°) залежи каолина, при средней мощности 10 *м* и объемном весе 1,94.

Северо-западный участок имеет запасы по категории C_1 1067 тыс. *т*, юго-восточный участок — по категории C_1 1391 тыс. *т*.

Месторождение Дерекасег расположено западнее сел. Дерекасег на Большой Береговской горе (Береги-Надь).

Месторождение эксплоатировалось при помощи большого карьера и трех штолен. Здесь же в карьере производилась разработка алунитизированных пород как сырья для производства квасцов и как материала для изготовления жерновых камней.

Месторождение детально разведано геолого-разведочной партией Львовского отделения Украинского геологического управления и эксплоатируется местной промышленностью.

Результаты бурения скважин Береговской геолого-разведочной партией Львовского отделения Украинского геологического управления и документация штолен № 2, 2а и 11 характеризуют разрез месторождения следующим образом (рис. 192, 193, 194). На липаритах и липаритовых туфах средней вулканической толщи залегает осадочный каолин, переслаивающийся с глинами и перемытыми туфами; в верхней части — осадочный каолин с прослоями глин незначительной мощности. Разрез завершается алунитизированными и окварцованными туфами липаритов (верхняя вулканическая толща).

Буровой скв. 2 вскрыт каолин под липаритами и липаритовыми туфами на глубине 19 *м*. Каолин белого и розового цвета с галькой и угловатыми обломками плотных светлосерых туфов. Размер гальки до 5 *см* в поперечнике. Часто встречаются мелкие окатанные зерна кварца. Мощность залежи 23 *м*. Ниже наблюдается переслаивание каолина с туфами и глинами. Мощность прослоев каолина до 5 *м*.

Буровой скв. 7 также вскрыт верхний прослой каолина, мощностью 21 *м*, с характерными включениями гальки туфов. Подстилают каолин пестрые глины с прослоями каолина и туфов.

В других скважинах в основном сохраняется преобладание в нижней части осадочной толщи переслаивания каолина с глинами и туфами, в верхней части — мощной пачки каолина с галькой туфа. Штольни № 1, 2 и 2а пройдены по каолинам.

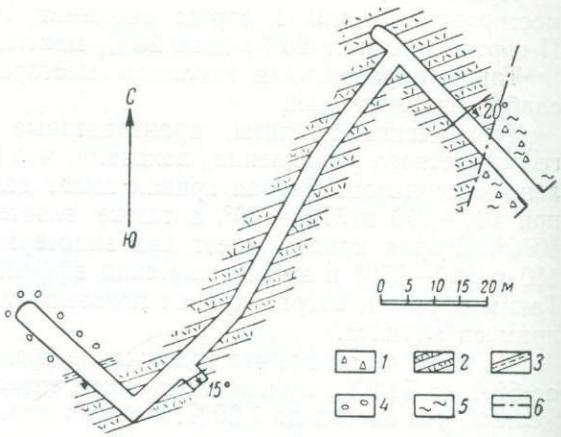


Рис. 192. Месторождение каолина Дерекасег. Глазомерный план штольни № 2а. Составила Р. И. Милосердова (1948 г.)

1—каолинизированные туфобрекчии; *2*—плотные каолинизированные туфы с прослоями каолина; *3*—глина с гипсом; *4*—каолин с галькой; *5*—окварцевание; *6*—линии тектонических разрывов

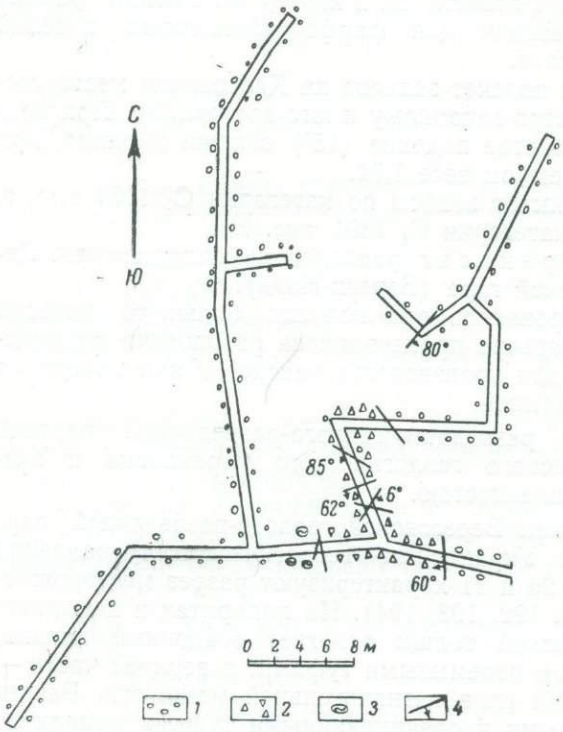


Рис. 193. Месторождение каолина Дерекасег. Глазомерный план штольни № 2. Составила Р. И. Милосердова (1948 г.)

1—каолин с галькой и обломками туфов; *2*—тектоническая брекчия с глинистым цементом; *3*—валуны алунитизированных пород; *4*—трещины

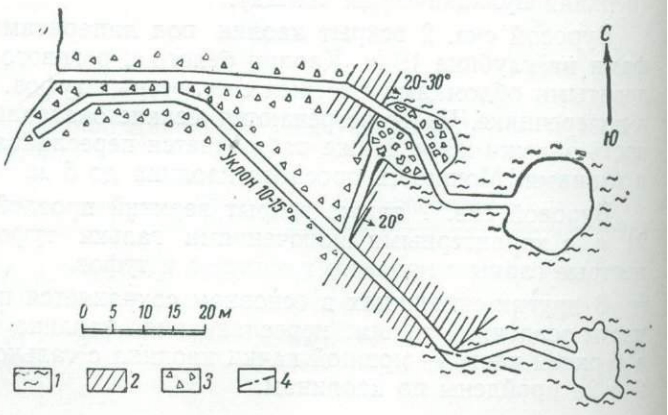


Рис. 194. Месторождение каолина Дерекасег. Глазомерный план штольни № 11. Составила Р. И. Милосердова (1948 г.)

1—каолин; *2*—плотные туфы с прослоями каолина; *3*—каолинизированные вулканические брекчии; *4*—тектонические нарушения

В западной стенке большого карьера Дерекасег вскрыты те же переотложенные каолины с включением гальки и обломков туфа. Наблюдается слоистость с падением на юго-запад. Мощность отложений каолина 35—40 *м*. Каолины перекрываются туфами, переслаивающимися с глиной и каолином. Падение всей толщи ЮВ 145° под углом 10—15°. Восточная стенка сложена окварцованными, алунитизированными породами. По всей вероятности, между восточной и западной стенками проходит нарушение, которое имеет место в штольне № 2.

Е. Е. Захаров по данным буровых скважин и горных выработок установил, что осадочные породы, заключающие каолины, заполняли впадину, вытянутую в северо-восточном направлении. В центральной части впадины каолин представлен одним мощным пластом. К северо-востоку и юго-востоку пласт каолина разделяется на ряд прослоев, переслаиваясь с серыми глинами и туфогенными песчаниками.

На основании изложенных сведений можно сделать следующие выводы:

1. Продуктивная толща каолина Большой Береговской горы имеет, несомненно, вторичное происхождение, что подтверждается фактами находки фауны в каолинах, слоистостью, прослоями глин и наличием гальки туфов и окатанных зерен кварца.

2. Верхняя осадочная толща, к которой приурочена продуктивная залежь каолина, характеризуется частыми фациальными изменениями. Изменяется мощность прослоев, состав пород и отдельные прослои часто выклиниваются.

3. Каолин в центральной части Большой Береговской горы подстилается пестроцветными глинами, которые лежат на неровной поверхности выветрелых, пористых алунитизированных и окварцованных туфов.

В районе штольни № 1 каолин залегает на алунитизированных липаритах.

4. Продуктивная залежь каолина, имея в центральной части горы максимальную мощность 35—40 *м*, к северо-востоку уменьшается в мощности, разделяясь на ряд прослоев.

При пересчете данных химических анализов на вещественный состав выявляется, что почти во всех случаях, кроме каолина, присутствует и алунит и возможно присутствие монтмориллонита, нонтронита, гипса, серицита, гидрослюды.

По содержанию глинозема каолины относят к полукислым глинам. Карбонаты находятся в пределах до 1,5%, щелочи — до 1%, содержание железа — сотые доли процента. Огнеупорность в отмученных и сырых образцах до 1690°.

Запасы каолина на месторождении по категории C_1 1 696 757 *т*, по категориям $B + C_1$ — 2 021 104 *т* (по Н. П. Ермакову).

Мужиевское месторождение каолина эксплоатировалось до 1919 г. при помощи штольни. Штольня находится в центре дер. Мужиево, в 30 *м* севернее шоссе. В настоящее время штольня засыпана и недоступна для изучения.

В работе Ю. Кулгая указывается, что в штольне вскрыт каолин светлорозового цвета, а далее каолин желто-белого цвета.

Состав каолина штольни в с. Мужиево по крупности зерен (по Ю. Кулгаю) характеризуется показателями, приведенными в табл. 46.

Таблица 46

Состав каолина штольни в с. Мужиево по крупности зерен

Содержание в % зерен диаметром в *мм*								
>0,1	0,1—0,05	0,05—0,02	0,02—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	0,002—0,001	<0,001	сумма
4,18	16,82	8,69	16,56	7,91	7,43	5,79	34,08	101,6

Из таблицы видно, что в каолине преобладают тонкозернистые частицы. Крупные зерна состоят из полевого шпата и кварца. Качество каолинов этого месторождения не изучено, запасы не подсчитывались.

На север от дер. Мужиево, около кладбища, находится старый карьер, называемый «Разработка барона Перени», и шахта Шварца.

Карьером вскрыты алунитизированные окварцованные липаритовые туфы, местами сильно каолинизированные и иногда превращенные в чистый каолин.

В карьере разрабатывался жерновой камень. Каолин находится в незначительном количестве, образуя прожилки или гнездообразные скопления, реже пластовые залежи в окварцованных, алунитизированных липаритовых туфах и липаритах.

Каолины—первичные, являющиеся продуктом фумарольного гидротермального метаморфизма кислых вулканических пород.

Подобное же образование каолина наблюдалось в карьере Бене, в карьере на горе Золотистой и в других карьерах.

Керекское месторождение каолина находится у подножья горы Керек, на ее южном склоне.

Штольня, пройденная на месторождении, имеет направление СВ 20°, длину 60 *м*. Около входа идет другая, завалившаяся, выработка с направлением на северо-запад.

В начале штольни вскрыты каолинизированные туфы белого цвета, очень рыхлые, с ясной обломочной структурой. На них залегают туфобрекчии каолинизированные, окрашенные в бурый цвет гидроокислами железа, состоящие из обломков размером до 10 *см* в поперечнике. Состав обломков: туфы, сланцы, вторичные кварциты. В самом забое выходят плотные туфы. Падение пород СВ 20° под углом 10—20°. По словам местных жителей, в штольне добывался каолин. По всей вероятности, каолин здесь первичный и образовался в результате гидротермального изменения туфов и туфобрекчий.

Береговское холмогорье характеризуется двумя типами каолина: первичным и вторичным (перемытые каолины).

Первичный каолин образовался в результате действия поствулканических гидротермальных растворов, при большом привносе SO_3 и OH, на породы богатые полевыми шпатами — кислые лавы и, особенно, их туфы. Этот тип каолинов не имеет регионального распространения и не является промышленным.

Вторичный, осадочный каолин является продуктом разрушения каолинизированных пород. Он образует крупные пласты на Большой Береговской горе в районе сел. Квасово, являющиеся промышленными объектами.

Залежи каолина образовались в результате отложения в полупресноводных бассейнах, существовавших в пониженных частях рельефа, каолинита, выщелоченного из каолинизированных пород (первичный каолин). Перенос совершался на небольшое расстояние, о чем свидетельствует наличие в каолинах не вполне окатанных обломков липаритов и их туфов.

Таким образом, поисковыми критериями на каолины гидротермального типа являются:

1. Нахождение горизонтов вулканогенных пород, особенно богатых полевыми шпатами, и туфобрекчий кислых лав, благоприятных для процессов каолинизации.

2. Наличие дизъюнктивных нарушений, которые могут служить каналами для гидротерм.

Для вторичных переотложенных каолинов основные контролирующие факторы определяются в первую очередь наличием первичных каоли-

нов — каолинизированных липаритовых туфов и липаритов, а также наличием в древнем третичном рельефе пониженных участков — ложбин, куда мог сноситься обломочный материал.

Направление поисковых и разведочных работ должно быть согласовано с этими факторами.

Рекомендуется особое внимание обратить на изучение древнего рельефа Береговского холмогорья, с возможностью выявления древних ложбин и впадин.

Месторождение Дубриничи расположено у села того же названия, севернее Ужгорода.

Пласт каолинизированного туфа подстилается серыми глинами и покрывается толщей пестроцветных глин и мергелей. Вся толща пород имеет простирание 170° и падение под углом 30°. Месторождение вскрыто тремя штольнями (рис. 195). В прошлом оно эксплоатирова-

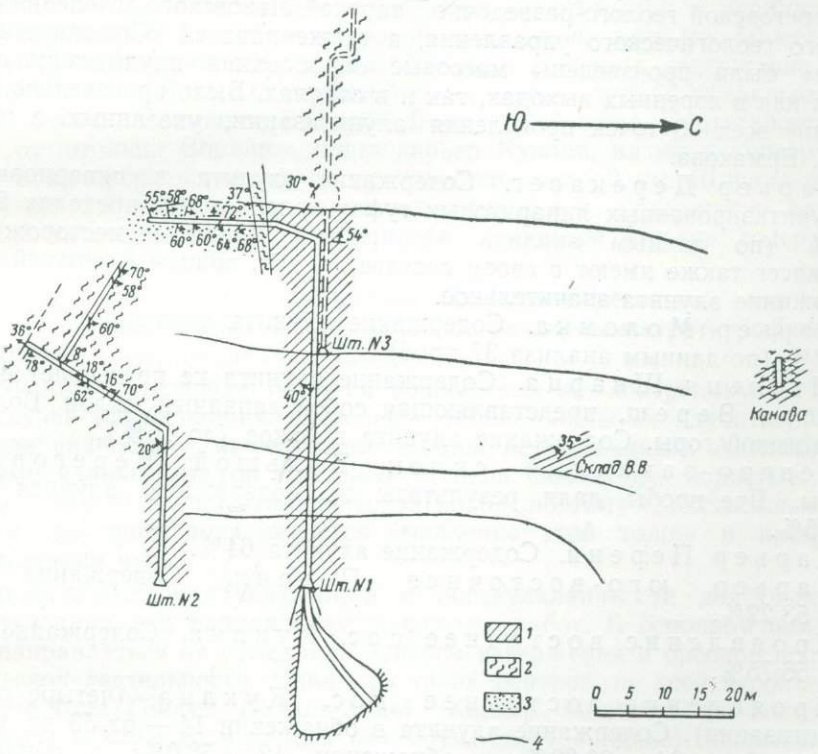


Рис. 195. Месторождение Дубриничи. План расположения горных выработок и вскрытые ими породы

1—глинистые сланцы; *2*—каолинизированная порода; *3*—лимонитизированная и каолинизированная порода; *4*—горизонтали, проведенные через 5 *м*

лось. Каолин сильно загрязнен примесями, что обусловлено присутствием частично неизмененных или полностью неизмененных минералов первичной породы. Месторождение осложнено несколькими пострудными дизъюнктивными нарушениями.

В образовании этого месторождения, повидимому, активную роль сыграли процессы выветривания. Небольшие запасы месторождения снижают его перспективы.

Алуниты Береговского холмогорья. Вулканогенные породы Береговского холмогорья подверглись алунитизации. Еще с середины прошлого столетия береговские алуниты были известны и использовались как сырье для производства квасцов или как материал для изготовления жерновых камней.

После воссоединения Западной Украины с УССР на Береговском холмогорье алуниты разведываются и изучаются как сырье для получения из них окиси алюминия.

Наиболее крупными объектами по добыче алунитов являются месторождения, расположенные на Большой Береговской горе, карьеры Дерекасег, Моломка, шахта Шварца, карьер Перени, штольни Крейто-люк и Борз-люк. Часть этих карьеров разрабатывается в настоящее время для добычи жернового камня.

Изучение алунитизированных пород позволяет установить две фазы алунитизации: алунитизация основной массы породы (алунит в виде тонких удлиненных кристаллов, образующих мозаичную структуру в отдельных скоплениях) и возникновение крупных кристаллов алунита, размером до 2 *мм* в поперечнике, выполняющих пустоты и трещины (алунит ромбоэдрической формы).

Береговской геолого-разведочной партией Львовского отделения Украинского геологического управления, а также партией «Союзалюминразведки» были произведены массовые опробования алунитизированных пород как в коренных выходах, так и в отвалах. Было произведено опробование всех 20 точек проявления алунитизации, указанных в работе Н. П. Ермакова.

Карьер Дерекасег. Содержание алунита в окварцованных и алунитизированных липаритовых туфах колеблется в пределах 52,5—90,0% (по данным анализа 41 пробы). Каолины месторождения Дерекасег также имеют в своем составе алунит, причем в верхней части содержание алунита значительное.

Карьер Моломка. Содержание алунита неравномерное: от 11 до 77% (по данным анализа 37 проб).

Штольня Шварца. Содержание алунита не превышает 42,5%.

Гора Вереш, представляющая собой западный склон Большой Береговской горы. Содержание алунита высокое (до 76%).

Северо-западный склон Большой Береговской горы. Две пробы дали результаты по содержанию алунита 58,15 и 64,5%.

Карьер Перени. Содержание алунита 64%.

Карьер юго-восточнее Перени. Содержание алунита 53,22%.

Проявление восточнее пос. Куклиа. Содержание алунита 56,75%.

Проявление восточнее пос. Куклиа (четыре пункта алунитизации). Содержание алунита в обнажении 14 — от 53 до 49,9%; в обнажении 34 — 90,89%; в обнажении 12 — 58,0%; в обнажении 48 — 73,5%.

Гора Длинная. Содержание алунита в туфах варьирует от 47,3 до 65,7%.

Гора Золотистая. Пористые туфы. Содержание алунита достигает 50%.

Гора Малая. Максимальное содержание алунита 54,5%.

Доброселье. Липаритовые туфы содержат алунит в количестве 28,5 и 29,75%; липариты же — в количестве 0,1%.

Проявление между горой Лат и карьером Бене. Содержание алунита 63,95%.

Квасово. Содержание алунита колеблется в пределах 5,65—12,1%, в отдельных случаях достигает 54,8%.

Черенюш. Максимальное содержание алунита 33,7%.

В 1948 г. Закарпатской партией Львовского отделения Украинского геологического управления были продолжены работы на Береговском месторождении алунитов. В результате обработки всех имеющихся дан-

ных выделены четыре зоны алунитизации с содержанием алунита не менее 40%.

I зона. Западные окрестности Большой Береговской горы, в пределах вершин Вереш и Мюзеш. Простирание зоны меридиональное, протяженность 1,2 *км*, ширина 500 *м*, мощность 50 *м*. Зона оконтурена условно по свалам. Содержание алунита в породах колеблется в пределах от 22,61 до 71,23%. Всего взято 13 проб.

II зона. Район карьера Моломко. Месторождение в настоящее время эксплоатируется по добыче жернового камня. Зона имеет протяжение 800 *м* на север и 100 *м* на юг от карьера. Ширина зоны приблизительно 250 *м*. Содержание алунита, по данным «Союзалюминразведки», в пределах 7,75—79,5%. Большинство проб показывает содержание 40—60%.

III зона. Восточный склон Большой Береговской горы. Алунитизации подверглись липаритовые туфы. Зона простирается в меридиональном направлении на 200 *м*. Буровой скважиной вскрыта 50-метровая толща алунитизированных туфов. Анализы показали содержание алунита от 7,49 до 97,6%. С глубиной содержание алунита уменьшается.

IV зона. Восточнее Большой Береговской горы. Протягивается на север от штольни Воралюк, через карьер Куклиа, на юг к карьеру Перени. Зона прослеживается на протяжении около 2 *км*. Ширина ориентировочно 250—500 *м*, мощность незначительная. Содержание алунита в пределах от 30 до 78%. В частности, в карьере Перени содержание алунита 53,97—57,54%.

Следует отметить, что, по мнению геологов Береговской геолого-разведочной партии, эти зоны приурочены к различным стратиграфическим горизонтам.

Совершенно неясным остается вопрос, чем же контролируется в таком случае алунитизация. Выделение меридиональных алунитизированных зон является, с нашей точки зрения, искусственным. Алунитизированными являются в той или иной степени почти все пористые лавы и туфы средней толщи вулканических пород, поэтому единственным поисковым критерием пока является выявление этой толщи и процессов алунитизации в ней.

Связь процессов алунитизации с поствулканической деятельностью дает указания для направления поисковых работ. В основном они должны направляться на отыскание центров извержения и ореолов поствулканической деятельности. Одним из таких центров, по всей вероятности, является гора Гонкус (Хоешь-Хедь). Карьер Моломка на восток от этой горы и карьеры в районе сел. Мужиево (западнее), вскрывающие алунитизированные, окварцованные и каолинизированные липаритовые туфы и лавы, располагаются, по всей вероятности, в зонах поствулканической деятельности.

Особое внимание следует обратить на ряд небольших островных горок: Беганьски, Дедовская, Запсон, где широко проявлены процессы алунитизации, каолинизации, окварцевания.

МИНЕРАЛЬНЫЕ КРАСКИ

Залежи глин, обогащенных гидроокислами железа, которые могут быть использованы в качестве минеральных красок, известны в Закарпатской области, в районе г. Иршавы и с. Новоселица около г. Виноградово.

Экономические условия районов благоприятствуют развитию добывающей промышленности. Запасы красок весьма значительны. Краски характеризуются хорошим качеством и большим разнообразием цветов.

Все залежи минеральных красок приурочены к коре выветривания туфогенных пород неогена и связаны с породами эффузивно-вулканогенной свиты.

Иршавское месторождение включает ряд залежей минеральных красок.

Наиболее полно разведанная из них расположена на северо-западной окраине с. Сельце в 1,5 *км* к юго-западу от г. Иршава, в верховьях р. Сабатин.

Минеральные краски этой местности образовались в результате выветривания верхнего горизонта пирокластических пород. Преобладающими в составе верхнего горизонта являются серые тонкоплитчатые, плотные и пористые туфы андезитового состава. По гранулометрическому составу различают пелитовые, алевролитовые, псаммитовые и агломератовые туфы, причем преобладают алевролитовые, кристаллические и литокластические разности.

Минеральные краски залегают в виде пластообразных залежей неправильной формы мощностью от 1 до 17,5 *м* на поверхности и внутри толщи туфов.

Краски представляют собой довольно однородную пелитовую массу, сложенную главным образом мелкочешуйчатым каолинитом с примесью мелких зерен кварца и аморфного кремнезема. Красящее вещество представлено гетитом, гидрогетитом и гидрогематитом, которые равномерно пропитывают породу или распределены в ней в виде линзовидных сгустков.

Состав минеральных красок Иршавского месторождения по крупности зерен показан в табл. 47.

Таблица 47

Состав минеральных красок Иршавского месторождения по крупности зерен

Диаметр зерен, *мм*	Количество, % (от–до)	Диаметр зерен, *мм*	Количество, % (от–до)
<0,01	47,8—61,6	0,25–0,05	13,6—23,4
0,05—0,01	14,6—27,6	1,00—0,25	0,46— 6,4

Химический состав минеральных красок Иршавского месторождения представлен в табл. 48.

Таблица 48

Химический состав минеральных красок Иршавского месторождения

Компоненты	Содержание, % (от–до)	Валовой состав, %
SiO_2	44,00—72,60	56,39
Al_2O_3	8,96—17,78	11,81
Fe_2O_3	6,86—28,99	15,26
FeO	0,0—1,11	0,42
MnO	0,81—1,89	1,35
CaO	0,0—2,51	1,25
MgO	0,21—3,93	1,60
SO_3	0,0—3,97	—
П.п.п.	9,26—12,92	11,56

Химический состав показывает, что все краски относятся к охрам. Цвет красок желтый, желто-бурый, красно-бурый и яркокрасный. По заключению Ленинградского завода художественных красок, охры Иршавского месторождения пригодны для изготовления красок, применяемых при высокохудожественных работах.

Запасы красок Иршавского месторождения по категориям A_2+B+C_1 составляют 446 491 *т*.

На этой же площади коры выветривания пирокластических пород расположен еще ряд менее изученных месторождений минеральных красок. К ним относятся:

1. Месторождение охристых глин к северу от с. Лозы. Глины красно-бурого цвета, залегают под наносами на глубине 2,5—3,0 *м*. Мощность залежи 2—3,5 *м*. Химический состав глин (в %): SiO_2 40,0; TiO_2 0,75; Al_2O_3 31,69; CaO 0,60; Fe_2O_3 13,96; SO_3 и MgO не обнаружены; п. п. п.— 13,3. Влагоемкость 5,6%.

2. Месторождение охристых глин на северо-западной окраине с. Ильница. Глина охристая, ярко-желтая, залегает на глубине 3 *м*. Мощность залежи 2,3 *м*. Химический состав глин (в %): SiO_2 39,74; CaO 0,50; Al_2O_3 34,50; MgO следы; Fe_2O_3 10,58; SO_3 не обнаружено; TiO_2 0,87; п. п. п. 14,46. Влагоемкость при 105° 6,74%.

3. В 200 *м* к северу от предыдущего, на склоне горы, обнажается пласт жирной красно-бурой глины видимой мощностью 0,75 *м*. Химический состав глины (в %): SiO_2 43,40; CaO 1,25; Al_2O_3 27,37; MgO не обнаружена; Fe_2O_3 15,38; SO_3 не обнаружено; TiO_2 0,75; п. п. п. 11,75. Влагоемкость при 105° 8,12%.

4. В 2 *км* к северо-западу от с. Ильница штольней разрабатывался пласт желтой охры мощностью около 2 *м*.

5. Месторождение охристых глин в 4 *км* северо-восточнее с. Раковец представляет собой ряд выходов охристых глин мощностью до 2 *м* разнообразной окраски — от светлорозовых до темнокрасных.

Охристые глины обнажаются также у сел. Малый Раковец, Дубниковичи, Осой и в других местах.

Новоселицкое месторождение расположено на левом берегу р. Тиссы, на северо-восточной окраине с. Новоселица, Виноградского округа.

Месторождение образовалось в результате выветривания туфов и туффитов андезитового состава и состоит из обогащенных гидроокислами железа участков в пределах древней (?) коры выветривания. Краски представляют собой пелитовое вещество, состоящее из каолинита со значительной примесью монтмориллонита, окрашенное в разнообразные цвета гидроокислами железа. Химический состав красок различного цвета показан в табл. 49.

Таблица 49

Химический состав красок различного цвета Новоселицкого месторождения

Краска	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	SO_3	П.п.п.
Белая	62,66	23,96	1,26	0,28	—	0,27	0,41	Следы	11,60
Яркожелтая	62,10	13,12	17,01	0,43	0,84	0,27	—	0,06	6,32
Фиолетовая	56,20	21,46	8,80	0,57	0,41	0,40	Следы	—	10,20
Желто-бурая	55,60	6,88	22,81	0,71	1,66	0,81	0,10	1,8	7,16
Розовая	53,54	25,27	7,39	0,43	0,41	0,54	—	—	12,40
Бледносиреневая	51,16	27,13	7,49	0,34	0,84	0,27	—	Следы	12,84
Яркокрасная	49,24	25,86	11,95	0,57	0,62	0,54	—	—	11,24
Красно-бурая	42,50	19,33	26,68	0,57	0,62	0,27	—	—	10,12
Кирпично-красная	41,40	20,63	23,12	0,43	0,62	0,27	—	—	13,66

Из таблицы следует, что интенсивность окраски усиливается с увеличением содержания полуторных окислов и уменьшением содержания кремнезема.

Залежь минеральных красок состоит из отдельных прослоев, мощностью 0,3—5 *м*, залегающих почти горизонтально. Морфология залежи сложная, но в общем пластообразная. Размеры залежи: длина около 630 *м*, ширина 340 *м*, площадь 150 тыс. $м^2$, средняя мощность 10,5 *м* (мощность от 0,3 до 24 *м*). Форма залежи обусловлена, видимо, слож-

ным сочетанием процессов выветривания и эрозии рельефа поверхности пирокластических пород.

Краски Новоселицкого месторождения относятся к типу высококачественных, отличающихся особым богатством и яркостью цветов. Большинство красок относится к охрам (Fe_2O_3 12%), часть к мумиям (Fe_2O_3 18%) и многие к умбре (Fe_2O_3 40%) и сурику (Fe_2O_3 75%).

Запасы месторождения по категориям A_2+B+C_1 составляют 1 770 944 *т*.

Необходимо отметить, что месторождение содержит линзы отбеливающих глин и, таким образом, возможна комплексная его эксплоатация.

В процессе образования красок можно выделить два этапа.

Первый этап. Разложение стекла и полевошпатовых составляющих андезитовых туфов. Превращение их в каолинит и, в случае наличия в составе пород достаточных количеств MgO, — в монтмориллонит. Процесс сводится в основном к выносу щелочей и обогащению породы водой. Кремнекислота, присутствовавшая в туфах в обводненном виде и выделившаяся при разложении полевых шпатов, равномерно распределена в породе в виде тонкодисперсного кремнезема и опала. Гидроокислы железа, образовавшиеся при разложении железосодержащих минералов, также распределены более или менее равномерно.

Образовавшаяся в результате этого процесса напоминающая суглинок масса, сохраняющая реликтовое строение туфовой толщи, не является еще краской вследствие малого содержания гидроокислов железа, высокого содержания свободной кремнекислоты и неоднородного гранулометрического состава.

Второй этап. Как показывает изучение разрезов древней (?) коры выветривания, в дальнейшем в результате деятельности грунтовых вод в пределах коры совершалось перераспределение материала. Частички кварца и опала мигрировали в нижние горизонты коры выветривания, образуя обогащенные кремнеземом зоны. Гидроокислы железа, наоборот, мигрировали в верхние, приповерхностные части коры и, отлагаясь в порах среди глинистого вещества, образовывали залежи минеральных красок.

В распределении окраски в связи с генезисом улавливается пока лишь одна закономерность: яркокрасные и красно-бурые краски с высоким содержанием Fe_2O_3 приурочены к сухим водоразделам древнего рельефа.

Анализ качества минеральных красок Закарпатья показывает, что они пригодны для использования в лако-красочной промышленности, строительном деле, художественной промышленности (цветные карандаши, масляные краски и т. п.).

Помимо описанных, могут быть рекомендованы как перспективные следующие районы. Район г. Явор к северо-западу от г. Иршава, где болотные железные руды могут быть использованы для получения железного сурика. Каолины района с. Берегово и с. Квасово (см. ниже) могут быть использованы как белая минеральная краска. Залежи гематитов Раховского района могут быть использованы для изготовления вишнево-красных красок. Черные графитизированные сланцы могут быть использованы для изготовления черных красок.

БЕНТОНИТОВЫЕ ГЛИНЫ

Бентонитовые глины довольно часто наблюдаются в тортонских отложениях юго-западной окраины Русской платформы в виде тонких, не выдержанных по простиранию прослоев. Они отмечены также в слоях стебникской свиты севернее г. Надворная и среди вулканогенно-осадочных отложений Закарпатья (у с. Горбки и с. Березинка).

В отложениях окраины Русской платформы бентонитовые глины встречаются по всему разрезу тортона, но в большинстве случаев приурочены к нижнетортонским пескам и лишь изредка встречаются в верхнетортонских отложениях.

В отложениях нижнего тортона бентонитовые глины наблюдались в районе с. Верынь, восточнее Развадува (лист М—34—XXIV), у с. Стратын-Село и у с. Вороняки (лист М—35—XIX).

В карьере у с. Верынь в 0,5 *км* к северо-западу (рис. 196) среди известковых песчаников обнажается пласт бентонитовых глин в центральной части карьера. Пласт состоит из чередующихся пропластков оранжевой и светлозеленой глин с матовым блеском, мыльных на ощупь, мощностью от 1 до 5 *см* и пропластков песчаника мощностью от 1 до 10 *см*. Мощность пласта увеличивается с севера на юг от долей сантиметра до 0,5 *м*. Пласт прослеживается на расстоянии 14 *м*. Расширяющийся конец залежи бентонита мешают проследить отвалы известкового песчаника.

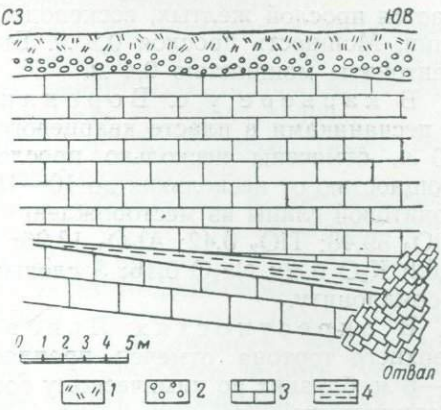


Рис. 196. Месторождение бентонитовой глины у с. Верынь. Зарисовка центральной части карьера

1—почвенный слой; *2*—галечник; *3*—литотамниевые известняки; *4*—бентонитовые глины

Под микроскопом, по наблюдениям Б. Я. Меренкова, обнаружены следы слабо измененного туфового материала, наряду с остатками спиралеобразных мелких включений, повидимому раковин. Это позволяет

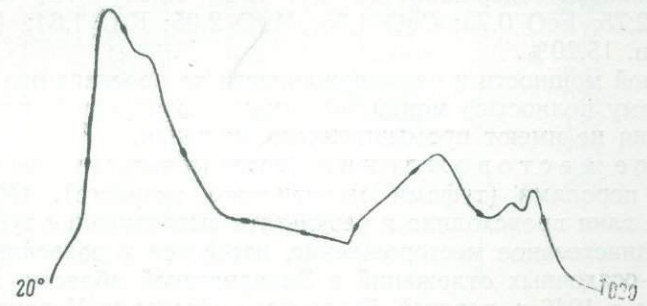


Рис. 197. Кривая термического анализа бентонитовой глины из месторождения Верынь (образец № 18 Дрогобычской партии)

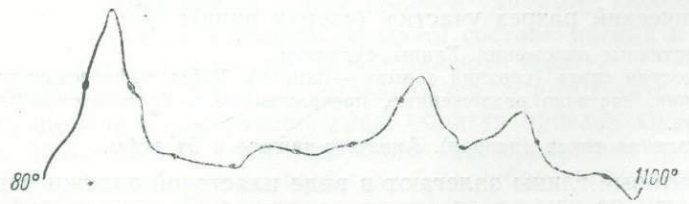


Рис. 198. Кривая термического анализа бентонитовой глины из месторождения Верынь (образец № 313 партии полезных ископаемых)

предполагать, что бентонитовые глины образовались за счет изменения переотложенного туфового материала, повидимому в мелководных условиях. Бентонитовые глины этого месторождения по составу полностью не соответствуют монтмориллониту. Кривые термических анализов бентонитовых глин (рис. 197 и 198) отличны от кривых монтмориллонита.

Также отсутствует характерное для монтмориллонита набухание в воде.

У с. Стратын-Село Рогатинского района на водоразделе рр. Студный Поток и Нараевка в толще песков и песчаников наблюдается прослой желтых, воскоподобных, жирных на ощупь бентонитовых глин. Мощность прослоя 0,2 *м*. Выше залегают слоистые песчанистые бентониты мощностью 0,4 *м*.

В карьере у с. Вороняки под литотамниевыми известняками и песчаниками в пласте кварцевого и известковистого песка, мощностью 10 *м*, отмечены несколько прослоев зеленоватых бентонитовых глин, мощностью от нескольких до 10—15 *см*. Химический анализ образца бентонитовой глины из месторождения Вороняки показал содержание (в %): SiO_2 59,48; TiO_2 0,42; Al_2O_3 13,96; Fe_2O_3 4,13; FeO 0,29; CaO 3,42; MgO 1,02; K_2O 0,89; Na_2O 0,16; S следы; п. п. п. 16,01. Состав близок к монтмориллониту.

В окрестностях Львова на Лончакувке среди песчаников верхнего тортона отмечен пропласток бентонитовых глин мощностью 4—6 *м*, близких по химическому составу и физическим свойствам к монтмориллониту.

Близ с. Бродек бентонитовые глины, имеющие яркожелтый цвет, залегают среди песчаников верхнего тортона двумя прослоями, мощностью по 8—10 *см*, которые прослеживаются по карьеру на протяжении 20—25 *м*. Третий прослой такой же мощности, как и первые два, выклинивается в южном направлении в центральной части карьера.

Среди миоценовых пород стебникской свиты А. А. Максимовым встречен прослой красных и зеленоватых бентонитовых глин на северной окраине г. Надворная по левому склону р. Надворнянской Быстрицы. Мощность прослоя бентонитовых глин 15—20 *см*. Химический анализ этой глины показал содержание (в %): SiO_2 53,85; TiO_2 0,21; Al_2O_3 18,28; Fe_2O_3 2,75; FeO 0,73; CaO 4,75; MgO 2,05; K_2O 1,64; Na_2O 0,43; S 0,02; п. п. п. 15,20%.

Ввиду малой мощности и невыдержанности по простиранию и составу, не отвечающему полностью монтмориллониту, отмеченные прослои бентонитовых глин не имеют промышленного значения.

Горбское месторождение бентонитовых глин связано с вулканогенными породами (туфами миоценового возраста). Образование бентонитовых глин происходило в результате выветривания туфов и туффитов. Это единственное месторождение, известное и разведанное среди вулканогенно-осадочных отложений в Закарпатской области. Месторождение открыто в 1946 г. партией Львовского отделения Украинского геологического управления.

Расположено в юго-восточной части с. Горбки Виноградского округа Закарпатской области УССР в 4 *км* от г. Королева.

Геологический разрез участка (сверху вниз):

1. Четвертичные отложения. Глины, суглинки.
2. Угленосная свита (средний сармат — паннон). Туфы, туфопесчаники и вулканические брекчии, частично разложенные, превращенные в бентонитовые глины; глины и бурые угли.
3. Эффузивная свита (паннон). Андезито-дациты и их туфы.

Бентонитовые глины залегают в виде пластовой залежи непостоянной мощности (1—32 *м*) на туфах, глинах или буром угле, мощность которых достигает 15 *м*. В нижних частях залежи бентонитовых глин встречаются линзовидные прослои кремнистой породы, состоящей на 95% из SiO_2. Глины пластичные, жирные, с восковым блеском и раковистым изломом. Цвет их светлосерый, голубоватый, зеленоватый и коричневый. Механический анализ глин, произведенный в лаборатории Львовского отделения Украинского геологического управления, показал высокую степень их дисперсности (содержание частиц размером от 0,05 до 0,1 *мм* 6—20% и менее 0,01 *мм* 63,6—83,4%).

Глины состоят в основном из монтмориллонита ($Np = 1{,}502$, $Ng = 1{,}527$), в меньшей степени — бейделлита ($Np = 1{,}495$, $Ng = 1{,}536$). Кроме того, присутствуют округло-угловатые зерна кварца, опала, гематита, чешуйки серицита, каолина, аллофана, остатки лигнита.

В некоторых шлифах наблюдаются панцыри диатомовых водорослей, принадлежащих к родам *Melosira* и *Navicula* (пресноводные формы). Иногда в глинах удается наблюдать реликтовую витрокластическую структуру туфогенных пород, за счет которых они образовались.

Термические анализы глин, по данным Е. Ф. Малеева, также подтверждают их в основном монтмориллонитовый состав.

Изучение геологического разреза месторождения и петрографического состава бентонитовых глин позволяет установить, что глины образовались за счет разложения (выветривания) витрокластических псаммитовых и пелитовых туфов и туффитов андезито-дацитового состава. Отложение туфов происходило в небольшом пресноводном (фауна пресноводных диатомей) бассейне и чередовалось с отложением терригенного материала (прослои глин) и развитием растительного детрита (угли).

О дальнейших процессах позволяет судить химический состав глин (из работы Е. Ф. Малеева), приводимый в табл. 50.

Таблица 50

Химический состав глин Горбского месторождения

Компоненты	Проба № 4	Проба № 12/32	Проба № 13/24	Проба № 7/16	Проба № 15/36
	Андезито-дацит	Туффит	Глина отбеливающая	Глина отбеливающая	Глина отбеливающая
SiO_2	66,36	61,28	56,40	53,36	46,84
Al_2O_3	17,45	19,38	22,13	25,66	28,13
Fe_2O_3	2,97	5,51	7,07	6,22	7,07
FeO	1,58	0,71	Не опр.	0,71	Не опр.
MnO	0,41	0,41	Не опр.	0,41	Не опр.
CaO	2,97	—	1,35	0,81	1,89
MgO	0,28	0,14	2,09	1,32	2,89
SO_3	—	—	—	0,58	—
K_2O	7,16	4,97	Не опр.	1,42	Не опр.
П.п.п.	1,16	7,64	10,6	9,76	10,98
Сумма	100,34	100,04	—	100,25	—

Из таблицы видно, что процесс образования монтмориллонит-бейделлитовых глин из вулканического стекла андезито-дацитового состава состоял в выносе кремнезема и щелочей и увеличении количества полуторных окислов, MgO и воды. Этот процесс, видимо, обусловлен действием грунтовых вод, содержащих в своем составе магний и способных к выносу щелочей (слабокислые и нейтральные воды).

Свободная кремнекислота, образовавшаяся в результате этого процесса, мигрировала в основание толщи, образуя прослои кремня.

Запасы бентонитовых глин Горбского месторождения по категории C_1 16 446 тыс. *т*. Согласно предварительным лабораторным испытаниям, качество глин высокое. После производства достаточных технологических испытаний возможен перевод из категории C_1 в категорию В — 12 190 тыс. *т*.

В районе с. Березинки геологом Р. И. Милосердовой было выявлено несколько точек развития бентонитовых глин, приуроченных к верхам осадочно-вулканогенной угленосной толщи.

Наиболее широкое распространение бентонитовые глины имеют по ручью, текущему восточнее селения В. Коропец. Разрез по ручью вскрывает под делювием бентонитовые глины мощностью от 0,5 до 3—5 *м*,

переходящие книзу в измененные туфобрекчии и туфы. Подстилаются эти породы сильно разрушенными, выветрелыми андезитами.

Глины имеют довольно пеструю окраску от желтых, зеленых и темно-коричневых оттенков до белых. Глины жирные, в мокром состоянии пластичные, при высыхании и раскалывании дают раковистый излом.

Постепенный переход бентонитовых глин в туфы и туфобрекчии, сохранение реликтовой обломочной структуры в них дают основание считать, что их образование связано с корой выветривания вулканогенных пород. Широкое развитие вулканогенных пород позволяет рекомендовать проведение в этом районе поисково-разведочных работ.

ФОСФАТЫ

Месторождение фосфатов находится на склоне г. Жеребец в 1 *км* восточнее с. Кобылецкой Поляны в пределах Раховского кристаллического массива. Здесь в течение двух летних сезонов производила разведочные работы геологическая партия треста «Геохимразведка».

Порода, содержащая фосфор, представляет собой белый сахаровидный и серый фосфороносный песок. Залегает она в верхней части комплекса кристаллических пород. В некоторых местах содержится до 32% P_2O_5. Песок почти не сцементирован, рыхлый, неизвестковистый.

В разведочных выработках, шурфах и канавах, расположенных на горе Жеребец, хорошо видно переслаивание белых песков, наиболее богатых P_2O_5, с коричнево-желтыми, сильно ожелезненными, с небольшим содержанием P_2O_5. Фосфоросодержащие песчаные породы напоминают травертины.

При исследовании шлифов этой породы под микроскопом с большим увеличением установлено, что фосфоросодержащим минералом является апатит, многочисленные включения которого беспорядочно рассеяны в породе. На основании осмотра выработок месторождения и ознакомления с образцами под микроскопом М. С. Швецов высказал предположение об аллювиальном происхождении фосфоросодержащих песчанистых пород. Зерна апатита, повидимому, вымывались небольшими горными потоками из нижележащих хлоритовых и слюдяных сланцев и отлагались вместе с кварцевыми зернами в седлообразной выемке между горой Кобыла и горой Жеребец, где находится месторождение.

Разведочные работы 1948 г. установили очень небольшие запасы месторождения.

СЕРА

Впервые наличие серы в третичных отложениях тортонского яруса было установлено в 1945—1946 гг. геологом А. Е. Бирюлевым в районе г. Щирец Львовской области.

В 1950 г. геолого-поисковой партией треста «Укргаз» при бурении структурного профиля четырьмя скважинами на западной окраине с. Роздол Львовской области на глубине 17 *м* были встречены известняки мощностью от 6,7 до 8 *м* с богатым содержанием самородной серы от 18 до 32%.

Найденное Роздольское месторождение нуждается в дальнейшем изучении путем разбуривания третичных отложений, заключающих известняки, обогащенные самородной серой.

ГРАФИТ

Графитовые породы были открыты в северо-западной части Чивчинских гор благодаря работам группы исследователей под руководством Ю. Токарского. Они найдены в истоках ручья Альбин, на склонах гор Сулигула и Чивчина, и ручья Попадиньца, по притокам Черного Чере-

моша. Кварцево-графитовые сланцы отмечены в верховьях ручья Лостунь, на юго-восточном склоне, на вершине горы Лостунь и на западном склоне массива Чарны Гронь. Кроме того, эти породы обнаружены в низовьях ручья Чимирны, на высотах 1300—1340 *м* и в долине р. Черного Черемоша, вблизи моста Балтагул. Во всех этих районах кварцево-графитовые сланцы представлены весьма широко и в общем слагают полосу шириной около 1—1,5 *км* и длиной (если считать от вершины г. Альбинец до р. Черного Черемоша) не менее 11—12 *км*.

Графитовые и кварцево-графитовые сланцы залегают в виде стратиграфически выдержанного горизонта и относятся по возрасту к верхней части палеозойских отложений. Подстилаются они комплексом кристаллических, хлоритовых, серицитовых и серицито-хлоритовых сланцев. В связи с сильными метаморфическими изменениями, залежи графита имеют форму гнезд, линз и пластовых жил.

Наибольшее значение Ю. Токарский придавал району ручья Альбин, где графитовые породы установлены в 12 пунктах на протяжении 1,5 *км*. Серией мелких выработок и штолен по ручью Альбин был вскрыт ряд выходов отдельных пластовых залежей мощностью от 0,4 до 2,5 *м*. С помощью штольни, заложенной на одном из графитовых гнезд, экспедицией Ю. Токарского было добыто в порядке пробной эксплоатации 8 *т* графита. Запасы графита в этом районе, повидимому, значительны, так как только для одной площади в 2 $км^2$ в верховьях ручья Альбин Ю. Токарский устанавливает запасы графита-сырца в 1 млн. *т*.

Графит из залежей ручья Альбин характеризуется полуметаллическим блеском и мелкочешуйчатым сложением; цвет темносерый или черный; местами графит рыхлый, расслаивающийся на отдельные бесформенные чешуи. Излом землистый, твердость около 1. В составе графитовой породы в качестве примесей отмечаются зерна кварца, натеки бурого железняка, мелкие кристаллы пирита, мелкие чешуйки серицита.

Средний химический состав графитов характеризуется содержанием: углерода 96,95%; водорода 2,82%; азота 0,23%.

Рентгенографическое изучение чивчинских графитов в Львовском университете показало, что они не имеют типичной графитовой структуры и занимают промежуточное положение между графитами и графитизированными углями. Изучение электропроводимости также показало электросопротивление в 10^7 $ом/см^2$ пластинки спрессованного графита толщиной 0,28 *см*, что является промежуточным показателем между электросопротивлением каменного угля и настоящего графита.

Вопрос об освоении графита Чивчинских гор в связи с невысоким его качеством должен быть прежде всего связан с разработкой технологических процессов его обогащения и промышленного использования. Отсутствие удобных путей сообщения, а также разбросанность выходов графита на довольно значительной высокогорной площади также ограничивают возможности быстрого использования графитов Чивчинских гор.

Графиты, подобные описанным, были обнаружены также в ряде мест Раховского района (например, по «стратегической» дороге между Раховом и Кобылецкой Поляной). Графит наблюдается здесь лишь в форме небольших гнезд размером 1—2 *дм* в диаметре. Эти находки практического значения не имеют, но свидетельствуют о возможности нахождения более крупных скоплений графитовых сланцев в Раховском районе в верхней части древнего метаморфического комплекса.

ДОЛОМИТЫ

Доломиты в описываемом районе распространены в Чивчинских горах, на юге Станиславской области.

Толща доломитов залегает на древних хлоритово-серицитовых кристаллических сланцах. На контакте кристаллических сланцев и доломи-

тов залегает горизонт конгломератов. По возрасту доломиты и конгломераты условно относятся к триасу. Доломитами сложены многие вершины гор на гребнях Прелучном, Будшевском и др.

Выходы доломитов наблюдались на склонах потоков Мокрына, Перкабола в истоках Москатына, Стрымбы, Рыжеватого и в долине Черного Черемоша, а также на горах Лостунь, Ратундул, Паподья и Чивчин. Доломиты светлосерого цвета, с многочисленными трещинами, заполненными кальцитом.

Видимая мощность доломитовой толщи достигает 40—50 *м*. Химический анализ одного из образцов доломита с хребта Прелучного дал следующие результаты (в %): SiO_2 0,24; TiO_2 нет; Al_2O_3 0,45; Fe_2O_3 0,13; CaO 31,03; MgO 21,07; MnO 0,05; п .п . п. 47,37.

Для целей конкретного использования необходимо детальное изучение химического состава и технологических качеств доломитов.

В настоящее время из-за ряда трудностей (высокогорность, удаленность от железной дороги и населенных пунктов, отсутствие хороших дорог в районе) доломиты не используются. Проведение разведки и использование доломитов могут быть рекомендованы лишь после достаточного подъема экономики и развития транспорта района их нахождения.

Таким образом, описываемая территория весьма богата неметаллическими полезными испокаемыми. Ведущее место среди них занимают калийные и каменная соли, гипс, каолины и алунит. Месторождения этих полезных ископаемых имеют союзное значение.

Калийные и каменная соли разрабатываются многие десятки, даже сотни лет и идут на нужды народного хозяйства не только Украины, но и других республик Советского Союза, и даже за границу.

Месторождения гипса, приуроченные к платформенным отложениям, также с успехом разрабатываются рядом заводов, продукция которых тоже имеет широкое распространение.

Месторождения каолина и алунита, приуроченные к Береговскому холмогорью, несомненно имеют союзное значение. В настоящее время эти месторождения находятся в стадии освоения.

Из других видов неметаллического сырья следует обратить внимание на поиски бентонитовых глин с достаточными для промышленности запасами и качеством сырья и на промышленное освоение месторождений минеральных красок.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Вулканогенные породы — липариты, вулканические туфы липарито-дацитового состава, андезиты, их туфы, базальты — имеют широкое развитие на южном склоне Восточных Карпат, входящем в состав Закарпатской области. Среди перечисленных разностей вулканических пород к строительным материалам относятся липариты, андезиты, базальты, диорит-порфириты и вулканические туфы. Эффузивные породы используются в основном для дорожного строительства в виде щебенки и, иногда, брусчатки; вулканические туфы употребляются как строительный камень.

Туфы липарито-дацитового состава развиты в основном в пределах Верхне-Тиссенской котловины, где образуют ряд хорошо прослеживающихся горизонтов в толще миоценовых пород, выполняющих эту котловину. Один из этих горизонтов, по возрасту относящийся к гельвету, протягивается по контакту между породами флиша и миоцена от с. Нижние Новоселицы на юго-востоке до с. Гориничево на северо-западе. Этот

же нижнемиоценовый горизонт туфов липарит-дацитового состава выходит в сводовой части Тереблинской антиклинали в районе сс. Теребля, Крайниково, Данилово. Мощность горизонта, вместе с разделяющими его прослоями туфогенных песчаников и глинистых сланцев, составляет около 120 *м*. Мощность прослоев туфов достигает 50—60 *м*.

Следующий в разрезе горизонт туфов липарито-дацитового состава, относящийся по возрасту к нижнему сармату или низам среднего сармата, распространен на левобережье р. Тиссы, в районе с. Вышково. Мощность этого горизонта составляет около 80—100 *м*. В этом же районе, а также северо-западнее, в районе с. Велятин, в верхах среднесарматской песчано-глинистой толщи встречаются прослои туфогенных песчаников и туффитов липарито-дацитового состава мощностью до 10 *м*.

Кислые лавы—липариты развиты преимущественно в районе г. Берегово, где они образуют ряд возвышенностей, резко выделяющихся среди окружающей равнины.

Лавы среднего и основного состава—андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты, базальты—вместе с пирокластическими породами андезитового состава широко распространены в Закарпатской области, где они слагают Выгорлат-Гутинскую гряду, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток. Наконец, последняя группа изверженных пород — интрузивные породы, представленные диорит-порфиритами и кварцевыми диорит-порфиритами, встречаются в основном в районе с. Вышково в виде мелких интрузивных тел, нередко куполообразной формы.

Изверженные породы во многих пунктах с давних пор используются местным населением для жилищного и дорожного строительства. Ломка камня производилась, как правило, в небольших масштабах и периодически, по мере надобности для нужд жителей ближайших населенных пунктов. Лишь в XX в., в связи с усилившимся строительством грунтовых, шоссейных и железных дорог, начинают появляться крупные, постоянно действующие, карьеры андезитов, базальтов и липаритов. С 1913 г. производится разработка андезитов в карьере у с. Каменица, Перечинского округа. В 1919 г. заложен крупный карьер андезитов Радванка близ Ужгорода, который также разрабатывается до настоящего времени. В 20-х годах начата эксплоатация еще ряда крупных карьеров андезитов, липаритов и вулканических туфов.

Все изверженные породы в той или иной степени используются в качестве строительных материалов. Ниже приводится краткая характеристика различных типов изверженных пород Закарпатской области как строительных материалов в порядке их возрастной последовательности.

Вулканические туфы липарито-дацитового состава развиты, как указывалось, в пределах Верхне-Тиссенской котловины и на левобережье р. Тиссы в районе Вышкова. Несмотря на разновозрастность горизонтов вулканических туфов (гельвет и нижний сармат), по литологическому составу, структуре и, следовательно, по физико-механическим свойствам эти породы являются очень близкими или полностью тождественными. Туфы обладают характерной светлозеленовато-белой, иногда сероватой или желтоватой окраской и мелкозернистым до грубозернистого строением. Местами в отдельных слоях наблюдается отчетливое обломочное строение, и породы приобретают характер лапиллиевых туфов и вулканических брекчий. В зернистых туфах, которые преимущественно и используются в качестве строительного камня, невооруженным глазом можно различить зерна кварца, полевых шпатов и хлоритизированные зеленоватые обломки глинистых сланцев. Мощность отдельных слоев туфов составляет от 10 до 30—40 *см*. Туфы хорошо поддаются обработке, отесываются и разделяются на отдельные блоки. Величина таких блоков, идущих непосредственно для строительства зданий, составляет обычно $50 \times 30 \times 20$ *см*. Разработка туфов ведется преимущественно при помощи мелких карьеров жителями ближайших к местам

развития туфов сел. Размеры таких карьеров не превышают в длину 20—50 *м* при высоте в несколько метров. Лишь в районе с. Подплеса Тячевского округа известны два карьера, в которых туфы разрабатываются в более широких масштабах железнодорожными и строительными организациями. Длина этих карьеров составляет около 200 *м*, высота 50—80 *м*.

Хорошие физико-механические качества вулканических туфов как строительного камня, их прочность, легкость и довольно широкое распространение, а также легкость их разработки (туфы выходят в виде крутых уступов значительной высоты) определяют возможность внедрения их в практику жилищного строительства Закарпатской области в гораздо более широких масштабах, чем это имеет место.

Липариты используются в качестве строительных материалов в Береговском районе. Здесь они образуют ряд островных гор с крутыми, довольно хорошо обнаженными склонами. Липариты имеют светлофиолетовую, реже серовато-белую или розовую окраску с порфировой структурой. Обычно хорошо выражено флюидальное строение. Вкрапленники в породах представлены преимущественно кварцем и полевыми шпатами; в количественном отношении они заметно уступают основной массе, сложенной мелкими выделениями кварца, полевых шпатов и вулканического стекла. Липариты зачастую обладают пористостью, обусловленной выщелачиванием вкрапленников полевых шпатов и выделением газов при застывании лав. Они обладают высокой прочностью, слабо поддаются истиранию и в то же время, благодаря флюидальному строению, сравнительно легко могут быть превращены в щебенку, которая используется при строительстве шоссейных дорог и плотин на рр. Тиссе и Боршаве. Липариты разрабатываются преимущественно ручным способом местным населением в небольших карьерах. Крупный карьер, в котором ломка липаритов ведется местными жителями и дорожностроительными организациями, расположен у с. Великое на горе Хоец (Ганкус). Этот карьер имеет длину 70 *м* и высоту 50 *м* и вскрывает липариты светлофиолетовой окраски.

В случае необходимости добыча липаритов на существующих карьерах может быть увеличена.

Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты развиты, как указывалось, в районе Вышкова, где они используются в небольших размерах в качестве щебенки для дорожного строительства. Диорит-порфириты, используемые в бóльшем количестве, чем более кислые разности интрузивных пород, обладают серой или темносерой окраской и хорошо выраженным порфировым строением. Порфировые выделения, играющие по сравнению с основной массой подчиненную роль, представлены плагиоклазом и пироксеном. В диорит-порфиритах развита глыбовая отдельность с величиной глыб около 0,5 $м^3$. Породы отличаются большой прочностью и плотностью. Они разрабатываются в небольшом карьере высотой около 5 *м* и длиной до 30 *м*, расположенном в 2 *км* от с. Вышково.

Андезито-дациты, андезиты и базальты в значительной степени слагают гряду Выгорлат-Гутинских гор, которые делятся на три главных хребта северо-западного простирания. Эти хребты протягиваются от г. Ужгорода на северо-западе до с. Вышково на юго-востоке, занимая полосу в среднем 10—15 *км* шириной. Как указывалось, нижняя часть разреза вулканической толщи, имеющая мощность около 300 *м*, сложена преимущественно андезито-дацитовыми и пирокластическими породами андезитового состава. В этой толще эффузивные и пирокластические породы неоднократно чередуются по вертикали и замещаются друг другом по простиранию. Используемые в качестве строительных материалов андезито-дациты из этой толщи разрабатываются при помощи небольших карьеров. Над толщей переслаивающихся анде-

зито-дацитов и пирокластических пород андезитового состава залегает мощный покров андезитовых лав, среди которых по минералогическому составу и структурам выделяется ряд разновидностей. Верхняя часть разреза Выгорлат-Гутинской гряды сложена андезито-базальтами и оливиновыми базальтами. Общая мощность эффузивных и пирокластических пород Выгорлат-Гутинского хребта составляет около 700 *м*. В качестве материалов для дорожного строительства используются все типы эффузивных пород: андезито-дациты, андезиты, андезито-базальты и базальты.

Андезито-дациты обладают светлосерой, серой, серовато-фиолетовой окраской и порфировым строением. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, пироксеном, основная масса сложена плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой. Андезито-дациты во многих местах изменены гидротермальными процессами и превращены в окварцованные породы.

Андезиты, которые шире других подвергаются разработке, обладают серой, темносерой, фиолетово-серой и зеленовато-серой окраской. Порфировая структура выражена всегда отчетливо. Вкрапленники представлены плагиоклазом, авгитом, гиперстеном, реже встречается роговая обманка. В андезито-базальтах и базальтах вкрапленники представлены основным плагиоклазом (лабрадором), авгитом, гиперстеном и оливином; окраска этих пород темносерая—до черной.

В описанных выше разностях эффузивных пород развиты различные отдельности: глыбовая, шаровая, плитчатая, столбчатая. Породы в свежем виде отличаются прочностью, хорошо сопротивляются износу и истиранию, обладают большим временным сопротивлением сжатию и, таким образом, по своим физико-механическим свойствам могут быть пригодны для дорожного строительства всех видов. Многочисленные трещины, развитые в породах, не позволяют получать крупных монолитов, и поэтому андезито-дациты, андезиты и базальты используются преимущественно для переработки на щебень. Андезиты с хорошо выраженной плитчатой отдельностью в некоторых случаях перерабатываются на брусчатку (карьеры Радванка, Сельце). Крупных карьеров, в которых разработка пород ведется дорожностроительными и железнодорожными организациями, сравнительно немного. По направлению с северо-запада на юго-восток могут быть отмечены следующие крупные карьеры андезитов: Каменица, Радванка, Шелестово, Лоза, Сельце, Рокосов, Веряцы.

Карьер Каменица расположен в Перечинском округе Закарпатской области, в 12 *км* к северу от Ужгорода. Эксплоатируется с 1913 г. Здесь вскрыты андезиты серой окраски. Породы перерабатываются на щебенку, идущую для дорожного строительства. В 1947 г. месторождение было детально разведано трестом «Транспроекткарьер». Подсчитанные запасы андезитов составляют по категории A_2 1595,8 тыс. $м^3$, В—290,5 тыс. $м^3$, C_1—5734,1 тыс. $м^3$.

Карьер Радванка находится в Ужгородском округе, в 1,5 *км* к северу от Ужгорода. Эксплоатируется с 1919 г. Карьером вскрыт массив андезитов с хорошо выраженной плитчатой отдельностью. Временное сопротивление пород сжатию составляет 3200 $кг/см^2$. Андезиты перерабатываются на брусчатку для дорожного строительства. Месторождение на площади 60 тыс. $м^2$ охвачено детальной съемкой в масштабе 1 : 5000. Подсчитанные запасы андезитов на этой площади составляют по категории C_1 3 млн. $м^3$.

Карьер Шелестово находится в Мукачевском округе в 3 *км* к северо-востоку от г. Мукачево. В карьере высотой 20 *м* и длиной более 50 *м* вскрыты плитчатые андезиты темносерой окраски.

Карьер Лоза расположен в Иршавском округе в 2 *км* от ст. Иршава, с которой он связан узкоколейной железной дорогой. Месторождение представляет сложенную андезитами гору; почва карьера расположена

на абсолютной высоте 200 *м*; высшая отметка в пределах разведанной площади 235 *м*. Андезиты имеют серую окраску, отличаются однородностью. Отдельность пород шаровая, глыбовая и плитчатая. Породы перерабатываются на щебенку. Высота карьера 13—15 *м*, длина около 40 *м*.

Месторождение разведано на площади около 19 *га*. На площади 20 000 $м^2$, вошедшей в подсчет запасов, объем вскрышных работ составляет 106 650 $м^3$.

Вскрышные породы представлены почвенным слоем, глинами и суглинками, глинами с валунами, выветрелыми андезитами. Общая мощность их достигает 5—6 *м*.

Запасы андезитов по категории В на площади 14 900 $м^2$ составляют 260 100 $м^3$, по категории C_1 на площади 3800 $м^2$—65 800 $м^3$.

Карьер Сельце расположен в Иршавском округе в 6 *км* к северо-востоку от ст. Иршава, с которой связан узкоколейной железной дорогой и шоссейной дорогой. Месторождение представляет горообразную залежь высотой около 60 *м*, сложенную темносерыми андезито-базальтами, обладающими хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Столбы пяти- или шестигранные, вертикальные, иногда круто наклонные.

Испытания пород, произведенные в лаборатории Львовского политехнического института, показали следующие результаты: уд. вес 2,83; объемный вес 2,83 $г/см^3$; пористость 0,40%; водопоглощаемость 0,14%; износ по Девалю 2,34%; временное сопротивление сжатию 1890 $кг/см^2$; морозоустойчивость — при пятикратном испытании в $NaHSO_4$ повреждений не обнаружено.

Эти данные позволяют считать породы пригодными для всех видов дорожного строительства.

Средняя мощность пород на месторождении составляет около 40 *м*. Величина вскрыши составляет около 0,5 до 2 *м*, иногда покрывающие породы совсем отсутствуют. Подсчитанные запасы андезито-базальтов на площади 3,4 *га* по категории В составляют 733,5 тыс. $м^3$.

Карьер Рокосов находится в Хустском округе, в 6 *км* к западу от г. Хуст. Карьер имеет длину около 400 *м*, при высоте 35—40 *м*. Вскрыты плотные тонкозернистые андезиты серой окраски с хорошо выраженной плитчатой отдельностью. Разрабатывается дорожностроительными организациями на щебенку для ремонта дорог.

Карьер Веряцы расположен в Виноградовском округе, в 2 *км* от ст. Королево, с которой карьер связан узкоколейной и шоссейной дорогой. Месторождение представляет горообразную залежь, подошва которой вскрыта разработками на протяжении 350—400 *м*. Абсолютная отметка дна карьера 150 *м*, наиболее высокая абсолютная отметка в пределах горного отвода 240 *м*. Разрабатываются плотные темнозеленовато-серые андезиты. Форма отдельности в породах плитчатая и глыбовая.

Произведенные в строительно-дорожной лаборатории Львовского политехнического института анализы андезитов из карьера Веряцы показали результаты, приведенные в табл. 51.

Таблица 51

Результаты технологических испытаний андезитов из карьера Веряцы

№ образца	Абс. отметка, *м*	Уд. вес	Объемный вес	Пористость, %	Водопоглощаемость, %	Износ по Девалю, %	Врем. сопротивление сжатию, $кг/см^2$	Морозоустойчивость
1	190	2,522	2,474	1,78	0,82	3,26	1820	При пятикратном испытании в $NaHSO_4$ повреждений не обнаружено
2	170	2,65	2,40	1,75	0,60	3,30	1600	
3	150	2,70	2,45	1,80	0,63	3,40	1520	

Таблица 52

Характеристика мелких месторождений и карьеров строительных материалов вулканического происхождения Восточных Карпат

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика месторождения и сведения об эксплоатации
	Вулканический туф	
1	**Верхняя Новоселица**, Закарпатская обл., Тячевский округ 48°09′ с. ш. 23°45′ в. д.	На окраине села, в обрыве реки на правом берегу, обнажаются зеленые дацитовые туфы, мощностью 30 *м* (падение 210° ∠40°), несогласно покрывающие пуховские мергели и перекрывающиеся темносерыми плотными гальками Не эксплоатировалось
2	**Водица** (Апшица), Закарпатская обл., Тячевский округ 48°04′ с. ш. 23°57′ в. д.	Полоса дацитовых туфов, протягивающихся вдоль контакта миоцена с флишем, вскрыта небольшим карьером в с. Апшица. Туфы полого падают на юго-запад. Мощность 30—40 *м*. Залегают несогласно на сильно смятой толще флишевых пород, покрываясь конгломератами и песчано-глинистой толщей миоцена ×
3	**Вульховчик**, Закарпатская обл., Тячевский округ, в 3 *км* к северо-западу от с. Новоселица 48°10′ с. ш. 23°44′ в. д.	Полоса дацитовых туфов мощностью 100—150 *м* вскрыта небольшим карьером. Туфы полого падают на юго-запад. Покрываются конгломератами миоцена ×
4	**Вышково**, Закарпатская обл., Хустский округ 48°00′ с. ш. 23°30′ в. д.	В карьере высотой 3 *м* и длиной около 10 *м* вскрыты светлозеленоватые туфы липарито-дацитового состава. Залегание туфов близкое к горизонтальному ×
5	**Данилово**, Закарпатская обл., Хустский округ 48°00′ с. ш. 23°30′ в. д.	В небольшом карьере вскрыты плитчатые грубозернистые туфы светлозеленой окраски. Залегают почти горизонтально на соленосных глинах, слагающих ядро антиклинальной складки ×
6	**Ковач**, Закарпатская обл., Хустский округ, в 2 *км* к северо-западу от с. Вышково 48°00′ с. ш. 23°30′ в. д.	В карьере высотой около 6 *м* и длиной 30 *м* вскрыты серовато- и желтовато-белые липарито-дацитовые туфы ×
7	**Крайниково**, Закарпатская обл., Хустский округ 48°00′ с. ш. 23°30′ в. д.	В карьере высотой около 15 *м* и длиной 50 *м* вскрыты светлозеленые тонко- и мелкозернистые туфы липарито-дацитового состава ×
8	**Перелуч**, Закарпатская обл., Хустский округ, в 2 *км* к югу от с. Велятин 48° с. ш. 23° в. д.	В карьере высотой около 3 *м* и длиной 20 *м* вскрыты серые и светлосерые туффиты с мощностью отдельных слоев 10—30 *см* ×
9	**Подплеса** I, Закарпатская обл., Тячевский округ, в 1,5 *км* к северо-востоку от с. Ганичи 48° с. ш. 24° в. д.	В карьере высотой 70—80 *м* и длиной около 200 *м* вскрыты зеленоватые туфы Разрабатывается местными жителями и железнодорожными организациями
10	**Подплеса** II, Закарпатская обл., Тячевский округ, в 1 *км* к северу от с. Ганичи 48° с. ш. 24° в. д.	В карьере высотой 5—6 *м* и длиной около 20 *м* вскрыты светлозеленые липарито-дацитовые туфы Разрабатывается местными жителями и железнодорожными организациями

Примечание. Месторождения, отмеченные знаком ×, разрабатываются только местным населением

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика месторождения и сведения об эксплоатации
11	**Теребля,** Закарпатская обл., Тячевский округ 48° с. ш. 24° в. д.	В виде небольшой горки обнажаются зеленые туфы липарито-дацитового состава. Мощность туфов 100 *м*. Падение ЮЗ 210° под углом 60—70° ╳
	Липариты	
1	**Ардо I,** Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере высотой 60—80 *м* и длиной 100 *м* вскрыты светлофиолетовые липариты с флюидальным строением ╳
2	**Ардо II,** Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере высотой 40 *м* и длиной 60 *м* вскрыты светлофиолетовые липариты с флюидальным строением ╳
3	**Ардо III,** Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 23°06′ в. д.	В карьере вскрыты липариты светлофиолетовой и белой окраски с флюидальным и пористым строением ╳
4	**Большой Шарок,** Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере длиной 20 *м* и высотой 15 *м* вскрыты серо-белые и розовые липариты с флюидальным строением ╳
5	**Длинная гора,** Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере вскрыты светлофиолетовые липариты с флюидальным и пористым строением. В порах развит тридимит ╳
6	**Золотистая гора,** Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере длиной 15 *м* и высотой 10 *м* вскрыты липариты ╳
7	**Косино,** Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере длиной 100 *м* и высотой 60 *м* вскрыты липариты с флюидальным строением. Породы имеют светлофиолетовую окраску. Западнее расположено еще несколько небольших карьеров ╳
8	**Лант,** Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере длиной 15—20 *м* и высотой 7—8 *м* вскрыты липариты ╳
9	**Хаец** (Ганкус), Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере длиной до 70 *м* и высотой 50 *м* вскрыты липариты фиолетовой окраски со столбчатой отдельностью Разрабатывается местным населением и дорожностроительными организациями на щебенку для дорожного строительства
10	**Чепеки,** Закарпатская обл., Береговский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере длиной 70—80 *м* и высотой 40 *м* вскрыты липариты светлофиолетовой окраски, в нижней части пористые, вверху — флюидальные ╳
	Андезиты, андезито-базальты, базальты	
1	**Анталовцы,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°00′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере высотой до 30 *м* вскрыты андезиты и лавовые брекчии андезитов ╳

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика месторождения и сведения об эксплоатации
2	**Бобовиште,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°33′ с. ш. 22°37′ в. д.	Длина карьера 100 *м*, видимая мощность 25 *м*. Стекловатая лава темнобурого цвета с включениями андезито-дацитового состава. По трещинам лава выветрелая ×
3	**Буш,** Закарпатская обл., Мукачевский округ, в 1 *км* к северу от с. Синяк 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В нескольких небольших карьерах вскрыты плотные темносерые базальты и андезито-базальты ×
1	**Велятин,** Закарпатская обл., Хустский округ 48°07′ с. ш. 23°20′ в. д.	В карьере длиной около 40 *м* и высотой до 10 *м* вскрыты серые и светлосерые андезито-дациты ×
3	**Виноградово I,** Закарпатская обл., Виноградовский округ 48° с. ш. 23° в. д.	В карьере вскрыты андезиты и андезито-дациты. В центральной части карьера выходят плотные серые, иногда зеленовато-серые лавы с прослоями темносерых или коричневато-серых лав. В северо-восточной части карьера породы изменены гидротермальными процессами и имеют белую окраску, пузырчатое строение. Вблизи расположен другой карьер высотой до 15 *м*. В нем выходят андезиты, их лавовые и вулканические брекчии Разрабатывается дорожностроительными организациями на брусчатку для дорог
4	**Виноградово II,** Закарпатская обл., Виноградовский округ 48° с. ш. 23° в. д.	В карьере высотой около 35 *м* вскрыты андезиты и пирокластические породы андезитового состава. В основании залегают темносерые андезиты с шлаковым строением. Развита шаровая отдельность. Видимая мощность андезитов около 8 *м*. Выше залегают белые каолинизированные туфы, лапиллиевые и зернистые, которые перекрываются вулканическими брекчиями Разрабатывается строительными организациями на щебенку для ремонта дорог
4	**Борочево,** Закарпатская обл., Перечинский округ 49°00′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере длиной 5 *м* и высотой 3,5 *м* вскрыты светлосерые андезито-дациты ×
4	**Горжаны,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°37′ с. ш. 22°18′ в. д.	В карьерах суммарной длиной 300 *м* и высотой до 12 *м* разрабатывается серый плотный андезит ×
5	**Дереновка,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°35′ с. ш. 22°27′ в. д.	Плотные серые андезиты. Длина выхода 16 *м*, видимая мощность 3,5 *м*. Отдельность блоков до 1 $м^3$ ×
5	**Дубовка 1,** Закарпатская обл., Иршавский округ 48°17′40″ с. ш. 23°05′30″ в. д.	В карьере обнажены андезиты плитчатые и массивные (перебитые трещинами), частично представляющие собой лавобрекчию. Запасы ограничены. Толща по всей вероятности уходит в северо-северо-восточном направлении под уровень реки Карьер используется местными жителями и строительными организациями

Продолжение табл. 52

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика месторождения и сведения об эксплоатации
6	**Дубовка 2,** Закарпатская обл., Иршавский округ 48°18′30″ с. ш. 22°03′30″ в. д.	В небольшой разработке (2×3 *м*) выходит лавобрекчия андезита. Отдельные глыбы андезита имеют удлиненную форму 0,25—0,35—0,5×0,75 *м*. Андезит очень плотный, без видимого выветривания, темносерый, мелкозернистый. Разрабатывается легко, так как каждая глыба отделена от другой прослоем выветрившейся породы в 1—5 *см*. Запасы ограничены — прослой среди вулканогенно-обломочной свиты ×
7	**Задне,** Закарпатская обл., Хустский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере вскрыты зеленовато-серые, иногда розовато-серые андезито-дациты с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и пустотами, выполненными кальцитом ×
8	**Загатье,** Закарпатская обл., Иршавский округ 48°25′ с. ш. 22°53′ в. д.	В карьере высотой 15 *м* и длиной 80 *м* обнажаются темносерые андезиты, звонкие, с плитчатой отдельностью ×
7	**Колчино,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°29′ с. ш. 22°43′ в. д.	В небольшом карьере вскрыты темносерые плотные андезиты ×
8	**Колиновцы,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере высотой до 15 *м* вскрыты темносерые андезито-дациты ×
8	**Крива,** Закарпатская обл., Хустский округ 48° с. ш. 23° в. д.	В карьере высотой около 5 *м* вскрыты оливиновые базальты в виде глыб призматической формы ×
9	**Кузьмино I,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере высотой 3 *м* выходят темные, со стекловатой основной массой андезито-дациты ×
10	**Кузьмино II,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере длиной 100 *м* и высотой до 20 *м* вскрыты андезито-дациты ×
11	**Кустановице,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере длиной 20 *м* и высотой около 10 *м* вскрыты андезито-базальты ×
10	**Луково,** Закарпатская обл. Иршавский округ 48°19′ с. ш. 23°13′ в. д.	В карьере высотой 10 *м* и длиной 40 *м* вскрыты андезито-базальты плотные, темносерого цвета ×
12	**Ляховцы,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°34′ с. ш. 22°29′ в. д.	В карьере высотой 6 *м* обнажаются выветрелые андезиты. Падение ЮЗ 194° под углом 50—60° Периодически разрабатывается местными жителями
13	**Медведевцы,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере высотой до 12 *м* вскрыты андезито-дациты. В верхней части карьера породы обладают плитчатой отдельностью, в нижней — массивные ×

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика месторождения и сведения об эксплоатации
11	**Модьорош,** Закарпатская обл., Иршавский округ в 3 *км* к югу от ст. Сельце 48°18′30″ с. ш. 22°58′30″ в. д.	Ломка андезита расположена в южном небольшом отроге хребта Гат, сложенного лавами андезито-базальта. В разработке серый андезит свежего облика. К ломке подходит грунтовая дорога. Запасы значительные Периодически разрабатывается местными жителями
14	**Негрове,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере высотой до 5 *м* вскрыты плотные андезиты и андезито-базальты. В нижней части карьера породы обладают плитчатой отдельностью с толщиной плиток 10—20 *см* ×
15	**Нижняя Визинца,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°33′ с. ш. 22°43′ в. д.	В карьере высотой 10—12 *м* и длиной 40—50 *м* вскрыты серые андезиты с хорошо заметным порфировым строением. Вверху наблюдается шаровая отдельность, ниже породы обладают плитчатой отдельностью. Поблизости расположено еще несколько мелких карьеров андезитов ×
16	**Нижняя Гробовница,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°31′ с. ш. 22°50′ в. д.	В карьере длиной 50 *м* и высотой 15—20 *м* вскрыты плотные розовато-фиолетовые андезиты с плитчатой и столбчатой отдельностью ×
17	**Покутье Бабичи,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 23°00′ в. д.	В карьере в виде двух ступеней высотой по 25—30 *м* каждая вскрыты андезито-базальты с плитчатой отдельностью Разрабатывается дорожностроительными организациями на брусчатку для дорог
18	**Подкенево I,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере высотой около 4,5 *м* вскрыты серые андезито-дациты со стекловатой основной массой ×
19	**Подкенево II,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере высотой 15 *м* вскрыты андезито-дациты с плитчатой отдельностью ×
21	**Рачко,** Закарпатская обл., Ужгородский округ, в 1 *км* к северо-северо-востоку от с. Денькувцы 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере высотой до 6 *м* и длиной 12 *м* вскрыты андезито-дациты ×
22	**Саланы,** Закарпатская обл. Береговский округ 48° с. ш. 23° в. д.	В карьере длиной около 150 *м* и высотой 6—15 *м* вскрыты андезито-дациты. Породы обладают шаровой и плитчатой отдельностью. В 500 *м* западнее находится другой карьер андезито-дацитов длиной около 10 *м* и высотой 5,5 *м* ×
23	**Середне,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере длиной 40 *м* и высотой 15 *м* выходят андезито-дациты. Мощность покрова рыхлых отложений около 3 *м* ×
24	**Серенчевце,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°33′ с. ш. 22°33′ в. д.	Длина карьера 25 *м*, высота 10—12 *м*. В верхней части карьера — андезито-дациты со стекловатой основной массой и крупными кристаллами плагиоклаза Разрабатывается местными жителями для дорожного строительства

Продолжение табл. 52

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика месторождения и сведения об эксплоатации
25	**Солотвинка**, Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере вскрыты андезито-дациты ×
26	**Сусково,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°33′ с. ш. 22°52′ в. д.	Карьером длиной 60—70 *м* и высотой 5—7 *м* вскрыты андезито-дациты. Рядом расположен ряд карьеров, которыми также вскрыты андезито-дациты Периодически разрабатывается местными жителями
27	**Станово,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°21′ с. ш. 22°51′ в. д.	Небольшим карьером вскрыты андезиты с плитчатой отдельностью Периодически разрабатывается местными жителями
28	**Стрица,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В нескольких мелких карьерах вскрыты андезиты и андезито-дациты с плитчатой отдельностью. Высота карьеров от 2 до 7 *м*. Длина до 20 *м* ×
29	**Цыгановцы I,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В карьере высотой 6 *м* и длиной около 15 *м* вскрыты плитчатые андезиты ×
30	**Цыгановцы II,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°36′ с. ш. 22°19′ в. д.	В карьере длиной 30 *м* и высотой 12 *м* обнажены серые, плотные, свежие андезиты ×
31	**Чинадеево,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 48°30′ с. ш. 22°49′ в. д.	В карьере вскрыты серые андезиты с плитчатой отдельностью. Хорошо выделяются крупные вкрапленники плагиоклазов ×
14	**Фокобюкк,** Закарпатская обл., Виноградовский округ 48° с. ш. 23° в. д.	В карьере высотой около 11 *м* вскрыты андезиты. Покров рыхлых отложений имеет мощность около 25 *м*. Несколько западнее находится другой карьер высотой около 3 *м* ×
15	**Хуки,** Закарпатская обл., Хустский округ 48° с. ш. 23° в. д.	В карьере высотой 4 *м* вскрыты светлосерые андезиты ×
16	**Хуст 1,** Закарпатская обл., Хустский округ 48°12′ с. ш. 23°16′ в. д.	В карьере длиной около 70 *м* и высотой 15—20 *м* вскрыты андезито-дациты Разрабатывается дорожностроительными организациями
17	**Хуст 2,** Закарпатская обл., Хустский округ 48° с. ш. 23° в. д.	В карьере длиной около 10 *м* и высотой 6—8 *м* вскрыты андезито-дациты ×
18	**Шюто,** Закарпатская обл., Хустский округ 48°00′ с. ш. 23°30′ в. д.	В карьере высотой около 5 *м* и длиной 20 *м* вскрыты плотные темносерые диорит-порфириты с шаровой отдельностью ×
33	**Ярок,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 48°30′ с. ш. 22°30′ в. д.	В ряде небольших карьеров высотой 2—6 *м* и длиной 10—15 *м* каждый вскрыты андезиты и кристаллические туфы андезитов. Андезиты обладают плитчатой отдельностью с толщиной плиток до 30 *см* ×

По техническим условиям, породы могут использоваться для дорожного строительства всех видов. В настоящее время они перерабатываются на щебенку. Видимая мощность андезитов в разрабатываемой части месторождения от 45 до 68 *м*. В глубине месторождения мощность доходит до 100 *м*. Разведкой охвачена площадь 5 *га*. Вскрыша на месторождении представлена суглинками с валунами, выветрелыми андезитами мощностью от 5 до 9 *м*. Объем вскрышных работ на разведанной площади 391 400 $м^3$. Запасы андезита по категории В на этой площади 1 491 945 $м^3$, по категории C_1—445 400 $м^3$.

Данные о более мелких карьерах строительных материалов вулканического происхождения, приведены в табл. 52.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ ПЕСКИ

Пески, пригодные для строительных целей, широко развиты на юго-западной окраине Русской платформы и в Предкарпатском краевом прогибе, а также в зоне закарпатских впадин. В Предкарпатье используются пески четвертичного и тортонского возраста. На окраине Русской платформы распространены преимущественно пески, относящиеся к тортону.

Пески тортонского возраста кварцевые и кварцево-глауконитовые средне- и мелкозернистые, косослоистые. Используются они в качестве строительного материала.

Из отложений четвертичного возраста используются пески аллювиальные и флювиогляциальные, кварцевые по составу с зернами полевого шпата, главным образом среднезернистые. Вскрыша часто отсутствует, иногда составляет до 0,5 *м*, редко 1—2 *м*.

Данные о месторождениях строительного песка приведены в табл. 53.

СТЕКОЛЬНЫЕ ПЕСКИ

Залежи стекольных песков встречаются в отложениях нижнего тортона на территории юго-западной окраины Русской платформы. Они протягиваются полосой с северо-запада на юго-восток от г. Глинска, Жолкевского района (вне площади работ экспедиции), через Львов, Старое Село, далее по направлению к Шкляна Гута, севернее с. Рогачин.

Специальные работы по обследованию месторождений кварцевых песков были проведены лишь в 1945—1947 гг. В более ранние периоды детальных геолого-разведочных работ на стекольные пески не производилось.

Наиболее крупные месторождения стекольных песков, связанные с полосой их распространения, располагаются в Львове и его окрестностях (Погулянка, Центеровка, Филипповка и Знесенье).

Погулянская залежь кварцевых песков находится в восточной части г. Львова — между ул. Зеленой и ул. Ленина. Месторождение разрабатывалось с 1870 г.

Стекольные пески, нижнетортонские, подстилаются зеленовато-серым песком с глауконитом и покрываются литотамниевыми известняками. Мощность стекольных песков составляет 2,1—5,2 *м*. Пласт песка имеет почти горизонтальное залегание, с небольшим наклоном на юго-запад.

Гидрогеологические условия месторождения благоприятны — водоносный горизонт лежит ниже продуктивного пласта на глубине 25 *м*.

Залежь погулянских стекольных песков выдержана по мощности и качественной характеристике. Пески среднезернистые, отличаются небольшой примесью грубо- и мелкозернистого материала. Количество зерен диаметром 0,75—0,1 *мм* составляет 90,6—97,9%.

Таблица 53

Характеристика месторождений строительного песка Западной Украины

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния, сведения о запасах и эксплоатации
1	**Батево,** Закарпатская обл., Береговский округ 22°23′ в. д. 48°20′ с. ш.	Пески речные четвертичного возраста Абс. отм. 150 *м*
1	**Белая Гора,** Львовская обл., Олесский р-н 24°55′ в. д. 49°57′ с. ш.	Пески верхнетортонские. Залегают в верхней части разреза миоцена. Мощность 8—10 *м*. Перекрываются четвертичными суглинками мощностью до 5—10 *м* Абс. отм. 240 *м*
1	**Березов,** Станиславская обл., Яблоновский р-н 24°52′ в. д. 48°24′ с. ш.	Пески речные четвертичного возраста
1	**Бжуховицы,** Львовская обл., Яновский р-н 23°45′30″ в. д. 49°52′40″ с. ш.	Пески верхнетортонские серые, кварцевые и кварцево-глауконитовые
2	**Большое Голоско,** Львовская обл., Львовский р-н 24°01′00″ в. д. 49°52′30″ с. ш.	Пески нижнего тортона, залегают под литотамниевыми слоями. Видимая мощность 10—15 *м*. Пески кварцевые, разнозернистые, белые, с линзами желтых песков Абс. отм. 300 *м*
2	**Вацовице,** Станиславская обл., Букачевский р-н 23°33′00″ в. д. 49°23′50″ с. ш.	Пески кварцево-полевошпатовые, рыхлые, желтосерые, четвертичного возраста Абс. отм. 300 *м*
1	**Вистава,** Станиславская обл., Калушский р-н 24°26′30″ в. д. 48°59′50″ с. ш.	Пески четвертичного возраста Абс. отм. 260 *м*
2	**Вишнюв,** Станиславская обл., Букачевский р-н 24°23′ в. д. 49°17′ с. ш.	Пески четвертичного возраста Абс. отм. 250 *м*
2	**Воля Лядская,** Дрогобычская обл., Медынский р-н 23°01′25″ в. д. 49°48′25″ с. ш.	Пески четвертичные кварцевые, мелкозернистые, желтого цвета. Средняя мощность 2,5 *м*. Мощность вскрыши 0,5 *м*. Запасы по категории A_2 8300 $м^3$
4	**Горуцко,** Дрогобычская обл., Меденицкий р-н 23°49′ в. д. 49°28′ с. ш.	Пески четвертичные мелкозернистые, пылеватые. Мощность 2 *м*. Мощность вскрыши пород 1 *м*. Запасы на площади 5850 $м^2$ по кат. С 11 700 $м^3$. Абс. отм. 250 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния, сведения о запасах и эксплоатации
5	**Долгомостиское,** Львовская обл., Городокский р-н 23°26′10″ в. д. 49°46′00″ с. ш.	Пески четвертичные кварцево-полевошпатовые, желто-серого цвета Абс. отм. 200 *м*
1	**Добромиль,** Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°47′30″ в. д. 49°33′05″ с. ш.	Пески среднезернистые четвертичного возраста. Запасы ориентировочные 1500 $м^3$ Абс. отм. 380 *м*
6	**Дорнфельд,** Львовская обл., Щирецкий р-н 23°59′45″ в. д. 49°36′25″ с. ш.	Пески нижнетортонского возраста, кварцевые и кварцево-глауконитовые Абс. отм. 300 *м*
7	**Задворце,** Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°07′40″ в. д. 49°48′00″ с. ш.	Пески четвертичные среднезернистые, светлосерые. Мощность 1,5 *м*. Мощность вскрыши 1,3 *м*. Запасы по категории A_2 27 000 $м^3$ Абс. отм. 200 *м*
4	**Знесенье,** Львовская обл., Львовский р-н 24°03′30″ в. д. 49°50′50″ с. ш.	Пески нижнего тортона, кварцевые, разнозернистые, белые. Видимая мощность 10—15 *м* Абс. отм. 300 *м*
6	**Клешувка,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°37′30″ в. д. 49°30′00″ с. ш.	Пески нижнего тортона Абс. отм. 280 *м* Используются для дорожного строительства
5	**Книгиничи,** Станиславская обл., Букачевский р-н 24°28′30″ в. д. 49°22′10″ с. ш.	Пески четвертичного возраста Абс. отм. 350 *м*
8	**Комарно,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 23°40′20″ в. д. 49°37′00″ с. ш.	Пески четвертичные. Вскрыша до 1 *м*. Вода на глубине 2—3 *м*. Запасы по кат. C_1 5000 $м^3$ Разрабатываются для местных нужд
3	**Конюшки,** Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°36′50″ в. д. 49°19′00″ с. ш.	Пески речные. Река Гнилая Липа. Мощность 1 *м*. Вскрыши нет. Ориентировочные запасы 6000 $м^3$
4	**Копанка,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°22′00″ в. д. 49°04′30″ с. ш.	Аллювиальные пески Абс. отм. 280 *м*
5	**Красна,** Станиславская обл., Перегинский р-н 24°17′ в. д. 48°50′ с. ш.	Пески четвертичного возраста Абс. отм. 520 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния, сведения о запасах и эксплоатации
7	**Кривчицы,** Львовская обл., Львовский р-н 24°04′04″ в. д. 49°50′30″ с. ш.	Пески нижнего тортона разнозернистые, кварцевые. Видимая мощность 10 *м* Абс. отм. 320 *м*
6	**Майдан,** Станиславская обл., Солотвинский р-н 24°17′55″ в. д. 48°45′00″ с. ш.	Пески эоцена Абс. отм. 480 *м*
9	**Малковице,** Львовская обл., Яновский р-н 23°42′ в. д. 49°44′ с. ш.	Пески четвертичные, желтовато-серые кварцево-полевошпатовые Абс. отм. 240 *м*
10	**Мельники,** Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°11′10″ в. д. 49°53′05″ с. ш.	Пески четвертичные желто-серые, кварцево-полевошпатовые Абс. отм. 250 *м*
2	**Микуличин,** Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°36′30″ в. д. 48°24′30″ с. ш.	Пески четвертичные речные с галечником
11	**Николаев,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°58′30″ в. д. 49°31′00″ с. ш.	Пески нижнего тортона, белые и зеленые, мелкозернистые, мощность 10 *м*. Залегают на глубине 1,5—2 *м* под суглинком. Изредка встречаются небольшие включения кварцевых зерен. В песках проходит пласт песчаника мощностью до 0,5 *м*. Площадь карьера 2500 $м^2$. Ориентировочные запасы 2500 $м^3$ Абс. отм. 200 *м*
8	**Новоселки,** Львовская обл., Красненский р-н 24°40′30″ в. д. 49°46′10″ с. ш.	Пески верхнего тортона, желтовато-белые, разнозернистые Абс. отм. 320 *м*
9	**Перенувка,** Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°37′30″ в. д. 49°25′30″ с. ш.	Пески нижнего тортона Абс. отм. 250 *м*
10	**Подкамень,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°27′00″ в. д. 49°27′30″ с. ш.	Пески речные. Мощность 1 *м*. Вскрыша отсутствует. Ориентировочные запасы 4000 $м^3$ Абс. отм. 300 *м*
11	**Подуляны,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°43′40″ в. д. 49°29′40″ с. ш.	Пески нижнего тортона Абс. отм. 300 *м*
12	**Полоница Богдановка,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°44′00″ в. д. 49°50′25″ с. ш.	Пески четвертичные аллювиальные, косослоистые, желтого цвета, разнозернистые Абс. отм. 200 *м*
12	**Пясечна,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°58′00″ в. д. 49°26′40″ с. ш.	Пески четвертичные, кварцевые Абс. отм. 230 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния, сведения о запасах и эксплоатации
14	**Родатыче,** Львовская обл., Городокский р-н 23°29′30″ в. д. 49°47′30″ с. ш.	Пески четвертичные. Мощность вскрыши 0,58 *м*. Мощн. полезной толщи 7,9 *м*. Запасы по кат. В 225 тыс. $м^3$ Абс. отм. 210 *м*
13	**Розвадов,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°53′30″ в. д. 49°30′00″ с. ш.	Пески нижнетортонского возраста Абс. отм. 230 *м* Эксплоатировалось для строительных нужд
13	**Романов,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°21′00″ в. д. 49°41′30″ с. ш.	Пески нижнего тортона, разнозернистые
2	**Седлиска,** Дрогобычская обл., Медынский район 22°55′00″ в. д. 49°45′10″ с. ш.	Пески четвертичные. Карьер, в котором берется песок, имеет мощность вскрыши 2 *м*, мощность песка 3 *м*
15	**Страдч,** Львовская обл., Куликовский р-н 23°58′30″ в. д. 49°54′40″ с. ш.	Пески верхнего тортона серые, кварцевые и кварцево-глауконитовые. Коэфициент фильтрации 9,59. Абс. отм. 350 *м*
16	**Судовая Вишня,** Дрогобычская обл., Судово-Вишнянский р-н 23°22′00″ в. д. 49°46′40″ с. ш.	Пески четвертичные, среднезернистые. Средняя мощность песков 1,2 *м*. Мощность вскрыши 0,85 *м*. Запасы по кат. A_2 10 000 $м^3$ Абс. отм. 230 *м*
17	**Твердза,** Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°13′25″ в. д. 49°48′00″ с. ш.	Пески четвертичные мелко- и среднезернистые, кварцевые. Мощность 1,6 *м*. Мощность вскрыши 1 *м*. Запасы по кат. A_2 8000 $м^3$
18	**Тыновка,** Дрогобычская обл., Меденицкий р-н 23°39′00″ в. д. 49°28′20″ с. ш.	Пески четвертичные, кварцевые, крупно- и среднезернистые. Залегают на поверхности. Мощность 0,5 *м*. Обследована пл. 3500 $м^2$, запасы по кат. С 1200 $м^3$ Абс. отм. 250 *м*
2	**Чоп,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 22°8 ′30″ в. д. 48°25′00″ с. ш.	Пески четвертичные речные с галечником Абс. отм. около 100 *м*
3	**Яблонов,** Станиславская обл., Яблоновский р-н 24°58′ в. д. 48°24′ с. ш.	Пески четвертичные речные с галечником
3	**Яново,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°58′20″ в. д. 49°30′20″ с. ш.	Пески четвертичные желто-серые, кварцево-полевошпатовые Абс. отм. 320 *м*
14	**Ярычев,** Львовская обл., Ново-Ярычевский р-н 24°18′40″ в. д. 49°53′15″ с. ш.	Пески четвертичные аллювиальные Абс. отм. 210 *м*

С. И. Пастернак отмечает, что под микроскопом видно присутствие в кварцевых песках Погулянки таких минералов, как глауконит, полевой шпат, дистен, рутил и циркон. Акцессорные минералы, как правило, присутствуют в пылевидной фракции и легко удаляются при промывке песков. Пески содержат 97,71—98,40% кремнезема и 0,023—0,122% окислов железа.

По гранулометрическому составу погулянские кварцевые пески представляют собой высококачественное сырье, пригодное для изготовления оптического, электролампового, зеркального и прессового стекла. В настоящее время пески идут на изготовление лабораторной посуды и электроламповых стекол.

По подсчетам С. И. Пастернака, запасы месторождения по категориям A_2+B на 1946 г. составляли 77 тыс. *т*.

Месторождение Львов — Знесенье, расположенное в 1 *км* к северу от г. Львова, известно с 1900 г. и разрабатывается карьерами. Кварцевые стекольные пески здесь имеют видимую мощность 10 *м*, содержат 0,6—1,5% железа и пригодны лишь для производства оконного стекла.

Месторождения Львов — Центеровка и Львов — Филипповка, расположенные в г. Львове, аналогичны вышеописанным. Их разработка велась с 1870 г. Стекольные пески этих месторождений залегают на литотамниевых известняках. Средняя мощность песков 4 *м*. Это желтые глауконитовые пески с прослоями белых и серых кварцевых песков, перекрывающихся литотамниевыми известняками. По минералогическому составу они кварцево-полевошпатовые с плохо окатанными зернами кварца, покрытыми оболочкой гидроокислов железа. Рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом. Содержание железа до 0,24%. Пески крупнозернистые с содержанием фракции 1—0,25 *мм* от 85,28 до 85,5%.

Высокое содержание железа в песках этих месторождений за счет присутствия гидроокислов железа на кварцевых зернах затрудняет их использование.

Запасы стекольных песков Центеровки и Филипповки по категории C_1 составляют 2880 тыс. $м^3$. Объем вскрышных пород 1440 тыс. $м^3$ (данные по А. А. Ильиной, 1947 г.).

Старо-Сельское месторождение находится в 16 *км* юго-восточнее от полосы развития стекольных песков. Кварцевые пески этого месторождения залегают на литотамниевых известняках. Мощность песков от 0,3 до 10,2 *м*. Пески перекрываются до 4,4 *м* слоем литотамниевых известняков и четвертичными суглинками мощностью от 0,7 до 6,2 *м*. В западной части месторождения породы вскрыши размыты, и пески выходят на поверхность. Залегание песков близко к горизонтальному.

Среди песков встречаются линзы и прослои песчаников. Пески кварцевые, разнозернистые. Здесь выделяются две разновидности кварцевых песков — белые и окрашенные в бурые и желтые цвета. Последние встречаются в западной части месторождения в виде прослоев и линз среди белых песков.

Окрашенные пески отличаются высоким содержанием Fe_2O_3 (до 4,2%) и являются непромышленными. Белые пески содержат менее 0,2% Fe_2O_3 и пригодны для изготовления стекла.

Белые кварцевые пески состоят из 97,5—99,28% кремнезема и содержат включения полевого шпата, глауконита, турмалина, дистена, ставролита, апатита и рудного минерала. Это — высококачественные кварцевые пески. Их средний химический состав (по Л. Н. Острякову, 1947 г.): SiO_2 93,81%; Al_2O_3 +TiO_2 1,43%; CaO 2,69%; MgO 0,34%; SO_3 0,03%; п. п. п. 1,4%. Содержание вредных примесей (Cr_2O_3, SO_3, Al_2O_3) низкое.

Пески пригодны для производства листового стекла, химической лабораторной посуды, медицинского стекла.

Запасы (по Л. Н. Острякову, 1947 г.) составляют по категориям A_2+B+C 1 237 449 *т*.

При годовой производительности Львовского стекольного завода 3 млн. $м^2$ листового стекла, запасы обеспечат завод сырьем на 20 лет.

Месторождение Подмонастырь, известное с 1900 г., находится в 4 *км* юго-восточнее Старого Села. Средняя мощность толщи песков здесь достигает 20 *м*. Пески разнозернистые, характеризуются высоким содержанием Fe_2O_3 (0,16—0,4%). Запасы (по А. А. Ильиной, 1947 г.) на площади 7 *га* по категории C_1 составляют 1400 $м^3$. Промышленными являются средне- и крупнозернистые кварцевые пески, содержащие 0,05—0,24% железа.

Наиболее крупными месторождениями в районе Бобрка-Хлебовичи являются: Касторовая гора, Волощизна и Урочище Смолки.

Кварцевые стекольные пески Касторовой горы известны с 1935 г. Месторождение разрабатывалось до 1940 г. Средняя мощность стекольных песков на этом месторождении 4 *м*. Вскрыша представлена песчаниками, известняками и глиной суммарной мощности 7,5 *м*. Пески кварцевые, белые, среднезернистые, они содержат 98,1% SiO_2; 0,06% Fe_2O_3; 0,18% Al_2O_3; 0,5% CaO (по А. А. Ильиной, 1947 г.). Гидрогеологические условия благоприятны. Запасы, по А. А. Ильиной, на площади 1 *га* составляют 80 тыс. $м^3$.

Месторождение Волощизна эксплоатируется с 1941 г. Средняя мощность песков 4 *м*. Характер стекольных песков аналогичен пескам Касторовой горы. В настоящее время месторождение не эксплоатируется вследствие большой мощности вскрышных пород, которая ставит месторождение в число непромышленных.

Урочище Смолки эксплоатировалось с 1940 г. Пески использовались для изготовления посуды. В настоящее время месторождение выработано.

Залежи стекольных песков тортона ,тянущиеся от с. Глинска (Жолкевский район) через Львов, Старое Село, Бобрку-Хлебовичи до с. Рогачин, сложены кварцевыми песками, неоднородными по окраске и гранулометрическому составу. Их мощность колеблется от 1 до 25 *м*.

Детальных геолого-разведочных работ по всей полосе выходов стекольных песков не проводилось. В результате поисково-обследовательских работ А. А. Ильиной (1947 г.) в качестве перспективных участков были предложены район г. Львова (Погулянка, Центеровка, Филипповка), Старое Село, Подмонастырка и участок, расположенный между ст. Старое Село и ст. Сихов.

В районе Бобрки-Хлебовичи и других месторождений требуются дополнительные геолого-разведочные работы с целью увеличения промышленных площадей. А. А. Ильина рекомендует постановку разведочных работ в районе Подмонастырь, Старое Село и между ст. Давыдов и ст. Сихов, где встречаются залежи мощностью до 25 *м* стекольных песков пластовых и линзообразных, при небольшой (3—4 *м*) мощности вскрышных пород.

ГАЛЕЧНИКИ И ГРАВИЙ

Для мощения дорог в Предкарпатье и в Карпатах широко используются современные аллювиальные отложения. В предгорьях и на равнине эти отложения занимают значительные пространства вдоль русел рек, слагают первые надпойменные и пойменные террасы. В горных районах отложения аллювия приурочены к поймам горных рек. Отложения пойм равнинных отрезков рек — песчано-галечниковые, в горах — галечниково-глыбовые. Первые надпойменные террасы сложены песчано-галечниковым материалом, с покровом аллювиальных суглинков.

Таблица 54

Характеристика месторождений гравия и галечника Западной Украины

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
1	**Балановичи,** Дрогобычская обл., Крукеничский р-н 23°3′ в. д. 49°41′ с. ш.	Галечник второй надпойменной террасы р. Бухта
2	**Бачина,** Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°03′00″ в. д. 49°26′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Днестр. Залежь протяжением 200—300 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 250 000 $м^3$ на площади 25 *га* Разрабатывается Дрогобычским облдоротделом
1	**Беднарув,** Станиславская обл., Галичский р-н 24°32′30″ в. д. 49°01′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Луква. Мощность слоя 1 *м*. Вскрыша отсутствует. Запасы по кат. С 10 000 $м^3$
1	**Бережница,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°56′ в. д. 49°10′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица
2	**Березов,** Станиславская обл., Яблоновский р-н 24°52′30″ в. д. 48°23′40″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Лючка
2	**Бжаза,** Дрогобычская обл., Болеховский р-н 23°43′ в. д. 49°00′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Бжаза
1	**Билка Крулевская,** Львовская обл., Ново-Ярычевский р-н 24°15′ в. д. 49°51′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Пелтев
1	**Богдан,** Закарпатская обл., Раховский округ 24°19′30″ в. д. 48°02′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Белая Тисса
2	**Богородчаны,** Станиславская область, Богородчанский р-н 24°33′ в. д. 48°50′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица Солотвинская
3	**Большовцы,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 29°44′30″ в. д. 49°11′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Гнилая Липа. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 10 000 $м^3$
3	**Болехов,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°53′ в. д. 49°04′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Сукель
4	**Боушев,** Станиславская обл., Большовцевский р-н, в 3 *км* к северо-западу от с. Большовцы 24°41′ в. д. 49°12′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Гнилая Липа
4	**Братковце,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н, в 3,5 *км* к югу от ж.-д. ст. Стрый 23°51′ в. д. 49°14′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый песок русловой террасы р. Стрый. Протяжение 700 *м*, ширина 100—150 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,25 *м*. Запасы на площади 7,0 *га*, по кат. С 30 000 $м^3$
5	**Букачевцы,** Станиславская обл., Букачевский р-н 24°30′ в. д. 49°15′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
6	**Букувна,** Станиславская обл., Олешувский р-н, в 3 *км* к северу от Олешув 24°57′30″ в. д. 48°57′48″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
7	**Бурштын,** Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°38′45″ в. д. 49°15′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Гнилая Липа. Мощность 1 *м*. Вскрыша отсутствует. Запасы по кат. С 4000 $м^3$
1	**Бусовиско,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 23°00′ в. д. 49°22′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр. Залежь протяжением 600 *м*, шириной 70—100 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы на площади 5,0 *га* по кат. С 50 000 $м^3$
8	**Войнилов,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°29′00″ в. д. 49°07′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Болехувка
5	**Вельдзиж,** Станиславская обл., Выгодский р-н 23°55′30″ в. д. 48°53′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый песок пойменной террасы р. Свица. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 16 000 $м^3$
1	**Верхние-Реметы,** Закарпатская обл., Береговский округ 22°51′30″ в. д. 48°15′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Боршава
3	**Винники,** Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°16′ в. д. 49°26′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица
9	**Виноград,** Станиславская обл., Отынянский р-н 24°45′20″ в. д. 48°44′05″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Ворона
6	**Витвица,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°52′ в. д. 48°59′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Лужанка
2	**Волцнюв,** Дрогобычская обл., Жидачовский р-н 24°07′00″ в. д. 49°24′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрый
7	**Воля Задеревацка,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 24°00′ в. д. 49°09′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Сукель
8	**Выгода,** Станиславская обл., Выгодский р-н 23°58′ в. д. 48°55′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый песок р. Свица Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 14 000 $м^3$
2	**Вылок,** Закарпатская обл., Береговский округ 23°49′30″ в. д. 48°06′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Тисса
1	**Гвоздец,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°56′00″ в. д. 49°18′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый песок р. Днестр. Залежь протяжением 300—400 *м*, шириной 40—50 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 0,7 *м*. Запасы на площади 2,0 *га* по кат. С 14 000 $м^3$

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
2	**Головецко,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°52′30″ в. д. 49°18′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый песок р. Мшанец и р. Днестр. Залежь протяжением 150—200 *м*, шириной 30 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 0,8 *м*. Запасы на площади 0,75 *га* по кат. С 6000 *м*³
2	**Гучок,** Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°47′ в. д. 49°34′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Вырва
9	**Дебелувка,** Станиславская обл., Долинский р-н 23°56′ в. д. 48°59′ с. ш.	Галечник пойменной террасы правого притока р. Свица
3	**Делятин,** Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°01′00″ в. д. 48°32′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок второй надпойменной террасы р. Прут. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 7200 *м*³
10	**Дзедушице Малое,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 24°01′00″ в. д. 49°09′30″ с. ш.	Галечник русловой террасы р. Свица. Залегает в виде грядовидной отмели на протяжении 700 *м*, шириной 30—40 *м*. Вскрыша отсутствует. Средняя мощность полезного слоя 1,25 *м*. Запасы на площади 2,5 *га* по кат. С 30 000 *м*³
10	**Добжаны,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°54′ в. д. 49°17′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый песок р. Стрый. Залежь протяжением 500 *м*, шириной 50—120 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 0,75 *м*. Оконтурена площадь 3 *га*. Запасы по кат. С 20 000 *м*³
3	**Добромиль.** Дрогобычская обл., Добромильский р-н 23°47′30″ в. д. 49°34′00″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Вырва. Вскрыша 1,5 *м*. Мощность полезного слоя 2,5 *м*. Гранулометрические фракции: более 60 *мм* 0%, от 60 до 30 *мм* 76,4% от 3 до 1 *мм* 14,1%. Запасы 56 000 *м*³
4	**Добротов,** Станиславская обл., Ланчинский р-н 24°42′30″ в. д. 48°32′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Прут. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 16 000 *м*³
11	**Долге,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°51′ в. д. 49°11′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Бережница
11	**Долге,** Станиславская обл., Тысменицкий р-н 24°56′ в. д. 49°02′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
12	**Долге, Подбуж,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°20′00″ в. д. 49°07′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрый
12	**Долина,** Станиславская обл., Долинский р-н 24°02′40″ в. д. 48°56′12″ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Чечва
13	**Долготов,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°26′00″ в. д. 49°05′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Сивка. Мощность полезного слоя 1 *м*. Вскрыша отсутствует. Запасы по кат. С около 3000 *м*³
5	**Дора,** Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°39′30″ в. д. 48°28′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Прут. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 5000 *м*³ (по данным Укрдор-НИИ)

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
4	**Дрогобыч,** Дрогобычская обл., Дрогобычский р-н 23°30′30″ в. д. 49°20′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Тысменица
4	**Дубровка,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°13′ в. д. 49°13′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Свица
13	**Дулибы,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°50′30″ в. д. 49°13′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежь протяжением 1500 *м*, шириной 100—300 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы на площади 30 *га* по кат. С 300 000 *м*³
6	**Жабье,** Станиславская обл., Жабьевский р-н 24°48′30″ в. д. 48°08′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Черный Черемош
3	**Жидачов,** Дрогобычская обл., Жидачовский р-н 24°07′00″ в. д. 49°23′30″ с. ш.	Галечники пойменной террасы р. Стрый
16	**Журавенко,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°22′00″ в. д. 49°14′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
15	**Журавно,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°18′30″ в. д. 49°15′45″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
17	**Завадка,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°15′ в. д. 49°06′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Болехувка
14	**Залокец,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°14′ в. д. 49°17′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица
7	**Зелена,** Станиславская обл. Надворнянский р-н 24°16′30″ в. д. 48°31′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица Надворнянская. Мощность полезного слоя 1 *м*. Вскрыша отсутствует. Запасы по кат. С 3500 *м*³
15	**Зубовец,** Дрогобычская обл., Высоцковский р-н 23°03′ в. д. 49°01′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрый
8	**Ивановце,** Станиславская обл., Ланчинский р-н 24°49′30″ в. д. 48°33′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Прут. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 м. Запасы по кат. С 25 000 *м*³
20	**Корчин,** Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°33′ в. д. 49°06′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый песок пойменной террасы рр. Стрый и Ричка. Залежь протяжением 1500 *м*, шириной 20—70 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,0 *м*. Запасы на площади 7,0 *га*, по кат. С 100 000 *м*³
9	**Красна,** Станиславская обл., Ланчинский р-н 24°44′30″ в. д. 48°34′30″ с. ш.	Галечник третьей надпойменной террасы р. Слобужница. Запасы по кат. С около 25 000 *м*³
20	**Креховице,** Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°11′30″ в. д. 48°59′35″ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Чечва

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
21	**Кривотулы,** Станиславская обл., Отынянский р-н 24°54′ в. д. 48°47′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ворона. Мощность продуктивного горизонта 1 *м*. Вскрыша отсутствует. Запасы по кат. С 6000 *м*³
19	**Кропивник Новый,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°18′30″ в. д. 49°13′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрый. Запасы по кат. С около 30 000 *м*³
4	**Кросценко,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 23°41′ в. д. 49°29′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрвионж
5	**Крукенич,** Дрогобычская обл., Крукеничский р-н 23°09′ в. д. 49°41′ с. ш.	Галечник второй надпойменной террасы р. Свица Разрабатывается Дрогобычским облдоротделом
7	**Крупско,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°01′30″ в. д. 49°27′28″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
21	**Крушельница,** Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°31′00″ в. д. 49°06′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежь протяжением 500 *м*, шириной до 100 *м*. Вскрыша отсутствует. Запасы на площади 5,0 *га* по кат. С 50 000 *м*³
6	**Крыница,** Дрогобычская обл., Меденицкий р-н 23°51′ в. д. 49°26′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Днестр. Мощность полезного слоя 1—1,5 *м*. На глубине 1,0 *м* грунтовые воды. Вскрыша 0,8—1 *м*. Запасы на площади 1000 *м*² по кат. С 1000—1500 *м*³
5	**Лавров,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°54′ в. д. 49°24′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ленина. Залежь протяжением около 600 *м*, шириной 30—35 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 0,75 *м*. Запасы на площади 2,0 *га* по кат. С 15 000 *м*³
10	**Ланчин,** Станиславская обл., Ланчинский р-н 24°47′30″ в. д. 48°32′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Прут. Запасы по кат. С 40 000 *м*³
6	**Ленина Велика,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°54′ в. д. 49°23′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ленина. Залежь протяжением 150—250 *м*, шириной 20—30 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,0 *м*. Запасы на площади 1,25 *га* по кат. С 10 000 *м*³
7	**Летня,** Дрогобычская обл., Меденицкий р-н 23°45′ в. д. 49°24′ с. ш.	Галечник основания третьей надпойменной террасы р. Летнянка
23	**Лдзяны,** Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°17′00″ в. д. 48°53′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Лобница
22	**Лисец,** Станиславская обл., Лисецкий р-н 24°36′ в. д. 48°51′45″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Быстрица. Мощность продуктивного слоя 1 *м*. Вскрыши нет. Запасы по кат. С 8000 *м*³

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
9	**Лужек Горный,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 23°01′ в. д. 49°21′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Днестр. Залежь протяжением более 400 *м*, шириной 50 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,0 *м*. Запасы на площади 2,0 *га* по кат. С 20 000 *м*³
8	**Лужек Дольны,** Дрогобычская обл., Дублянский р-н 23°20′ в. д. 49°27′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица Разрабатывается Дрогобычским облдоротделом
24	**Луква,** Станиславская обл., Солотвинский р-н 24°19′00″ в. д. 48°47′20″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Луква. Мощность продуктивного слоя 1 *м*. Вскрыша отсутствует. Запасы по кат. С 5000 *м*³
23	**Лысовичи,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°55′00″ в. д. 49°09′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок р. Сукель. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы на площади 1,0 *га* по кат. С 10 000 *м*³
22	**Любницы,** Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°43′30″ в. д. 49°09′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежь протяжением более 1000 *м*, шириной более 20 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1—1,5 *м*. Запасы на площади 20,0 *га* по кат. С 30 000 *м*³
25	**Ляховце Заречне,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°13′ в. д. 49°13′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Свица.
26	**Ляховце Подорожне,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°11′ в. д. 49°13′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Свица
11	**Майдан,** Станиславская обл., Ланчинский р-н 24°46′ в. д. 48°38′ с. ш.	Галечник третьей надпойменной террасы р. Тлумач
27	**Мариамполь,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°52′30″ в. д. 49°01′00″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
28	**Мартынов Новый,** Станиславская обл., Букачевский р-н 24°32′40″ в. д. 49°12′35″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
29	**Мартынов Старый,** Станиславская обл., Букачевский р-н 24°33′ в. д. 49°12′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
24	**Межиброды,** Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°36′30″ в. д. 49°06′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежь протяжением около 1000 *м*, шириной 60 *м*. Средняя мощность полезного слоя 1,0 *м*
8	**Митулин,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°37′ в. д. 49°46′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Пшегноювка
3	**Млыны,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°58′ в. д. 49°19′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ясеница. Залежь протяжением 300 *м*, шириной 40 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,0 *м*. Запасы на площади 1,2 *га* по кат. С 12 000 *м*³

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
10	**Мокряны,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°18′ в. д. 49°26′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица
25	**Моршин,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°53′ в. д. 49°09′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Бережница
30	**Мыкетыньце,** Станиславская обл., Станиславский р-н 24°45′25″ в. д. 48°54′15″ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Быстрица Надворнянская
13	**Назавизов,** Станиславская обл., Надворнянский р-н 24°35′ в. д. 48°39′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица Надворнянская. Запасы по кат. С около 50 000 *м*³
7	**Нанчулка Велика,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°51′00″ в. д. 49°23′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ленина. Залежь протяжением 400 *м*, шириной 40 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,0 *м*
31	**Небылув,** Станиславская обл., Перегинский р-н 24°13′ в. д. 48°47′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ломница. Вскрыша отсутствует. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 8000 *м*³
32	**Неговце,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°23′00″ в. д. 49°07′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Болехувка. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 3000 *м*³
26	**Нежухов,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°47′30″ в. д. 49°16′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Клоднича
11	**Нейдорф,** Дрогобычская обл., Дрогобычский р-н 23°37′ в. д. 49°21′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Солоница
8	**Нижанковице,** Дрогобычская обл., Перемышльский р-н 22°48′ в. д. 49°41′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Вяр
3	**Нижние Реметы,** Закарпатская обл., Береговский округ 22°49′ в. д. 48°15′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Боршава
9	**Новое Место,** Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°52′ в. д. 49°37′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Вяр
27	**Новоселица,** Станиславская обл., Долинский р-н 23°53′30″ в. д. 48°56′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Свица
12	**Опары 1,** Дрогобычская обл., Меденицкий р-н 23°43′00″ в. д. 49°24′30″ с. ш.	Галечник основания третьей надпойменной террасы р. Днестр. Мощность полезного слоя 3,5 *м*. Вскрыша 0,6—2,5 *м*
13	**Опары 2,** Дрогобычская обл., Меденицкий р-н 23°42′30″ в. д. 49°23′30″ с. ш.	Галечник основания третьей надпойменной террасы р. Днестр. Мощность полезного слоя 3,5 *м*. Вскрыша 0,5—2,5 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
33	**Острув,** Станиславская обл., Галичский р-н 24°37′40″ в. д. 49°09′00″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
34	**Отыня,** Станиславская обл., Отынянский р-н 24°51′30″ в. д. 48°44′50″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ворона. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 9500 *м*³
35	**Парыще,** Станиславская обл., Ланчинский р-н 24°42′30″ в. д. 48°40′00″ в. д.	Галечник и крупнозернистый песок пойменной террасы р. Волесница
10	**Плешевичи,** Дрогобычская обл., Медынский р-н 22°58′00″ в. д. 49°45′30″ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Бухта
12	**Пнюв,** Станиславская обл., Надворнянский р-н 24°39′30″ в. д. 48°37′00″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица Надворнянская. Запасы по кат. С 100 000 *м*³
28	**Подбереж,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°56′ в. д. 49°04′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Свица
14	**Подбуж,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°15′ в. д. 49°21′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица
29	**Подгородце,** Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°27′00″ в. д. 49°08′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежь протяжением 200 *м*, шириной 40 *м*. Вскрыши нет. Запасы на площади 1,5 *га* по кат. С 13 000 *м*³
36	**Подлуже,** Станиславская обл., Станиславский р-н 24°47′ в. д. 48°55′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Ворона
15	**Подмонастырек,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°14′30″ в. д. 49°21′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица
11	**Подмостье,** Дрогобычская обл., Перемышльский р-н 22°48′ в. д. 49°39′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Вяр
9	**Почапы,** Львовская обл., Золочевский р-н 24°51′ в. д. 49°50′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Белзец
38	**Пуйло,** Станиславская обл., Калушский р-н 24°18′ в. д. 48°59′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Чечва. Запасы по кат. С 12 000 *м*³
37	**Пукосовце,** Станиславская обл., Галичский р-н 24°40′10″ в. д. 49°08′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ломница. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,2 *м*. Запасы по кат. С 5000 *м*³
16	**Пясечна,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°58′00″ в. д. 49°27′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр
14	**Рахов,** Закарпатская обл., Раховский р-н 24°12′30″ в. д. 48°03′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Тисса

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
30	**Рожанка,** Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°29′30″ в. д. 48°52′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Опур
39	**Рожнятов,** Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°08′30″ в. д. 48°56′42″ с. ш.	Гравий пойменной террасы р. Дуба Периодически разрабатывается
31	**Розгурче,** Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°41′ в. д. 49°07′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежь на протяжении 500 *м* шириной до 100 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,5 *м*. Оконтурена площадь 4 *га*. Запасы по кат. С 60 000 *м*³
4	**Розлуч,** Дрогобычская обл., Турковский р-н 22°59′00″ в. д. 49°13′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Розлучанка. Вскрыша отсутствует. Мощность полезного слоя 10 *м*. Запасы 300 000 *м*³
32	**Розточки,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°47′30″ в. д. 48°57′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Лужанка
40	**Рувня,** Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°13′30″ в. д. 48°54′20″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок р. Ломница. Запасы по кат. С 5000 *м*³
33	**Рыбник,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°19′30″ в. д. 49°08′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрый
17	**Самбор,** Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°13′30″ в. д. 49°31′30″ с. ш.	Галечник и гравий пойменной террасы р. Днестр. Средняя мощность полезного слоя 1,1—1,9 *м*. Вскрыша практически отсутствует. Запасы на 1 января 1948 г. 364 тыс. *м*³. Карьер постоянно разрабатывается Львовской ж. д., — в 1947 г. отгружено 198 145 *м*³ гравия
41	**Середне,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°29′00″ в. д. 49°08′25″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Сивка
42	**Сивка Калуска,** Станиславская обл., Калушский р-н 24°17′ в. д. 49°01′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Сивка
35	**Сколе,** Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°32′ в. д. 49°02′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Опур. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,3 *м*. Оконтурена площадь 10 *га*
36	**Славское 1,** Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°28′ в. д. 48°52′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Опур. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,0 *м*. Запасы на площади 0,6 *га* по кат. С 6000 *м*³
37	**Славское 2,** Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°27′ в. д. 48°50′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы рр. Опур и Славка. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы на площади 1,2 *га* по кат. С 8000 *м*³
44	**Сливки,** Станиславская обл., Перегинский р-н 24°12′ в. д. 48°45′10″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ломница. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 48 000 *м*³

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
43	**Слобода Болеховская,** Станиславская обл., Долинский р-н 24°02′ в. д. 49°03′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Тужанка
10	**Словита,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°33′ в. д. 49°46′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Пшегноювка
38	**Сможе Дольне,** Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°11′ в. д. 48°55′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Орава
12	**Смольница,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°44′ в. д. 49°29′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрвионж
23	**Солонское 1,** Дрогобычская обл., Дрогобычский р-н 23°39′00″ в. д. 49°23′30″ с. ш.	Галечник надпойменной террасы р. Тысменица. Мощность полезного слоя 3,5 *м*. Мощность вскрыши 1,5 *м*. Запасы на площади 3000 $м^2$ по кат. С 10 500 $м^3$
24	**Солонское 2,** Дрогобычская обл., Дрогобычский р-н 23°39′00″ в. д. 49°22′30″ с. ш.	Галечник надпойменной террасы р. Тысменица. Мощность полезного слоя 5,3 *м*. Мощность вскрыши 2,0 *м*. Запасы на площади 1000 $м^2$ по кат. С 3500 $м^3$
15	**Сопув,** Станиславская обл., Коломыйский р-н 24°59′ в. д. 48°31′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Сопувка. Мощность вскрыши 0,55 *м*. Средняя мощность полезного слоя 1,8 *м*
13	**Спас,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°59′ в. д. 49°24′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый песок пойменной террасы р. Днестр. Залежь протяжением 250 *м*, шириной 60 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,0 *м*. Запасы на площади 2,0 *га* по кат. С 20 000 $м^3$
45	**Станислав,** Станиславская обл., 24°47′00″ в. д. 48°55′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица Солотвинская
14	**Старьява,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°46′30″ в. д. 49°31′00″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрвионж. Залежь протяжением 200—250 *м*, шириной 30 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 0,6 *м*. Запасы по кат. С 9000 $м^3$
39	**Старый Гузеюв,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°56′ в. д. 49°04′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Свица
18	**Старый Самбор,** Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 23°00′30″ в. д. 49°27′00″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Днестр. Залежи грядовидной формы протяжением 250 *м* и шириной 40 *м*, протяжением 400 *м* и шириной 300 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 0,8 *м*. Запасы на площади 13 *га* по кат. С 120 000 $м^3$
19	**Старый Самбор,** Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 23°00′30″ в. д. 49°25′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Днестр. Грядовидная залежь протяжением в 150 *м* и шириной в 50 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя до 1 *м*. Запасы на площади 2,5 *га* по кат. С 20 000 $м^3$
20	**Сташевичи,** Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 23°00′00″ в. д. 49°27′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Днестр. Прибрежная залежь на протяжении 300 *м*, шириной 100—150 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,0 *м*. Запасы на площади 4,0 *га* по кат. С 40 000 $м^3$

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
42	**Стшалкув,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°33′ в. д. 49°14′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Жижава
5	**Стжилки,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°58′00″ в. д. 49°19′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Ясеница
22	**Стжилки,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 23°00′00″ в. д. 49°20′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Днестр. Залежь на протяжении 200 *м*, шириной 60 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы на площади 1,2 *га* по кат. С 12 000 $м^3$
21	**Страдч,** Львовская обл., Яновский р-н 23°46′30″ в. д. 49°52′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Верещица Разрабатывается Облдоротделом
15	**Стрильбичи,** Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 22°58′00″ в. д. 49°27′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Яблонка. Залежь протяжением 1200 *м*, шириной 20 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 0,7 *м*. Запасы на площади 1,5 *га* по кат. С 10 000 $м^3$
46	**Струтынь,** Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°05′00″ в. д. 48°54′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок р. Чечва. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 9000 $м^3$
40	**Стрый,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°50′ в. д. 49°15′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрый. Залегает в виде четырех кос. Надводная часть характеризуется почти полным отсутствием вскрышных пород. Средняя мощность полезной толщи 7,4 *м*. Запасы по категориям: A_2 — 1353 тыс. $м^3$, В — 91 тыс. $м^3$, C_2 — 32 тыс $м^3$ Месторождение эксплоатируется Львовской ж. д. с 1945 г.
41	**Стрый,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°51′ в. д. 49°14′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Стрый
43	**Сукель,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°39′ в. д. 49°00′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Сукель
11	**Сулимов,** Львовская обл., Куликовский р-н 24°09′30″ в. д. 49°58′00″ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы потока Думна
47	**Сулятыче,** Дрогобычская обл., Жидачовский р-н 24°08′30″ в. д. 49°12′00″ с. ш.	Галечники пойменной террасы р. Свица
34	**Сыновудско Выжне,** Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°30′ в. д. 49°07′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежь протяжением 600 *м*, шириной 100 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы на площади 5,0 *га* по кат. С 50 000 $м^3$
48	**Тарнавка,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°16′ в. д. 49°12′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Лютынка

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
16	**Терло,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°45′30″ в. д. 49°29′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрвионж
17	**Тершуво,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°59′30″ в. д. 49°25′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ленина. Залежь протяжением 200 *м*, шириной 40 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы на площади 0,8 *га* по кат. С 8000 $м^3$
49	**Томашовце,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°26′30″ в. д. 49°08′00″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Болехувка
44	**Топольница,** Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 23°03′ в. д. 49°19′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Топольница
47	**Трускавец,** Дрогобычская обл., Бориславский р-н 23°31′00″ в. д. 49°17′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Слоница
18	**Трушовице,** Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°47′ в. д. 49°39′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Вяр
51	**Тужилув,** Станиславская обл., Калушский р-н 24°14′ в. д. 48°58′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Чечва
50	**Тура Великая,** Станиславская обл., Долинский р-н 24°04′10″ в. д. 49°05′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Тужанка
46	**Тухолька,** Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°17′30″ в. д. 48°52′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Орава
45	**Тухля,** Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°29′00″ в. д. 48°54′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменных террас рр. Опура и Сехла. Залежь на протяжении 250 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,25 *м*. Запасы на площади 2,1 *га* по кат. С 25 000 $м^3$
52	**Тысменица,** Станиславская обл., Тысменицкий р-н 24°53′00″ в. д. 48°53′40″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Ворона. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,2 *м*. Запасы по кат. С 16 000 $м^3$
48	**Угерско,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°56′00″ в. д. 49°18′30″ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежь протяжением 400 *м*, шириной 70 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,25 *м*. Запасы на площади 2,8 *га* по кат. С 30 000 $м^3$
25	**Урож,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 25°16′30″ в. д. 49°22′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Урож
49	**Урыч,** Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°28′00″ в. д. 49°11′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Урыч. Вскрыши нет. Запасы по кат. С 10 000 $м^3$

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
19	**Фельштын,** Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 22°58′30″ в. д. 49°32′30″ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Стрвионж
50	**Хащув,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°53′ в. д. 49°02′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Свица. Мощность полезного слоя 1 *м*. Вскрыша отсутствует
26	**Хлопчицы,** Дрогобычская обл., Рудковский р-н 23°24′ в. д. 49°36′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Днестр. Мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С около 2000 $м^3$
20	**Ходновичи 1,** Дрогобычская обл., Ходновичский р-н 24°00′ в. д. 49°42′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Бухта
2	**Ходновичи 2,** Дрогобычская обл., Ходновичский р-н 23°43′ в. д. 49°44′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Бухта
52	**Ходовицкие Луги,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°57′ в. д. 49°17′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежи протяжением 400 *м* и шириной 100 *м*, протяжением 500 *м* и шириной от 100 до 300 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,5 *м*. Запасы на площади 20,0 *га* по кат. С 300 000 $м^3$
51	**Ходовице,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°58′ в. д. 49°18′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок пойменной террасы р. Стрый. Залежь протяжением до 1000 *м*, шириной 300—400 *м*. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1,5 *м*. Запасы 6000 $м^3$, но могут быть увеличены за счет соседних пойменных участков р. Стрый В 1947 г. добыто 12 715 $м^3$ гравия
53	**Хомяков,** Станиславская обл., Лисецкий р-н 24°42′00″ в. д. 48°48′40″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица Надворнянская. Запасы по кат. С 100 000 $м^3$
54	**Хоцин,** Станиславская обл., Калушский р-н 24°27′ в. д. 49°00′ с. ш.	Галечник и крупнозернистый кварцевый песок р. Ломница. Вскрыши нет. Средняя мощность полезного слоя 1 *м*. Запасы по кат. С 5000 $м^3$
22	**Хыров,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°52′ в. д. 49°32′ с. ш.	Галечник первой надпойменной террасы р. Стрвионж. Средняя мощность полезного слоя 1,8 *м*. Гравий годен для балластировки ж.-д. пути. Запасы на площади 0,55 *га* по кат. В 9400 $м^3$
44	**Цуцилув,** Станиславская обл., Ланчинский р-н 24°37′00″ в. д. 48°42′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Быстрица Надворнянская. Запасы по кат. С 10 000 $м^3$
56	**Чертеж,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°15′ в. д. 49°10′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Лютынка
53	**Чалганы,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°56′00″ в. д. 49°05′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Свица

Продолжение табл. 54

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
4	**Шавшар,** Закарпатская обл., Севлюшский округ 22°55′ в. д. 48°05′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Тисса
16	**Шепаровце,** Станиславская обл., Печенежинский р-н 24°59′ в. д. 48°33′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Прут. Мощность полезного слоя 1 *м.* Вскрыши нет. Запасы по кат. С около 5000 $м^3$
17	**Яремче,** Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°33′ в. д. 48°27′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Прут. Запасы по кат. С около 3000 $м^3$
55	**Ярошице,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°57′ в. д. 49°14′ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Ярошице
54	**Ясеница Масева,** Дрогобычская обл., Турковский р-н 23°10′30″ в. д. 49°12′00 с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Ясеница
6	**Ясеница Замкова,** Дрогобычская обл., Турковский р-н 22°59′30″ в. д. 49°16′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Ясеница
18	**Ясина,** Закарпатская обл., Раховский округ 24°23′30″ в. д. 48°16′30″ с. ш.	Галечник пойменной террасы р. Тисса

Пески кварцевые, обычно крупнозернистые, реже средне- и мелкозернистые. Мощность современного аллювия обычно не превышает 4—5 *м,* но местами доходит до 8 *м* (около г. Стрыя), а в горных районах снижается до 1—2 *м.*

Галечник таких рек, как Днестр, Стрый, Свица, имеет мощность 10—20 *м,* однако большая часть породы находится ниже уровня грунтовых вод, откуда добыча ее затруднительна.

Галечник высоких террас разрабатывается в ограниченных размерах. Это в особенности касается плиоценовых галечников. Эксплоатируются галечники высоких террас для текущего ремонта дорог, в тех местах, где их отложения пересекаются дорогами.

Чаще разрабатываются галечники нижне- и среднечетвертичных террас, вскрыша которых, как правило, весьма незначительная.

Состав галечника характеризуется наличием главным образом гальки, состоящей из песчаников флиша, кремней менилитовой свиты, редко — из другого материала.

Размер глыб в галечнике у края гор обычно не свыше 25 *см,* внизу по течению рек размер глыб галечника снижается до 2—8 *см.* Гальки песчаника хорошо окатаны, часто выветрелые, покрытые ржавой рубашкой гидроокислов железа. Галька, состоящая из кремней менилитовой свиты, часто плохо окатана.

В долине Днестра, на пониженных террасах в гальке наблюдается большая примесь плохо окатанных черных меловых кремней платформенных отложений.

В зоне Главного Европейского водораздела находятся смешанные флювиогляциальные галечники (карпатские и северные). Гранитные гальки сильно выветрелые, легко рассыпаются. Более прочны гальки амфиболитов и кремней, но последние очень трещиноваты. Данные о месторождениях гравия и галечника приводятся в табл. 54.

КОНГЛОМЕРАТЫ

Конгломераты пользуются довольно широким распространением в зоне Предкарпатского краевого прогиба и закарпатских впадин. Выходы их, как правило, находятся в малодоступных и удаленных от населенных пунктов местах или закрыты мощным чехлом суглинков, что не способствует их широкой эксплоатации. В Закарпатье известны лишь два карьера, используемые главным образом для нужд дорожного, а отчасти и жилищного строительства; это — небольшой карьер у с. Бронька (Иршавский округ) и в овраге Пунском (на северной окраине с. В. Новоселица, Тячевского округа).

В Прикарпатье с успехом могут использоваться и частично используются так называемые «трускавецкие» конгломераты.

ПЕСЧАНИКИ

Песчаники, пригодные для строительных целей, распространены на юго-западной окраине Русской платформы в юго-восточной части внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба, почти повсеместно в складчатой области Восточных Карпат, а также в восточной части Верхне-Тиссенской впадины.

На юго-западной окраине Русской платформы эксплоатируются «журавненские» песчаники нижнего кампана и песчаники нижнего и верхнего тортона. Выходы «журавненских» песчаников прослеживаются на обоих берегах Днестра.

«Журавненские» песчаники кварцевые, мелкозернистые, с карбонатным цементом, серого и желтого цвета. Местами песчаники окремнелые, весьма твердые. Эти песчаники являются хорошим строительным материалом. Наиболее крупные карьеры по разработке «журавненских» песчаников расположены в районе Журавно, Букачевцы, Монастырец и Цвитова.

Основным строительным материалом на территории юго-западной окраины Русской платформы являются песчаники нижнего и, частично, верхнего тортона.

Песчаники нижнего тортона кварцево-известковистые, разнозернистые, светлосерого и буровато-серого цвета. Они чередуются с песками того же петрографического состава. Некоторые разности тортонских песчаников отличаются большой твердостью и получили название «суходольских кварцитов» по имени д. Суходолы, вблизи которой расположены крупнейшие, ныне заброшенные, разработки этих песчаников. Из «суходольских кварцитов» в прошлом изготовлялись мельничные жернова.

Вскрытая мощность песчаников и песков нижнего тортона в ряде каменоломен достигает 15—30 *м*. Мощность отдельных пластов песчаника колеблется от 1 до 8 *м*. Нижнетортонские песчаники периодически разрабатываются почти повсеместно, преимущественно на крутых склонах речных долин.

Наиболее крупные постоянно разрабатывающиеся строительными организациями карьеры в тортонских песчаниках расположены также у с. Тучна.

В юго-восточной части Внутренней зоны краевого прогиба в качестве дорожного строительного материала используются песчаники, встре-

чающиеся в верхней части добротовских слоев миоцена. Это — кварцевые известковистые песчаники с незначительной примесью слюды, калиевых полевых шпатов и глауконита. Мощность отдельных пластов 2—3 *м*.

В складчатой области Восточных Карпат во многих местах для ремонта дорог и строительных целей используются песчаники различных свит мела (буркутская и иноцерамовая свиты) и палеогена (льютская, ямненская, карпатская свиты и др.).

Песчаники буркутской свиты нижнего мела распространены к северо-востоку от Раховского и Чивчинского кристаллического массивов, от Чивчинских гор на юго-востоке до с. Долгое на северо-западе. Песчаники буркутской свиты полимиктовые средне- и крупнозернистые, крепкие с известковым цементом и слюдой. Обломочный материал песчаников состоит из кварцитов, кварцитовых и слюдистых сланцев, известняков, яшм, порфиритов и других пород. Мощность прослоев песчаника колеблется от 20—30 *см* до 5—6 *м*. Песчаники переслаиваются со слюдистыми алевролитами, реже — аргиллитами. Наиболее крупные разработки этих песчаников ведутся близ сс. Новоселицы и Паулек.

Песчаники иноцерамовой свиты верхнего мела используются для строительных целей главным образом в северо-западной части складчатой области Карпат и частично на юго-востоке области.

Песчаники иноцерамовой свиты представлены кварцевыми известковистыми мелко- и среднезернистыми разностями. Большой карьер, где разрабатываются песчаники иноцерамовой свиты, находится близ пос. Святослава (к югу от г. Сколе).

Песчаники ямненской и льютской свит палеоцена встречаются повсеместно в складчатой области Восточных Карпат.

В ямненской свите используются толстослоистые разнозернистые плотные кварцевые песчаники с мощностью слоев более 1 *м*, переслаивающиеся с аргиллитами мощностью до 0,3 *м*. Ямненские песчаники представляют собой прекрасный строительный материал. Наиболее крупные их разработки находятся у г. Сколе и в районе сел. Бачина, Ямна, Ильмы, Ильцы Дольны и Микуличин.

Из пород льютской свиты используются песчаники кварцевого или полимиктового состава, разнозернистые, толстослоистые. Песчаники льютской свиты чередуются с тонкими (1—3 *см*) прослоями аргиллитов и сильно слюдистых алевролитов. Мощность прослоев песчаников до 5 *м* и более. Иногда встречаются прослои серых, плотных известняков.

Среди песчаников карпатской свиты эоцена эксплоатируются наиболее плотные разности, распространенные в юго-восточной части складчатой области Карпат. Песчаники карпатской свиты темносерые, кварцевые, разнозернистые с известковым цементом, содержат глауконит. Они толстоплитчатые, легко подвергаются выветриванию. Мощность слоев песчаника колеблется от десятков сантиметров до нескольких метров.

Большие карьеры в песчаниках карпатской свиты расположены у с. Татарув севернее Ворохты и на р. Шопурка севернее пос. Бычков, Раховского округа.

Песчаники кросненской свиты верхнего олигоцена приурочены к Центральной синклинальной зоне Карпат. Это — серые известковистые, слюдистые мелко- и среднезернистые крепкие песчаники, залегающие слоями мощностью порядка 1 *м*. Песчаники нижнекросненской свиты сцементированы слабее, чем песчаники верхнекросненской свиты, но и они используются периодически для ремонта дорог.

Разработка кросненских песчаников ведется в ряде крупных карьеров в районе населенных пунктов: Турка, Тухолька, Лавочне и др.

Прослои песчаников, пригодные для эксплоатации, встречаются, помимо перечисленных, также и в других свитах флишевых отложений складчатой области Карпат. Однако разработка их производится не систематически.

Таблица 55

Характеристика месторождений песчаников Западной Украины

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
1	**Адамовка,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°56′ в. д. 49°25′20″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцево-известковистые, литотамниевые
1	**Вачина,** Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°02′35″ в. д. 49°26′50″ с. ш.	Ямненские песчаники палеоцена
2	**Белый Камень,** Львовская обл., Олесский р-н 24°50′30″ в. д. 49°52′25″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона кварцево-известковистые, с литотамниями. Абс. отм. 240 *м*
3	**Белая Гора,** Львовская обл., Олесский р-н 24°56′25″ в. д. 49°57′00″ с. ш.	Верхнетортонский кварцево-известковистый песчаник. Абс. отм. 400 *м*
4	**Бережаны,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°55′20″ в. д. 49°27′00″ с. ш.	Песчаник литотамниевый, известковистый, глауконитовый, с прослоями крупнозернистого. Абс. отм. 270 *м*
1	**Бескид,** Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н, в 0,5 *км* к востоку от ст. Бескид 23°20′30° в. д. 48°45′30″ с. ш.	Песчаник нижнекросненской толщи кварцево-известковистый, слюдистый, разнозернистый, толстослоистый. Карьер небольшой. Абс. отм. 820 *м*
2	**Бжуховицы,** Львовская обл., Львовский р-н, в 2 *км* к востоку от с. Бжуховицы 23°58′ в. д. 49°54′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Песчаник кварцево-глауконитовый, рыхлый. Абс. отм. 340 *м*
1	**Бовцар 1,** Закарпатская обл., Хустский округ 23°38, в. д. 48°19′ с. ш.	Песчаник льютской свиты палеоцена мелкозернистый (до микроконгломерата) известковистый. Мощность пластов до 2 *м*. Абс. отм. 600 *м*
2	**Бовцар 2,** Закарпатская обл., Хустский округ 23°35′ в. д. 48°22′ с. ш.	Песчаник льютской свиты палеоцена известковистый, грубослоистый. Мощность пластов 2,3 и 10 *м*. Длина карьера 20 *м*, высота 5 *м*. Абс. отм. 520 *м*
5	**Богутин,** Львовская обл., Поморянский р-н 24°57′ в. д. 49°40′ с. ш.	Песчаник литотамниевый, глинистый, с глинистыми прослоями зеленовато-серого цвета. Мощность 3—3,5 *м*. Абс. отм. 320 *м*
6	**Большое Голоско,** Львовская обл., Львовский р-н 24°00′30″ в. д. 49°52′30″ с. ш.	Песчаник литотамниевый, кварцево-известковистый, разнозернистый, плотный, тортонского возраста. Абс. отм. 280 *м*
2	**Борислав,** Дрогобычская обл., Бориславский р-н 23°24′ в. д. 49°16′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 400 *м*
3	**Борки Доминиканские 1,** Львовская обл., Львовский р-н, в 1,6 *км* к северо-западу от ст. Бжуховицы 23°56′ в. д. 43°55′ с. ш.	Песчаники верхнего тортона. Истираемость в барабане Деваля 11,30%. Врем. сопротивление сжатию 632 *кг/см*². Водопоглощаемость 1,37%. Уд. вес 2,63. Объемный вес 2,39. Пористость 8%. Абс. отм. 310 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
4	**Борки Доминиканские 2,** Львовская обл., Львовский р-н 23°56′ в. д. 49°55′ с. ш.	Песчаники верхнего тортона. Истираемость в барабане Деваля 38,7%. Врем. сопротивление сжатию 638 *кг/см²*. Водопоглощаемость 1,37%. Уд. вес 2,63. Объемный вес 2,39, пористость 9%. Абс. отм. 310 *м*
7	**Борисов,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°13′00″ в. д. 49°31′30″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, мелкозернистые, переполненные литотамниями. Абс. отм. 280 *м*
5	**Бродек,** Львовская обл., Куликовский р-н 23°55′30″ в. д. 49°55′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона
1	**Брустура Космачская,** Станиславская обл., Косовский р-н 24°51′ в. д. 48°17′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
2	**Брустура Ломницкая,** Станиславская обл., Перегинский р-н 24°31′ в. д. 48°32′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 900 *м*
8	**Борыниче,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°13′20″ в. д. 49°30′45″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 360 *м*
9	**Будков,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°12′ в. д. 49°41′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 280 *м*
10	**Букавина,** Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°17′ в. д. 49°20′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 300 *м*
1	**Букачевцы,** Станиславская обл., Букачевский р-н 24°30′ в. д. 49°15′30″ с. ш.	Песчаники нижнекампанские «журавненские» косослоистые, твердые. Абс. отм. 230 *м*
3	**Буковец,** Станиславская обл., Выгодский р-н 23°38′30″ в. д. 48°48′30″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, известковистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 680 *м*
5	**Верхняя Быстра,** Закарпатская обл., Хустский округ 23°33′ в. д. 48°37′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты эоцена сливные, кварцитовидные. Видимая мощность до 8 *м*. Абс. отм. 600 *м*
6	**Верхутка,** Львовская обл., Яновский р-н, в 6—7 *км* к северо-востоку от ст. Янов 23°47′ в. д. 49°57′ с. ш.	Песчаники верхнего тортона крупнозернистые, с литотамниями. Абс. отм. 340 *м*
11	**Верынь,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°02′ в. д. 49°28′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцево-известковистые с литотамниями
12	**Винники I,** Львовская обл., Винниковский р-н, в 1,5 *км* к юго-западу от ст. Винники 24°09′ в. д. 49°48′ с. ш.	Песчаники тортона. Абс. отм. 340 *м* Постоянно разрабатываются Львовским облдоротделом

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
13	**Винники III**, Львовская обл., Винниковский р-н 24°07′ в. д. 49°47′ с. ш.	Песчаники тортона. Абс. отм. 350 *м*
4	**Витвица**, Станиславская обл., Болеховский р-н 23°52′ в. д. 49°00′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты, кварцевые разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой
14	**Водники**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°14′ в. д. 49°42′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона глауконитовые. Видимая мощность 2 *м*. Врем. сопротивление сжатию 1021 *кг/см*². Водопоглощаемость 1,76%. Абс. отм. 300 *м*
2	**Вишнюв**, Станиславская обл., Букачевский р-н 27°24′ в. д. 49°16′ с. ш.	Песчаники нижнего кампана «журавненские» косослоистые, твердые. Абс. отм. 340 *м*
3	**Водица** (Апшица), Закарпатская обл., Тячевский округ 23°58′ в. д. 48°04′ с. ш.	Песчаники менилитовой свиты нижнего олигоцена массивные, толстоплитчатые, местами пуддинговые. Абс. отм. 400 *м* Постоянно разрабатываются Закарпатским облдоротделом
4	**Воловое**, Закарпатская обл., Воловский округ 23°32′ в. д. 48°32′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты эоцена известковистые, мелко- и среднезернистые. Абс. отм. 520 *м*
1	**Волосянка**, Закарпатская обл., Верхне-Березнинский р-н 22°47′ в. д. 48°58′25″ с. ш.	Песчаники кросненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые. Карьер небольшой
7	**Воля Блажевска 1**, Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 23°07′30″ в. д. 45°24′50″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты палеоцена. Абс. отм. 350 *м*
8	**Воля Блажевска 2**, Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 23°09′ в. д. 49°23′50″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты палеоцена. Абс. отм. 350 *м*
15	**Воля Велька**, Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°02′00″ в. д. 49°31′40″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцево-известковистые, серые, среднезернистые
16	**Волоско**, Львовская обл., Поморянский р-н 24°45′ в. д. 49°39′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона
17	**Вороняки**, Львовская обл, Золочевский р-н, в 2,5 *км* к югу от ст. Золочев 24°54′ в. д. 49°46′ с. ш.	Песчаники тортона
5	**Выгода**, Станиславская обл., Выгодский р-н, в 2 *км* к северо-западу от ст. Выгода, 23°54′ в. д. 48°57′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
6	**Вызлув,** Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°17′ в. д. 48°47′ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, мелкозернистые, толстоплитчатые
9	**Высокая Гора,** Львовская обл., Яворовский р-н 23°37′30″ в. д. 49°58′00″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона кварцево-глауконитовые, разнозернистые. Абс. отм. 360 *м*
18	**Выспа,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°27′15″ в. д. 49°29′55″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона твердые, разнозернистые. Абс. отм. 300 *м*
7	**Высоцко Нижнее,** Дрогобычская обл., Бориславский р-н 23°04′30″ в. д. 49°00′40″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
19	**Гаверчизна,** Львовская обл., Олесский р-н 24°53′25″ в. д. 49°55′10″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона. Абс. отм. 360 *м*
20	**Ганачев,** Львовская обл., Глинянский р-н, в 6 *км* к северо-западу от ст. Кросценка 24°86′ в. д. 49°42′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона
1	**Голубина,** Закарпатская обл., Свалявский округ 22°58′30″ в. д. 48°33′40″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты. Абс. отм. 260 *м*
21	**Гончары,** Львовская обл., Винницкий р-н 24°10′00″ в. д. 49°44′25″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 320 *м*
6	**Горинчево,** Закарпатская обл,. Хустский округ 23°29′ в. д. 48°16′ с. ш.	Песчаники льютской свиты толстоплитчатые, кварцевые с известковистым цементом. Длина карьера 30 *м*, высота 15 *м*. Абс. отм. 320 *м* Постоянно разрабатываются Закарпатским облдоротделом
3	**Городище,** Станиславская обл., Надворнянский р-н, в 2 *км* к северо-западу от ст. Надворная 24°33′ в. д. 48°38′ с. ш.	Песчаники стебникской свиты кварцевые, слоистые, известковистые, мелкозернистые, рыхлые. Длина карьера 400 *м*, высота 10 *м*. Абс. отм. 500 *м* Постоянно разрабатываются Станиславским облдоротделом
22	**Грибовичи Малые,** Львовская обл., Куликовский р-н 24°01′35″ в. д. 49°54′45″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Истираемость в барабане Деваля 14,1%. Водопоглощаемость 1,81%
23	**Гуляки,** Львовская обл., Поморянский р-н, в 9 *км* к югу от Золочева 24°53′30″ в. д. 49°41′30″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцево-известковистые, разнозернистые. Видимая мощность 1 *м*. Абс. отм. 360 *м*
4	**Гута 1,** Станиславская обл., Солотвинский р-н 24°12′ в. д. 48°38′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
5	**Гута 2**, Станиславская обл., Солотвинский р-н 24°12′ в. д. 48°37′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*
6	**Гута 3**, Станиславская обл., Солотвинский р-н 24°11′ в. д. 48°36′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*
24	**Гута Щирецкая**, Львовская обл., Щирецкий р-н, в 6 *км* к северо-западу от ст. Выбраневка 24°09′ в. д. 49° 34′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, известковистые, крупнозернистые, плитчатые. Видимая мощность пластов 1,5—2 *м*. Истираемость в барабане Деваля 3,8%. Врем. сопротивление сжатию 1406 *кг/см*². Водопоглощаемость 3,15% Ориентировочные запасы 1,5 млн. *м*³
25	**Гуциско**, Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°48′ в. д. 49°24′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 400 *м*
26	**Давыдов**, Львовская обл., Винниковский р-н 24°07′30″ в. д. 49°45′20″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 320 *м*
27	**Данильче**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°43′20″ в. д. 49°22′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 300 *м*
7	**Делятин**, Станиславская обл., Делятинский р-н, в 1 *км* к северо-востоку от ст. Делятин 24°38′ в. д. 48°31′50″ с. ш.	Песчаники стебникской свиты кварцевые, слюдистые, известковистые, мелкозернистые, рыхлые. Карьер небольшой
10	**Демня Выжня**, Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°57′ в. д. 49°34′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцевые, плотные, массивные. Абс. отм. 240 *м*
3	**Демня Сулятыцка**, Станиславская обл., Войниловский р-н 24°09′00″ в. д 49°10′15″ с. ш.	Песчаники сармата кварцевые, сливные, толстоплитчатые. Карьер небольшой
11	**Добростаны**, Львовская обл., Яновский р-н 23°38′26″ в. д. 49°52′30″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона кварцевые, рыхлые. Абс. отм. 280 *м*
28	**Добрынюв 1**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°44′00″ в. д. 49°26′30″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцевые, известковистые, грубозернистые, частично тонкозернистые с глауконитом. Видимая мощность в карьере 3 *м*. Абс. отм. 200 *м*
29	**Добрынюв 2**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°43′ в. д. 49°25′05″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцево-известковистые, разнозернистые, твердые. Абс. отм. 200 *м*
8	**Долге Подбуске**, Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°21′ в. д. 49°09′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, мелко- и среднезернистые. Мощность слоев до 50 *см*. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
12	**Домбровица**, Львовская обл., Яновский р-н 23°49′ в. д. 49°58′ с. ш.	Песчаники верхнего тортона кварцевые и кварцевые с литотамниями. Абс. отм. 340—350 *м*
4	**Дорогов**, Станиславская обл., Войниловский р-н 24°32′ в. д. 49°09′ с. ш.	Песчаники нижнего кампана «журавненские» среднезернистые, известковистые косослоистые
8	**Драгоня**, Станиславская обл., Солотвинский р-н 24°13′ в. д. 48°39′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Абс. отм. 600 *м*
2	**Дубриничи**, Закарпатская обл., Перечинский округ 22°31′40″ в. д. 48°48′20″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, известковистые, плитняковые. Карьер небольшой. Абс. отм. 200 *м*
9	**Думень**, Закарпатская обл., Раховский округ 24°12′00″ в. д. 48°05′30″ с. ш.	Песчаники буркутской свиты кварцевые, известковистые, слюдистые, крепкие. Карьер небольшой
30	**Елеховицы**, Львовская обл., Золочевский р-н 24°57′ в. д. 49°50′ с. ш.	Песчаники тортона. Абс. отм. 200 *м*
9	**Жакля**, Станиславская обл., Выгодский р-н 23°52′ в. д. 48°50′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 550 *м*
1	**Желобек**, Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°40′ в. д. 49°20′ с. ш.	Песчаники верхнего олигоцена. Абс. отм. 620 *м*
7	**Заброд**, Закарпатская обл., Тячевский округ 23°34′ в. д. 48°17′ с. ш.	Песчаники льютской свиты, кварцевые с известковистым скелетом, мелко- и среднезернистые. Длина карьера 20 *м*, высота 5 *м*. Абс. отм. 480 *м* Постоянно разрабатываются Закарпатским облдоротделом
32	**Загорье**, Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°12′ в. д. 40°32′ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцево-известковистые, не очень плотные. Разбиты трещинами и раскалываются на неровные плитки с желтыми пятнами окислов железа. Абс. отм. 300 *м*
31	**Задобра**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°25′ в. д. 49°38′36″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 300 *м*
10	**Залокец**, Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°15′20″ в. д. 49°18′00″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
33	**Затемное**, Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°29′ в. д. 49°42′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона
11	**Зелемянка**, Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°29′ в. д. 48°56′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты верхнего мела плотные, среднеплитчатые, мелкозернистые, серого цвета. Абс. отм. 550 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
10	**Зелена**, Станиславская обл., Надворнянский р-н 24°40′ в. д. 48°31′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, плотные, среднезернистые. Абс. отм. 600 *м*
34	**Зеленюв 1**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°50′ в. д. 49°21′40″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцево-глауконитовые, известковистые. Абс. отм. 400 *м*
35	**Зеленюв 2**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°48′ в. д. 49°22′ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцево-известковистые, грубо-разнозернистые с редкими отдельными литотамниями. Видимая мощность 5 *м*. Абс. отм. 400 *м*
11	**Ивановце**, Станиславская обл., Коломыйский р-н 24°50′30″ в. д. 48°23′30″ с. ш.	Песчаники добротовской свиты кварцевые, слюдистые, известковистые, мелкозернистые, рыхлые. Карьер небольшой. Абс. отм. 340 *м*
3	**Извор**, Закарпатская обл., Воловецкий округ 22°53′30″ в. д. 48°11′48″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты, кварцевые, известковистые, разнозернистые, гравелистые, толстослоистые и массивные. Карьер небольшой. Абс. отм. 360 *м*
12	**Ильмы**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°34′ в. д. 48°18′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, толстоплитчатые, разнозернистые. Длина карьера 150 *м*, высота 20—25 *м*. Абс. отм. 750 *м* Постоянно разрабатываются Станиславским облдоротделом
12	**Ильник**, Закарпатская обл., Воловецкий округ 23°04′30″ в. д. 49°05′20″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской толщи кварцевые, известковистые, слюдистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
13	**Ильця Дольны**, Станиславская обл., Жабьевский р-н 24°42′30″ в. д. 48°11′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Длина карьера 60 *м*, высота 40 *м* Постоянно разрабатываются Станиславским облдоротделом
13	**Исае**, Дрогобычская обл., Турковский р-н 23°07′ в. д. 49°13′10″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, слюдистые. Карьер небольшой
14	**Каменка**, Дрогобычская обл., Сколевский р-н 23°36′ в. д. 49°01′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
36	**Каменная Гора**, Львовская обл., Глинянский р-н, в 9 *км* к северо-северо-западу от ст. Сварж 24°25′ в. д. 49°44′ с. ш.	Песчаники нижнетортонские кварцево-известковистые, с литотамниями. Абс. отм. 200 *м*
13	**Карачиное** («На полянках»), Львовская обл., Яновский р-н, в 4 *км* к северо-западу от ст. Зимина 23°51′ в. д. 49°52′ с. ш.	Песчаники верхнего тортона кварцевые плотные. Истираемость в барабане Деваля 26%. Водопоглощаемость 1,73. Уд. вес 2,68, объемный вес 2,29. Пористость 15%. Абс. отм. 310 *м*
15	**Карлсдорф**, Закарпатская обл., Воловецкий округ 23°09′30″ в. д. 48°49′30″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты, кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
8	**Келечин**, Закарпатская обл., Воловецкий округ 23°27′ в. д. 48°36′ с. ш.	Песчаники эоценовые карпатской свиты, не известковистые или слабо известковистые. Мощность пластов до 3 *м*. Длина карьера 60—70 *м*, высота 10—12 *м*, Абс. отм. 520 *м*
5	**Китван**, Станиславская обл., Солотвинский р-н 24°20′ в. д. 48°45′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, слабо известковистые, средне- и крупнозернистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
16	**Кичерка**, Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°19′ в. д. 48°46′ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 840 *м*
37	**Клепаров**, Львовская обл., Львовский р-н 24°00′ в. д. 49°51′ с. ш.	Песчаники тортона. Абс. отм. 320 *м*
17	**Климец**, Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°12′ в. д. 48°50′ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, мелкозернистые, толстоплитчатые. Длина карьера 10 *м*
6	**Козары**, Станиславская обл., Войниловский р-н 24°30′ в. д. 49°14′20″ с. ш.	Песчаники нижнего кампана «журавненские» твердые, косослоистые, среднезернистые. Абс. отм. 200 *м*
38	**Кологоры**, Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°17′30″ в. д. 49°33′40″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 330 *м*
14	**Косовская Поляна**, Закарпатская обл., Раховский округ 24°05′00″ в. д. 45°01′10″ с. ш.	Песчаники раховской свиты кварцевые, известковистые, тонкозернистые, тонкоплитчатые. Карьер небольшой
18	**Крапивник**, Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°48′30″ в. д. 49°09′30″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, мелко- и среднезернистые, плитняковые. Карьер небольшой
9	**Краснишора**, Закарпатская обл., Тячевский округ 23°58′ в. д. 48°15′ с. ш.	Песчаники палеоцена льютской свиты известковистые, слюдистые, массивные. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
39	**Красов**, Львовская обл., Щирецкий р-н 24°01′ в. д. 49°37′ с. ш.	Песчаники литотамниевые, плотные, известковистые, разнозернистые. Карьер небольшой. Запасы геологические 30 000 $м^3$. Абс. отм. 400 *м*
15	**Криворувня**, Станиславская обл., Жабьевский р-н 24°32′20″ в. д. 48°10′00″ с. ш.	Песчаники свидовецкой свиты кварцевые, известковистые, слюдистые, крепкие, толстоплитчатые. Карьер небольшой
2	**Кросценко**, Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°40′00″ в. д. 49°32′45″ с. ш.	Песчаники кросненской свиты олигоцена. Абс. отм. 580 *м*
40	**Куряны**, Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°48′33″ в. д. 49°45′00″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцевые, разнозернистые, с литотамниями, с галькой кремня, кварцитов, с обломками мергеля. Материал распределяется слоями в песчанике, вследствие этого различные его пласты обладают разной устойчивостью по отношению к выветриванию. Абс. отм. 320 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
19	**Лавочное**, Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°22′ в. д. 48°49′ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, слюдистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой Постоянно разрабатываются Дрогобычским облдоротделом
3	**Ленина Великая**, Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°58′00″ в. д. 42°23′30″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты. Абс. отм. 500 *м*
4	**Липе**, Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°42′ в. д. 49°17′ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты, кварцевые, известковистые, мелкозернистые. Длина карьера 25 *м*
10	**Липша**, Закарпатская обл., Хустский округ 23°22′ в. д. 48°15′ с. ш.	Песчаники миоцена слюдистые, плитчатые. Длина карьера 10 *м*, высота 6 *м*
4	**Лодына**, Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 22°38′00″ в. д. 48°26′40″ с. ш.	Песчаники олигоцена нижнекросненской свиты серые, слюдистые, разнозернистые, массивные. Абс. отм. 500 *м* Постоянно разрабатываются Дрогобычским облдоротделом
41	**Лопушна**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°09′ в. д. 49°39′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцевые. Истираемость в барабане Деваля 8,75%. Врем. сопротивление сжатию 1385 *кг/см²*. Водопоглощаемость 1,72%
42	**Лопушна**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°46′ в. д. 49°22′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона
5	**Лопушница**, Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°43′00″ в. д. 49°23′20″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты. Абс. отм. 400 *м*
7	**Липовица**, Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°02′15″ в. д. 48°45′00″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, средне- и крупнозернистые, массивные. Карьер небольшой. Абс. отм. 760 *м*
8	**Лукавец**, Станиславская обл., Букачевский р-н, в 3 *км* к юго-востоку от ст. Новосельце 24°21′ в. д. 49°17′ с. ш.	Песчаники нижнего кампана «журавненские» твердые, косослоистые, среднезернистые
9	**Лухы**, Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°01′ в. д. 48°50′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, средне- и мелкозернистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 1500 *м*
20	**Людвиковка 1**, Станиславская обл., Выгодский р-н, в 2 *км* к северо-западу от Людвиковки 23°47′ в. д. 48°43′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые. Карьер небольшой
21	**Людвиковка 2**, Станиславская обл., Выгодский р-н, в 6 *км* к юго-юго-востоку от Людвиковки 23°46′ в. д. 48°44′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 750 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
16	**Люча**, Станиславская обл., Яблоновский р-н, в 26 *км* к юго-востоку от ст. Коломыя 24°45′ в. д. 48°26′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, плотные, среднезернистые. Карьер небольшой
5	**Лютовиска 1**, Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 24°43′ в. д. 49°15′ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, мелко- и среднезернистые, толстослоистые и массивные. Карьеры небольшие. Абс. отм. 700 *м*
6	**Лютовиска 2**, Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 24°42′00″ в. д. 49°16′20″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской толщи кварцевые, известковистые, мелко- и среднезернистые, толстослоистые и массивные. Карьеры небольшие
7	**Лютовиска 3**, Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 24°41′30″ в. д. 49°16′50″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской толщи кварцевые, известковистые, мелко- и среднезернистые, толстослоистые и массивные. Карьеры небольшие. Абс. отм. 760 *м*
8	**Лютовиска 4**, Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 24°42′00″ в. д. 49°15′20″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, мелко- и среднезернистые, толстослоистые и массивные. Карьеры небольшие. Абс. отм. 660 *м*
43	**Львов**, Львовская обл., Львовский р-н 24°03′00″ в. д. 49°50′20″ с. ш.	Песчаники нижнего и верхнего тортона. Абс. отм. 240 *м* Постоянно разрабатываются Львовским облдоротделом
6	**Магура**, Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°48′ в. д. 49°31′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты. Абс. отм. 600 *м*
17	**Максимец**, Станиславская обл., Надворнянский р-н 24°18′ в. д. 48°30′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты, кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*
22	**Маткув 1**, Дрогобычская обл., Высоуковский р-н 23°07′ в. д. 48°55′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты, кварцевые, кварцитовидные, разнозернистые, толстоплитчатые, с линзами конгломерата. Карьер длиной 30 *м*
23	**Маткув 2**, Дрогобычская обл., Высоуковский р-н 23°08′00″ в. д. 49°53′50″ с. ш.	Песчаники верхнекросненской свиты кварцевые, известковистые, мелкозернистые, плитняковые. Карьер длиной 60 *м* Постоянно разрабатываются Дрогобычским облдоротделом
44	**Майдан**, Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°37′20″ в. д. 49°40′40″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 424 *м*
45	**Межвица** (гора Червонный Камень), Львовская обл., Куликовский р-н 24°01′ в. д. 49°59′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 330 *м*
18	**Мезерики**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°48′ в. д. 48°14′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 250 *м*
46	**Мелна**, Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°47′ в. д. 49°31′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона разнозернистые, светлосерые. Абс. отм. 280 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
11	**Мерешор 1,** Закарпатская обл., Воловецкий округ, 23°42′ в. д. 48°24′ с. ш.	Песчаники палеоцена льютской свиты, мелкозернистые. Мощность пластов 0,8—1,5 *м*. Карьер небольшой. Абс. отм. 560 *м*
12	**Мерешор 2,** Закарпатская обл., Воловецкий округ, в 0,5 *км* на юг от с. Мерешор 23°42′ в. д. 48°24′ с. ш.	Песчаники льютской свиты плиоцена мелкозернистые, известковистые. Мощность пластов 1—2 *м*. Длина карьера 10 *м*, высота 6 *м*. Абс. отм. 520 *м*
13	**Мерешор 3,** Закарпатская обл., Воловецкий округ 23°41′ в. д. 48°23′ с. ш.	Песчаники льютской свиты мелкозернистые, слюдистые. Длина карьера 20 *м*, высота 5 *м*. Абс. отм. 520 *м*
47	**Мечищев,** Тернопольская обл., Бережанский район, в в 2 *км* к западо-юго-западу от ст. Мечищев 24°54′ в. д. 45°22′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 360 *м*
24	**Мезунь Новый 1,** Станиславская обл., Выгодский р-н 25°39′00″ в. д. 48°49′35″ с. ш	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*
25	**Мезунь Новый 2,** Станиславская обл., Выгодский р-н 23°48′25″ в. д. 48°58′10″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 560 *м*
19	**Микуличин,** Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°38′25″ в. д. 48°24′08″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м* Постоянно разрабатываются Станиславским облдоротделом
7	**Михова,** Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°42′ в. д. 48°33′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты. Абс. отм. 420 *м*
20	**Млака,** Станиславская обл., Косовский р-н 24°55′00″ в. д. 48°14′05″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, рыхлые, крупнозернистые, легко подвергаются выветриванию. Карьер небольшой
10	**Монастырец,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°21′ в. д. 48°13′ с. ш.	Песчаники нижнего кампана «журавненские» косослоистые, среднезернистые. Абс. отм. 230 *м*
48	**Мостище,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°19′00″ в. д. 49°40′45″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, разнозернистые, известковистые. Абс. отм. 320 *м*
26	**Мражница,** Дрогобычская обл., Скольский р-н 23°23′00″ в. д. 49°14′20″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, гравелистые, толстослоистые. Карьер небольшой
21	**Мунчелык,** Станиславская обл., Яблоновский р-н 24°45′35″ в. д. 48°16′36″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 800 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
49	**Мюльбах,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°19′10″ в. д. 49°34′00″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, известковистые, плотные. По трещинам наблюдается кальцит в виде натеков и щеток. Здесь же огромный карьер, в котором вскрыты известняки литотамниевые, толстоплитчатые, желтовато-белые, плотные, трещиноватые, с кальцитом по трещинам. Абс. отм. 280 *м*
56	**Новоселки,** Львовская обл., Поморянский р-н 24°45′30″ в. д. 49°34′10″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 360 *м*
14	**Нащевицы,** Дрогобычская обл., Бориславский р-н 23°20′30″ в. д. 49°21′ с. ш.	Песчаники верхнего олигоцена — нижнего миоцена, космачской свиты. Абс. отм. 220 *м*
50	**Нараев,** Тернопольская обл., Бережанский р-н, в 12 *км* к юго-западу от ст. Лунево 24°47′ в. д. 49°32′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 360 *м*
51	**Нараев,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°46′30″ в. д. 49°32′40″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцево-глауконитовые и кварцево-известковистые, разнозернистые, с отдельными литотамниями и прослоями, переполненными литотамниями, гальками кремней. Видимая мощность около 15 *м*. Абс. отм. 360 *м*
52	**Нараев Весь,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°47′30″ в. д. 49°31′00″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцево-известковистые, разнозернистые. Абс. отм. 320 *м*
53	**Нараювка,** Тернопольская обл., Бережанский р-н, в 6 *км* к юго-западу от Бережаны 24°50′00″ в. д. 49°24′15″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцево-известковистые, разнозернистые с редкими отдельными литотамниями. Видимая мощность 2 *м*. Абс. отм. 420 *м*
54	**На Цверцях,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°47′00 в. д. 49°33′25″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые. Абс. отм. 360 *м*
55	**Подзелиска,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°29′00″ в. д. 49°37′45″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые. Абс. отм. 360 *м*
14	**Нелипено,** Закарпатская обл., Свалявский округ 23°01′ в. д. 48°34′ с. ш.	Песчаники эоцена серого цвета, массивные
15	**Н. Быстра 1,** Закарпатская обл., Хустский округ 23°33′ в. д. 48°20′ с. ш.	Песчаники льютской свиты палеоцена мелкозернистые, известковистые, слюдистые. Длина карьера 8 *м*, высота 6 *м*. Абс. отм. 280 *м*
16	**Н. Быстра 2,** Закарпатская обл., Хустский округ 23°35′00″ в. д. 48°20′40″ с. ш.	Песчаники льютской свиты палеоцена мелко- и среднезернистые, известковистые. Длина карьера 10—12 *м*, высота 8 *м*. Абс. отм. 360 *м*
17	**Н. Быстра 3,** Закарпатская обл., Хустский округ 23°36′00″ в. д. 48°21′10″ с. ш.	Песчаники льютской свиты палеоцена мелкозернистые, известковистые. Умеренно разбиты трещинами. Мощность пластов от 0,3 до 2 *м*. Карьер небольшой. Абс. отм. 300 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
18	**Н. Новоселица,** Закарпатская обл., Тячевский округ 23°47′ в. д. 48°06′ с. ш.	Песчаники тересвинской свиты нижнего тортона кварцевые, грубозернистые, с карбонатным цементом. Длина карьера 106 *м*, высота 15 *м*. Абс. отм. 360 *м* Разрабатываются Закарпатским облдоротделом
15	**Николаев,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°58′30″ в. д. 49°31′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцевые, средне- и крупнозернистые, плотные, массивные. Абс. отм. 240 *м*
22	**Новоселица,** Закарпатская обл., Тячевский округ 24°13′ в. д. 48°04′ с. ш.	Песчаники буркутской свиты средне- и крупнозернистые, крепкие, известковистые, слюдистые, толстоплитчатые. Длина карьера 400 *м*, высота 100 *м* Разрабатываются для ремонтно-дорожного строительства
57	**Озарловска Скала,** Львовская обл., Львовский р-н 24°07′30° в. д. 49°49′00″ с. ш.	Песчаник кварцево-известковистый, глауконитовый, твердый. Абс. отм. 400 *м* Постоянно разрабатывается Львовским облдоротделом
27	**Опожец,** Дрогобычская обл., Славский р-н 23°21′00″ в. д. 48°48′30″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской толщи кварцевые, известковистые, слюдистые, крупнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
19	**Оса,** Закарпатская обл., Свалявский округ 23°05′00″ в. д. 48°38′30″ с. ш.	Песчаники льютской свиты палеоцена тонко- и грубозернистые, местами наблюдаются скопления глинистых галек размером до 0,2—0,3 *м*. Длина карьера 15—20 *м*, высота 3 *м*. Абс. отм. 500 *м*
23	**Осмолода,** Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°01′30″ в. д. 48°39′10″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 750 *м*
24	**Пасечна 1,** Станиславская обл., Надворнянский р-н 24°25′30″ в. д. 48°38′ с. ш.	Песчаники пасечнянской свиты кварцевые, сильно известковистые, часто это песчанистые известняки толстоплитчатые, крепкие, легко подвергаются выветриванию. Длина карьера 200 *м*, высота 50 *м*
25	**Пасечна 2,** Станиславская обл., Надворнянский р-н 24°24′ в. д. 48°33′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, плотные, среднезернистые. Карьер небольшой
26	**Паулек,** Закарпатская обл, Раховский округ 24°19′30″ в. д. 48°03′20″ с. ш.	Песчаники буркутской свиты кварцевые, средне- и крупнозернистые, крепкие, известковистые Постоянно разрабатываются Закарпатским облдоротделом
58	**Перемышляны,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°34′30″ в. д. 49°41′30″ с. ш.	Песчаники литотамниевые, кварцево-известковистые, кварцево-глауконитовые, разнозернистые, твердые. Абс. отм. 378 *м*
31	**Пшислоп,** Станиславская обл., Жабьевский округ 24°49′20″ в. д. 48°11′00″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой
28	**Плаве,** Дрогобычская обл., Славский р-н 23°18′30″ в. д. 48°53′00″ с. ш.	Песчаники нижнекросненские кварцевые, известковистые, слюдистые, плитняковые

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
59	**Плеников,** Львовская обл., Поморянский р-н 24°42′00″ в. д. 49°41′20″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, кварцево-известковистые, твердые. Абс. отм. 360 *м*
60	**Погулянка**, Львовская обл., Львовский р-н 24°03′00″ в. д. 49°49′20″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 300 *м*
61	**Подгородище,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°19′30″ в. д. 49°41′00″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, мергелистые, плотные, раскалывающиеся на неровные плитки. Абс. отм. 320 *м*
62	**Подгорце**, Львовская обл., Олесский р-н 24°57′30″ в. д. 49°56′10″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона
63	**Подлесье,** Львовская обл., Олесский р-н 24°50′40″ в. д. 49°55′40″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона твердые, кварцево-известковистые, с литотамниями
16	**Подбуж 1,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°13′ в. д. 49°21′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты. Абс. отм. 400 *м*
17	**Подбуж 2,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°16′ в. д. 49°20′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты. Абс. отм. 400 *м*
11	**Подлюте** Станиславская обл., Перегинский р-н 24°05′50° в. д. 48°41′50″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты. Песчаники и конгломераты массивные. Песчаники кварцевые. В конгломератах много зеленых филлитов, серицито-хлоритовых сланцев, доломита, кварца. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*
27	**Подменюв,** Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°31′ в. д. 48°22′25″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*
18	**Подмонастырек,** Дрогобычская обл., Подбужский р-н 23°15′10″ в. д. 49°22′25″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты. Абс. отм. 350 *м*
64	**Подъярков,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°21′30″ в. д. 49°44′00″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона разнозернистые, кварцево-известковистые. Абс. отм. 300 *м*
65	**Подъярков,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°22′ в. д. 49°44′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона разнозернистые, кварцево-известковистые. Абс. отм. 300 *м*
66	**Полоненка**, Львовская обл., Львовский р-н 24°01′40″ в. д. 49°53′50″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 350 *м*
2	**Поляна 1,** Закарпатская обл., Свалявский округ 22°56′ в. д. 48°39′ с. ш.	Песчаники эоценового флиша темносерые, массивные

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
3	**Поляна 2**, Закарпатская обл., Свалявский округ 22°55′ в. д. 48°38′ с. ш.	Песчаники эоценового флиша темносерые, массивные
4	**Поляна 3**, Закарпатская обл., Свалявский округ 22°57′ в. д. 48°37′ с. ш.	Песчаники эоценового флиша темносерые, массивные
8	**Поляна**, Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°45′20″ в. д. 49°32′40″ с. ш.	Песчаники самборской свиты верхнего мела. Абс. отм. 565 *м*
68	**Поляна**, Львовская обл., Щирецкий р-н 24°04′ в. д. 49°35′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Истираемость в барабане Деваля 41,52%. Водопоглощение 14,52%. Уд. вес 2,67. Объемный вес 1,79. Пористость 32,9%
29	**Поляница 1**, Станиславская обл., Болеховский р-н 23°43′40″ в. д. 49°01′50″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 450 *м*
30	**Поляница 2**, Станиславская обл., Болеховский р-н 23°41′00″ в. д. 48°59′50″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцево-известковистые, мелкозернистые, плитняковые. Карьер небольшой. Абс. отм. 550 *м*
31	**Попеле**, Дрогобычская обл., Дрогобычский р-н 23°23′30″ в. д. 49°18′00″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, мелкозернистые, плитняковые. Карьер небольшой Постоянно разрабатываются Дрогобычским облдоротделом
67	**Поручин**, Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°55′30″ в. д. 49°33′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона
69	**Прима**, Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°00′30″ в. д. 49°29′20″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона чистые, белые, толстоплитчатые, литотамниевые. Абс. отм. 350 *м*
28	**Прокурава 1**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°53′25″ в. д. 48°19′35″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
29	**Прокурава 2**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°52′10″ в. д. 48°19′30″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
20	**Противень**, Закарпатская обл., Хустский округ 23°36′30″ в. д. 48°21′30″ с. ш.	Песчаники льютской свиты палеоцена. В четырех небольших карьерах, расположенных один за другим, обнаружены мелкозернистые песчаники, переходящие в нижних слоях в гравелиты. Мощность слоев песчаника 0,5—1 *м*. Абс. отм. 400 *м*
30	**Прутец Чемеговский**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°40′30″ в. д. 48°22′10″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 800 *м*
32	**Подполозье 1**, Закарпатская обл., Воловецкий округ 23°02′ в. д. 48°44′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, гравелистые, с конкрециями марказита, толстослоистые и массивные. Карьеры небольшие

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
33	**Подполозье 2**, Закарпатская обл., Воловецкий округ 23°03′00″ в. д. 48°44′10″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, гравелистые с конкрециями марказита, толстослоистые и массивные. Карьеры небольшие
70	**Пуков**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°43′00″ в. д. 49°23′40″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, глауконитовые, известковистые, твердые. Видимая мощность 3 *м*
12	**Пшислуп**, Станиславская обл., Жабьевский р-н 24°49′30″ в. д. 48°11′35″ с. ш.	Песчаники космачской свиты кварцевые, известковистые, с примесью глинистого материала, мелкозернистые, рыхлые. Абс. отм. 750 *м*
71	**Раздол**, Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°04′ в. д. 49°28′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона разнозернистые, желтовато-серые, толстоплитчатые, с редкими литотамниями. Абс. отм. 280 *м*
21	**Репине**, Закарпатская обл., Воловский округ 23°28′30″ в. д. 48°35′40″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты эоцена. В небольшом карьере обнажены песчаники, в нижней части переходящие в гравелит с редкой кварцевой галькой. Мощность каждого из этих слоев около 4 *м*. Абс. отм. 520 *м*
32	**Ривна**, Станиславская обл., Жабьевский р-н 24°57′20″ в. д. 48°08′30″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 550 *м*
33	**Ричка 1**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°53′05″ в. д. 48°16′20″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*
34	**Ричка 2**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°57′40″ в. д. 48°17′00″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
35	**Ричка 3**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°58′30″ в. д. 48°17′30″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
72	**Рогачин-Весь**, Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°48′30″ в. д. 49°27′40″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 400 *м*
34	**Рожанка**, Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°28′46″ в. д. 48°52′25″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, мелкозернистые, плитняковые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
19	**Розвадов**, Дрогобычская обл., Стрелковский р-н 22°59′30″ в. д. 49°44′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцевые, разнозернистые, плотные, литотамниевые. Абс. отм. 610 *м* Постоянно разрабатываются Дрогобычским облдоротделом
9	**Розлуч**, Дрогобычская обл., Турковский р-н 22°59′00″ в. д. 49°13′30″ с. ш.	Песчаники кросненской свиты серые, крепкие, толстослоистые; мощность пачек 1,5—2 *м*. Тонкослоистые — менее крепкие; мощность пачек 0,5—2 *м*. Износ в барабане Деваля 4,4%. Водопоглощаемость 1,4%. Запасы крепких песчаников на площади 500×1000 *м* 300 000 *м*³

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
73	**Романув**, Львовская обл., Бобркский р-н, в 7 *км* к югу от ст. Николаев 24°21′30″ в. д. 49°41′50″ с. ш.	Песчаники верхнего и нижнего тортона литотамниевые, кварцево-известковистые и кварцево-глауконитовые с литотамниями, мелкозернистые. Врем. сопротивление сжатию 855 *кг/см*². Водопоглощаемость 1,42%. Абс. отм. 320 *м*
13	**Росульна**, Станиславская обл., Солотвинский р-н 24°20′30″ в. д. 48°45′30″ с. ш.	Песчаники нижней соленосной свиты, добротовские слои, средне- и мелкозернистые. Карьер небольшой
37	**Ружарня**, Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°01′10″ в. д. 48°35′05″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 850 *м*
36	**Рувня**, Станиславская обл., Надворнянский р-н 24°16′30″ в. д. 48°29′15″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 750 *м*
38	**Рушор**, Станиславская обл., Яблоновский р-н 24°52′00″ в. д. 48°22′10″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
74	**Свиож**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°27′ в. д. 40°39′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона среднезернистые, с литотамниями. Абс. отм. 340 *м*
39	**Свидовец**, Закарпатская обл., Раховский округ 24°19′30″ в. д. 48°13′00″ с. ш.	Песчаники свидовецкой свиты кварцевые, известковистые, слюдистые, крепкие, толстоплитчатые. Карьер небольшой
35	**Святослав**, Дрогобычская обл., Скольский р-н 23°28′20″ в. д. 49°00′38″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, мелко- и среднезернистые, плитняковые. Длина карьера 250 *м*. Абс. отм. 470 *м* Постоянно разрабатываются Дрогобычским облдоротделом
75	**Седлиска**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°24′30″ в. д. 49°41′25″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 320 *м*
10	**Сенковец**, Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 22°34′10″ в. д. 49°14′20″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, слюдистые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой
11	**Симир**, Закарпатская обл., Перечинский округ 22°32′00″ в. д. 48°43′40″ с. ш.	Песчаники льютской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 200 *м*
40	**Скицавка**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°56′10″ в. д. 43°14′10″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
36	**Сколе**, Дрогобычская обл., Скольский р-н 23°31′ в. д. 49°02′ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Длина карьера 250 *м*. Уд. вес песчаника 2,65. Объемный вес 2,60. Пористость 1,89%. Водопоглощаемость 0,51%. Износ в барабане Деваля 2,74%. Врем. сопротивление сжатию 1510 *кг/см²*. Морозостойкие. Принадлежат к песчаникам высшего класса. Запасы на площади 7,34 *га* по категориям: A_2 — 608,5 тыс. *м³*; B — 927,6 тыс. *м³*; C_1 — 307,5 тыс. *м³* Постоянно разрабатываются
76	**Словита**, Львовская обл., Глинянский р-н 24°36′30″ в. д. 49°44′40″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, кварцево-известковистые, с глауконитом, мелкозернистые, твердые. Мощность слоев 1 и 2,5 *м*. Истираемость в барабане Деваля 5,61%. Врем. сопротивление сжатию 870 *кг/см²*. Водопоглощаемость 1,45%. Абс. отм. 240 *м*
37	**Слобода Болеховская**, Станиславская обл., Болеховский р-н 23°45′ в. д. 48°59′ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, мелкозернистые, плитняковые. Карьер небольшой. Абс. отм. 300 *м*
12	**Смерочка**, Дрогобычская обл., Турковский р-н 23°54′ в. д. 49°14′ с. ш.	Песчаники верхнекросненской свиты кварцевые, известковистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
13	**Смольник**, Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 22°39′20″ в. д. 49°12′40″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 610 *м*
9	**Смольница**, Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°47′00″ в. д. 49°27′45″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты. Абс. отм. 380 *м*
77	**Снович**, Львовская обл., Золочевский р-н 24°57′ в. д. 49°44′ с. ш.	Песчаники кварцево-известковистые, тонкозернистые, плотные. В нижней части карьера обнажается толща белого кварцево-известковистого песка тонкозернистого. Видимая мощность 7—8 *м*. Абс. отм. 300 *м*
14	**Солья**, Закарпатская обл., Великоберезнянский округ 22°30′30″ в. д. 48°56′40″ с. ш.	Песчаники льютской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 249 *м*
22	**Сойка**, Закарпатская обл., Воловский округ 23°30′10″ в. д. 48°34′30″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты эоцена мелко- и среднезернистые, слабо известковистые. Мощность пластов от 0,3 до 2,5 *м*, иногда 6 *м*. Карьер небольшой. В некоторых пластах волнистость (сингенетичные оползневые деформации). Абс. отм. 400 *м*
20	**Спрыня 1**, Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°09′20″ в. д. 49°23′30″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты. Абс. отм. 400 *м*
21	**Спрыня 2**, Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°07′00″ в. д. 45°21′55″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты. Абс. отм. 400 *м*
41	**Станиславск**, Станиславская обл., Яблоновский р-н 24°49′30″ в. д. 48°18′20″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
22	**Стажиска,** Львовская обл., Яновский р-н 23°33′20″ в. д. 49°58′50″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона. Абс. отм. 260 *м*
10	**Старьява,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°46′20″ в. д. 49°30′30″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты эоцена. Абс. отм. 400 *м*
23	**Старый Самбор,** Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 23°01′30″ в. д. 49°27′00″ с. ш.	Песчаники ямненские
11	**Старый Самбор,** Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 22°58′00″ в. д. 49°26′30″ с. ш.	Песчаники ямненские
24	**Страдч,** Львовская обл., Яновский р-н 23°46′30″ в. д. 49°53′00″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона. Истираемость в барабане Деваля 8%. Водопоглощаемость 1,32%. Уд. вес 2,71. Объемный вес 2,54. Пористость 6%. Абс. отм. 260 *м*
78	**Стоки,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°22′30″ в. д. 49°38′00″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 360 *м*
79	**Стосог,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°51′00″ в. д. 49°34′20″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, массивные, мелкозернистые, толстоплитчатые. Абс. отм. 300 *м*
80	**Стратынь Весь,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°44′20″ в. д. 49°28′00″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, кварцево-известковистые, мелкозернистые в виде прослоев в песках того же петрографического состава. Абс. отм. 360 *м*
81	**Струтин,** Львовская обл., Золочевский р-н 24°57′00″ в. д. 49°46′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 260 *м*
23	**Стрыйно 1,** Закарпатская обл., Свалявский округ 23°02′ в. д. 48°30′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты эоцена толстоплитчатые, мелко- и грубозернистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 240 *м*
24	**Стрыйно 2** (Западная окраина), Закарпатская обл., Свалявский округ 23°01′ в. д. 48°30′ с. ш.	Песчаники менилитовой свиты олигоцена толстоплитчатые, плотные. Длина карьера 50 *м*, высота 20 *м*. Абс. отм. 200 *м* Постоянно разрабатываются Закарпатским облдоротделом
25	**Стрыйно 3,** Закарпатская обл., Свалявский округ 23°00′ в. д. 48°29′ с. ш.	Песчаники льютской свиты палеоцена плотные, массивные, мелкозернистые, местами переходящие в грубозернистые. Абс. отм. 320 *м*
82	**Суходол-Гута,** Львовская обл., Бобркский р-н, в 6 *км* к юго-востоку от ст. Бобрка 24°10′30″ в. д. 49°36′00″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцевые. Истираемость в барабане Деваля 8,75%. Врем. сопротивление сжатию 1385 *кг/см*². Водопоглощаемость 1,72%. Песчаники высокого качества. Абс. отм. 300 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
14	**Суходол**, Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°01′40″ в. д. 48°45′40″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, крупнозернистые, массивные. Карьер небольшой. Технологические испытания дали те же результаты (см. № 82 Суходол-Гута). Абс. отм. 600 *м*
83	**Суянка**, Львовская обл., Красненский р-н 24°45′20″ в. д. 49°46′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, кварцево-известковистые, с глауконитом, разнозернистые, твердые. Абс. отм. 300 *м*
38	**Сыновудско Выжне 1**, Дрогобычская обл., Скольский р-н 23°39′45″ в. д. 49°06′00″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцево-известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 350 *м*
39	**Сыновудско Нижне 1**, Дрогобычская обл., Скольский р-н 23°38′55″ в. д. 49°06′40″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцево-известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
40	**Сыновудско Выжне 2**, Дрогобычская обл., Скольский р-н 23°36′00″ в. д. 49°06′40″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, мелкозернистые, толстоплитчатые, массивные. Длина карьера около 60 *м*
42	**Татарув 1**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°35′ в. д. 48°27′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты темносерые, кварцевые, известковистые, разнозернистые, с глауконитом, толстоплитчатые, легко подвергаются выветриванию. Длина карьера 200 *м*, высота 25 *м*. Песчаники пригодны для балластировки ж.-д. путей. Абс. отм. 650 *м* Карьер разрабатывается с 1939 г.
43	**Татарув 2**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°34′45″ в. д. 48°20′15″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты — темносерые, кварцевые, известковистые, разнозернистые, с глауконитом, тонкоплитчатые, легко подвергаются выветриванию. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*
26	**Терешова**, Закарпатская обл., Тячевский округ 23°47′ в. д. 48°16′ с. ш.	Песчаник палеогена массивный, грубозернистый. Длина карьера 100 *м*, высота около 50 *м*. Абс. отм. 500 *м* Постоянно разрабатывается Закарпатским облдоротделом
15	**Тиха**, Закарпатская обл., Великоберезнянский округ 22°48′20″ в. д. 48°57′00″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, известковистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
41	**Тишова**, Закарпатская обл., Воловецкий округ 23°02′30″ в. д. 48°48′50″ с. ш.	Песчаники кросненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые и гравелистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
27	**Точка**, Закарпатская обл., Воловский округ 23°40′10″ в. д. 48°31′20″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кремнистые. Мощность пластов от 0,5 до 2 *м*. Вскрыто около 1—1,5 *м*. Карьер небольшой
25	**Тростянец**, Дрогобычская обл., Николаевский р-н, в 3 *км* к северо-востоку от ст. Николаев 23°59′30″ в. д. 49°32′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцевые, плотные, с литотамниями

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
42	**Турка 1,** Дрогобычская обл., Турковский р-н 23°03′00″ в. д. 49°10′25″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, мелкозернистые, слюдистые, плитняковые. Длина карьера свыше 100 *м*. Мощность полезной толщи 17,3 *м*. Запасы 180 тыс. *м*³. Износ в барабане Деваля 4,4%. Водопоглощаемость 1,3%. Абс. отм. 610 *м* Разрабатывается Дрогобычским облдоротделом
43	**Турка 2,** Дрогобычская обл., Турковский р-н 23°02′ в. д. 49°09′ с. ш.	То же. Карьер небольшой. Абс. отм. 500 *м*
44	**Турка 3,** Дрогобычская обл., Турковский р-н 23°01′30″ в. д. 49°08′45″ с. ш.	То же
16	**Турка Верхняя,** Дрогобычская обл., Турковский р-н 22°59′30″ в. д. 45°09′40″ с. ш.	То же
84	**Туркоцин,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°26′00″ в. д. 49°45′10″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые. Абс. отм. 300 *м*
17	**Турья Поляна 1,** Закарпатская обл., Перечинский округ 22°48′30″ в. д. 48°43′30″ с. ш.	Песчаники льютской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые и гравелистые, толстослоистые и массивные. Карьеры небольшие. Абс. отм. 280 *м*
18	**Турья Поляна 2,** Закарпатская обл., Перечинский округ 22°48′25″ в. д. 48°42′35″ с. ш.	Песчаники льютской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые и гравелистые, толстослоистые и массивные. Карьеры небольшие. Абс. отм. 280 *м*
85	**Тучна 1,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°28′30″ в. д. 49°34′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 280 *м*
86	**Тучна 2,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°28′ в. д. 49°34′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона различной твердости и зернистости, кварцево-известковистые, желтовато-серого цвета. Карьером высотой 20 *м* вскрыты чередующиеся прослои песчаников и песков Постоянно разрабатываются Львовским облдоротделом
87	**Третья Вулька,** Львовская обл., Винникский р-н 24°07′30″ в. д. 49°47′00 с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 200 *м*
45	**Тухолька,** Дрогобычская обл., Лавочнянский р-н 23°17′50″ в. д. 48°53′00″ с. ш.	Песчаники кросненской свиты толстослоистые, среднезернистые и крупнозернистые с небольшими прослойками аргиллитов. Абс. отм. 750 *м* Постоянно разрабатываются Дрогобычским облдоротделом
19	**Ужок,** Закарпатская обл., Великоберезнянский округ 22°52′00″ в. д. 48°59′20″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, слюдистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Абс. отм. 500 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
46	**Улично,** Дрогобычская обл., Бориславский р-н 23°36′20″ в. д. 49°13′00″ с. ш.	Песчаники соленосной свиты полимиктовые и конгломератовидные. Карьер небольшой
47	**Урыч,** Дрогобычская обл., Скольский р-н 23°23′20″ в. д. 49°10′00″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой
44	**Устрики,** Станиславская обл., Жабьевский р-н 24°50′58″ в. д. 48°07′20″ с. ш.	То же. Абс. отм. 600 *м*
28	**Усть-Чорна,** Закарпатская обл., Тячевский округ 23°59′30″ в. д. 48°20′00″ с. ш.	Песчаники льютской свиты палеоцена средне- и мелкозернистые. Мощность пластов до 1 *м*, иногда до 2,5 *м*. Карьер небольшой. Абс. отм. 800 *м*
88	**Ужковицы,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°33′00″ в. д. 49°38′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, кварцево-известковистые, равнозернистые. Мощность 3—10 *м*
89	**Фирлеюв,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°33′30″ в. д. 49°31′00″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона
90	**Хлебовичи Великие,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°14′30″ в. д. 24°14′30″ в. д.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 260 *м*
26	**Хрусно,** Львовская обл., Щирецкий р-н 23°58′00″ в. д. 49°39′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона плотные, кварцевые, массивные. Абс. отм. 280 *м*
20	**Хусна,** Дрогобычская обл., Боринский р-н 22°50′00″ в. д. 48°58′40″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 650 *м*
15	**Цвитова,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°27′30″ в. д. 49°12′50″ с. ш.	Песчаники нижнего кампана «журавненские» твердые, косослоистые, среднезернистые. Абс. отм. 300 *м*
91	**Циков,** Львовская обл., Олесский р-н 24°54′20″ в. д. 49°56′30″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона. Абс. отм. 260 *м*
48	**Цысув,** Станиславская обл., Болеховский р-н, в 6 *км* к юго-западу от ст. Болехов 23°47′55″ в. д. 49°03′00″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, толстоплитчатые, разнозернистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 400 *м*
21	**Чарна,** Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 22°41′00″ в. д. 49°18′30″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, слюдистые, толстослоистые. Карьер небольшой
27	**Чапли,** Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 23°03′ в. д. 49°30′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона кварцевые и литотамниевые, плотные

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
92	**Черче**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°31′30″ в. д. 49°26′10″ с. ш.	Песчаники тортона. Абс. отм. 260 *м*
93	**Чесники**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°44′30″ в. д. 49°23′20″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, кварцево-известковистые, разнозернистые, твердые, с частыми буллами литотамний. Видимая мощность 5—6 *м*. Абс. отм. 460 *м*
94	**Чуперносов**, Львовская обл., Перемышлянский р-н, в 2 *км* к юго-западу от ст. Перемышляны 24°33′00″ в. д. 49°39′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, кварцевые, известковистые, разнозернистые, плотные. Видимая мощность 6—7 *м*. Истираемость в барабане Деваля 7,1%. Врем. сопротивление сжатию 1021 *кг/см*². Водопоглощаемость 1,92%. Уд. вес 2,70. Объемный вес 3,41
49	**Шопурка**, Закарпатская обл., Раховский округ 24°02′30″ в. д. 48°00′30″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, известковистые, грубозернистые, слюдистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой Постоянно разрабатываются Закарпатским облдоротделом
45	**Шекелевка**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°42′50″ в. д. 48°18′35″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 900 *м*
46	**Шешоры 1**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°58′45″ в. д. 48°19′35″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 550 *м*
47	**Шешоры 2**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°59′20″ в. д. 48°20′35″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 450 *м*
48	**Шешоры 3**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°57′10″ в. д. 48°19′35″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстослоистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 550 *м*
95	**Шоломыя**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°12′ в. д. 49°44′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 260 *м*
12	**Шумина**, Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н, в 6 *км* к юго-западу от ст. Фельштын 22°53′ в. д. 49°29′ с. ш.	Песчаники стебникской свиты миоцена. Абс. отм. 460 *м*
16	**Шумляны**, Тернопольская обл., Подгаицкий р-н 24°53′ в. д. 49°16′ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 360 *м*
22	**Щербин 1**, Дрогобычская обл., Турковский р-н 22°60′ в. д. 49°00′ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые и гравелистые, толстоплитчатые. Карьеры небольшие. Абс. отм. 800 *м*
23	**Щербин 2**, Дрогобычская обл., Турковский р-н 22°46′40″ в. д. 49°35′00″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые и гравелистые, толстоплитчатые. Карьеры небольшие. Абс. отм. 800 *м*
51	**Явора**, Дрогобычская обл., Турковский р-н 23°03′30″ в. д. 49°12′00″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, слюдистые, разнозернистые. Карьер небольшой.

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
49	**Яблонов**, Закарпатская обл., Воловецкий округ 23°07′40″ в. д. 48°41′00″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
50	**Яблонув**, Дрогобычская обл., Боринский р-н 23°04′30″ в. д. 48°56′00″ с. ш.	Песчаники нижнекросненской свиты кварцевые, известковистые, слюдистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
50	**Яворув**, Станиславская обл., Косовский р-н 24°59′25″ в. д. 48°16′25″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
96	**Якторов**, Львовская обл., Глинянский р-н 24°36′00″ в. д. 49°44′30″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона литотамниевые, мелкозернистые, известковистые. Абс. отм. 250 *м*
52	**Ямельница**, Дрогобычская обл., Славский р-н 23°27′30″ в. д. 49°08′10″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, известковистые, разнозернистые, толстоплитчатые. Карьер небольшой
51	**Ямна I**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°34′00″ в. д. 48°26′30″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, тонкоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 640 *м* Постоянно разрабатываются Станиславским облдоротделом
53	**Ямна II**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°34′30″ в. д. 48°26′10″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, тонкоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 550 *м*
53	**Ямна III**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°35′30″ в. д. 48°26′00″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, тонкоплитчатые. Карьер небольшой Постоянно разрабатываются Станиславским облдоротделом
54	**Ямна IV**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°36′20″ в. д. 48°25′50″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, тонкоплитчатые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
55	**Ямна V**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°38′00″ в. д. 48°45′30″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, разнозернистые, тонкоплитчатые. Карьер небольшой
28	**Яновское**, Львовская обл., Яновский р-н 23°43′30″ в. д. 49°54′30″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона кварцевые. Абс. отм. 300 *м*
56	**Яремче**, Станиславская обл., Яремчанский р-н 24°33′15″ в. д. 48°26′50″ с. ш.	Песчаники иноцерамовой свиты кварцевые, известковистые, плотные, среднезернистые. Карьер небольшой. Водопоглощаемость 0,13—4,63%. Морозостойкие. Износ в барабане Деваля 1,7—12,8%. Временное сопротивление сжатию 642—1000 *кг/см²* и выше. Абс. отм. 600 *м*
29	**Ярына**, Львовская обл., Яновский р-н 23°37′10″ в. д. 49°55′00″ с. ш.	Песчаники верхнего тортона. Абс. отм. 320 *м*

Продолжение табл. 55

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
17	**Ясень 1**, Станиславская обл., Новичанский р-н 24°08′00″ в. д. 48°44′10″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, полимиктовые, известковистые, мелко- и среднезернистые. Карьер небольшой. Абс. отм. 600 *м*
18	**Ясень 2**, Станиславская обл., Новичанский р-н 24°08′05″ в. д. 48°42′20″ с. ш.	Песчаники карпатской свиты кварцевые, массивные, средне- и крупнозернистые. Абс. отм. 650 *м*
19	**Ясень 3**, Станиславская обл., Новичанский р-н 24°10′40″ в. д. 48°43′25″ с. ш.	Песчаники ямненской свиты кварцевые, крупнозернистые, массивные. Карьер небольшой. Абс. отм. 550 *м*
97	**Яхлум**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°29′40″ в. д. 49°29′20″ с. ш.	Песчаники нижнего тортона. Абс. отм. 260 *м*

В восточной части Верхне-Тиссенской впадины, главным образом в районах, удаленных от выходов вулканических туфов и лав, разрабатываются песчаники терешвинской свиты нижнего тортона и менилитовой свиты нижнего олигоцена.

Песчаники терешвинской свиты кварцевые, грубозернистые с известковистым цементом.

Песчаники менилитовой свиты — массивные, толстоплитчатые, местами — пуддинговые.

Первые разрабатываются большим карьером близ с. Н. Новоселица, вторые — у с. Водица.

Наиболее высококачественным строительным материалом являются песчаники ямненской свиты, сопротивление сжатию которых достигает 1510 *кг/см*^{2}, износ в барабане Деваля 2,74% (по И. Мартынюк). Также высоким качеством отличаются суходольские «кварциты» (сопротивление сжатию 1385 *кг/см*^{2}, износ в барабане Деваля 8,75%) и «журавненские» песчаники.

Все остальные из описанных песчаников пригодны для строительства и ремонта шоссейных дорог, а наиболее крепкие разности — для постройки жилых зданий.

Характеристика месторождений песчаников дается в табл. 55.

КВАРЦИТЫ

Кварциты распространены в районе метаморфизованных кристаллических пород Раховского массива. Стратиграфически они относятся к средней мраморно-сланцево-кварцитовой толще палеозоя.

Внешне кварциты серовато-белые или молочно-белые. Между кварцевыми зернами содержатся магнетит, пирит и мелкие чешуйки серицита. Окислы железа по магнетиту местами придают кварцитам желтый цвет. Зерна кварца размером до 1 *мм* имеют извилистые очертания, тесно примыкают друг к другу. Цемент отсутствует. Местами в кварцитах наблюдается значительное рассланцевание. Химический состав кварцитов, по данным Н. П. Ермакова (1947 г.): SiO_2 84,3; $Al_2O_3 + TiO_2$ 1,82; Fe_2O_3 0,78; CaO нет; MgO нет; SO_3 12,51; п. п. п. 0,52.

Для производства динаса кварциты Раховского массива не могут использоваться ввиду недостаточного содержания кремнезема.

В настоящее время кварциты разрабатываются лишь одним карьером в 2 *км* от с. Луг. на шоссейной дороге Бочков—Рахов. Кварциты

этого карьера используются для стекольного производства на Бочковском химическом комбинате и для дорожно-ремонтных работ.

Кварциты Раховского кристаллического массива можно рекомендовать для использования как штучный строительный камень и облицовочный материал.

КРЕМНИ

Кремни находятся в пределах Внешней антиклинальной зоны Карпат в виде кремнистого горизонта, развитого в основании менилитовой свиты. Горизонт имеет мощность от 4 до 30 *м* и образован пластами слоистых кремней мощностью 5—20 *см*, разделенных тонкими прослоями различных аргиллитов. Горизонт имеет региональное распространение. До сих пор изучения кремней для их практического использования не производилось.

Кремни можно рекомендовать для мощения дорог и изготовления шаровых мельниц.

ГЛИНЫ

Глины и суглинки, пригодные для производства кирпича и гончарных изделий, встречаются на всей площади Предкарпатья и подчинены в основном четвертичным образованиям.

Использование третичных глин кирпичными заводами известно на площади развития «краковецких глин» сармата в районе Краковца.

Наиболее крупные заводы по производству кирпича и черепицы в Предкарпатье расположены во Львове, Дрогобыче, Станиславе, Городке.

Глины и суглинки эксплоатировались кустарными промыслами с давних времен. Специальные работы по обследованию месторождений глин и суглинков начали проводиться лишь в последние годы (1943—1945 гг.).

Ниже приводится описание наиболее крупных эксплоатирующихся месторождений глин и суглинков.

Зеленковское месторождение (№ 30, лист М—35—XIX), расположенное на юго-восточной окраине г. Львова, эксплоатируется с конца XIX в. Промышленный интерес представляет пачка пород четвертичного возраста, сложенная чередующимися прослоями суглинков, глин и глинистого мелкозернистого песка, залегающая на глинистых мелкозернистых песках. Мощность последних полностью не вскрыта (превышает 3,5 *м*).

В западной части месторождения в основании полезной пачки залегает линза синих иловатых глин мощностью 2—3 *м*. Общая мощность эксплоатирующихся глин и суглинков 6—9 *м*. Породы вскрыши представлены растительным слоем мощностью 0,7—0,8 *м*. Суглинки полезного слоя малопластичны. Глины отличаются большой пластичностью и плотностью. Содержание известковистых соединений, являющихся вредными примесями, невысокое. Глины и суглинки используются для производства строительного кирпича.

Изготовляются кирпичи следующих марок: 150, 125, 75, 50 (цифра показывает временное сопротивление сжатию в *кг/см*^{2}).

Запасы Зеленковского месторождения, подсчитанные Ю. М. Лоскутовым (1945 г.), по A_2 — суглинков 645 000 *м*^{3}, глин 159 000 *м*^{3}. Запасы A_2 обеспечивают действующие заводы сырьем на 25 лет.

Сиховское месторождение (№ 52, лист М—35—XIX), находящееся в 5 *км* к юго-юго-западу от Львова, эксплоатируется с 1898 г. Участок месторождения представляет наиболее возвышенную часть Сиховского водораздела на абсолютной отметке 380 *м*.

Представляющие промышленную ценность четвертичные суглинки и глины залегают на кварцевых песках. Общая мощность полезного слоя до 12 *м*. Мощность вскрыши (растительный слой) 0,7—0,3 *м*.

Эксплоатирующиеся суглинки состоят в основном из алевритовых частиц диаметром 0,1—0,01 *мм*. В сухом состоянии они имеют землистый излом, пористы, желто-серого цвета.

В основании суглинков залегает линза глин пластичных плотных, серо-синего цвета, содержащих свыше 50% пелитовых частиц диаметром менее 0,01 *мм*. Мощность линзы 1,4 *м*.

Суглинки и глины используются как кирпично-черепичное сырье. Химический состав их (по Т. П. Малееву, 1945 г.) довольно постоянный (см. табл. 56).

Таблица 56

Химический состав суглинков и глин Сиховского месторождения

Глубина взятия пробы, *м*	Порода	Химический состав, %					
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	П.п.п.
0,4—4,3	Суглинок	74,9	15,86	1,14	2,5	0,94	4,00
4,3—7,1	»	73,26	15,85	1,85	2,20	0,44	4,14
6	Глина	73,1	14,08	2,72	1,90	1,74	5,20

Результаты технологических испытаний глин, проведенных лабораторией Львовского политехнического института (1945 г.), даны в табл. 57.

Таблица 57

Результаты технологических испытаний глин Сиховского месторождения

Температура обжига, °С	Усадка, %	Врем. сопротивление сжатию, *кг/см²*	Врем. сопротивление излому, *кг/см²*	Врем. сопротивление разрыву, *кг/см²*	Водопоглощаемость, %
800	2,0	131	2,0	11,8	17,3
900	3,0	165	2,6	12,4	16,5
1000	4,0	187	3,1	13,1	15,3

Приведенные в таблице результаты технологических испытаний показывают, что глины Сиховского месторождения пригодны для производства строительного кирпича с температурой обжига 800—1000°. Из этого сырья получается кирпич следующих марок: 150, 125, 100, 75, 50. Глины и жирные суглинки нижних частей разреза пригодны для изготовления черепицы.

Запасы суглинков Сиховского месторождения, подсчитанные Г. П. Малеевым (1945 г.) на площади 350—743 *м²*, по категории A_2 составляют 2 064 000 *м³*, из которых 1 505 000 *м³* балансовые. Эти запасы обеспечат завод с годовой производительностью 10 млн. штук кирпичей сырьем на 60 лет.

Снопковское месторождение (№ 30, лист М—35—XIX) расположено на юго-восточной окраине Львова. Полезная толща четвертичного возраста залегает на глинистых песках и сложена в нижней части синими глинами, в верхней — бурыми, известковистыми, тощими суглинками. Общая мощность глин и суглинков в среднем колеблется от 2,85 до 7,85 *м*.

Результаты технологических испытаний, проведенных лабораторией Львовского политехнического института, даны в табл. 58.

Глины и суглинки являются хорошим сырьем для производства кирпича, а некоторые сорта глин — для изготовления черепицы. Синие глины, лежащие в нижней части полезной толщи, пригодны для изготовления кафеля и строительной терракоты с температурой обжига 1000°.

Запасы глин и суглинков, подсчитанные Ю. М. Лоскутовым (1945 г.) на участке Снопковского месторождения по категории $A_2 + B$, составляют 480 000 *м³*; они обеспечат действующие заводы сырьем на 16 лет. Запасы синей глины 92 000 *м³*.

Таблица 58

Результаты технологических испытаний суглинков и глин Снопковского месторождения

№ пробы	Глубина взятия пробы, *м*	Название породы	Общий остаток на сите 10 000 *отв/см²*, %	Вода при нормальной заминке, %	Усадка воздушная, %	Огневая усадка (%) после обжига при		Водопоглощение (%) после обжига при		Врем. сопротивление (*кг/см²*) сжатию (средн. из 3 опред.) после обжига при	
						800°	1000°	800°	1000°	800°	1000°
11	0,5—7,8	Суглинок	6,4	15,5	4,6	4,7	5,8	17,37	13,79	123	179
13	0,0—7,5	„	5,1	18,0	6,3	6,6	7,0	17,3	14,36	103	194
15	0,2—8,7	„	5,5	16,7	5,5	5,6	5,6	16,7	16,48	106	220
12	7,8—11,0	Глина	4,1	19,4	8,8	8,9	10,3	16,3	13,9	125	276
14	7,5—9,8	„	8,8	17,0	7,3	8,2	8,8	14,88	14,08	120	270

Гидрогеологические условия Львовской группы месторождений глин и суглинков благоприятные. Водоносные горизонты расположены ниже полезной толщи.

Дрогобычское месторождение (№ 17, лист М—35—XXIV) эксплоатируется с прошлого столетия. Используются четвертичные глины, залегающие под растительным слоем на глубине 0,2 *м*. Верхние части полезного слоя сложены более тощими, нижние части — более жирными пластичными глинами. Мощность глин от 4 до 6 *м*.

Водоносные горизонты на этой глубине отсутствуют. Химический состав глин, определенный по анализам, проведенным лабораторией строительных материалов Львовского политехнического института (1945 г.), показан в табл. 59.

Таблица 59

Химический состав глин Дрогобычского месторождения

Участок месторождения	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	П.п.п.	Сумма
Участок завода № 1	79,08	13,38	3,02	0,60	0,11	—	3,56	99,25
Участок завода № 2	78,68	3,42	13,58	0,40	0,08	—	3,72	99,88

Результаты технологических испытаний глин, по данным той же лаборатории, приведены в табл. 60.

Таблица 60

Результаты технологического испытания глин Дрогобычского месторождения

Участок месторождения	Температура обжига, °С	Усадка, %	Водопоглощение, %	Врем. сопротивление сжатию, *кг/см²*	Врем. сопротивление разрыву, *кг/см²*
Участок завода № 1	860	6,0	15,6	106,0	12,2
	900	7,0	14,7	157,0	16,1
	1000	7,0	13,5	196,7	17,2
Участок завода № 2	800	6,0	16,1	86,0	8,4
	900	6,0	15,0	152,7	11,1
	1000	6,5	14,7	312,7	15,2

Дрогобычские глины используются для производства строительного кирпича.

Запасы на участке 0,9 *га* завода № 1 (по С. Н. Ковальчук и Н. И. Черняк, 1945 г.) составляют 27 000 $м^3$. Запасы участка завода № 2 на пло-

щади 12 000 $м^2$ (по С. Н. Ковальчук, 1945 г.) равны 60 000 $м^3$. Запасы могут быть увеличены за счет увеличения площади заводских участков.

Станиславское месторождение (№ 23, 24, 25, 26, лист М—35—XXV) кирпичных глин эксплоатируется с 1885 г. (завод № 6) заводами, расположенными на окраинах г. Станислава.

Полезная толща представлена четвертичными глинами, лежащими на древнечетвертичном галечнике. Нижние части разреза сложены серой пластичной глиной мощностью 3 *м*, ниже которой залегает желтая, вязкая, песчанистая глина мощностью 3—3,5 *м*. Выше глина плотная, желтого цвета, тощая, с остатками перегнивающих корней растений, сильно трещиноватая, мощностью до 4,0 *м*. Верхние части слагает слой темно-серой плотной комковатой глины мощностью 0,5 *м*.

Вскрыша представляет растительный слой мощностью до 0,5 *м*. Водоносные горизонты на глубине залегания полезного ископаемого не встречены.

Химический состав глин Станиславского месторождения, по данным лаборатории строительных материалов Львовского политехнического института, приведен в табл. 61.

Таблица 61

Химический состав глин Станиславского месторождения

№ пробы	Глубина взятия пробы, *м*	Мощность исследованного слоя, *м*	Химический состав, %							
			SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	MnO	П.п.п.	Сумма
4	0,6 —2,3	1,9	78,30	11,7	3,7	0,48	0,15	Следы	6,26	99,99
5	2,5 —4,2	1,7	79,72	12,20	3,7	0,58	0,17	—	3,62	99,89
6	5,5 —6,2	0,7	78,64	12,20	3,0	0,61	0,16	Следы	5,38	99,98
7	0,2 —2,2	2,0	74,24	14,60	4,9	1,02	0,18	„	5,02	99,96
8	2,2 —3,7	3,5	77,42	13,0	4,0	0,62	0,16	„	4,74	99,94
11	0,05—3,2	3,15	78,44	12,4	2,2	1,06	0,10	„	5,72	99,92

Результаты технологических испытаний, по данным той же лаборатории, приведены в табл. 62.

Таблица 62

Результаты технологических испытаний глин Станиславского месторождения

Температура обжига, °С	Усадка, %	Водопоглощение, %	Врем. сопротивление сжатию, *кг/см²*	Врем. сопротивление разрыву, *кг/см²*	Температура обжига для изготовления строительного кирпича, °С
800	6,5	14,6	136	12,6	
900	7,0	12,3	211	21,9	850
1 000	8,0	10,1	255	35,2	

Глины Станиславского месторождения используются для производства строительного кирпича.

Суммарные запасы месторождения кирпичных глин (по Н. К. Стрелковой, Н. И. Черняк, 1945 г.) на участках заводов № 1, 2, 3, 4, 5, 6 общей площадью 400 тыс. $м^2$ составляют 1 352 400 $м^3$.

В Закарпатье для производства кирпича и черепицы используются четвертичные суглинки и глины.

Наиболее крупные кирпичные заводы расположены на месторождениях глин в гг. Хуст, Берегово, Мукачево и Ужгород. Описание этих месторождений, а также остальных известных месторождений Западной Украины приводится в табл. 63.

Характеристика месторождений глин и суглинков Западной Украины

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
1	**Бабина**, Станиславская обл., Войниловский р-н 24°30′ в. д. 49°08′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичная глина). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 230 *м*
3	**Балановичи**, Дрогобычская обл., Крукеничский р-н 23°05′ в. д. 49°41′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичная глина). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 260 *м*
1	**Баличе 1**, Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°00′20″ в. д. 49°46′50″ с. ш.	Желтые карбонатные лёссовидные суглинки. Мощность 3 *м*. Абс. отм. 250 *м*
2	**Баличе 2**, Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°02′00″ в. д. 49°45′35″ с. ш.	Среднесарматские глины серые, песчаные. Мощность около 5 *м* Абс. отм. 250 *м*
1	**Бандуров**, Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 22°43′20″ в. д. 49°22′30″ с. ш.	Делювий, суглинки синевато-серые. Мощность 2 *м*. Абс. отм. 350 *м*
4	**Бандуров**, Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 22°43′ в. д. 49°23′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 370 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
5	**Барбатув**, Львовская обл., Городокский р-н 23°46′25″ в. д. 49°48′00″ с. ш.	Делювиальные суглинки желтовато-серые Абс. отм. 300 *м*
1	**Бачач**, Львовская обл., Бобрк-ский р-н 24°28′ в. д. 49°38′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 300 *м*
1	**Берегово 1**, Закарпатская обл., Береговский округ 22°35′50″ в. д. 48°12′10″ с. ш.	Аллювиальные глины и суглинки, подстилающиеся песком. Мощность 5,2 *м*. Запасы по кат. C_1 2 740 500 *м*^{3}. Возможно увеличение запасов за счет расширения площади Абс. отм. 100 *м* Известно с 1902 г. Эксплоатируется кирпичным заводом № 1
2	**Берегово 2**, Закарпатская обл., Береговский округ 22°34′00″ в. д. 48°12′20″ с. ш.	Аллювиально-делювиальные глины и суглинки. Мощность 6 *м*. Подстилаются водоносными аллювиальными песками Химический состав глин в %: SiO_2 58,08; Al_2O_3 21,12; Fe_2O_3 6,36; CaO 0,12; MgO 3,30 П. п. п. 7,58 Запасы по кат. C_1 830 060 *м*^{3}. Возможно увеличение запасов за счет расширения площади. Абс. отм. 180 *м* Известно с 1912 г. Эксплоатируется кирпичным заводом № 2

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
3	**Берегово 3,** Закарпатская обл., Береговский округ 22°35′30″ в. д. 48°12′30″ с. ш.	Аллювиально-делювиальные глины и суглинки, подстилающиеся песками Химический состав в %: SiO_2 79,80; Al_2O_3 13,63; Fe_2O_3 7,37; CaO нет; MgO 0,90; MnO 2,53; п. п. п. 5,0 Запасы по кат. C_1 391 500 *м*³. Возможно увеличение запасов за счет расширения площади Абс. отм. 130 *м* Известно с 1905 г. Эксплоатируется кирпичным заводом № 3
2	**Бережаны 1,** Тернопольская обл., Бережанский р-н, в 4 *км* к северо-западу от ст. Бережаны 24°26′ в. д. 49°27′ с. ш.	Глина. Залегает под почвой на глубине 0,5 *м*. Мощность 3 *м*
3	**Бережаны 2,** Тернопольская обл., Бережанский р-н, в 2,5 *км* к юго-западу от ст. Бережаны 24°57′ в. д. 49°27° с. ш.	Глина. Залегает под черноземом на глубине 0,5 *м*. Мощность 4,5 *м* Разрабатывается для производства кирпича
6	**Березец,** Дрогобычская обл., Комарновский р-н 23°40′10″ в. д. 49°36′30″ с. ш.	Четвертичные глины и суглинки Абс. отм. 250 *м*
5	**Березовцы,** Дрогобычская обл., Ходоровский р-н, в 7 *км* к юго-западу от ст. Бережече 24°09′ в. д. 49°08′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы. Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 280 *м*
4	**Бжезина,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°04′ в. д. 49°26′ с. ш.	Четвертичные суглинки Абс. отм. 270 *м*
3	**Бжуховицы 1,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°34′50″ в. д. 49°35′00″ с. ш.	Четвертичные суглинки Абс. отм. 280 *м*
6	**Билки,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°38′ в. д. 49°38′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 340 *м*
2	**Блудники,** Станиславская обл., Галичский р-н 24°39′ в. д. 49°07′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы. Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 210 *м*
2	**Блузев Гурный,** Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°55′ в. д. 48°36′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы. Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 300 *м*
7	**Бобрка,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°16′20″ в. д. 49°38′15″ с. ш.	Четвертичные суглинки Абс. отм. 310 *м* Эксплоатируется

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
3	**Богородчаны,** Станиславская обл., Богородчанский р-н 24°33′ в. д. 48°49′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы. Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Абс. отм. 310 *м*
2	**Болехов 2,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°53′ в. д. 49°04′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Абс. отм. 370 *м*
3	**Болехов 3,** Станиславская обл., Болеховский р-н 23°52′ в. д. 49°03′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит
7	**Борки,** Львовская обл., Львовский р-н 23°56′50″ в. д. 49°55′00″ с. ш.	Делювий, глина лёссовидная, тощая, неслоистая. Залегает на очень жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 320 *м*
8	**Бортятин 1,** Дрогобычская обл., Судово-Вишнянский р-н 23°24′10″ в. д. 49°48′25″ с. ш.	Глины однородные, состоящие из тонкозернистой глинисто-песчанистой массы. На поверхности пластов много тонких чешуек слюды, по трещинам наблюдается выделение гидроокиси железа. Абс. отм. 248 *м*
9	**Бортятин 2,** Дрогобычская обл., Судово-Вишнянский р-н 23°24′00″ в. д. 49°47′50″ с. ш.	Желтые лёссовидные суглинки Абс. отм. 230 *м*
4	**Борислав,** Дрогобычская обл., Бориславский р-н 23°26′30″ в. д. 49°16′30″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 350 *м*
4	**Брошнюв,** Станиславская обл., Долинский р-н 24°11′ в. д. 48°59′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 340 *м*
3	**Бунковичи,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°50′ в. д. 49°31′ с. ш.	Желтовато-серые, слабо слюдистые песчаные делювиальные суглинки Абс. отм. 320 *м*
9	**Буск,** Львовская обл., Бусский р-н 24°38′00″ в. д. 49°57′30″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 200 *м*
1	**Бычков,** Закарпатская обл., Раховский округ 24°04′ в. д. 47°59′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки. Залегают на галечных отложениях надпойменной террасы р. Тисса. Видимая мощность слоя 1 *м*. Вскрыша отсутствует Используется Бычковским химическим заводом
1	**Великое Березне,** Закарпатская обл., Великоберезнянский округ 22°29′25″ в. д. 45°53′55″ с. ш.	Аллювиальные суглинки первой надпойменной террасы р. Уж. Видимая мощность 1 *м*. Вскрыша отсутствует Абс. отм. 200 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом с 1919 г.

Продолжение табл. 63

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
1	**Виноградово,** Закарпатская обл., Севлюшский округ 23°01′45″ в. д. 48°08′30″ с. ш.	Аллювиальные глины и делювиальные суглинки мощностью до 5,5 *м*, подстилающиеся песком Химический состав в %: SiO_2 71,66; Al_2O_3 13,44; Fe_2O_3 6,56; CaO 1,1; MgO 2,35; п. п. п. 4,42 Технологические свойства глины, обожженной при 1000°: усушка и усадка — 3,5%; врем. сопротивление сжатию 400 *кг/см²*; черепок темнокрасного цвета, звонкий. Сырье высшего качества. Запасы на площади 257,5 *м²* по кат. C_1 12 000 *м³*. Запасы могут быть увеличены за счет увеличения площади разведки
10	**Висьневчик,** Львовская обл., Поморянский р-н 24°43′30″ в. д. 49°41′50″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 380 *м*
11	**Волков,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°36′ в. д. 49°37′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 330 *м*
12	**Вороняки,** Львовская обл., Золочевский р-н 24°54′00″ в. д. 49°45′50″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 350 *м*
10	**Воютичи,** Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°07′ в. д. 49°33′ с. ш.	Глина четвертичная. Мощность 4 *м*. Залегает на глубине 0,3 *м* под почвенным слоем. Ориентировочные запасы 80 000 *м³* Абс. отм. 300 *м* Эксплоатируется Воютичским заводом
13	**Выбрановка,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°14′ в. д. 49°34′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичная глина). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 240 *м*
11	**Выгадувка,** Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°01′ в. д. 49°36′ с. ш.	Серые делювиальные суглинки Абс. отм. 250 *м*
5	**Выгода,** Станиславская обл., Выгодский р-н 23°55′ в. д. 48°56′ с. ш.	Серые делювиальные суглинки Абс. отм. 450 *м*
12	**Выкоты,** Дрогобычская обл., Самборский р-н, в 6 *км* к северо-западу от ст. Самбор 23°08′ в. д. 49°35′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 300 *м*
5	**Галич,** Станиславская обл., Галичский р-н 24°44′ в. д. 49°07′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 230 *м*
6	**Ганушевце,** Станиславская обл., Жовтневый р-н, в 6 *км* к северо-востоку от ст. Ямнице 24°48′ в. д. 49°00′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 260 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
7	**Гербутов,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°46′30″ в. д. 49°13′29″ с. ш.	Четвертичные глины Абс. отм. 250 *м*
14	**Глиняны 1,** Львовская обл., Глинянский р-н, в 10 *км* к юго-востоку от ст. Задворье 24°32′ в. д. 49°49′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки. Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит
15	**Глиняны 2,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°32′ в. д. 49°49′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки. Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 200 *м*
16	**Глиняны 3,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°31′20″ в. д. 49°48′20″ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки. Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 210 *м*
13	**Городок 1,** Львовская обл., Городокский р-н, в 15 *км* к юго-востоку от ст. Городок 23°39′ в. д. 49°46′ с. ш.	Четвертичные суглинки. Залегают под растительным слоем. Мощность суглинков 9,5 *м*, залегание горизонтальное. Мощность вскрыши 0,4—0,7 *м* Абс. отм. 240 *м* Эксплоатируется
14	**Городок 2,** Львовская обл., Городокский р-н 23°34′40″ в. д. 49°47′00″ с. ш.	Четвертичные суглинки (см. № 13). Химический состав в %: SiO_2 73,93; Al_2O_3 13,15; Fe_2O_3 3,49; CaO 2,77; MgO 0,54; п. п. п. 5,89; сумма 99,77. Запасы по кат. A_2+B+C 663 000 $м^3$ Абс. отм. 240 *м* Эксплоатируется с 1912 г. кирпичным заводом
15	**Городок 3,** Львовская обл., Городокский р-н 23°36′20″ в. д. 49°47′50″ с. ш.	Четвертичные суглинки и глины Абс. отм. 350 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
16	**Гусаков,** Дрогобычская обл., Крукеничский р-н 23°09′ в. д. 49°43′ с. ш.	Делювий, лёссовидные породы (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 220 *м*
8	**Дашава,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н, в 6 *км* к западу от ст. Стрый 24°01′ в. д. 49°15′ с. ш.	Четвертичные суглинки делювиальные, серого цвета. Абс. отм. 310 *м*
17	**Дрогобыч,** Дрогобычская обл., Дрогобычский р-н 23°38′ в. д. 49°21′ с. ш.	Описание месторождения дано в тексте, перед настоящей таблицей (см. стр. 569)
9	**Дрогомирчаны,** Станиславская обл., Станиславский р-н 24°38′ в. д. 48°54′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 230 *м*
18	**Дубляны,** Дрогобычская обл., Дублянский р-н 23°21′ в. д. 49°30′ с. ш.	Желтовато-серые делювиальные глины и суглинки Абс. отм. 310 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
17	**Дунаев**, Львовская обл., Поморянский р-н 24°50′40″ в. д. 49°36′40″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 320 *м*
19	**Дытятычи**, Дрогобычская обл., Судово-Вишнянский р-н 23°21′ в. д. 49°44′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 300 *м*
20	**Женсна Польска 1**, Львовская обл., Львовский р-н 23°59′00″ в. д. 49°51′30″ с. ш.	Четвертичные суглинки и глины Абс. отм. 300 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
21	**Женсна Польска 2**, Львовская обл., Куликовский р-н 23°58′00″ в. д. 49°53′25″ с. ш.	Четвертичные суглинки и глины Абс. отм. 315 *м*
18	**Жидачов**, Дрогобычская обл., Жидачовский р-н 24°09′ в. д. 49°23′ с. ш.	Четвертичные суглинки и глины. Мощность суглинков 6 *м*, мощность глин 2 *м* Абс. отм. 250 *м*
22	**Жорниска**, Львовская обл., Яновский р-н 23°50′ в. д. 49°54′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 300 *м*
10	**Журув**, Станиславская обл., Букачевский р-н 24°28′ в. д. 49°19′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Абс. отм. 260 *м*
19	**Задвирье**, Львовская обл., Глинянский р-н 24°26′30″ в. д. 49°52′40″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки. Абс. отм. 210 *м* Разрабатывается
20	**Замосьце**, Львовская обл., Глинянский р-н 24°32′ в. д. 49°50′ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 200 *м*
21	**Заставне**, Львовская обл., Глинянский р-н 24°25′30″ в. д. 49°49′15″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 270 *м*
22	**Золочев 1**, Львовская обл., Золочевский р-н 24°55′ в. д. 49°48′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 265 *м* Эксплоатируется
23	**Золочев 2**, Львовская обл., Золочевский р-н, в 2,5 *км* к северу от ст. Золочев 24°54′ в. д. 49°58′ с. ш.	Делювиальные суглинки и глины
23	**Кавско**, Дрогобычская обл., Меденицкий р-н 23°48′ в. д. 49°21′ с. ш.	Серые делювиальные и желтые лёссовидные суглинки Абс. отм. 350 *м*

Продолжение табл. 63

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
11	**Калуш 1**, Станиславская обл., Калушский р-н 24°24′ в. д. 49°02′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 265 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
12	**Калуш 2**, Станиславская обл., Калушский р-н 24°21′ в. д. 49°01′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Абс. отм. 300 *м*
24	**Кимиж**, Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°30′00″ в. д. 49°39′10″ с. ш.	Лёссовидные суглинки, известковистые, светло-серого цвета. Мощность 1,5 *м* Абс. отм. 320 *м*
25	**Клодзенко**, Львовская обл., Куликовский р-н 24°16′00″ в. д. 49°59′30″ с. ш.	Делювиальные суглинки Абс. отм. 240 *м*
13	**Книгинин**, Станиславская обл., Станиславский р-н 24°44′ в. д. 48°57′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирной, часто слоистой гончарной глине. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 230 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
26	**Козлов**, Львовская обл., Ново-Милятинский р-н 24°31′30″ в. д. 49°57′25″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 240 *м*
24	**Комарно**, Львовская обл., Яворовский р-н 23°23′00″ в. д. 49°58′40″ с. ш.	Глина четвертичная светлосерая, несколько песчанистая. Поверхность прослойков покрыта мелкими чешуйками слюды Абс. отм. 240 *м* Эксплоатировалось для производства гончарных изделий
25	**Конюшки Семеновские**, Дрогобычская обл., Рудковский р-н 23°21′ в. д. 49°36′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 280 *м*
26	**Краковец**, Львовская обл., Краковецкий р-н 23°10′00″ в. д. 49°56′30″ с. ш.	Эксплоатируются делювиальные четвертичные суглинки и серые, слабо песчаные глины верхнего тортона Абс. отм. 230 *м*
27	**Красное**, Львовская обл., Красненский р-н 24°36′30″ в. д. 49°54′00″ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Абс. отм. 240 *м* Эксплоатируется
28	**Куликов**, Львовская обл., Куликовский р-н 24°04′45″ в. д. 49°58′30″ с. ш.	Лёссовидные делювиальные суглинки Абс. отм. 250 *м*
29	**Куровичи**, Львовская обл., Глинянский р-н 24°24′ в. д. 49°45′50″ с. ш.	Делювиальные суглинки Абс. отм. 250 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
2	**Липецкая Поляна,** Закарпатская обл., Хустский округ 23°21′ в. д. 48°21′ с. ш.	Четвертичные глины жирные, пластичные, голубовато-серого цвета. Абс. отм. 240 *м* Эксплоатируется местным населением для производства кирпича
27	**Липня,** Дрогобычская обл., Дрогобычский р-н 23°28′40″ в. д. 49°22′20″ с. ш.	Серые делювиальные суглинки Абс. отм. 300 *м*
28	**Лучица,** Львовская обл., Яворовский р-н 23°33′ в. д. 50°00′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 300 *м*
30	**Львов,** Львовская обл., Львовский р-н 24°04′45″ в. д. 45°50′10″ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок весьма тощий, неслоистый. Залегает на очень жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 320 *м* Разрабатывается для производства кирпича Львовским облпромсоветом
31	**Малехов,** Львовская обл., Львовский р-н 24°04′25″ в. д. 45°58′30″ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок, весьма тощий, неслоистый. Залегает на очень жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 260 *м*
2	**Малое Березне,** Закарпатская обл., Великоберезнянский округ 22°27′30″ в. д. 48°51′50″ с. ш.	Аллювиальные суглинки первой надпойменной террасы р. Уж. Видимая мощность 1,5 *м*. Вскрыша отсутствует Абс. отм. 200 *м*
4	**Мижинец,** Дрогобычская обл., Нижанковичский р-н 22°55′ в. д. 49°40′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 310 *м*
14	**Млынско,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°12′ в. д. 49°19′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 220 *м*
6	**Моршин,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°52′ в. д. 49°10′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 260 *м*
29	**Мостки,** Львовская обл., Сокольникский р-н 23°52′ в. д. 49°43′ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 290 *м*
30	**Мостиска 1,** Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°11′00″ в. д. 49°46′30″ с. ш.	Серые четвертичные делювиальные глины Абс. отм. 210 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
31	**Мостиска 2,** Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°09′ в. д. 49°48′ с. ш.	Серые жирные глины нижнего сармата с тонкими прослоями песчаника Абс. отм. 230 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
32	**Мостиска 3,** Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°10′10″ в. д. 49°45′30″ с. ш.	Серые жирные глины нижнего сармата Абс. отм. 200 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
33	**Мостиска 4,** Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°08′15″ в. д. 49°47′50″ с. ш.	Серые четвертичные делювиальные глины Абс. отм. 273 *м*
4	**Мукачево 1,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 32°39′40″ в. д. 48°25′10″ с. ш.	Аллювиальные суглинки буровато-желтого цвета. Залегают под почвенным слоем на пятнистых глинах буровато-желтого и серого цвета. Абс. отм. 150 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом № 1
5	**Мукачево 2,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 22°41′30″ в. д. 48°25′30″ с. ш.	Аллювиальные суглинки буровато-желтого цвета, мощностью 0,4—2 *м*. Залегают на пятнистых глинах буровато-желтого и серого цвета мощностью до 1,5 *м*. Покрываются почвенным слоем мощностью 2 *м*. Химический состав в %: SiO_2 68,70; Al_2O_3 16,33; Fe_2O_3 6,00; CaO 1,40; MgO 2,14; MnO 0,22; п. п. п. 5,00 Суглинки отличаются хорошим для производства кирпича качеством Запасы на площади 134 187 $м^2$ по кат. C_1 составляют 369 014 $м^3$. Могут быть увеличены за счет расширения площади разведки Абс. отм. 150 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом № 2
6	**Мукачево 3,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 22°42′00″ в. д. 48°26′30″ с. ш.	Аллювиальные суглинки буровато-желтого цвета мощностью 0,5—1,5 *м*. Залегают под почвенным слоем 0,2 *м* на пятнистых глинах буро-желтого и серого цвета мощностью 1—3 *м*. Химический состав в %: SiO_2 61,50; Al_2O_3 2,17; Fe_2O_3 19,04; CaO 0,14; MgO 7,15; MnO 7,20; п. п. п. 0,0; сумма 99,47 Суглинки отличаются хорошим качеством для производства кирпича Абс. отм. 120 *м* Запасы на площади 217 687 $м^2$ по кат. C_1 составляют 369 014 $м^3$ Эксплоатируется кирпичным заводом № 3
7	**Мукачево 4,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 22°38′00″ в. д. 48°26′30″ с. ш.	Аллювиальные суглинки буровато-желтого цвета. Залегают под почвенным слоем на пятнистых глинах буровато-желтого и серого цвета Абс. отм. 120 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом № 4
32	**Мястечко,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°26′ в. д. 49°37′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 300 *м*
1	**Надворная,** Станиславская обл., Надворнянский р-н 24°34′ в. д. 48°37′ с. ш.	Четвертичные суглинки Абс. отм. 600 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
33	**Нараев**, Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°48′ в. д. 49°32′ с. ш.	Лёссовидные суглинки светлобурые. Видимая мощность суглинков в карьере достигает 6—7 *м* Абс. отм. 350 *м*
15	**Неговце**, Станиславская обл., Войниловский р-н 24°22′00″ в. д. 49°04′30″ с. ш.	Глины четвертичные аллювиальные Эксплоатируется кирпичным заводом
34	**Нейдорф**, Дрогобычская обл., Меденицкий р-н 23°36′35″ в. д. 49°20′00″ с. ш.	Четвертичные суглинки и глины. Абс. отм. 330 *м*
5	**Нижанковице**, Дрогобычская обл., Нижанковичский р-н 22°49′00″ в. д. 49°40′30″ с. ш.	Глина видимой мощностью 8 *м*. Залегает на глубине 0,2 *м* под почвенным слоем Абс. отм. 270 *м* Используется для производства строительного кирпича
6	**Новое Место**, Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°52′ в. д. 49°37′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Абс. отм. 300 *м*
34	**Ольховец**, Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°06′ в. д. 49°28′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок серо-желтого цвета. Залегает на коричневых слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Видимая мощность суглинков в карьере 9 *м*. Абс. отм. 360 *м*
35	**Ольшанка**, Львовская обл., Красненский р-н 24°37′30″ в. д. 49°53′00″ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки серо-желтого цвета. Залегают на коричневых, слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Видимая мощность суглинков в карьере 9 *м* Абс. отм. 220 *м*.
17	**Опрышовце**, Станиславская обл., Станиславский р-н 24°44′ в. д. 48°54′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки серо-желтого цвета. Залегают на коричневых, слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Видимая мощность суглинков в карьере 9 *м* Абс. отм. 250 *м*.
36	**Остров**, Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°16′20″ в. д. 49°27′30″ с. ш.	Лёссовидные суглинки зеленовато-серого цвета мощностью в карьере 8—10 *м* Абс. отм. 260 *м* Эксплоатируется
17	**Отыня**, Станиславская обл., Ольшанский р-н 24°51′ в. д. 48°45′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 260 *м*
43	**Пельтев 1**, Львовская обл., Глинянский р-н 24°31′ в. д. 49°52′ с. ш.	Делювиальные лёссовидные суглинки Абс. отм. 220 *м*
44	**Пельтев 2**, Львовская обл., Глинянский р-н 24°29′15″ в. д. 49°51′35″ с. ш.	Делювиальные лёссовидные суглинки. Абс. отм. 250 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
37	**Перемышляны 1,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°34′ в. д. 49°40′ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 290 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
38	**Перемышляны 2,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°31′ в. д. 49°42′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 290 *м*
39	**Перемышляны 3,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°33′ в. д. 49°41′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 320 *м*
40	**Погорыльцы,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°30′ в. д. 49°44′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок. Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 320 *м*
41	**Погулянка-Снопков,** Львовская обл., Львовский р-н 24°03′00″ в. д. 49°49′10″ с. ш.	Описание месторождения дано в тексте перед настоящей таблицей (см. стр. 568)
18	**Подбережье,** Дрогобычская обл., Журавновский р-н 24°17′ в. д. 49°16′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 245 *м*
35	**Подлиски,** Дрогобычская обл., Крукеничский р-н 23°15′ в. д. 49°42′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 310 *м*
42	**Поднестеряны,** Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°14′ в. д. 49°26′ с. ш.	То же, что и в месторождении Подбережье (№ 18) Абс. отм. 290 *м*
3	**Порошков,** Закарпатская обл., Перечинский округ 22°48′10″ в. д. 48°40′40″ с. ш.	Глины эоцена голубовато-серого цвета. Мощность пачек 1—2 *м* Абс. отм. 200 *м* Разрабатывается местными жителями
36	**Пустомыты 1,** Львовская обл., Сокольникский р-н 23°55′ в. д. 49°44′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 290 *м*
37	**Пустомыты 2,** Львовская обл., Сокольникский р-н 23°55′ в. д. 49°45′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Абс. отм. 330 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
38	**Радловичи,** Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°16′30″ в. д. 49°31′00″ с. ш.	Глина мощностью 4 *м*. Залегает на глубине 0,1 *м* под почвенным слоем Абс. отм. 300 *м* Эксплоатируется Самборским кирпичным заводом № 3

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
7	**Радохонцы,** Дрогобычская обл., Крукеничский р-н 22°59′ в. д. 49°41′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичные глины). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 310 *м*
40	**Развадов,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°56′15″ в. д. 49°30′00″ с. ш.	Глины древнечетвертичного возраста, в нижних частях плотные, слоистые, слабо песчанистые. Мощность не установлена (на глубине 2, 3, 6 *м* подошва не была встречена). Вверху — песчанистые серо-зеленые глины. Мощность 0,3—2,05 *м*. Запасы по кат. A_2 1495 тыс. $м^3$ Абс. отм. 200 *м*
45	**Развожаны,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°30′ в. д. 49°49′ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки
46	**Ракобуты,** Львовская обл., Бусский р-н 24°32′50″ в. д. 50°00′00″ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок. Залегает на жирной, часто слоистой гончарной глине. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 210 *м*
7	**Райлов,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°45′30″ в. д. 49°17′40″ с. ш.	Четвертичные лёссовидные суглинки. Залегают на жирных, слоистых глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Вскрыша отсутствует Запасы на площади 300 тыс. $м^2$ по кат. С 1,5 млн. $м^3$ Абс. отм. 300 *м* Эксплоатируется Стрыйским кирпичным заводом № 4
39	**Ракова,** Дрогобычская обл., Старо-Самборский р-н 23°04′ в. д. 49°36′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичная глина). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 250 *м*
47	**Ремизовцы,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°52′30″ в. д. 49°43′20″ с. ш.	Гончарные глины мощностью 20—30 *м*, в верхней части зеленоватые, в средней черные, внизу коричневато-зеленые Абс. отм. 260 *м*
48	**Рогатин 1,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°36′ в. д. 49°25′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичная глина). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты Абс. отм. 260 *м*
49	**Рогатин 2,** Станиславская обл., Рогатинский р-н, в 2 *км* к северо-западу от ст. Рогатин 24°38′ в. д. 49°26′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичная глина). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты. Мощность суглинков 5—6 *м* Абс. отм. 260 *м*
19	**Рожнятов 1.** Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°10′ в. д. 48°57′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичная глина). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты. Мощность суглинков 5—6 *м* Абс. отм. 400 *м*
20	**Рожнятов 2,** Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°09′ в. д. 48°57′ с. ш.	Делювий, лёссовидные суглинки (кирпичная глина). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты. Мощность суглинков 5—6 *м* Абс. отм. 365 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
50	**Рокитно,** Львовская обл., Бусский р-н 24°37′20″ в. д. 49°59′00″ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок. Залегает на жирной, часто слоистой гончарной глине. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 220 *м*
21	**Россульна,** Станиславская обл., Солотвинский р-н 24°23′ в. д. 48°47′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок. Залегает на жирной, часто слоистой гончарной глине. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 450 *м*
41	**Рудки,** Дрогобычская обл., Рудковский р-н 23°30′ в. д. 49°39′ с. ш.	Четвертичные суглинки делювиальные, серого цвета Абс. отм. 250 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
51	**Русилов,** Львовская обл., Красненский р-н 24°34′55″ в. д. 49°54′00″ с. ш.	Четвертичные суглинки делювиальные, серого цвета Абс. отм. 230 *м*
42	**Самбор 1,** Дрогобычская обл., Самборский р-н 23°11′ в. д. 49°31′ с. ш.	Четвертичные суглинки, делювиальные глины Абс. отм. 300 *м*
43	**Самбор 2,** Дрогобычская обл., Самборский р-н/ 23°11′ в. д. 49°31′ с. ш.	Серые четвертичные делювиальные суглинки и глины Абс. отм. 300 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
44	**Свидница,** Львовская обл., Краковецкий р-н 23°14′ в. д. 49°59′ с. ш.	Нижнесарматские глины серые, слабо песчаные Абс. отм. 200 *м*
45	**Селиска,** Львовская обл., Яворовский р-н 23°19′ в. д. 49°52′ с. ш.	Делювиальные суглинки Абс. отм. 260 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
52	**Сихов,** Львовская обл., Львовский р-н 24°04′30″ в. д. 49°48′00″ с. ш.	Лёссовидные суглинки серо-желтого цвета. Мощность 4—5 *м* Абс. отм. 310 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
22	**Славентин,** Тернопольская обл., Подгаецкий р-н 24°51′ в. д. 49°19′ с. ш.	Четвертичные глины Абс. отм. 320 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
53	**Словита,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°35′30″ в. д. 49°04′00″ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок. Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 240 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
8	**Слохиня,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°53′30″ в. д. 49°33′00″ с. ш.	Глина четвертичная мощностью 3 *м*. Залегает на глубине 5 *м* под суглинистым слоем Абс. отм. 400 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом № 2
8	**Сможе Дольне,** Дрогобычская обл., Славский р-н 23°12′00″ в. д. 48°53′10″ с. ш.	Четвертичные суглинки Абс. отм. 640 *м*

Продолжение табл. 63

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
54	**Солова,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°24′ в. д. 49°45′ с. ш.	Четвертичные лёссовидные суглинки Абс. отм. 250 *м*
46	**Солонское,** Дрогобычская обл., Бориславский р-н 23°38′30″ в. д. 49°22′30″ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 300 *м*
47	**Стажиска,** Львовская обл., Яворовский р-н 23°35′ в. д. 43°59′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 300 *м*
23	**Станислав 1,** Станиславская обл., Станиславский р-н 24°41′ в. д. 48°55′ с. ш.	Описание месторождения дано в тексте перед настоящей таблицей (см. стр. 570)
24	**Станислав 2,** Станиславская обл., Станиславский р-н 24°44′ в. д. 48°56′ с. ш.	То же Эксплоатируется кирпичным заводом
25	**Станислав 3,** Станиславская обл., Станиславский р-н 24°45′ в. д. 48°57′ с. ш.	Описание месторождения дано в тексте (см. стр. 570)
26	**Станислав 4,** Станиславская обл., Станиславский р-н 24°44′ в. д. 48°55′ с. ш.	То же
9	**Станкув,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н, в 5 *км* к северо-западу от ст. Моршин 23°55′ в. д. 49°12′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок. Залегает на жирных гончарных глинах Абс. отм. 337 *м*
55	**Старое Село,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°12′ в. д. 49°43′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок. Залегает на жирных гончарных глинах Абс. отм. 320 *м*
10	**Стебник,** Дрогобычская обл., Бориславский р-н 23°34′00″ в. д. 49°17′50″ с. ш.	Делювиально-аллювиальные суглинки. Видимая мощность 1—1,5 *м* Абс. отм. 300 *м*
56	**Стратын Село;** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°44′ в. д. 49°27′ с. ш.	Лёссовидные суглинки желто-серого цвета. Залегают на известковистых мергелях Абс. отм. 270 *м*
57	**Стрелиска Новая,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°23′50″ в. д. 49°30′25″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 300 *м*
58	**Струтин,** Львовская обл., Золочевский р-н 24°57′10″ в. д. 49°47′00″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 300 *м*
27	**Струтин Верхний,** Станиславская обл., Рожнятовский р-н 24°05′ в. д. 48°54′ с. ш.	Аллювиальные глины Абс. отм. 350 *м*

Продолжение табл. 63

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
11	**Стрый 1,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н, в 0,5 *км* к западу от ст. Стрый 23°50′ в. д. 49°16′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит, Абс. отм. 300 *м*
12	**Стрый 2,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°51′ в. д. 49°17′ с. ш.	Делювиальные лёссовидные суглинки. Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 280 *м*
13	**Стрый 3,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°48′10″ в. д. 49°14′35″ с. ш.	Делювиальные лёссовидные суглинки. Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 320 *м*
48	**Судовая Вишня I,** Дрогобычская обл., Судово-Вишнянский р-н 23°23′00″ в. д. 49°47′10″ с. ш.	Четвертичные делювиальные серые суглинки Абс. отм. 240 *м*
49	**Судовая Вишня 2,** Дрогобычская обл., Судово-Вишнянский р-н 23°24′ в. д. 49°45′40″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки, серые Абс. отм. 300 *м*
59	**Сьвиж,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°27′ в. д. 49°39′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичные глины). Залегают на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 380 *м*
9	**Тарнава,** Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°48′30″ в. д. 49°33′00″ с. ш.	Глина мощностью 12 *м.* Залегает на глубине 0,5 *м* под суглинистым почвенным слоем. Используется для производства строительного кирпича Абс. отм. 400 *м* Эксплоатируется Кировским заводом № 3
60	**Третья Вулька,** Львовская обл., Винниковский р-н 24°08′00″ в. д. 49°47′45″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки
14	**Угерско,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°54′ в. д. 49°19′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 286 *м*
8	**Ужгород 1,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 22°15′50″ в. д. 48°36′00″ с. ш.	Аллювиально-делювиальные глины и суглинки мощностью от 2 до 3,5 *м.* Химический состав глины в %: SiO_2 72,26; Al_2O_3 13,73; Fe_2O_3 5,36; CaO 1,3; MgO 1,62; п. п. п. 0,11. Химический состав суглинка в %: SiO_2 72,56; Al_2O_3 4,69; Fe_2O_3 13,91; CaO 1,00; MgO 2,24; п. п. п. 0,11. Запасы по кат. C_1 314 000 $м^3$ Абс. отм. 120 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом № 1 с 1895 г.

Продолжение табл. 63

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
9	**Ужгород 2,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 22°14′40″ в. д. 48°38′00″ с. ш.	Аллювиально-делювиальные глины. Мощность 3,5 *м* Химический состав в %: SiO_2 83,90; Al_2O_3 18,38; Fe_2O_3 6,82; CaO 1,10; MgO 1,80, п.п.п. 0,19 Абс. отм. 113 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом № 2 с 1929 г.
10	**Ужгород 3,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 22°13′50″ в. д. 48°37′40″ с. ш.	Аллювиальные и делювиальные глины и суглинки. Мощность 3 *м* Абс. отм. 113 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом № 3
10	**Устрики Дольные 1,** Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 22°37′ в. д. 49°26′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 400 *м*
11	**Устрики Дольные 2,** Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 22°35′ в. д. 49°26′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Абс. отм. 380 *м*
15	**Фалиш,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°52′30″ в. д. 49°12′00″ с. ш.	Глина мощностью 1,5 *м*. Залегает на глубине 0,2 *м* под почвенным слоем Абс. отм. 337 *м* Эксплоатируется Стрыйским кирпичным заводом № 3
12	**Ходновичи,** Дрогобычская обл., Медынский р-н 22°58′ в. д. 49°42′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 200 *м*
50	**Хлипле,** Дрогобычская обл., Крукеничский р-н 23°13′ в. д. 49°40′ с. ш.	То же, что и в месторождении Ходновичи (№ 12) Абс. отм. 260 *м*
16	**Ходовицы,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°59′00″ в. д. 49°16′30″ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 230 *м*
61	**Ходоров 1,** Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°20′30″ в. д. 49°24′30″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 240 *м*
62	**Ходоров 2,** Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°19′05″ в. д. 49°23′50″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 220 *м* Эксплоатируется
17	**Холобутув,** Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 23°46′ в. д. 49°16′ с. ш.	То же, что и в месторождении Ходновичи (№ 12) Абс. отм. 320 *м*
3	**Хуст,** Закарпатская обл., Хустовский округ 23°18′40″ в. д. 48°08′55″ с. ш.	Суглинки и глины делювиального происхождения. Мощность 2,6 *м*. Подстилаются песком и песчаной глиной с галькой Хим. состав в %: SiO_2 66,20; Al_2O_3 16,19; Fe_2O_3 7,37; CaO 1,3; MgO 2,56; п. п. п. 5,42 Запасы на площади 55 000 $м^2$ по кат. C_1 99 000 $м^3$. Качество сырья хорошее. Водоносный горизонт лежит в галечниках на 2 *м* ниже полезного слоя

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения о запасах и эксплоатации
		Абс. отм. 200 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
13	**Хыров 1**, Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°52′ в. д. 49°33′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит. Абс. отм. 320 *м*
14	**Хыров 2**, Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°52′ в. д. 49°32′ с. ш.	Глины четвертичные мощностью 15 *м*. Залегают на глубине 0,5 *м* под почвенным слоем Абс. отм. 310 *м* Эксплоатируется Хыровским кирпичным заводом № 1
52	**Черница**, Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°59′ в. д. 49°26′ с. ш.	То же, что и в месторождении Хыров 1 (№ 13). Абс. отм. 250 *м*
53	**Чернява**, Дрогобычская обл., Мостисский р-н 23°04′ в. д. 49°50′ с. ш.	Глины верхнего тортона серые, песчаные. Абс. отм. 230 *м*
51	**Чепеловка**, Львовская обл., Яворовский р-н 23°26′ в. д. 49°52′ с. ш.	Четвертичные серые делювиальные суглинки и глины Абс. отм. 230 *м*
11	**Чоп**, Закарпатская обл., Ужгородский округ 22°10′50″ в .д. 48°26′10″ с. ш.	Аллювиальные суглинки. Видимая мощность 3 *м* Абс. отм. 100 *м* Эксплоатируется кирпичным заводом
63	**Эрнсдорф**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°17′00″ в. д. 49°37′30″ с. ш.	Четвертичные делювиальные суглинки Абс. отм. 320 *м*
28	**Юсептыче**, Дрогобычская обл., Стрыйский р-н 24°02′ в. д. 49°16′ с. ш.	Делювий, лёссовидный суглинок (кирпичная глина). Залегает на жирных, часто слоистых гончарных глинах. Минеральный состав: кварц, глинистое вещество, карбонаты, лимонит Абс. отм. 260 *м*
54	**Яжув Старый 1**, Львовская обл., Яворовский р-н 23°22′50″ в. д. 49°58′55″ с. ш.	Четвертичные серые делювиальные суглинки Абс. отм. 270 *м*
55	**Яжув Старый 2**, Львовская обл., Яворовский р-н 23°23′40″ в. д. 49°59′05″ с. ш.	Четвертичные суглинки Абс. отм 272 *м*
29	**Ямница**, Станиславская обл., Станиславский р-н 24°42′ в. д. 48°59′ с. ш.	То же, что и в месторождении Юсептыче (№ 28) Абс. отм. 250 *м*
64	**Янчин**, Львовская обл., Дунаевский р-н 24°38′ в. д. 49°34′ с. ш.	То же, что и в месторождении Юсептыче (№ 28) Абс. отм. 310 *м*
65	**Ясиновцы**, Львовская обл., Золочевский р-н 24°50′ в. д. 49°43′ с. ш.	Глины залегают на мергелях тортона и перекрываются кварцевыми песками. Видимая мощность глин около 1,5 *м* Абс. отм. 320 *м* В 1913 г. использовались при пробных испытаниях по изготовлению цемента из мергелей Золочевского района

МЕРГЕЛИ

На площади работ экспедиции мергели распространены по юго-западной окраине Русской платформы, в отложениях верхнемелового возраста. Выходы мергелей встречаются на территории, охватываемой листом М—35—XIX, листом М—35—XXV (в северо-восточном углу) и листом М—34—XXIV (северо-восточная часть).

Мергели издавна используются местным населением в качестве строительного материала. Ранее исследованию мергелей не уделялось достаточного внимания. Лишь в последние годы Львовским отделением Украинского геологического управления начали проводиться работы по изучению мергелей как сырья для цементной промышленности.

Мергели залегают среди отложений верхнего мела, выполняющих «Львовскую мульду». Мощность верхнемеловых пород исчисляется сотнями метров (около 100 *м* у г. Золочева, 700—800 *м* в районе г. Львова).

Отложения верхнего мела представлены в основном карбонатными породами (мергели и известняки), в меньшей части — песчаниками. Поверхность пород верхнего мела неровная, в ряде пунктов наблюдаются поднятия: юго-западнее Львова, близ хутора Демня, в районе Бережан, близ д. Шумляны и др. Меловые отложения покрываются породами третичного и четвертичного возраста. В южной части территории, охватываемой листом М—35—XIX, и на площади, охватываемой листом М—35—XXV, выходы верхнемеловых отложений на поверхность приурочены к местам наибольшего эрозионного среза — долинам рек.

Мергели верхнего мела отличаются своей высококачественной характеристикой. Так, наиболее ценные для цементной промышленности мергели-«натуралы» встречены в отложениях эмшер-сантонского возраста. Выходы мергелей эмшер-сантона имеют место в полосе, протягивающейся от Золочева и Олеско по направлению к Бережанам.

Работами под руководством А. Е. Бирюлева (1948 г.) была установлена перспективность месторождения «натуралов», расположенного на северной окраине г. Бережаны. К числу перспективных участков на цементное сырье следует отнести и район г. Золочева. Технологические испытания мергелей окрестностей с. Зарваница, расположенного в этом районе, показали их пригодность для производства портланд-цемента. Технологические испытания полузаводских проб показали возможность получения цемента марки 420 ($кг/см^2$). Химический анализ мергелей месторождения Зарваница показал содержание: окиси кальция — 44,5%, окиси магния — 0,8%, кремнезема — 12,8%, глинозема и трехокиси железа — 6,1%. Потери при прокаливании составили 35,9%.

Мергели сенона не соответствуют «натуралам», но могут быть использованы в цементной промышленности с введением соответствующих корректирующих добавок. В качестве таких добавок могут служить глины и суглинки четвертичного возраста, имеющие широкое распространение на всей территории.

Наиболее перспективным для цементной промышленности следует считать район распространения мергелей эмшер-сантона, расположенный на территории, охватываемой восточной частью листа М—35—XIX.

Для окончательной оценки месторождений мергеля необходимо проведение специальных поисковых и геолого-разведочных работ.

В табл. 64 приводятся сведения о периодически разрабатывающихся месторождениях мергеля на изученной территории (стр. 589).

Большинство месторождений мергеля совершенно не изучены как в отношении их качества, так и в части запасов.

Лишь на двух месторождениях (Зарваница и Ясиновцы в Золочевском районе Львовской области) изучено качество мергелей и на последнем из этих месторождений ориентировочно подсчитаны геологические запасы.

Таблица 64

Характеристика месторождений мергелей Западной Украины

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
1	**Бачев,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°38′40″ в. д. 49°32′30″ с. ш.	Мергели кампана серые, плитчатые
2	**Бережаны,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°55′30″ в. д. 49°27′00″ с. ш.	Мергели эмшера серые, плитчатые
1	**Бжуховицы,** Львовская обл., Львовский р-н 23°58′18″ в. д. 49°54′55″ с. ш.	Мергели маастрихта плотные, светлосерые, тонкозернистые Абс. отм. 290 *м*
3	**Билка,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°37′40″ в. д. 49°35′40″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 290 *м*
4	**Болотня 1,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°39′30″ в. д. 49°34′00″ с. ш.	Мергели нижнего кампана глинистые, плотные, серые Абс. отм. 280 *м*
5	**Болотня 2,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°40′30″ в. д. 49°33′30″ с. ш.	Мергели нижнего кампана глинистые, плотные, светлосерые. Видимая мощность 5 *м* Абс. отм. 280 *м*
6	**Болотня 3,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°42′30″ в. д. 49°32′30″ с. ш.	Мергели нижнего кампана глинистые, плотные, светлосерые. Видимая мощность 5 *м* Абс. отм. 310 *м*
7	**Болотня 4,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°40′00″ в. д. 49°32′40″ с. ш.	Мергели нижнего кампана глинистые, плотные, светлосерые Абс. отм. 320 *м*
8	**Будков,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°11′30″ в. д. 49°41′20″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, плитчатые Абс. отм. 310 *м*
9	**Буковина,** Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°16′30″ в. д. 49°21′00″ с. ш.	Мергели верхнего кампана серые (чередуются прослои более плотных и менее плотных мергелей)
10	**Белая,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°46′40″ в. д. 49°36′30″ с. ш.	Мергели нижнего кампана известковистые, светлосерые, плитчатые Абс. отм. 250 *м*
11	**Вальковцы,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°22′30″ в. д. 49°44′00″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, глинистые Абс. отм. 300 *м*
12	**Вербов 1,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°52′00″ в. д. 49°31′40″ с. ш.	Мергели сантона известковистые светлосерые, плитчатые
13	**Вербов 2,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°51′30″ в. д. 49°31′30″ с. ш.	Мергели сантона известковистые, светлосерые, плитчатые Абс. отм. 350 *м*

Продолжение табл. 64

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
14	**Винники,** Львовская обл., Винниковский р-н 24°07′30″ в. д. 49°48′35″ с. ш.	Мергель маастрихта Абс. отм. 230 *м*
15	**Вицынь,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°49′30″ в. д. 49°40′20″ с. ш.	Мергели сантон—кампана известковистые Абс. отм. 320 *м*
16	**Висьневчик,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°45′35″ в. д. 49°42′15″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 290 *м*
17	**Водники,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°14′50″ в. д. 49°42′00″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, глинистые Абс. отм. 290 *м*
18	**Волков,** Львовская обл., Львовский р-н 24°04′20″ в. д. 49°43′00″ с. ш.	Мергели маастрихта серые Абс. отм. 290 *м*
19	**Вороняки,** Львовская обл., Золочевский р-н 24°56′ в. д. 49°46′ с. ш.	Мергели сантон—кампана известковистые светлосерые, почти белые
20	**Вулька Сиховская,** Львовская обл., Винниковский р-н 24°06′10″ в. д. 49°47′46″ с. ш.	Мергели маастрихта серые Абс. отм. 340 *м*
2	**Вуйтовщизна,** Львовская обл., Сокольникский р-н 23°57′20″ в. д. 49°43′00″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, сильно песчаные, плотные
21	**Выпыски,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°39′00″ в. д. 49°39′10″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 240 *м*
1	**Галич,** Станиславская обл., Галичский р-н 24°44′40″ в. д. 49°07′00″ с. ш.	Мергели эмшер-сантонского яруса известковистые, твердые, светлосерого цвета Абс. отм. 240 *м*
3	**Гамулец,** Львовская обл., Львовский р-н 23°59′40″ в. д. 49°55′35″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, тонкозернистые Абс. отм. 310 *м*
2	**Гербутов,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°48′30″ в. д. 49°11′20″ с. ш.	Мергели сантон-эмшера светлосерые, массивные Абс. отм. 300 *м*
22	**Глиняны 1,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°31′ в. д. 49°49′ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 220 *м*
23	**Глиняны 2,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°31′10″ в. д. 49°49′25″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 230 *м*
24	**Гологоры,** Львовская обл., Красненский р-н	Мергели верхнего кампана известковистые, светлосерые

Продолжение табл. 64

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
3	**Горышня**, Станиславская обл., Тысменицкий р-н 24°55′20″ в. д. 49°01′30″ с. ш.	Мергели сантон-эмшера Абс. отм. 300 *м*
25	**Грибовичи Малые**, Львовская обл., Львовский р-н 24°02′00″ в. д. 49°55′10″ с. ш.	Мергели верхнего маастрихта. Химический состав (по А. Е. Бирюлеву, 1947 г.) в %: $CaCO_3$ 68,58; $MgCO_3$ 0,38; Al_2O_3 2,42; SiO_2 23,65; Fe_2O_3 3,73; H_2O 1,05
26	**Гринев**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°16′30″ в. д. 49°40′48″ с. ш.	Мергели маастрихта плотные, белого цвета. Обнажаются непосредственно под тонким слоем почвы
28	**Гуциско**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°08′00″ в. д. 49°36′30″ с. ш.	Мергели сантона светлосерые, толстоплитчатые, плотные, трещиноватые, с конкрециями марказита, зачастую превращенного в лимонит. Абс. отм. 290 *м*
27	**Гута Суходольская**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°10′00″ в. д. 49°35′20″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 300 *м*
29	**Давидов**, Львовская обл., Винниковский р-н 24°07′15″ в. д. 49°45′40″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 290 *м*
30	**Дзвиногруд**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°16′00″ в. д. 49°44′40″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 270 *м*
31	**Добжаница**, Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°31′40″ в. д. 49°33′40″ с. ш.	Мергели верхнего кампана Абс. отм. 300 *м*
32	**Долиняны**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°25′00″ в. д. 49°25′20″ с. ш.	Мергели верхнего кампана Абс. отм. 280 *м*
4	**Дрыщев**, Тернопольская обл., Монастырский р-н 24°54′00″ в. д. 49°10′10″ с. ш.	Мергели сантон—эмшера светлосерые, плотные Абс. отм. 280 *м*
33	**Дубасин**, Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°41′40″ в. д. 49°44′40″ с. ш.	Мергели верхнего кампана светлосерые Абс. отм. 240 *м*
34	**Дубрынов**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°43′00″ в. д. 49°26′15″ с. ш.	Мергели сантона глинистые, плотные, светлосерые Абс. отм. 290 *м*
35	**Дусанов**, Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°36′40″ в. д. 49°32′10″ с. ш.	Мергели кампана глинистые, плотные, светлосерые Мощность 6—7 *м* Абс. отм. 290 *м*
36	**Жедовицы 1**, Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°31′30″ в. д. 49°35′20″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 310 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
37	**Жедовицы 2,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°31′30″ в. д. 49°35′30″ с. ш.	Мергели маастрихта
38	**Женюв 1,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°30′30″ в. д. 49°50′50″ с. ш.	Мергели верхнего кампана Абс. отм. 180 *м*
39	**Женюв 2,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°30′ в. д. 49°51′ с. ш.	Мергели верхнего кампана Абс. отм. 220 *м*
40	**Жиравка,** Львовская обл., Львовский р-н 24°03′50″ в. д. 49°43′40″ с. ш.	Мергели маастрихта. Абс. отм. 300 *м*
41	**Жидатычи,** Львовская обл., Львовский р-н 24°11′30″ в. д. 49°53′45″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 270 *м*
4	**Завадув 1,** Львовская обл., Львовский р-н 23°59′30″ в. д. 49°56′40″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, тонкозернистые Абс. отм. 280 *м*
5	**Завадув 2,** Львовская обл., Львовский р-н 23°57′30″ в. д. 49°57′20″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, тонкозернистые Абс. отм. 280 *м*
6	**Завадув 3,** Львовская обл., Львовский р-н 23°58′40″ в. д. 49°56′50″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, тонкозернистые
5	**Загорье Конкольницкое,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°49′30″ в. д. 49°12′30″ с. ш.	Мергели эмшер—сантона, светлосерого цвета Абс. отм. 300 *м*
42	**Залипье,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°34′00″ в. д. 49°25′30″ с. ш.	Мергели нижнего кампана Абс. отм. 290 *м*
43	**Зарваница,** Львовская обл., Золочевский р-н 24°59′ в. д. 49°46′ с. ш.	Мергели сантона Химический состав (по А. Е. Бирюлеву, 1947 г.) в %: CaO 44,5; MgO 0,8; SiO_2 12,8; $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ 6,1; SO_3 нет П. п. п. 35,9 Технологические испытания проб в полузаводском масштабе показали пригодность сырья для производства портланд-цемента. Технологические испытания полузаводских проб показали возможность получения цемента марки 420
7	**Зарудце,** Львовская обл., Львовский р-н 23°59′00″ в. д. 49°58′10″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, тонкозернистые, плотные. Абс. отм. 310 *м*
44	**Збойско,** Львовская обл., Львовский р-н 24°03′00″ в. д. 49°52′20″ с. ш.	Мергели верхнего маастрихта

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
45	**Каменная Гора,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°25′40″ в. д. 49°44′00″ с. ш.	Мергели верхнего мела Абс. отм. 340 *м*
8	**Кернички,** Львовская обл., Сокольникский р-н 23°59′30″ в. д. 49°42′00″ с. ш.	Мергели маастрихтского возраста серые, сильно песчаные
46	**Клещувна,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°36′40″ в. д. 49°29′40″ с. ш.	Мергели нижнего кампана серые Абс. отм. 280 *м*
47	**Кожелицы,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°32′25″ в. д. 49°32′30″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 290 *м*
6	**Козина,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°46′35″ в. д. 49°04′00″ с. ш.	Мергели эмшер—сантона Абс. отм. 230 *м*
8	**Комаров,** Станиславская обл., Галичский р-н 24°40′20″ в. д. 49°04′30″ с. ш.	Мергели эмшер—сантона Абс. отм. 250 *м*
48	**Кондратов,** Львовская обл., Золочевский р-н 24°45′ в. д. 49°43′ с. ш.	Мергели сантон—кампана известковистые, светлосерые
7	**Конкольники,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°48′ 30″ в. д. 49°11′20″ с. ш.	Мергели эмшер—сантона Абс. отм. 320 *м*
50	**Красное,** Львовская обл., Красненский р-н 24°37′ в. д. 49°55′ с. ш.	Мергели нижнего кампана Абс. отм. 210 *м*
49	**Красов,** Львовская обл., Щирецкий р-н 24°00′40″ в. д. 49°37′00″ с. ш.	Мергели маастрихта желто-серые, песчанистые, твердые Абс. отм. 280 *м*
9	**Куниче,** Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°37′40″ в. д. 49°18′30″ с. ш.	Мергели эмшер—сантона плотные, светлосерые, известковистые, грубоплитчатые Абс. отм. 230 *м*
10	**Курыпов,** Станиславская обл., Галичский р-н 24°38′30″ в. д. 49°08′30″ с. ш.	Мергели нижнего кампана Абс. отм. 230 *м*
51	**Кугаев,** Львовская обл., Сокольникский р-н 24°03′00″ в. д. 49°41′25″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 300 *м*
52	**Ладаньцы,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°37′30″ в. д. 49°38′10″ с. ш.	Мергели кампана глинистые, плотные, светлосерые, залегают под кварцево-известковистыми песчаниками и литотамниевыми известняками. Видимая мощность 3 *м*

Продолжение табл. 64

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
53	**Липовцы,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°28′00″ в. д. 49°42′30″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 320 *м*
54	**Ланки Малые,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°19′30″ в. д. 49°38′20″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 290 *м*
55	**Лопушна,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°45′40″ в. д. 49°22′40″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 320 *м*
56	**Лучинцы,** Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°37′20″ в. д. 49°20′35″ с. ш.	Мергели верхнего мела Абс. отм. 270 *м*
9	**Львов** (Клепарув), Львовская обл., Львовский р-н 23°59′50″ в. д. 49°51′40″ с. ш.	Мергели маастрихта тонкозернистые, плотные, серые Абс. отм. 310 *м*
57	**Любешка,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°24′ в. д. 49°34′40″ с. ш.	Мергели верхнего мела Абс. отм. 310 *м*
58	**Ляховцы,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°13′16″ в. д. 49°34′40″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 290 *м*
59	**Майдан Гологорский,** Львовская обл., Красненский р-н 24°48′00″ в. д. 49°46′20″ с. ш.	Мергели сантон—кампана известковистые, светлосерые Абс. отм. 330 *м*
60	**Майдан Липовецкий,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°38′00″ в. д. 49°41′30″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 310 *м*
10	**Маличковице,** Львовская обл., Сокольникский р-н 23°58′10″ в. д. 49°45′10″ с. ш.	Мергели маастрихта плотные, серые песчаные Абс. отм. 310 *м*
11	**Медуха,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°49′20″ в. д. 49°09′00″ с. ш.	Мергели эмшер—сантона светлосерые, массивные Абс. отм. 280 *м*
61	**Миклашев,** Львовская обл., Ново-Ярычевский р-н 24°13′55″ в. д. 49°49′55″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 240 *м*
11	**Милошовице,** Львовская обл., Пустомытовский р-н 23°57′30″ в. д. 49°41′10″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, сильно песчаные Абс. отм. 230 *м*
62	**Морозовы Конт,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°14′30″ в. д. 49°33′30″ с. ш.	Мергели маастрихта

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
12	**Мошковце,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°33′00″ в. д. 49°11′10″ с. ш.	Мергели нижнего кампана светлосерые, известковистые, грубослоистые, плотные Абс. отм. 220 *м*
12	**Навария,** Львовская обл., Пустомытовский р-н 23°56′30″ в. д. 49°45′15″ с. ш.	Мергели маастрихта плотные, сильно песчаные Абс. отм. 310 *м*
13	**Нагужаны,** Львовская обл., Сокольникский р-н 23°59′40″ в. д. 49°44′35″ с. ш.	Мергели маастрихта плотные, сильно песчаные
63	**Надречная,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°56′30″ в. д. 49°31′45″ с. ш.	Мергели эмшер—сантона светлосерые, массивные, толстоплитчатые
64	**Николаев,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°20′30″ в. д. 49°46′00″ с. ш.	Мергели маастрихта
65	**Новоселки,** Львовская обл., Красненский р-н 24°39′30″ в. д. 49°46′40″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 310 *м*
13	**Обельница,** Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°38′15″ в. д. 49°19′15″ с. ш.	Мергели эмшер—сантона, светлосерые, плитчатые. Абс. отм. 260 *м*
14	**Перевозец,** Станиславская обл., Войниловский р-н 24°33′20″ в. д. 49°04′40″ с. ш.	Мергели верхнего кампана Абс. отм. 260 *м*
66	**Перемышляны,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°35′20″ в. д. 49°40′30″ с. ш.	Мергели кампана
67	**Писаровка,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°49′40″ в. д. 49°35′20″ с. ш.	Мергели сантона светлосерые, известковистые Абс. отм. 300 *м*
68	**Плетеницы,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°39′20″ в. д. 49°37′20″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 310 *м*
69	**Погорыльцы,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°28′20″ в. д. 49°44′20″ с. ш.	Мергели верхнего мела Абс. отм. 270 *м*
70	**Подборцы,** Львовская обл., Винниковский р-н 24°11′35″ в. д. 49°50′50″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 260 *м*

Продолжение табл. 64

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
71	**Подгайчики**, Львовская обл., Глинянский р-н 24°31′ в. д. 49°45′30″ с. ш.	Мергели верхнего кампана Абс. отм. 290 *м*
15	**Подгродзе**, Станиславская обл., Галичский р-н 24°42′ в. д. 49°06′ с. ш.	Мергели сантон—эмшера плотные, известковистые Абс. отм. 290 *м*
72	**Подцемно**, Львовская обл., Сокольникский р-н 24°03′20″ в. д. 49°40′19″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 310 *м*
73	**Подусов**, Львовская обл., Дунаевский р-н 24°41′25″ в. д. 49°34′40″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 270 *м*
74	**Псары 1**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°26′20″ в. д. 49°24′40″ с. ш.	Мергели верхнего кампана Абс. отм. 290 *м*
75	**Псары 2**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°29′30″ в. д. 49°25′15″ с. ш.	Мергели верхнего кампана Абс. отм. 290 *м*
76	**Пуков**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°41′30″ в. д. 49°23′10″ с. ш.	Мергели сантона
77	**Раковец**, Львовская обл., Сокольникский р-н 24°01′40″ в. д. 49°39′20″ с. ш.	Мергели маастрихта песчанистые, желтовато-серые, твердые Абс. отм. 290 *м*
78	**Рогатин**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°38′20″ в. д. 49°24′30″ с. ш.	Мергели сантон—кампана Абс. отм. 280 *м*
14	**Рокитно**, Тернопольская обл., Яновский р-н 23°54′00″ в. д. 49°56′50″ с. ш.	Мергели маастрихта серые, плотные, песчаные Абс. отм. 400 *м*
79	**Руда**, Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°35′30″ в. д. 49°27′25″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 260 *м*
16	**Сарники Нижние**, Станиславская обл., Бурштынский р-н 24°45′ в. д. 49°16′ с. ш.	Мергели сантон—эмшера светлосерого цвета Абс. отм. 220 *м*
17	**Скоморохи Старые**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°48′15″ в. д. 49°16′20″ с. ш.	Мергели сантон—эмшера известковистые Абс. отм. 300 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
80	**Словита,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°35′40″ в. д. 49°45′30″ с. ш.	Мергели верхнего кампана Абс. отм. 280 *м*
81	**Солова,** Львовская обл., Глинянский р-н 24°22′ в. д. 49°45′ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 280 *м*
82	**Солонецкие Халупы,** Львовская обл., Сокольникский р-н 24°00′40″ в. д. 49°44′00″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 330 *м*
83	**Старе Село,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°10′40″ в. д. 49°42′00″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 310 *м*
15	**Старе Хрустно,** Львовская обл., Щирецкий р-н 23°59′20″ в. д. 49°38′40″ с. ш.	Серые мергели маастрихтского возраста, сильно песчаные
84	**Стратын Село,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°43′20″ в. д. 49°28′10″ с. ш.	Мергели сантона известковистые, светло-серые, почти белые Абс. отм. 280 *м*
85	**Сцянка,** Львовская обл., Красненский р-н 24°43′40″ в. д. 49°47′20″ с. ш.	Мергели известковистые нижнего кампана Абс. отм. 310 *м*
86	**Толщев,** Львовская обл., Винниковский р-н 24°08′00″ в. д. 49°41′40″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 290 *м*
87	**Унев,** Львовская обл., Львовский р-н 24°36′30″ в. д. 49°43′00″ с. ш.	Мергели верхнего мела песчанистые, рыхлые, светлосерые. Видимая мощность 5 *м* Абс. отм. 310 *м*
88	**Ушня,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°57′40″ в. д. 49°33′00″ с. ш.	Мергели сантон—кампана серые, известковистые Абс. отм. 310 *м*
89	**Фирлеюв,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°34′00″ в. д. 49°31′30″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 280 *м*
90	**Фольварк Садки,** Дрогобычская обл., Ходоровский р-н 24°22′20″ в. д. 49°24′20″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 280 *м*
16	**Ходовица,** Львовская обл., Львовский р-н 23°55′25″ в. д. 49°45′50″ с. ш.	Мергели маастрихта сильно песчаные, серые Абс. отм. 315 *м*

Продолжение табл. 64

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика породы и другие данные
91	**Черепин,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°10′00″ в. д. 49°42′30″ с. ш.	Мергели маастрихта
92	**Шоломыя,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°11′00″ в. д. 49°44′30″ с. ш.	Мергели маастрихта Абс. отм. 300 *м*
93	**Эрнсдорф,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°18′00″ в. д. 49°37′20″ с. ш.	Мергели маастрихта
94	**Юзефов,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°35′00″ в. д. 49°29′30″ с. ш.	Мергели кампана
95	**Янчин,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°37′40″ в. д. 49°34′00″ с. ш.	Мергели кампана Абс. отм. 290 *м*
96	**Ясиновцы,** Львовская обл., Золочевский р-н 24°51′20″ в. д. 49°48′00″ с. ш.	Мергели сантон—кампана известковистые. Мощность 60—70 *м*. Геологические запасы 12 млн. *т*. Мощность вскрыши 2—10 *м* Абс. отм. 310 *м* Химический состав в %: SiO_2 6,5; Fe_2O_3 0,8; Al_2O_3 1,2; MgO 0,4; SO_3 0,2; CaO 48,0; П. п. п. 40,65; $CaCO_3$ 71,58

ИЗВЕСТНЯКИ

Известняки встречаются в зоне юго-западной окраины Русской платформы в отложениях мелового и третичного возраста и издавна используются местным населением в качестве строительного камня и для обжига на известь.

Несмотря на большую площадь распространения известняков и их широкое использование, работ по их разведке не производилось. Лишь в последние годы были разведаны месторождения: Развадов, Пустомыты, Глинна-Навария (№ 35, 8, 34, лист М—34—XXIV). Наибольший промышленный интерес представляют литотамниевые известняки тортонского возраста, пользующиеся наиболее широким развитием в южной части территории, охватываемой листом М—35—XIX, и в восточной части территории, охватываемой листом М—34—XXIV. Тортонские известняки имеют залегание, близкое к горизонтальному.

Выделяются три горизонта литотамниевых известняков, два из которых прекрасно прослеживаются и закартированы на всей этой площади. Мощность слоев литотамниевых известняков в среднем колеблется от 1 до 10 *м*, в отдельных случаях достигая 20 *м*.

Литотамниевые известняки используются для производства цемента. Более плотные разности известняков используются как строительный камень для постройки зданий, а также для постройки и ремонта дорог.

Примерами наиболее крупных разведанных месторождений известняков могут служить Развадовское (Розвадовское), Глинна-Навария и Пустомытское. Ниже, при описании этих месторождений дается более подробная характеристика породы.

Развадовское месторождение (№ 35 на листе М—34—XXIV) расположено в районе г. Николаева на р. Днестр. Известняки нижнего тортона, представляющие промышленный интерес, залегают на песчанистой толще переслаивающихся глауконитово-кварцевых и извест-

ковистых песчаников и перекрываются четвертичными суглинками и глинами, мощность которых в отдельных случаях достигает 4 *м*, а в среднем равна 2 *м*. Залегание известняков близкое к горизонтальному; в двух местах отмечаются флексурообразные изгибы, углы падения которых достигают 70—80° на юго-запад.

Амплитуда опускания пластов в местах флексур до 20 *м*. Суммарная мощность известняков 28,5 *м*.

Нижняя часть известковой толщи сложена литотамниевыми известняками мощностью до 15 *м*, выше залегает ракушечный известняк мощностью от 0,8 до 1,7 *м*. Верхние части толщи представлены кавернозными известняками мощностью 7—8 *м*.

В пласте литотамниевых известняков выделяются три слоя, отличающиеся по строению — верхний и нижний характеризуются комковатой структурой, которая в среднем слое отсутствует. Последний отличается более темным цветом и меньшей плотностью.

Известняки верхней части толщи описываются как кавернозные в связи с наличием многочисленных пустот, достигающих в некоторых случаях 10 *см* в диаметре.

Известняковая толща выдержана по мощности и качественной характеристике. Известняки, как правило, содержат 90,5—98,5% $CaCO_3$. По качеству все горизонты известняков полезной толщи удовлетворяют требованиям промышленности к цементному сырью.

Химический состав развадовских известняков (по данным кафедры неорганической химии Львовского политехнического института) представлен в табл. 65.

Таблица 65

Химический состав известняков Развадовского месторождения

Виды известняков и место взятия пробы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	П.п.п.	Сумма
Кавернозные известняки								
Шурф № 2, с глубины 2,65—3,65 *м*	0,95	0,88	0,98	53,80	0,30	—	42,90	100,3
Шурф № 9, с глубины 1,60—2,60 *м*	2,96	0,30	0,31	53,40	0,40	—	42,10	99,50
Ракушечный известняк								
Шурф № 2, с глубины 0,2—7,0 *м*	3,69	1,64	0,55	50,60	0,78	0,10	40,75	99,01
Шурф № 9, с глубины 3,6—4,35 *м*	7,17	0,28	0,66	50,00	0,81	—	40,30	99,20
Литотамниевый известняк								
Верхний слой	1,20	0,44		54,70	0,59	—	43,20	100,39
Средний слой	1,12	0,72		54,32	0,67	—	42,68	99,57
Нижний слой	3,06	1,20		52,92	0,63	—	41,70	99,58

Как видно из таблицы, известняки чистые, колебания их состава незначительные.

Запасы Развадовского месторождения, подсчитанные С. В. Перфильевым (1940 г.) на площади 274 500 $м^2$ по категории A_2+B составляют 14 842 млн. *т*. Эти запасы обеспечивают сырьем завод с годовой производительностью 100 000 *т* на амортизационный срок.

Месторождение Глинна-Навария (№ 8 на листе М—34—XXIV) находится в 15 *км* от г. Львова. В 1940 г. оно было

разведано геолого-разведочной партией Ленгеолнерудтреста под руководством Г. А. Нечаева.

По своему геологическому строению месторождение Глинна-Навария аналогично Развадовскому месторождению. Толща тортонских известняков залегает здесь на глауконитовых песках и песчаниках. Основание этой толщи сложено песчанистыми известняками, которые вверх по разрезу сменяются литотамниевыми известняками. Подобно Развадовскому месторождению литотамниевые известняки делятся на три слоя: верхний, средний — с массивной структурой — и нижний.

Мощность литотамниевых известняков в среднем 14 *м*. Выше лежат ракушечные известняки с примесью кварцевого песка и глауконита и включениями литотамний и створок раковин. Мощность ракушечных известняков 15 *м*. Залегание пород близкое к горизонтальному. Углы падения 1—1,5° на юго-запад.

Известняки покрываются аллювиальными и делювиальными отложениями мощностью 2—3 *м*. Песчанистые известняки в качестве цементного сырья не пригодны (содержат до 16% песка).

Три слоя литотамниевых известняков и ракушечный известняк мало отличаются по химическому составу и чистоте, что видно из табл. 66 (взято из отчета Г. А. Нечаева).

Таблица 66

Химический состав известняков месторождения Глинна-Навария

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	SO_3	П.п.п.	Сумма	Силикатный модуль
Литотамниевый известняк								
Нижний слой								
2,02	0,41	0,22	53,66	0,76	0,24	42,83	100,14	3,2
Средний слой								
2,04	0,43	0,18	53,08	1,15	0,15	42,80	99,83	3,34
Верхний слой								
2,13	0,36	0,22	53,61	0,69	0,19	42,68	99,88	3,67
Ракушечный известняк								
2,96	0,6		53,42	0,55	0,1	42,56	100,19	4,93

Известняки месторождения Глинна-Навария, как и Развадовского, являются высококачественным цементным сырьем. Они могут использоваться для производства портланд-цемента и с успехом употребляются для изготовления извести.

Нельзя не упомянуть здесь о глинах, распространенных в районе Глинна-Навария и Пустомыт. Эти глины представляют собой хорошую сырьевую базу для цементного производства и могут быть использованы попутно с известняками для изготовления портланд-цемента (см. раздел «Глины», стр. 567).

Пустомытское месторождение (№ 34 на листе М—34—XXIV) расположено в 19 *км* южнее г. Львова, в 1 *км* восточнее ст. Пустомыты.

В 1946 г. А. В. Григорьевым здесь проводились геолого-разведочные работы.

Полезная толща Пустомытского месторождения представлена тортонскими литотамниевыми известняками, залегающими на известковистых песчаниках. Как и в описанных выше месторождениях, известковая пачка здесь разделяется на три слоя, отличных по своей структуре.

Литотамниевые известняки нижнего слоя светлосерого и желто-серого цвета, состоят из клубков литотамний, сцементированных известковистым веществом. Мощность этого слоя 0,7—4 *м*.

Средний слой литотамниевых известняков отличается монолитной структурой, его мощность 2,2—6,0 *м*.

Литотамниевые известняки верхнего слоя характерны присутствием крупных клубков литотамний белого цвета, сцементированных серым известковистым, нередко ожелезненным цементом. Мощность слоя 1—3,5 *м*. Суммарная мощность известняков местами достигает 10—12 *м*.

Известняки залегают горизонтально, перекрываются четвертичными отложениями, делювиальными и аллювиальными, мощностью 0,6—2,5 *м*. К северо-западу и югу от месторождения известняки размыты.

Химический состав проб, взятых с различных глубин, как это видно из табл. 67 (по А. В. Григорьеву, 1946 г.), постоянен.

Таблица 67

Химический состав известняков Пустомытского месторождения

Глубина взятия пробы, *м*	CaO	MgO	R_2O_3	SiO_2	П.п.п.	Нераств. остаток
5,4—7,3	54,60	0,88	0,08	—	43,84	0,96
4,8—7,0	54,20	0,93	1,80	—	42,20	1,36

Технологические испытания, проведенные при работах партии А. В. Григорьева, показали пригодность этих известняков для изготовления воздушной извести.

Запасы, подсчитанные в 1946 г., составляют: по категории A_2 — 448 тыс. $м^3$, по категории В — 653 тыс. $м^3$.

Месторождения эксплоатируются известковым заводом Министерства строительных материалов УССР.

Месторождение Подвысокое — одно из крупных месторождений известняка (№ 48 на листе М—35—XIX) — находится в Рогатинском районе Станиславской области. Известковым заводом эксплоатируется пласт чистого литотамниевого известняка, выходы которого прослеживаются в верхней части долины р. Нараевки.

Мощность вскрышных пород, представленных четвертичными суглинками, составляет 10—12 *м*.

На площади юго-западной окраины Русской платформы отмечен ряд мест, где эксплоатируются известняки мелового возраста. Примером таких мест является Бережанский район Тернопольской обл. (месторождения № 1, 2 и 61 на листе М—35—XIX). Видимая мощность туронских известняков здесь составляет 10—12 *м*. Порода употребляется для обжига на известь.

Месторождения известняков сантон-кампанского возраста имеются на площади, охватываемой листом М—35—XIX, в Олеско (№ 41) и Подлесье (№ 45).

Сведения об остальных месторождениях известняков приведены в табл. 68.

Таблица 68

Характеристика месторождений известняков Западной Украины

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
1	**Адамовка,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°56′30″ в. д. 49°25′30″ с. ш.	Известняки турона с рассеянными стяжениями черных кремней, толстоплитчатые, звенящие при ударе. Видимая мощность 2 *м* Разрабатывается для обжига на известь
1	**Безулька 1,** Станиславская обл., Косовский р-н 24°58′10″ в. д. 48°15′20″ с. ш.	Известняки среднего эоцена, песчанистые. Мощность отдельных слоев до 1 *м*
2	**Безулька 2,** Станиславская обл., Косовский р-н 24°57′ в. д. 48°15′ с. ш.	Известняки среднего эоцена, песчанистые. Мощность отдельных слоев до 1 *м*
1	**Белый Поток,** Закарпатская обл., Раховский округ 24°14′ в. д. 47°55′ с. ш.	Известняки юрского возраста. Залегают в форме отвесного утеса Разрабатывается для обжига на известь
2	**Бережаны,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°55′ в. д. 49°28′ с. ш.	Известняки турона с рассеянными стяжениями черных кремней, толстоплитчатые. Видимая мощность 10 *м* Абс. отм. 390 *м*
1	**Бжеги,** Львовская обл., Пустомытовский р-н 24°58′00″ в. д. 49°40′40″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые, песчанистые. Мощность около 5 *м*
1	**Божиков,** Тернопольская обл., Подгаецкий р-н 24°00′ в. д. 49°19′ с. ш.	Известняки турона массивные, плотные, с кремнями, светложелтого цвета Абс. отм. 280 *м*
3	**Борщев,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°37′ в. д. 49°40′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
	Букувна, Станиславская обл., Тлумачский р-н 24°58′20″ в. д. 49°59′20″ с. ш.	Известняки турона Абс. отм. 260 *м*
4	**Буще,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°53′ в. д. 49°32′45″ с. ш.	Известняки турона толстоплитчатые
2	**Велько Поле,** Львовская обл., Яновский р-н 23°44′20″ в. д. 49°52′30″ с. ш.	Известняки верхнего тортона. Истираемость в барабане Деваля 14,0%. Водопоглощаемость от 0,78 до 3,19%. Уд. вес 2,67. Объемный вес 2,48 Абс. отм. 300 *м*
3	**Верещица 1,** Львовская обл., Яновский р-н 24°38′30″ в. д. 49°59′20″ с. ш.	Рыхлые пористые известняки Используются в качестве бутового материала и для дорожного строительства
4	**Верещица 2,** Львовская обл., Яновский р-н 24°36′ в. д. 49°58′ с. ш.	Известняки верхнего тортона рыхлые, пористые Используются для строительных целей
5	**Верынь,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°00′00″ в. д. 49°29′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые, плотные Добываются для строительных целей

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
7	**Верхняя Лижица,** Станиславская обл., Бедыновецкий р-н 24°56′30″ в. д. 49°21′00″ с. ш.	Известняки тортона литотамниевые, с крупными литотамниями
5	**Вицинь,** Львовская обл., Поморянский р-н 24°49′35″ в. д. 49°38′35″ с. ш.	Известняки литотамниевые, мелкокристаллические, твердые, серые («дик»). Мощность 1,5 *м*
6	**Волоско,** Львовская обл., Поморянский р-н 24°45′30″ в. д. 49°39′00″ с. ш.	Известняки литотамниевые, мелкокристаллические, песчанистые, в верхней части брекчиевидные
3	**Волчинец,** Станиславская обл., Тысменицкий р-н 24°47′50″ в. д. 48°57′00″ с. ш.	Известняки тортона мелкокристаллические, буровато-серые, массивные, видимая мощность 2—3 *м* Абс. отм. 300 *м*
6	**Вроцув,** Львовская обл., Яновский р-н 23°49′00″ в. д. 49°50′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона песчанистые, литотамниевые
7	**Высокая Гора,** Львовская обл., Яновский р-н 23°41′00″ в. д. 49°54′40″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
4	**Генушовцы,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°49′ в. д. 49°01′ с. ш.	Известняки турона плотные, кремового цвета, с кремнями
8	**Гиньовицы 1,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°58′00″ в. д. 49°31′20″ с. ш.	Известняки турона
9	**Гиньовицы 2,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°58′00″ в. д. 49°30′35″ с. ш.	Известняки турона
10	**Гиньовицы 3,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°57′00″ в. д. 49°30′25″ с. ш.	Известняки турона
8	**Глинна-Навария,** Львовская обл., Сокольникский р-н 23°54′ в. д. 49°44′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 300 *м*
11	**Гоноратувка 1,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°46′00″ в. д. 49°25′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
12	**Гоноратувка 2,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°46′30″ в. д. 49°24′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
10	**Городок,** Львовская обл., Городокский р-н 23°41′10″ в. д. 49°48′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 290 *м*
11	**Городок Пидчас,** Львовская обл., Городокский р-н 23°40′00″ в. д. 49°47′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые

№ м-ния на карте	Название м-ния и местонахождение	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
5	**Городище,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°50′30″ в. д. 49°22′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
9	**Гора Прухник,** Львовская обл., Яновский р-н 24°42′30″ в. д. 49°55′50″ с. ш.	Известняки верхнего тортона ракушечные Абс. отм. 340 *м*
12	**Гора Бобельня,** Львовская обл., Львовский р-н 23°57′ в. д. 49°36′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 360 *м*
14	**Гора Фева,** Львовская обл., Красненский р-н 24°40′00″ в. д. 49°45′40″ с. ш.	Известняки верхнего тортона серые («дик»), брекчированные. Обнажены в виде трех пластов мощностью 0,6—1,2 *м*
1	**Горинчево,** Закарпатская обл., Хустский округ 23°28′ в. д. 48°09′ с. ш.	В верховьях оврага обнажаются юрские известняки в виде небольшой гривки (50 × 20 × 5 *м*) в ядре антиклинали. Крылья сложены породами нижнего мела, пуховскими мергелями и песчаниками палеогена
16	**Гринев 1,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°17′30″ в. д. 49°41′30″ с. ш.	Известняки литотамниевые, мощностью 2 *м*. Залегают на литотамниевых, кварцево-глауконитовых песчаниках видимой мощностью 6 *м* Эксплоатировалось Бобркским райдоротделом
17	**Гринев 2,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°15′ в. д. 49°51′ с. ш.	Известняки литотамниевые, толстоплитчатые, песчанистые. Мощность вскрыши 1—2 *м*. Износ в барабане Деваля 12,6. Ориентировочные запасы 50 000 *м*³ Эксплоатируется Бобркским райдоротделом
13	**Гора Вапнярка,** Львовская обл., Красненский р-н 24°40′ в. д. 49°46′ с. ш.	Известняки тортона белые, чистые, мягкие, разбиты трещинами. Видимая мощность 40—45 *м*. Мощность вскрыши 2,5 *м*. Известняки распространены на площади 150 *га* Эксплоатируется с 1922 г. на известь Геологические запасы 60—70 млн. *м*³. Благодаря мягкости (врем. сопротивление сжатию 300—400 *кг/см*²) непригодны в качестве строительного камня
18	**Гуциско,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°48′30″ в. д 49°24′00″ с. ш.	Известняки литотамниевые, песчанистые, плотные, желтовато-белые
5	**Делеюв,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°52′30″ в. д. 49°06′00″ с. ш.	Известняки турона белые, плотные, массивные
13	**Демня,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°57′ в. д. 49°33′ с. ш.	Известняки нижнего тортона светлосерые, песчанистые, недостаточной крепости, разбиты горизонтальными трещинами, хорошо полируются. Распространены на площади 500 тыс. *м*². Ориентировочные запасы 5 млн. *м*³. Вследствие пористости и гигроскопичности непригодны в качестве строительного камня
2	**Долгое 1,** Закарпатская обл., Иршавский округ 23°15′00″ в. д. 48°20′30″ с. ш.	Выход юрских известняков в ядре антиклинали, крылья которой сложены пуховскими мергелями и песчаниками палеогена. Три небольших карьера Эксплоатировалось ранее

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
3	**Долгое 2,** Закарпатская обл., Иршавский округ 23°16′ в. д. 48°19′ с. ш.	В ядре пологой антиклинали обнажаются серые и красные известняки юры. Южное крыло антиклинали перекрыто лавами, северное — сложено песчано-филлитовым флишем палеогена. Известняки протягиваются в виде узкой гряды, размеры которой трудно установить вследствие плохой обнаженности Эксплоатируется местными жителями для обжига на известь
14	**Дорнфельд 1,** Львовская обл., Щирецкий р-н 23°57′ в. д. 49°37′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые. Ориентировочные запасы 40 000 $м^3$
15	**Дорнфельд 2,** Львовская обл., Щирецкий р-н 23°59′00″ в. д. 49°36′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые. Видимая мощность 5—6 *м*. Мощность вскрыши 0,5—1,5 *м*. Истираемость в барабане Деваля 23,46%. Врем. сопротивление сжатию 268 $кг/см^2$. Пригодны для ремонта дорог
19	**Дрищев,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 23°59′ в д. 49°32′ с. ш.	Известняки литотамниевые, плотные, толстоплитчатые в нижней части карьера и тонкоплитчатые — в верхней. Качество известняков невысокое. Сопротивление сжатию 758 $кг/см^2$. Износ в барабане Деваля 6,49%. Мощность вскрыши до 1—1,8 *м*
16	**Дроговыже,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°57′00″ в. д. 49°31′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
4	**Драгово,** Закарпатская обл., Тячевский округ 23°32′ в. д. 48°12′ с. ш.	В ядре антиклинали, крылья которой сложены пуховскими мергелями (Cr_2) и песчаниками палеогена, обнажаются верхнеюрские известняки
6	**Дубовцы,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°46′ в. д. 49°05′ с. ш.	Известняки турона. Залегают с гипсами, глинами и известковистыми мергелями. Такое сочетание полезных ископаемых является базой для цементной промышленности Хим. состав известняков (по А. Е. Бирюлеву) в %: SiO_2 1,96; Al_2O_3 1,0; CaO 53,05; MgO 0,06; SO_3 0,68; п. п. п. 43,30
20	**Дунаев,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°50′ в. д. 49°36′ с. ш.	Известняки тортона
21	**Дусанов,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°36′00″ в. д. 49°31′30 с. ш.	Известняки литотамниевые, твердые, желтовато-белого цвета
7	**Желиборы,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°45′ в. д. 49°15′ с. ш.	Известняки сантон—эмшера
22	**Жидачов,** Дрогобычская обл., Жидачовский р-н 24°08′30″ в. д. 49°23′20″ с. ш.	Известняки («дики») твердые, желто-серые, кавернозные, с кальцитом в кавернах
5	**Заднее,** Закарпатская обл., Иршавский округ 23°14′ в. д. 48°20′ с. ш.	Глыбы известняка (400 × 600 *м* и более) триас-юрского возраста надвинуты на меловые и палеогеновые породы флиша Химический состав известняка в %: CaO 53,50; SiO_2 2,66; Al_2O_3 0,3

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
17	**Зубже,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°59′00″ в. д. 49°33′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
23	**Зубже,** Львовская обл., Винниковский р-н 24°04′ в. д. 49°46′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 290 *м*
6	**Клобукское,** Закарпатская обл., Иршавский округ 23°17′ в. д. 48°18′ с. ш.	Небольшой выход юрских известняков в виде выступающей в рельефе горки. Перекрываются с юга лавами, с севера — пуховскими мергелями
24	**Кологоры,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°16′20″ в. д. 49°33′35″ с. ш.	Известняки литотамниевые, плотные, желтоватого цвета. Вскрыша — суглинки. Мощность вскрыши 1 *м*
25	**Копань,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°27′00″ в. д. 49°41′05″ с. ш.	Известняки литотамниевые
7	**Копашное,** Закарпатская обл., Хустский округ 23°29′00″ в. д. 48°13′30″ с. ш.	Известняки юры. Вскрыты несколькими карьерами. Обнажаются в ядре антиклинали, на крыльях перекрываются конгломератами нижнего мела, пуховскими мергелями и песчаниками палеогена. В рельефе обнажаются в виде небольших гривок Эксплоатируется местными жителями для обжига на известь
25а	**Копятин,** Львовская обл., Винниковский р-н 24°08′ в. д. 49°47′ с. ш.	Известковистый туф (травертин) четвертичного возраста. Мощность 3—4 *м* Абс. отм. 300 *м*
26	**Котов,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°56′45″ в. д. 49°20′30″ с. ш.	Известняки литотамниевые с включениями черных кремней
8	**Кричево,** Закарпатская обл., Тячевский округ 23°34′ в. д. 48°12′ с. ш.	В ядре антиклинали выходят известняки верхней юры. Крылья складки сложены пуховскими мергелями. Видимые размеры блока известняков 200 × 50 × 25 *м*
27	**Кронгла,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°32′50″ в. д. 49°32′00″ с. ш.	Известняки литотамниевые, песчанистые, с глауконитом, твердые, светлозеленые
28	**Кросенко,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°29′00″ в. д. 49°43′25″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
29	**Крупско,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°02′ в. д. 49°28′ с. ш.	Известняки литотамниевые, плотные, светложелтого цвета, в нижней части карьера — более песчанистые
30	**Кутерноги,** Львовская обл., Поморянский р-н 24°45′00″ в. д. 49°38′20″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
31	**Ланы,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°41′ в. д. 49°44′ с. ш.	Известняки верхнего тортона — «дики»

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
32	**Лесники**, Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°52′00″ в. д. 49°26′30″ с. ш.	Известняки литотамниевые тонко- и толстоплитчатые
33	**Лижица Верхняя**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°48′ в. д. 49°20′ с. ш.	Известняки эмшера мергелистые, желтовато-белые, толстоплитчатые
8	**Липица Дольна**, Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°49′25″ в. д. 49°19′35″ с. ш.	Известняки эмшер—сантона мергелистые, плитчатые
18	**Лозина 1**, Львовская обл., Яновский р-н 23°50′ в. д. 49°57′ с. ш.	Песчаники и песчанистые известняки верхнего тортона литотамниевые Абс. отм. 330 *м*
19	**Лозина 2**, Львовская обл., Яновский р-н 23°50′ в. д. 49°58′ с. ш.	Песчаники и песчанистые известняки верхнего тортона литотамниевые Абс. отм. 320 *м*
20	**Лозина 3**, Львовская обл., Яновский р-н 23°29′ в. д. 49°57′ с. ш.	Песчаники и песчанистые известняки верхнего тортона литотамниевые
21	**Лозина 4**, Львовская обл., Яновский р-н 23°49′00″ в. д. 49°57′20″ с. ш.	Песчаники и песчанистые известняки верхнего тортона литотамниевые Абс. отм. 320 *м*
23	**Лубяны 1**, Львовская обл., Щирецкий р-н 23°59′ в. д. 49°35′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
24	**Лубяны 2**, Львовская обл., Щирецкий р-н 23°57′30″ в. д. 49°35′40″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
34	**Любешка**, Львовская обл., Бобркский р-н 24°25′ в. д. 49°35′ с. ш.	Известняки верхнего тортона литотамниевые Абс. отм. 370 *м*
25	**Любень Вельки**, Львовская обл., Городокский р-н 23°44′30″ в. д. 49°43′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые. Истираемость в барабане Деваля 14,27%. Водопоглощаемость 1,62%. Уд. вес 2,68. Объемный вес 2,44. Пористость 8,9%
22	**Лыса Гора**, Львовская обл., Львовский р-н 23°59′ в. д. 49°34′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 380 *м*
26	**Маличковице**, Львовская обл., Сокольникский р-н 23°59′ в. д. 49°46′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 310 *м*
27	**Малковицы 1**, Львовская обл., Городокский р-н 23°40′40″ в. д. 49°45′40″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые, плотные Абс. отм. 260 *м*
28	**Малковицы 2**, Львовская обл., Городокский р-н 23°43′ в. д. 49°44′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые, плотные

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
9	**Мариамполь 1,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°51′ в. д. 49°02′ с. ш.	Известняки турона массивные, плотные, белого цвета Абс. отм. 220 *м*
10	**Мариамполь 2,** Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°62′00″ в. д. 49°01′30″ с. ш.	Известняки турона массивные, плотные, белого цвета Абс. отм. 250 *м*
35	**Мелна,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°22′00″ в. д. 49°31′30″ с. ш.	Известняки верхнего тортона литотамниевые
36	**Мечищев,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°53′ в. д. 49°22′ с. ш.	Известняки верхнего тортона литотамниевые Абс. отм. 390 *м*
29	**Молошковицы,** Львовская обл., Яворовский р-н 23°34′00″ в д. 49°53′20″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
37	**Нараев,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°47′ в. д. 49°32′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 370 *м*
1	**Нижанковице,** Дрогобычская обл., Добромильский р-н 22°48′00″ в. д. 49°39′40″ с. ш.	Травертины
30	**Николаев,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°57′ в д. 49°31′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 280 *м*
38	**Новая Осада 1,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°14′30″ в. д. 49°32′00″ с. ш.	Известняки литотамниевые
39	**Новая Осада 2,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°15′00″ в. д. 49°32′30″ с. ш.	Известняки литотамниевые
1	**Новоселица,** Закарпатская обл., Перечинский округ 22°28′00″ в. д. 48°44′30″ с. ш.	Известняки юры. Залегают в форме небольшого утеса Периодически разрабатываются для обжига на известь
1	**Новоселица,** Закарпатская обл., Воловецкий округ 23°28′00″ в. д. 48°40′15″ с. ш.	Известняки эоцена
40	**Новоселки,** Львовская обл., Щирецкий р-н 24°01′ в. д. 49°39′ с. ш.	Известняки верхнего тортона литотамниевые Абс. отм. 320 *м*
31	**Оброшин,** Львовская обл., Городокский р-н 23°53′00″ в. д. 49°46′40″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 310 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
41	**Олеско,** Львовская обл., Олесский р-н 24°55′30″ в. д. 49°57′00″ с. ш.	Известняки сантон—кампана мергелистые, желтовато-белые, плитчатые
11	**Олешов,** Станиславская обл., Тлумачский р-н 24°58′00″ в. д. 48°57′30″ с. ш.	Известняки турона плотные, массивные, светлосерого цвета Разрабатываются
42	**Осталовицы,** Львовская обл., Перемышлянский р-н 24°33′ в. д. 49°36′ с. ш.	Известняки литотамниевые
43	**Павлов 1,** Тернопольская обл,. Бережанский р-н 24°49′00″ в. д. 49°26′50″ с. ш.	Известняки литотамниевые
44	**Павлов 2,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°50′00″ в. д. 49°26′30″ с. ш.	Известняки литотамниевые. Видимая мощность 2,5 *м*
12	**Палагиче,** Станиславская обл., Тлумачский р-н 25°00′00″ в. д. 48°54′40″ с. ш.	Известняки турона плотные, массивные, светлосерого цвета Абс. отм. 280 *м* Разрабатываются
4	**Пасечна,** Станиславская обл., Надворнянский р-н 24°25′00″ в. д. 48°34′40″ с. ш.	Известняки среднего эоцена песчанистые, мощность 1 *м* Абс. отм. 410 *м*
2	**Перечин,** Закарпатская обл., Ужгородский округ 22°27′ в. д. 48°44′ с. ш.	Известняки юры мраморизованные, с прожилками кальцита. Карьер длиной 15—20 *м*, высотой 5 *м* Разрабатываются для нужд Перечинского химического завода
	Питрыч, Станиславская обл., Жовтневый р-н 24°45′ в. д. 49°05′30″ с. ш.	Известняки турона и эмшер—сантона Абс. отм. 230 *м*
9	**Плаюк,** Закарпатская обл., Тячевский округ 23°56′ в. д. 48°09′ с. ш.	Среди конгломератов нижнего мела залегают две глыбы диаметром 6—10 *м*, мраморизованного известняка Эксплоатировалось местными жителями для выжигания извести
32	**Повитно,** Львовская обл., Яновский р-н 23°44′ в. д. 49°50′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
46	**Подвине 1,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°40′ в. д. 49°25′25″ с. ш.	Известняки литотамниевые белого цвета. Мощность 2 *м*
47	**Подвине 2,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°40′ в. д. 49°25′ с. ш.	Известняки литотамниевые
48	**Подвысокое,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°47′30″ в. д. 49°23′30″ с. ш.	Пласт чистого литотамниевого известняка тортонского возраста. Залегает в верхней части склонов долины р. Нараевка на высоте 50—60 *м* над ее дном. Мощность известняка 20 *м*. Известняк перекрывается четвертичными суглинками мощностью 10—12 *м* Эксплоатируется известковым заводом

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
49	**Подгорцы,** Львовская обл., Олесский р-н 25°00′ в. д. 49°56′ с. ш.	Травертины четвертичные Абс. отм. 360 *м*
45	**Подлесье,** Львовская обл., Олесский р-н 24°50′00″ в. д. 49°55′30″ с. ш.	Известняки сантон—кампана
51	**Подусильна,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°43′ в. д. 49°31′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
50	**Подуляны,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°44′00″ в. д. 49°29′30″ с. ш.	Известняки литотамниевые
14	**Подшумляны,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°48′30″ в. д. 49°15′20″ с. ш.	Известняки эмшер—сантона Абс. отм. 250 *м*
52	**Полехов Малый,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°41′ в. д. 49°37′ с. ш.	Известняки литотамниевые, плотные, с глауконитом. Цвет известняков серо-зеленый. Видимая мощность 1,5—2 *м* Абс. отм. 380 *м*
59	**Поляна,** Львовская обл., Щирецкий р-н 24°01′30″ в. д. 49°34′35″ с. ш.	Известняки литотамниевые
54	**Поморяны,** Львовская обл., Поморянский р-н 24°55′ в. д. 49°38′ с. ш.	Известняки литотамниевые, мелкокристаллические, твердые, серого и белого цвета, залегают на литотамниевых, кварцево-известковистых, с глауконитом, песчаниках
33	**Поршна,** Львовская обл., Пустомытовский р-н 23°58′ в. д. 49°41′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
55	**Поручин,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°55′30″ в. д. 49°33′00″ с. ш.	Известняки литотамниевые
56	**Прима,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°00′30″ в. д. 49°29′20″ с. ш.	Известняки литотамниевые, чистые, толстослоистые
34	**Пустомыты,** Львовская обл., Пустомытовский р-н 23°55′ в. д. 49°43′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые. Истираемость в барабане Деваля 6,8%. Врем. сопротивление сжатию 727 *кг/см²*. Водопоглощаемость 4,31%. Уд. вес 2,7. Объемный вес 2,68. Пористость 7,4% Абс. отм. 300 *м*
57	**Радыхов,** Львовская обл., Красненский р-н 24°45′ в. д. 49°41′ с. ш.	Известняк литотамниевый, коричневато-серого цвета, с песчанистым цементом
35	**Развадув,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 23°50′00″ в. д. 49°30′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
58	**Ратынская Гора,** Львовская обл., Винниковский р-н 24°05′30″ в. д. 49°49′20″ с. ш.	Известняки литотамниевые и «дики», медово-желтого цвета, твердые, тонкокристаллические с кальцитом
59	**Рогатин,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°49′ в. д. 49°29′ с. ш.	Известняки литотамниевые
60	**Руда,** Станиславская обл., Рогатинский р-н 24°35′30″ в. д. 49°28′00″ с. ш.	Известняки литотамниевые, мелкокристаллические, твердые. Залегают на зеленовато-серых глинах, представляющих продукт разрушения этих известняков
61	**Саранчуки,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°58′40″ в. д. 49°20′30″ с. ш.	Известняки турона
1	**Свалява,** Закарпатская обл., Мукачевский округ 22°58′ в. д. 48°32′ с. ш.	Известняки триасового возраста. Вскрыша представлена растительным слоем Добываются для обжига на известь
	Сюлько, Тернопольская обл., Подгаецкий р-н 24°57′20″ в. д. 49°18′20″ с. ш.	Известняки турона массивные, плотные, светложелтого цвета Абс. отм. 370 *м*
16	**Славентын 1,** Тернопольская обл., Подгаецкий р-н 24°52′30″ в. д. 49°18′ с. ш.	Известняки эмшер—сантона плотные, массивные, светлосерого цвета Абс. отм. 400 *м*
17	**Славентын 2,** Станиславская обл., Большовцевский р-н 24°50′30″ в. д. 49°18′30″ с. ш.	Известняки эмшер—сантона плотные, массивные, светлосерого цвета Абс. отм. 400 *м*
18	**Славентын 3,** Тернопольская обл., Подгаецкий р-н 24°52′30″ в. д. 49°19′30″ с. ш.	Известняки эмшер—сантона плотные, массивные, светлосерого цвета Абс. отм. 390 *м*
26	**Сокольники,** Львовская обл., Сокольникский р-н 23°58′20″ в. д. 49°46′40″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
37	**Стажиска,** Львовская обл., Яворовский р-н 23°34′30″ в. д. 49°58′40″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые. Истирание в барабане Деваля 5,81%. Временное сопротивление сжатию 396 *кг/см²* Абс. отм. 280 *м*
3	**Старьява,** Дрогобычская обл., Хыровский р-н 22°48′00″ в. д. 49°29′20″ с. ш.	Известняки самборской свиты верхнего мела
62	**Стосы,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°52′00″ в. д. 49°34′17″ с. ш.	Известняки литотамниевые, песчанистые, желтовато-белого цвета
38	**Страдч,** Львовская обл., Яновский р-н 23°46′20″ в. д. 49°53′20″ с. ш.	Известняки нижнего тортона Абс. отм. 320 *м*

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
63	**Стрелиска Старая,** Дрогобычская обл., Новострелищанский р-н 24°24′30″ в. д. 49°31′30″ с. ш.	Известняки литотамниевые, толстослоистые, чистые, белые Добываются для обжига на известь
19	**Стриганцы,** Станиславская обл., Тысменицкий р-н 24°56′ в. д. 49°00′30″ с. ш.	Известняки турона плотные, светлосерые
64	**Стульско,** Дрогобычская обл., Николаевский р-н 24°04′15″ в. д. 49°42′40″ с. ш.	Известняки литотамниевые
65	**Ступник,** Тернопольская обл., Бережанский р-н, в 4 *км* к юго-юго-востоку от Нараюва 24°47′30″ в. д. 49°30′00″ с. ш.	Известняки литотамниевые песчанистые с глауконитом, тонкоплитчатые. Видимая мощность 1 *м* в верхней и 3 *м* в нижней части карьера. Известняки разделены слоями кварцево-глауконитовых песчаников и кварцево-известковистых песков. Суммарная мощность их около 10 *м*
39	**Суховоля (на Душанове),** Львовская обл., Яновский р-н 23°50′10″ в. д. 49°50′40″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 300 *м*
2	**Телесница,** Дрогобычская обл., Нижне-Устрикский р-н 22°29′30″ в. д. 49°22′00″ с. ш.	Травертины Добываются для получения извести
10	**Термокса,** Закарпатская обл., Тячевский округ 23°38′00″ в. д. 48°12′30″ с. ш.	Юрские известняки обнажаются в ядре антиклинали, крылья которой сложены пуховскими мергелями (верхний мел) Эксплоатируется
11	**Тиссало,** Закарпатская обл., Тячевский округ 23°44′ в. д. 48°11′ с. ш.	В ядре антиклинали выходят серые плитчатые известняки верхней юры и нижнего мела. Крылья антиклинали сложены песчано-аргиллитовой свитой нижнего мела и пуховскими мергелями верхнего мела Эксплоатируется местными жителями для выжигания извести
66	**Торгов,** Тернопольская обл., Зборовский р-н 24°58′ в. д. 49°41′ с. ш.	Известняки литотамниевые, мелкокристаллические, плотные, брекчиевидные, серого цвета («дики»), мощностью 2,5 *м*. Залегают среди рыхлых мелкокристаллических известняков. Абс. отм. 380 *м*
12	**Угля,** Закарпатская обл., Тячевский округ 23°37′ в. д. 48°12′ с. ш.	Известняки юры обнажаются в ядре антиклинали, крылья которой сложены пуховскими мергелями (верхний мел). Длина полосы известняков 2 *км*, ширина 100—200 *м* Эксплоатируется местными жителями для выжигания извести
20	**Узин,** Станиславская обл., Станиславский р-н 24°49′30″ в. д. 48°59′00″ с. ш.	Известняки турона плотные, светлосерые
21	**Устье Зеленое,** Тернопольская обл., Подгаецкий р-н 24°59′ в. д. 49°02′ с. ш.	Известняки турона плотные, светлосерые. Абс. отм. 250 *м*
67	**Хлебовичи Великие,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°15′00″ в. д. 49°36′20″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые

№ м-ния на карте	Название и местонахождение м-ния	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
68	**Хлебовичи Свижские,** Львовская обл., Бобркский р-н 24°27′30″ в. д. 49°36′40″ с. ш.	Известняки литотамниевые, песчанистые. Мощность вскрыши 0,5—1 *м*. Износ в барабане Деваля 2,1%. Водопоглощаемость 6,95%. Ориентировочные запасы 50 000 *м*³
40	**Хрустно Старе,** Львовская обл., Щирецкий р-н 23°59′ в. д. 49°39′ с. ш.	Известняки нижнего тортона, литотамниевые Абс. отм. 320 *м*
41	**Цунюв 1,** Львовская обл., Яновский р-н 23°39′30″ в. д. 49°50′40″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
42	**Цунюв 2,** Львовская обл., Яновский р-н 23°40′ в. д. 49°50′30″ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
43	**Цунюв 3,** Львовская обл., Яновский р-н 23°42′ в. д. 49°50′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
69	**Чижов,** Львовская обл., Поморянский р-н 24°57′ в. д. 49°42′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые Абс. отм. 380 *м*
44	**Чуловичи,** Львовская обл., Щирецкий р-н 23°43′ в. д. 49°40′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
70	**Шкляна Гута,** Тернопольская обл., Бережанский р-н 24°46′30″ в. д. 49°29′00″ с. ш.	Известняки литотамниевые, мягкие, белые с светложелтым оттенком, с включениями кремня. В нижней части карьера известняки толстоплитчатые. Мощность 1,5 *м*
71	**Шпиклосы,** Львовская обл., Дунаевский р-н 24°52′ в. д. 49°44′ с. ш.	Известняки литотамниевые и «дики»
22	**Шумляны 1,** Тернопольская обл., Подгаецкий р-н 24°53′30″ в. д. 49°16′30″ с. ш.	Известняки турона толстослоистые, плотные, светлосерые Абс. отм. 320 *м*
23	**Шумляны 2,** Тернопольская обл., Подгаецкий р-н 24°54′30″ в. д. 49°17′10″ с. ш.	Известняки турона толстослоистые, плотные, светлосерые Абс. отм. 400 *м*
24	**Шумляны 3,** Тернопольская обл., Подгаецкий р-н 24°52′ в. д. 49°16′ с. ш.	Известняки турона толстослоистые, плотные, светлосерые Абс. отм. 300 *м*
45	**Щирец,** Львовская обл., Щирецкий р-н 23°51′ в. д. 49°38′ с. ш.	Известняки нижнего тортона литотамниевые
46	**Яновское,** Львовская обл., Яновский р-н 23°41′30″ в. д. 49°55′20″ с. ш.	Известняки верхнего тортона белые, рыхлые Абс. отм. 340 *м*

Наибольший промышленный интерес представляют тортонские известняки, отличающиеся широким развитием на юго-западной окраине Русской платформы, неглубоким залеганием, большой чистотой и выдержанностью качественных показателей.

Литотамниевые известняки районов Развадова, Глинна-Наварии, Пустомыта и других являются прекрасным цементным сырьем. Благоприятным фактором для развития цементного производства является присутствие в этих районах глин и лессовидных суглинков.

Район развития карпатского флиша является неперспективным в отношении карбонатного сырья, чистые известняки среди флишевых отложений отсутствуют.

В качестве перспективных по известнякам мелового возраста могут быть отмечены районы Бережан и Золочева.

МРАМОРИЗОВАННЫЕ ИЗВЕСТНЯКИ

Мраморизованные известняки юрского возраста приурочены к Внутренней антиклинальной зоне Карпат. Выходы мраморизованных известняков тянутся полосой северо-западного простирания от Раховского кристаллического массива на востоке до с. Долгое на западе.

Характеристика мраморизованных известняков приводится в обобщенном виде по данным Н. П. Ермакова. Химический состав мраморизованных известняков: SiO_2 от 1,96 до 2,4%; $Al_2O_3 + TiO_2$ от 1,2 до 1,6% Fe_2O_3 0,4%; CaO от 48 до 51%; MgO от 0,09 до 1,08%; SO_3 4,2%; п. п. п. от 40 до 43%. Результаты технологических испытаний: временное сопротивление излому 161—225 *кг/см²*, временное сопротивление сжатию 760—851 *кг/см²*, истираемость 0,25—0,78 *г/см²*.

В настоящее время разрабатывается лишь одно месторождение на горе Б. Каменец близ села Новоселица. Остальные месторождения представляют большой интерес для эксплоатации. Запасы весьма велики и качество мраморов вполне удовлетворительное (хорошая блочность, красивый рисунок и пр.). Однако изученность месторождений — совершенно недостаточная. В табл. 69 дается краткая характеристика известных месторождений мраморизованных известняков.

МРАМОРЫ

Месторождения мрамора распространены в пределах Раховского кристаллического массива.

Стратиграфически мраморы относятся к верхней толще метаморфического комплекса. Отдельные пачки и слои мраморов подстилаются и покрываются хлоритовыми сланцами.

Незадолго до второй мировой войны чехи начали разработку одного из наиболее крупных месторождений мрамора в 1 *км* к западу от ст. Дилове (Требушаны).

Месторождение Требушаны находится в юго-восточной части Раховского кристаллического массива в 1,5 *км* на северо-запад от с. Дилове (Требушаны). Абсолютные отметки месторождения достигают 800 *м*, над шоссе 400 *м*. Крутизна склонов на участке месторождения колеблется от 20 до 40°, а в северо-восточной части, где мраморы наиболее обнажены, — склон скалистый и обрывистый.

После воссоединения Закарпатской Украины с Украинской ССР «Укрнерудтрестом» в течение двух лет (1947—1948 гг.) на месторождении проводились разведочные и пробные эксплоатационные работы. В результате этих работ были выяснены характер залегания и качество мрамора Требушанского месторождения.

В северном карьере (№ 1), в основании которого залегают кристаллические хлоритово-серицитовые сланцы, обнажаются 14 пластов и про-

Таблица 69

Характеристика месторождений мраморизованных известняков Западной Украины

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
13	**Березово,** Закарпатская обл., Хустский округ 48°17′ с. ш. 23°27′ в. д.	Полоса выходов юрских известняков обнажается в ядре антиклинория. Перекрыты конгломератами нижнего мела Известно давно. Эксплоатировалось для выжигания извести
14	**Большой Каменец,** Закарпатская обл., Тячевский округ 48°11′ с. ш. 23°43′ в. д.	Выходы юрского мрамора острой гривкой. Тектонический контакт с меловыми отложениями Разрабатывалось до 1937 г.
15	**Бронька,** Закарпатская обл., Иршавский округ 48°23′ с. ш. 23°15′ в. д.	В толще конгломератов нижнего мела заключена глыба мрамора. Видимые размеры 10×20×30 *м*
16	**Г. Вежа,** Закарпатская обл., Тячевский округ 48°16′ с. ш. 23°37′ в. д.	Полоса выходов мраморизованных известняков юры протягивается от р. Требка до р. М. Уголька и далее, слагая высокие водораздельные части горных массивов и обнажаясь вместе с породами палеозойского возраста в ядре северного антиклинория. Покрывается конгломератами и песчано-аргиллитовой свитой нижнего мела. Ширина полосы от 1,2 *км*, длина до М. Угольки 6 *км*
17	**Вульховчик,** Закарпатская обл., Тячевский округ 48°10′ с. ш. 23°44′ в. д.	В левом борту р. Вульховчик три карьера, вскрывающие толщу известняков. В рельефе известняки выступают в виде глыб размером до 20 *м* Эксплоатировалось для выжигания извести
18	**Долгое,** Закарпатская обл., Иршавский округ 48°21′ с. ш. 23°17′ в. д.	Небольшой выход известняков юры, приуроченный к центральной части северного антиклинория. Перекрывается нижнемеловыми крупногалечными конгломератами.
2	**Каменешти,** Закарпатская обл., Раховский округ 48°02′ с. ш. 24°11′ в. д.	Месторождение расположено на крутом склоне горы и состоит из двух обособленных выходов известняка, отстоящих друг от друга на расстоянии 300 *м*. Мощность породы около 25 *м*. Небольшие запасы и неблагоприятное залегание (падение под углом 45°, обратное склону) снижают ценность месторождения Разрабатывается для производства извести
19	**Камьянели** (правый приток р. Б. Уголька), Закарпатская обл., Тячевский округ 48°14′ с. ш. 23°40′ в. д.	Мраморизованные известняки юры обнажаются на южном крыле северного антиклинория. Подстилаются кристаллическими породами палеозоя, перекрываются породами нижнего мела Эксплоатировалось местными жителями для выжигания извести
3	**Кобылецкая Поляна,** Закарпатская обл., Раховский округ 48°04′ с. ш. 24°04′ в. д.	Мраморизованные известняки юры желтосерого цвета, с прожилками кальцита. Залегают в виде небольшого по размерам утеса. Длина карьера 10 *м*, высота 5—6 *м* Разрабатывается для производства извести
20	**Кузя,** Закарпатская обл., Тячевский округ 48°16′ с. ш. 23°31′ в. д.	В толще крупногалечных конгломератов глыба мраморизованного известняка размером 100×50 *м*. Подобные же глыбы встречаются и в других местах Эксплоатируется для выжигания извести
21	**Липецкая Поляна,** Закарпатская обл. 48°20′ с. ш. 23°21′ в. д.	В толще конгломератов нижнего мела несколько глыб мраморизованного известняка размером 100×20×20 *м* Эксплоатируется для выжигания извести

Продолжение табл. 69

№ м-ния на карте	Название и местонахождение месторождения	Характеристика м-ния и сведения об эксплоатации
22	**Луг** (Вапняное), Закарпатская обл., Тячевский округ 48°14′ с. ш. 23°43′ в. д.	Мраморизованные известняки юры выходят в виде полосы в ядре антиклинали, крылья которой сложены песчано-аргиллитовой свитой нижнего мела. Ширина полосы 0,5 *км*, длина 5 *км* Эксплоатируется местными жителями для выжигания извести
23	**Малый Каменец**, Закарпатская обл., Тячевский округ 48°12′ с. ш. 23°43′ в. д.	Обнажение розовых криноидных мраморов с прослоями красного и белого Эксплоатировалось до 1937 г.
5	**Рударня**, Закарпатская обл., Раховский округ 48°03′ с. ш. 24°10′ в. д.	Двумя карьерами вскрыты выходы известняков юры видимой мощностью 5—6 *м*. Длина карьеров 10—15 *м*. Известняк отличается повышенной трещиноватостью, что исключает возможность получения кондиционных блоков строительного камня Используется для производства извести
24	**Стрыйно** (р. Квасной), Закарпатская обл., Свалявский округ 48°28′ с. ш. 23°00′ в. д.	В ядре южного антиклинория выходят юрские известняки белые и серые фарфоровидные, красные брекчированные и красные мелкоракушечные. Южное крыло антиклинория перекрыто потоками андезитовых лав, северное сложено конгломератами нижнего мела и пуховскими мергелями (верхний мел) Эксплоатируется местными жителями для выжигания извести
25	**Тушак**, Закарпатская обл., Тячевский округ 48°08′ с. ш. 24°00′ в. д.	В ядре антиклинальной структуры, сложенной конгломератами и песчано-аргиллитовой свитой нижнего мела, две узкие выклинивающиеся полосы известняков Эксплоатировалось для выжигания извести
26	**Угольско Плесо**, Закарпатская обл., Тячевский округ 48°09′ с. ш. 23°39′ в. д.	Окраска красная. Контур не обследован, мощность большая Открыто Закарпатской экспедицией в 1945 г. Не эксплоатировалось
6	**Эмма**, Закарпатская обл., Раховский округ 48°04′30″ с. ш. 24°03′ в. д.	Известняки юры серого и желтого цвета, с прожилками кальцита, залегают в виде небольшого утеса. Длина карьера 15 *м*. Высота 5 *м* Разрабатывается для производства извести
27	**Ястребле**, Закарпатская обл., Хустский округ 48°19′ с. ш. 23°22′ в. д.	Выход известняков юры, перекрытых конгломератами нижнего мела. Мощность известняков 20—30 *м* Эксплоатировалось местными жителями для выжигания извести

пластков белого массивного, мелкокристаллического мрамора мощностью от нескольких сантиметров до 2,35 *м*, пластующихся с прослоями хлоритовых сланцев мощностью от нескольких сантиметров до 0,5—0,6 *м*.

Только в трех пластах мощность мрамора превышает 1 *м*. В прошлом эксплоатировались только два верхних пласта мрамора мощностью 2,35 и 1 *м*, разделенные прослоем хлоритовых сланцев.

Выше карьера, по склону, разведочной канавой были вскрыты:

1. Мрамор белого цвета с прослойками хлоритового сланца. Мощность 12 *м*.
2. Мрамор белого с голубоватым оттенком цвета, мелкокристаллический, с включением кристаллов пирита. Мощность 4,8 *м*.
3. Сланец хлорито-серицитовый, макроскопически аналогичный подстилающим мрамор сланцам. Мощность свыше 100 *м*.

Толща мраморов имеет азимут падения от 200 до 300°, угол падения от 20 до 30°.

Таким образом, в северной части месторождения карьером и разведочными канавами толща мраморов вскрыта полностью от подошвы до кровли, и мощность ее оказалась равной 79 *м*.

Физико-механические испытания мрамора показали: временное сопротивление сжатию около 1000 *кг/см²*, временное сопротивление излому около 100 *кг/см²*, истираемость 0,3 *г/см²*, насыщение водой 0,38 весовых процентов. Эти данные соответствуют хорошим сортам мраморов. Модуль упругости порядка $6 \cdot 10^5$ также отвечает лучшим сортам мраморов и приближается к модулю упругости гранитов.

Химический состав мраморов показан (по данным «Укрнерудтреста») в табл. 70.

Таблица 70

Химический состав мраморов месторождения Требушаны

Место взятия пробы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	H_2O	K_2O+Na_2O	П.п.п
Мрамор белый южного карьера	4,33	0,28	0,07	Следы	52,77	10,95	0,06	0,38	41,48
Мрамор белый северного карьера	12,10	1,04	0,36	Следы	44,38	4,32	0,1	0,48	37,70
Мрамор белый верхнего обнажения	6,03	0,34	0,06	Не обн.	52,08	0,70	0,08	0,22	41,8

При пересчете на минералогический состав анализы дают (ориентировочно): кальцита 94%, кварца 4%, доломита 1,50%, прочих 0,5%.

По сравнению с другими месторождениями мраморов Требушанское месторождение имеет ряд преимуществ, а именно:

1) по запасам оно относится к разряду крупных месторождений;

2) трещиноватость требушанских мраморов меньше, чем мраморов других месторождений;

3) красивый белый цвет придает мраморам Требушанского месторождения сходство с высококачественным каррарским мрамором;

4) месторождение расположено в 1,5 *км* от ж.-д. станции и населенного пункта Дилове (Требушаны), благодаря чему расходы по транспортировке здесь значительно ниже, чем на других месторождениях;

5) большая площадь выходов мраморов позволит развернуть эксплоатационные работы широким фронтом, почти без дорогостоящих подготовительных работ;

6) гидрогеологические условия для эксплоатации месторождения благоприятны.

К числу недостатков месторождения следует отнести: а) падение мраморов внутрь (обратно склону), что потребует увеличения мощности вскрыши по мере продвижения забоев карьеров; б) расположение месторождения на большой высоте при крутизне склонов до 25—30°, что затрудняет его эксплоатацию и транспортировку добытых блоков.

Можно предполагать, что Требушанское месторождение является одним из крупных месторождений мрамора республиканского значения.

Кроме Требушанского месторождения, заслуживают внимания Ягдсклошское, Белопотокское и Берлебашское месторождения, мраморы которых в настоящее время пережигаются на известь и служат материалом для мощения дорог.

Месторождение Ягдсклош находится на правом берегу р. Тиссы, в 9 *км* к западу от с. Дилове, у шоссейной дороги. Мраморы залегают в виде двух пластов мощностью 30—20 *м*, разделенных хлори-

товыми сланцами мощностью до 8—10 *м*. Запасы мраморов значительные.

Месторождение Белый Поток (ручей) находится в 2 *км* южнее с. Дилове, где обнажаются мраморы в виде почти отвесных скал, весьма сходные по рисунку, раскраске и свойствам с мраморами Ягдсклошского месторождения.

В районе ст. Берлебаш встречается несколько видов мрамора.

Мраморы подобной же расцветки встречаются по ручью Давгоруня в 2 *км* восточнее с. Дилове и в потоке Головатич в 3 *км* севернее с. Дилове, в 1 *км* выше устья потока Головатич, на высоте более 1200 *м*. Однако мраморы последних двух месторождений отличаются большим количеством слюдистых пропластков, которые вызывают значительную рассланцованность породы и тем исключают возможность использования ее в качестве облицовочного материала.

Следует отметить, что ряд выходов мраморов еще совершенно недостаточно изучен. Хорошие же качества мраморов Раховского массива (разнообразие цветов, высокая степень метаморфизации), удобные условия эксплоатации — дают возможность заключить, что в ближайшем будущем месторождения раховского мрамора станут объектом широкой эксплоатации.

* *
*

Описываемая территория весьма богата разнообразными строительными материалами. Наиболее ценные виды строительных материалов связаны с платформенными отложениями юго-западной окраины Русской платформы (известняки, мергели-«натуралы» — сырье для производства цемента, стекольные пески) и с миоценовыми — вулканогенными породами Закарпатья (каменные строительные материалы вулканического происхождения — базальты, андезито-базальты, андезиты, липариты и туфы липаритов), юрскими (известняки и мраморизованные известняки) и палеозойскими (мраморы) отложениями Закарпатья.

Почти вся описываемая территория весьма богата песчаниками различного качества, пригодными для строительства разных сооружений и шоссейных дорог, галечником и гравием, а также глинами, пригодными для производства кирпича, черепицы и всевозможных керамических и гончарных изделий.

К категории почти не используемых полезных ископаемых относятся палеозойские кварциты Раховского кристаллического массива, кварциты Чивчинских гор и кремни, горизонты которых широко развиты в менилитовой свите в пределах Внешней антиклинальной зоны Карпат.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ КРАЯ

Восточные Карпаты и Предкарпатье в гидрогеологическом отношении представляют большой интерес вследствие разнообразия природных условий и сложности строения. В пределах обширной обследованной территории расположены южные окраины платформенной области, Предкарпатский краевой прогиб, полоса соленосной толщи, протягивающаяся вдоль северного подножья Карпат, горно-складчатые хребты, покрытые лугами и лесами, и, наконец у южной окраины хребтов расположена Выгорлат-Гутинская гряда вулканов и далее Закарпатская низменность. Многочисленные бассейны пресных вод и месторождения весьма ценных лечебных вод находятся в сложных взаимоотношениях с залежами солей, нефти и газа. Наряду с этим можно встретить слабоводообильные и даже почти безводные участки.

Вековая культура украинского народа создала свои поучительные приемы водопользования и борьбы с подземными водами в горных выработках. Однако частнокапиталистическая система хозяйства наложила свой отпечаток на методы использования подземных вод. Так, на описываемой территории имеется большое число крестьянских колодцев, местами едва-едва обеспечивающих отдельных владельцев. Только воссоединение с Советским Союзом открыло перед крестьянством западных областей Украины новые пути освоения водных ресурсов.

Использование минеральных вод также было на низком уровне: все подчинялось интересам удовлетворения потребностей узкого круга зажиточных слоев населения, а недостатки затушевывались пышной рекламой и дешевым уютом. В Закарпатье, несмотря на большие природные возможности, не было ни одного настоящего курорта.

Результаты трехлетних исследований, проведенных Карпатской экспедицией, позволили составить схему гидрогеологического районирования Восточных Карпат и Предкарпатья. В основу составления этой схемы легли прежде всего результаты обследования на месте большинства источников, колодцев и скважин, изучение особенностей геологических структур и истории их развития, литологии развитых отложений, влияющей на степень их водообильности, а также распределения областей питания и стока подземных вод.

Всего было обследовано около тысячи объектов; из них централизованных источников водоснабжения 16, источников с пресной водой 360, колодцев с пресной водой 355, буровых скважин 68, шахт с рассолами 21 и минеральных источников 175. Все пункты нанесены на гидрогеологической карте под соответствующими номерами.

В целях увязки был обследован ряд объектов за пределами территории Карпатской экспедиции (районы Немирова на западе, Косова и Черновиц — на востоке).

Химические анализы вод производились в лаборатории Центрального института курортологии. Часть анализов сделана в летний полевой

период в походной химической лаборатории. Имеющиеся сведения о составе вод в опубликованных материалах польских, чешских и венгерских исследователей были соответствующим образом обработаны и использованы. Учтены также ценные материалы, собранные Закарпатской экспедицией Четвертого геологического управления (1946 г.), данные о подземных водах газовых месторождений, эксплоатируемых «Укргазом», и нефтяных месторождений «Укрнефти», а также сведения о водах угольных месторождений треста «Львовуглеразведка».

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕРРИТОРИИ

Систематические гидрогеологические исследования на территории Предкарпатья и Закарпатья до работ Карпатской экспедиции (1946—1948 гг.) не проводились, если не считать эпизодических обследований специального назначения. По отдельным пунктам имелись лишь краткие данные, собранные частными фирмами для организации водоснабжения населенных пунктов (Львов, Станислав, Самбор, Мукачево, Берегово и др.) и небольших курортов. Нужно отметить, что обычно они заключали лишь простые не обработанные технические данные о проходке, о породах и подземных водах, записанные буровыми мастерами.

Некоторые сведения о подземных водах обследованной территории приведены в работе К. И. Макова «Подземные воды Украины» (1947 г.).

В 1930—1932 гг. польскими гидрогеологами были произведены детальные исследования и длительные откачки в районе Каменоброды и Будзинска (бассейн р. Верещицы) в целях получения дополнительного количества воды для водоснабжения г. Львова.

Предварительные исследования и пробные откачки производились также в районе г. Станислава в долине р. Быстрицы с целью оценки запасов подземных вод для водоснабжения города.

В Закарпатье чешскими гидрогеологами изучался расход грунтового потока р. Латорицы для обеспечения водопровода г. Мукачева.

Опубликованные сведения по минеральным водам бывшей территории Чехословакии, Польши, Венгрии в большинстве случаев носят рекламный характер, и в них нельзя найти данных о гидрогеологических условиях, зато много места уделено описанию их лечебных свойств.

В районах нефтяных, соляных и угольных месторождений нам удалось собрать эпизодические данные наблюдений за подземными водами. Некоторые сведения о гидрогеологии нефтяных месторождений района Борислава можно найти в работах К. Толвинского. Химические анализы вод вышеуказанного района сведены в опубликованных работах К. Кац. Частично сведения по гидрогеологии отдельных объектов можно найти в общей геологической литературе.

Только после воссоединения западных областей Украины с УССР начались систематические исследования и разведка подземных вод, которые дали новые важные в практическом отношении результаты. В 1940 г. на территории Предкарпатья гидрогеологическую съемку, прерванную Великой Отечественной войной, вели партии Спецгео. По окончании войны, начиная с 1946 г., геологические и гидрогеологические работы в Закарпатье вновь были продолжены партиями Четвертого геологического управления (б. Спецгео), которыми составлена хорошо насыщенная фактическим материалом гидрогеологическая карта Закарпатья в масштабе 1 : 200 000. Детальные гидрогеологические исследования Восточных Карпат и прилегающих с севера областей были начаты с 1945 г. Львовским отделением Украинского геологического управления, которым была организована гидрогеологическая станция по изучению режима грунтовых вод западных областей Украины.

Комплексное изучение Восточных Карпат было начато с 1946 г. Карпатской экспедицией научно-исследовательского сектора Московского

геолого-разведочного института им. Орджоникидзе совместно с Украинским геологическим управлением. Кроме того, изучением минеральных вод в 1946—1948 гг. занимался Украинский институт курортологии (Одесса), который производил эпизодические обследования ряда курортов Советских Карпат. Особого внимания заслуживают результаты экспедиции Украинской Академии наук, изучавшей в 1946—1948 гг. минеральные воды Восточных Карпат под руководством члена-корреспондента АН УССР Е. С. Буркcера. Небольшие заметки о минеральных источниках Восточных Карпат опубликовал А. Е. Бабинец.

В настоящее время оборудование буровых скважин на воду в районе Львова осуществляют тресты «Бурвод» и «Трансводпроект». Организации, проводящие геологическую разведку на полезные ископаемые («Укргаз,», «Укругольразведка», «Укрнефть» и др.), при глубоком бурении обычно не производят специальных гидрогеологических наблюдений. Партии треста «Геохимразведка», работавшие на месторождениях Стебник и Калуш, одновременно с геологическим изучением вели и гидрогеологические исследования в целях оценки обводненности этих месторождений (А. А. Унковский, Л. Б. Антонов).

Следует добавить, что по заданию Украинского геологического управления Львовским отделением в 1948 г. была составлена гидрогеологическая карта масштаба 1 : 500 000 (лист М—35—В) с объяснительной запиской (С. З. Сайдаковский и Г. Т. Саксеев). В 1947—1948 гг. в Львовском отделении Украинской Академии наук разрабатывалась тема по водам нефтяных месторождений Предкарпатья проф. В. Г. Ткачук и С. З. Сайдаковским. Одновременно подземные воды нефтяных месторождений Восточных Карпат изучались специальной партией Ленинградского нефтяного института (А. И. Поливанова).

В целом гидрогеологическая изученность территории Восточных Карпат и Предкарпатья теперь может считаться достаточной для того, чтобы обоснованно составить гидрогеологическую карту масштаба 1 : 500 000, а отдельные районы осветить и в более крупном масштабе.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

Подземные воды имеют большое значение в народном хозяйстве Западной Украины и Закарпатской области. Они давно уже используются для водоснабжения, орошения и для лечебных целей.

Гидрогеологическое районирование столь сложной и обширной территории, каковой является территория Восточных Карпат, Предкарпатья и Закарпатья, в целях правильного планирования дальнейших детальных работ требует учета всех геологических, гидрогеологических и гидрологических факторов, влияющих на условия залегания и распределения подземных вод.

Главными факторами, определяющими выделение районов, являются особенности геологических структур и элементы рельефа, которые обусловливают форму бассейнов подземных вод, а также распределение областей питания и стока подземных вод; большое значение имеет литология развитых отложений, влияющая на степень их водообильности.

При оконтуривании гидрогеологических районов были учтены также закономерности зонального положения подземных вод, определяемые степенью интенсивности водообмена, а также преобладающее развитие того или иного генетического типа подземных вод, придающего наиболее яркие, характерные черты данному гидрогеологическому району [1].

[1] В настоящее время в советской гидрогеологии принято выделять три зоны по степени интенсивности водообмена с поверхностной влагой: 1) зону интенсивного водообмена, 2) зону замедленного водообмена, 3) зону весьма замедленного водообмена. В пределах Карпат, ввиду сложности геологических и гидрогеологических условий, распределение этих зон весьма затруднено и не всегда все зоны хорошо выражены.

В целом водообильность Восточных Карпат не может считаться высокой. В пределах Восточных Карпат нет крупных, хорошо выдержанных водоносных горизонтов, вследствие широкого развития флишевых пород, представляющих чередование мергелей, глин и песчаников, не создающих благоприятные условия для питания подземных вод, а также вследствие наличия водоупорного глинистого делювиального покрова по склонам, покрытым густым буковым или еловым лесом. В Карпатах сравнительно мало пресных родников, и часто на водораздельных высотах, среди лугов, можно встретить колодцы с журавлями, заложенные для использования небольших грунтовых потоков. Эти потоки создаются как в делювиальных отложениях, так и непосредственно в коре выветривания коренных пород. Небольшие грунтовые потоки заключены и в аллювиальных отложениях горных рек, но они полностью дренируются глубоко врезанными (в кровлю коренных пород) реками и ложбинами.

Гидрогеологические условия прилегающих частей Предкарпатья и Закарпатья несколько отличаются от только что описанных для горных хребтов. Четвертичные аллювиальные отложения увеличиваются в мощности и по площади распространения, вследствие чего грунтовые бассейны и потоки приобретают большие размеры. В северных частях территории, относящихся к платформенной области, в подмеловых, меловых и третичных отложениях встречаются напорные артезианские воды различного химического состава, а в песчаных, третичных и четвертичных отложениях заключены довольно мощные грунтовые потоки пресных вод. На юго-западной окраине Русской платформы вдоль северной границы распространения тортонских гипсов была хорошо прослежена полоса переливающихся, постоянно функционирующих сульфатно-кальциевых источников с сероводородом.

Соленосная миоценовая толща образует водоупорный барьер между складчатыми Карпатами и Предкарпатским краевым прогибом. Курорты в пределах Внутренней зоны Предкарпатского краевого прогиба с широким развитием соленосных отложений базируются на минеральных водах, образующихся в результате выщелачивания кровли соленосных толщ. Вследствие проникновения поверхностных вод в горные выработки, заложенные для добычи солей и озокерита, образуются «шахтные» воды с различной степенью минерализации[1]. К югу от барьера соленосной толщи располагается сложная водонапорная система, приуроченная к флишевым отложениям, заключающая обычно в антиклинальных структурах нефтяные залежи.

В горно-складчатых Карпатах, в пределах Закарпатья, хорошо заметно линейное расположение углекислых минеральных источников, приуроченных к антиклинальным структурам, к сбросам и к контактам свит различной водопроницаемости. Эти линии приурочены к внутренним зонам разгрузок напорных вод. Однако у подножия Карпат, в отличие от других горных областей (Кавказ, Копет-даг, Восточные Альпы), отсутствуют хорошо выраженные краевые зоны разгрузок напорных вод. Этим обстоятельством отчасти объясняется сохранность месторождений полезных ископаемых у северного подножья Карпат.

Таким образом, на территории Восточных Карпат и Предкарпатья можно выделить семь крупных гидрогеологических районов, довольно резко отличающихся по своим природным условиям.

В пределах юго-западной окраины Русской платформы различаются два гидрогеологических района:

I. Котловина Западного Бура (Львовско-Бугский район).

II. Ополье и Росточье (Левобережный Днестровский район).

---

[1] Сходные условия наблюдаются на отдельных участках в миоценовых впадинах Закарпатья.

В Предкарпатском краевом прогибе выделяются:

III. Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба с газовыми месторождениями, с подзоной (IIIа), расположенной в северо-западной, глубоко опущенной части краевого прогиба.

IV. Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба (с широким развитием соленосных отложений).

Горно-складчатые районы Восточных Карпат подразделяются на две зоны:

V. Зона Внешних Карпат с нефтяными месторождениями и

VI. Зона Внутренних Карпат с углекислыми водами флишевых отложений.

VII. Зона миоценовых отложений Закарпатья, включающая районы, прилегающие к долине р. Тиссы. Она подразделяется на три части, отличающиеся по гидрогеологическим условиям:

1) Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда, 2) Верхне-Тиссенская впадина, 3) Чоп-Мукачевская впадина.

Границы между гидрогеологическими районами проведены на основе анализа комплекса природных факторов (геологическая структура, геоморфология, гидрология, условия стока подземных вод), поэтому они не везде следуют геологическим границам. В частности, границы зон углекислых вод отражают фактическое распространение их на Карпатах.

ОПИСАНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЙОНОВ

I. КОТЛОВИНА ЗАПАДНОГО БУГА (ЛЬВОВСКО-БУГСКИЙ РАЙОН)

Котловина Западного Буга находится в пределах юго-западной окраины Русской платформы и является наиболее северным районом обследованной территории. Она охватывает обширную территорию к северу от Европейского водораздела. Южная граница района расположена по гребневой части водораздела, разграничивающего сток вод в бассейны Балтийского и Черного морей. На северном уступе возвышенности Опола в этот район входит участок г. Львова, расположенный в долине р. Пельтев (приток р. Западный Буг). Водоток р. Пельтев в пределах города заключен в подземный канал. Северная граница района находится вне обследованной территории.

Многочисленные родники на склонах водораздела и оползневые явления свидетельствуют о том, что более энергично происходит размывание уступа с северной стороны, что также подтверждается его асимметричным строением. Таким образом, линия водораздела постепенно смещается к югу.

Рельеф района к северу от Европейского водораздела характеризуется пологохолмистыми возвышенностями и широкими широтными долинами, достигающими 4 *км* в поперечнике. Район отличается почти полным отсутствием обнажений коренных пород вследствие развития мощного покрова новейших континентальных отложений, представленных лессовидными суглинками, супесями, глинами и песками. Эти образования в пределах котловины Западного Буга располагаются на мергелях и известняках различных ярусов верхнего мела. Вследствие избыточного увлажнения и развития влаголюбивой растительности на отдельных участках нижних террас образовались торфяные залежи.

Следует отметить, что в котловине Западного Буга сооружено много искусственных каналов для целей осушения и для водяных мельниц. Естественные водотоки этой котловины уже давно потеряли свой первоначальный облик вследствие многовековой деятельности человека. Реки Пельтев и Ярычевский Поток, по существу, являются каналами, соору-

женными на базе естественных водотоков. Следовательно, условия питания и дренирования грунтовых вод несколько изменились.

В северном районе имеются буроугольные месторождения, приуроченные к низам тортонских и к гельветским отложениям (Золочев, Тростянец) и залежи каменных углей в палеозойских отложениях (Буск).

Палеозойские отложения в пределах платформенной части исследуемой территории вскрыты лишь многочисленными буровыми скважинами в северо-восточной части территории. Некоторые скважины, пробуренные партией «Львовуглеразведки», вошли в этот массив на глубинах более 100 *м* и врезались в него до глубины 500 *м*.

Буровыми работами в котловине Западного Буга были получены некоторые материалы по водоносности верхнемеловых, нижнекаменноугольных и девонских отложений.

По данным С. Ткалич, все скважины в известняках карбона вскрыли напорные воды, иногда самоизливающиеся, причем дебит оставался неизменным в течение ряда лет. Вследствие недостаточного внимания к гидрогеологической документации при проходке скважин не всегда известна глубина встречи водоносного горизонта, и поэтому нельзя точно установить горизонт, с которым связано появление воды. Например, самоизливающаяся буровая скв. 8, в 0,5 *км* к северу от с. Юшковицы, вскрыла на глубине 105,0 *м* в кровле палеозойских битуминозных известняков, возможно из девонских отложений, минерализованную гидрокарбонатно-сульфатно-натриевую воду с общей минерализацией более 1,5 *г/л*, с запахом сероводорода, с дебитом около 100 000 *л/сутки*:

Таблица 71

Химический анализ воды буровой скв. 8 в 0,5 *км* к северу от с. Юшковицы (район Олеско)

Дата взятия пробы 29/VI 1948 г. Уд. вес 1,002. Т-ра воды 10,0°. Дебит 36 000 *л/сутки* Аналитик Е. Ф. Прокофьева

В 1 *л* содержится	*г*	миллимоли	*мг-экв*	*мг-экв* %
Катионы				
$NH_4^{\cdot}$	0,0002	0,01	0,01	0,05
$Na^{\cdot}$	0,4468	19,43	19,43	95,25
$K^{\cdot}$	0,0041	0,10	0,10	0,49
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0056	0,23	0,46	2,25
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0081	0,20	0,40	1,96
Сумма	—	19,97	20,40	100,0
Анионы				
Cl'	0,0488	1,37	1,37	6,71
SO_4''	0,3572	3,71	7,43	36,42
HCO_3'	0,7077	11,60	11,60	56,87
HPO_4''	0,002			
Сумма	—	16,68	20,40	100,0
H_2SiO_3	0,0090	—	—	—
Сумма ионов	1,5877	—	—	—
Сухой остаток	1,2740	—	—	—

Формула химического состава: $M_{1,5}\frac{HCO_3 53\ SO_4 36}{Na 93}$; $\frac{rNa}{rCl} = 14,2$

Относительная глубина залегания поверхности отложений карбона колеблется в скважинах от 100 до 434 *м*. Эта глубина возрастает с востока на запад. Общая мощность отложений карбона 700 *м*. Нижнекаменноугольные отложения представлены сланцами, известняками, песчаниками, алевролитами с прослоями каменных углей. Во всех разрезах преобладают известковистые глинистые сланцы.

Между нижнекаменноугольными и верхнемеловыми отложениями в описываемом районе в некоторых скважинах вскрыты пестроцветные песчаники, аргиллиты, доломиты, конгломераты, часто загипсованные или с прослоями гипса. Эта пестроцветная толща, уцелевшая лишь в депрессиях поверхности нижнекаменноугольных пород и достигающая иногда мощности свыше 80 *м*, предположительно относится к пермо-триасовому возрасту. Некоторыми геологами было высказано предположение о возможности отнесения части пестроцветной толщи (песчаники и аргиллиты с гипсами), встреченной, например, в скв. 17 в Задворье, к карбону. Однако в районе Буска верхняя часть подмеловых отложений (скв. 27) должна быть отнесена к юре, так как в ней найдена юрская фауна.

Предполагаемые юрские отложения, вскрытые скважинами в котловине Западного Буга, представлены внизу серыми и палевыми кавернозными известняками, вверху мелкозернистыми песчаниками. Эти отложения заключают водоносный горизонт с водой сульфатно-кальциево-магниевого типа, с общей минерализацией 1,7 *г/л*, которая вскрыта буровой скв. 19 в г. Красне. (см. табл. 72).

Таблица 72

Химический анализ воды буровой скв. 19 в г. Красне на первой террасе левого притока р. Западный Буг

Дата взятия пробы 15/IV 1948 г. Уд. вес 1,002. Т-ра воды 17,6°; pH=7,3
Аналитик С. С. Крапивина

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	0,0010	0,05	0,20
$Na^{\cdot}$	0,0840	3,67	14,80
$K^{\cdot}$	0,0141	0,35	1,40
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,1240	10,22	40,80
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,2103	10,47	42,70
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0020	0,07	0,10
Сумма	—	24,83	100,0
Анионы			
F'	0,0010	0,05	
Cl'	0,0140	0,39	1,50
Br'	0,0008	0,01	—
J'	Не обн.	—	—
SO_4''	0,9202	19,15	77,30
HCO_3'	0,3194	5,23	21,20
Сумма	—	24,83	100,0
H_2S	0,0035	—	—
H_2SiO_3	0,008	—	—
HBO_2	0,015	—	—
Сухой остаток при 180°	1,696	—	—

Формула химического состава: $M_{1,7}\frac{SO_4 77\ HCO_3 21}{Ca 43\ Mg 41\ Na 15}; \frac{rNa}{rCl} = 9,4; \frac{Cl}{Br} = 17,5$

Верхнемеловые отложения, широко развитые на возвышенности Опола, представлены всеми ярусами, начиная с сеномана у восточной границы Опола и кончая верхними горизонтами маастрихтского яруса у его западной границы. Общая мощность меловых отложений около 750 *м*. Вся возвышенность Опола, по существу, является областью питания мергельно-меловой толщи. Наряду с этим встречаются местные очаги питания на участках обнажений в долинах рек, где обнаруживаются наиболее водообильные участки этой толщи.

Водоносность мергельно-меловой толщи связана с трещиноватостью и закарстованностью вследствие довольно глубокого промывания толщи (до 60—80 *м* от кровли меловых пород). Ниже мергели становятся слабо трещиноватыми, превращаясь местами в практически водоупорные породы. Мелкотрещиноватые верхнемеловые сенонские мергели обычно слабоводообильны, однако при бурении в них вскрыт водоносный горизонт с самоизливающейся водой гидрокарбонатно-кальциево-магниевого типа с дебитом около 3 *л/сек*.

В г. Львове воды трещиноватых меловых мергелей эксплоатируются мелкими скважинами для местных городских нужд и промышленности. Откачка из скважины глубиной 38,0 *м* в г. Львове при понижении динамического уровня на 2,0 *м* дала воды 216 *м*^{3}*/час*. Верхний меловой горизонт вскрыт также скважинами в районе Золочевского буроугольного месторождения. Например, скважиной в г. Золочеве во дворе конторы треста «Углеразведка» вскрыта в верхнемеловых мергелях гидрокарбонатно-кальциевая вода с общей минерализацией 0,5 *г/л* с дебитом 2,5 *л/сек*.

Таблица 73

Химический анализ воды буровой скв. 1 во дворе конторы треста «Углеразведка» в г. Золочев

Дата взятия пробы 29/VII 1946 г. Т-ра воды 9,2°; pH=7,0
Аналитик В. В. Красинцева (вода появилась на глубине 17,0 *м*)

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв* %
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0099	0,43	6,65
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0060	0,50	7,76
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1106	5,52	85,59
Сумма	—	6,45	100,0
Анионы			
Cl'	0,0072	0,20	3,10
SO_4''	0,0140	0,29	4,50
HCO_3'	0,3642	5,96	92,40
Сумма	—	6,45	100,0

Формула химического состава: $M_{0,51}\frac{HCO_3 92}{Ca 86};\frac{rNa}{rCl}=2,15$

Кровлю сенонских мергелей в местах, где она перекрыта вышележащими отложениями, можно рассматривать как относительный водоупор. На контакте мергелей образуется водоносный горизонт, приуроченный к песчаным нижнетортонским отложениям, среди которых заключены прослои трещиноватых литотамниевых песчаников и известняков, имеющих гидрогеологическое значение. Водоносный горизонт этих отложений эксплоатируется для водоснабжения многих населенных пунктов: Львов, Подгорце и др. Химический анализ источника воды на северо-западной окраине г. Львова характеризуется табл. 74.

Четвертичные отложения, к которым относятся пойменные и террасовые отложения, заключают грунтовые воды, используемые во

Таблица 74

Химический анализ источника воды на северо-западной окраине г. Львова (пункт 6)

Дата взятия пробы 7/IX 1947 г. Т-ра воды 9,8°; pH = 7,4
Аналитик В. А. Кривошия

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0051	0,22	3,39
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,014	1,15	17,72
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1026	5,12	78,89
Сумма		6,49	100,0
Анионы			
Cl'	0,0074	0,21	3,24
SO_4''	0,037	0,77	11,86
HCO_3'	0,366	5,51	84,90
Сумма		6,49	100,0
Сухой остаток	0,356	—	—

Формула химического состава: $M_{0,3}\frac{HCO_3 85\ SO_4 12}{Ca 79\ \ Mg 18}$

всех населенных пунктах для хозяйственных и бытовых нужд. Пойменные отложения долин рек бассейна Западного Буга представлены иловатыми песками с линзами торфяников. Они имеют мощность несколько метров и, как правило, вложены в отложения первой песчаной террасы (4—8 *м*), местами заключающей глинистые или торфянистые прослои. Колодцы на этой террасе имеют глубину 4—5 *м* и довольно высокую производительность. Вторая терраса сложена также песчанистыми отложениями, переходящими в тонкие супеси или суглинки (13—15 *м*). Глубина колодцев на этой террасе увеличивается до 10—13 *м*.

В пределах котловины Западного Буга широко развиты отложения более высокой террасы (30—40 *м*), представленные озерно-речными осадками, слюдистыми супесями, иногда переходящими в ленточные суглинки. Местами в отложениях этой террасы заключены грунтовые воды, используемые местным населением.

В районе Буска четвертичные аллювиальные воды имеют минерализацию более 1,0 *г/л* (см. табл. 75).

В юго-восточной части котловины Западного Буга расположено Золочевское месторождение бурых углей, имеющее промышленное значение. В этом месторождении выделяются следующие типы грунтовых вод:

а) Грунтовые воды четвертичных отложений, приуроченные к аллювиальным отложениям долины р. Золочевки и к делювиальным суглинкам на водоразделах. Четвертичные отложения имеют довольно ограниченное распространение и встречаются главным образом в ложбинах. На обводненность залежей угля эти воды не влияют.

б) Пластово-трещинные воды литотамниевых известняков. Этот горизонт сильно дренирован эрозионной сетью и питает ряд источников с дебитом от 2 до 5 *л/сек*. Пробные откачки из скважин в с. Тростянец дали, по данным треста «Львовуглеразведка», производительность 0,36 *л/сек*, при понижении уровня воды в известняках на 12 *м* (глубина скважины 14 *м*).

в) Пластовые воды, заключенные в мелко- и среднезернистых надугольных и подугольных песках, связаны с водоносным горизонтом литотамниевых известняков. Подугольные пески, вслед-

Таблица 75

Химический анализ воды колодца в г. Буск на второй террасе р. Западный Буг

Дата взятия пробы 6/IX 1947 г.; pH = 6,9.
Аналитик В. А. Кривошия

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	0,0003	0,02	0,07
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,3080	13,39	48,76
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,05070	4,67	17,01
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1878	9,38	34,16
Сумма	—	29,46	100,0
Анионы			
Cl'	0,2061	5,81	21,16
SO_4''	0,2370	4,93	17,95
HCO_3'	1,0180	16,68	60,74
NO_2'	0,0020	0,04	0,15
Сумма	—	27,46	100,0
Сумма ионов	2,0162	—	—

Формула химического состава: $M_{2,0}\,\frac{HCO_3\,61\quad Cl\,21}{Na\,49\quad Ca\,34}$

ствие незначительной мощности (до 1,0 *м*) и наличия глинистых разностей, существенной роли в обводнении месторождения не играют. Надугольные пески более водообильны и питают источники, дебит которых равен около 1,0 *л/сек*. Общий приток воды в эксплоатационные штольни из водоносных песков достигает 40 *м³/час*.

г) Трещинные воды, заключенные в мергелях верхнего мела, вследствие залегания ниже горизонта углей, на обводненность буроугольных месторождений не влияют.

В итоге приведенной характеристики Львовско-Бугский район мы можем рассматривать как часть более крупной гидрогеологической провинции, продолжающейся как на северо-запад, так и на юго-восток, по направлению к Украинскому кристаллическому массиву.

Геологическими исследованиями Д. П. Найдина в северных частях территории намечена мульда, которая при дальнейших детальных гидрогеологических исследованиях, возможно, позволит выделить Львовский меловой артезианский бассейн. Водоносные горизонты мергельно-меловой толщи могут быть использованы для водоснабжения лишь после проведения буровых разведочных работ, так как не везде эти горизонты достаточно водообильны.

Тортонские водоносные горизонты в котловине Западного Буга приобретают значение лишь на северных склонах Европейского водораздела, где имеются многочисленные родники. Путем устройства хороших каптажных сооружений можно получить довольно большое количество пресных вод для целей водоснабжения.

Нижележащие горизонты юры и пермо-триаса дают только воды с повышенной минерализацией и с сероводородом, т. е. для водоснабжения не пригодны. Местами они могут быть использованы для лечебных целей. Что касается более древних палеозойских отложений, то их водоносность изучена недостаточно. Условия питания этих вод всецело определяются взаимоотношениями с вышележащими толщами.

Таким образом, наибольшее значение для водоснабжения населенных пунктов выделенного нами северного гидрогеологического района имеют грунтовые потоки, заключенные в аллювиальных и террасовых отложениях долин рек котловины Западного Буга, хотя минерализация этих вод местами повышенная и довольно пестрая.

II. ОПОЛЬЕ И РОСТОЧЬЕ (ЛЕВОБЕРЕЖНЫЙ ДНЕСТРОВСКИЙ РАЙОН)

Левобережный Днестровский гидрогеологический район занимает южный пологий склон Европейского водораздела, включающий Росточье, Щирецкую котловину и возвышенность Опола. Район этот является сельскохозяйственным и включает участки довольно крупных городов: Городок, Бобрка, Перемышляны,Ходоров, Бережаны, Бурштын, Николаев и др., а также южные окрестности г. Львова. В пределах этого района расположено несколько популярных курортов, использующих сероводородные воды (Немиров, Любень Великий, Черче и др.). Кроме того, имеется довольно много разработок строительных материалов: известняков, гипсов, а также месторождения бурых углей. Южная граница района проходит по долине р. Днестр, но местами она переходит на правый берег (например, у г. Галич), где также имеются верхнетортонские гипсы.

Левобережный Днестровский район характеризуется как область с хорошо развитой гидрографической сетью, со стоком поверхностных и подземных вод в долину р. Днестр.

Все речные артерии расположены меридионально с некоторым отклонением в направлении северо-запад—юго-восток (рр. Верещица, Щирец, Зубжа, Свиж, Гнилая Липа, Золотая Липа и др.). Такое расположение особенно хорошо заметно в северной части Опола. Направление речных долин отличается также тем, что притоки иногда впадают в основные долины под прямым углом или даже против течения (примером могут служить левые притоки р. Зубжи).

Характерной особенностью Опола является наличие произведенного человеком во многих местах подпруживания рек искусственными плотинами, в результате которого образовались крупные искусственные водоемы — пруды, или «ставы». Особенно много таких водоемов в долинах рр. Свиж и Луг, где весьма развита система искусственных прудов. На р. Золотая Липа расположены два крупных пруда, из них самый крупный к северу от г. Бережаны — «Уманский став».

В бассейне Днестра встречаются отдельные, сравнительно небольшие, заболоченные участки, расположенные главным образом в долинах рек. Наиболее крупным болотным массивом являются так называемые Великие или Надднестрянские болота, расположенные в восточной части Сан-Днестровской низменности. Имеются также отдельные заболоченные участки, расположенные вдоль нижнего течения рр. Стрвионж (от Бисковиц), Верещицы, Клодинцы, Тысменицы и Быстрицы Самборской. Общая площадь болот в бассейне Днестра выше Розвадова (Николаева) составляет 23 626 *га*. Большая часть болот уже осушена или находится в процессе осушения и представляет собой луговые участки с хорошими пастбищами или культурными насаждениями. Помимо осушения открытыми канавами, разработан проект кольматации болот, частично уже осуществленный. Кольматация производится водами Днестра и Стрвионжа, выпускаемыми на отдельные отсеки заболоченных пространств.

Левобережный Днестровский район сложен верхнемеловыми и миоценовыми отложениями, залегающими с пологим падением к югу. Первые представлены известняками и мергелями всех ярусов верхнего мела, вторые — в основном песками, песчаниками, литотамниевыми известняками.

Более глубоко залегающие палеозойские отложения выходят на поверхность только за восточной рамкой обследованной территории в бас-

сейне р. Золотая Липа. Еще далее к юго-востоку, у с. Устечко, в долине р. Днестр появляются силурийские отложения. Сведения о водоносности силура в пределах нашей территории отсутствуют, но интересно отметить, что далее к юго-востоку, в районе Черновицы, скв. 17, заложенная на правом берегу р. Прут, на первой террасе вошла в силурийские отложения на глубине 135,45 *м* и прошла по ним до 544 *м*, не встретив заметных водоносных горизонтов. В обнажениях по долине р. Днестр, где река протекает среди живописных обрывов палеозойских отложений, видны только отдельные небольшие водопроявления, приуроченные к пластово-трещинным горизонтам, а главный водоносный горизонт располагается на кровле палеозойских отложений, в верхнемеловых породах.

Нижний и средний девон представлен континентальными и восточнее морскими отложениями общей мощностью 250—300 *м*. В долине р. Золотой Липы, у сс. Завадовка и Кожава, девонские отложения представлены песчаниками и доломитами. Еще далее к востоку они широко развиты (нижний отдел) в основании склонов долины р. Днестр и в долинах его левых притоков.

Водоносность девонских красных песчаников, известняков и доломитов до сих пор еще изучена очень слабо.

Экспедицией были обследованы крупные пресные родники, приуроченные к девонским отложениям в долине р. Золотая Липа, у сс. Завадувка и Медуха.

Мощные выходы гидрокарбонатно-кальциевой воды с невысокой минерализацией (0,4 *г/л*) и с дебитом до 150 *л/сек* появляются как на правом, так и на левом склонах долины реки. Их появление связано с особенностями рельефа и тектоники палеозойских отложений, образующих, повидимому, поднятие. Это поднятие обусловило перелив вод вдоль его северного края. Не исключена возможность наличия связи довольно водообильных горизонтов верхнего мела и трещиноватых зон в палеозойских отложениях.

Как и в Львовско-Бугском районе, над палеозойскими отложениями залегают пестроцветные загипсованные аргиллиты, которые предположительно относятся к юре или даже к пермо-триасу. Из толщи этих аргиллитов на глубинах более 200 *м* в скв. 44 в г. Рогатине, по данным «Львовуглеразведки», была получена высоконапорная сульфатно-кальциевая вода.

В с. Большовцы буровой скважиной вскрыта пресная напорная вода предположительно в верхнемеловых известняках. Химический анализ этой воды показан в табл. 76.

Наибольшее гидрогеологическое значение в Левобережном Днестровском районе имеют водоносные горизонты, расположенные выше верхнемеловых пород и приуроченные к песчаным отложениям нижнего тортона или к рыхлым четвертичным образованиям. Источники и колодцы питаются водами из водоносного горизонта, приуроченного к кровле верхнемеловых пород. Очень часто появление источников на задернованных склонах вызывает заболачивание участков. Многие источники каптированы и используются для водоснабжения, например Бобрка, Бережаны, Перемышляны.

Особо следует отметить, что в пределах данного района расположен крупный бассейн пресных вод, используемых для водоснабжения г. Львова и его окрестностей. Водозаборные сооружения Львовского водопровода расположены к западу от города на участках Шкло, Воля Добростаньска и Великополе (рис. 199).

Ввиду растущей потребности г. Львова в пресной питьевой воде польскими инженерами были произведены (1929—1932 гг.) исследования участка, находящегося в 26 *км* к западу от города, с целью изыскания дополнительных источников водоснабжения. Этот участок находится

Химический анализ воды буровой скважины в с. Большовцы, на левобережной надпойменной террасе р. Гнилая Липа, в 100 *м* от русла реки

Дата взятия пробы 19/VII 1948 г. Т-ра воды 13,8°; pH = 6,8
Аналитик В. И. Бахман

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0101	0,44	5,53
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0208	1,71	21,48
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1162	5,81	72,99
Сумма	0,1471	7,96	100,0
Анионы			
Cl'	0,0119	0,34	4,27
SO_4''	0,0786	1,64	20,60
HCO_3'	0,6047	9,91	75,83
Сумма	—	13,06	100,0
Сумма ионов	0,9605	—	—

Формула химического состава: $M_{0,96}\,\frac{HCO_3\,76\quad Cl\,21}{Ca\,64\quad Mg\,26}$; $\frac{r\,Na}{r\,Cl}=0,44$.

в долине рч. Верещица, в местах дренирования грунтовых вод. Особое внимание привлекли пункты:

а) Каменоброды, между притоком Добростаньским и рч. Верещица;

б) Будзинск, между железнодорожным полотном Львов—Перемышль и шоссе Львов—Ягелонский;

в) Городецк, между шоссе Львов—Городецк и шоссе Львов—Любень-Великий.

Скважины, заложенные вдоль русла рек, в большинстве случаев достигли мергелей верхнего мела.

На первых двух пунктах были произведены (1930—1932 гг.) длительные откачки при трех понижениях для установления расхода грунтового потока. В общей сложности Каменоброды и частью Будзинск, согласно данным откачек, могут дать 24 000 *м³/сутки,* что вполне обеспечит расширение водопровода г. Львова.

С гидрогеологической точки зрения заслуживает большого внимания участок Оброшин, расположенный в 2 *км* к югу от шоссе Львов—Любень Великий, у с. Ставчаны. Здесь имеются довольно мощные естественные выходы пресных вод и неглубокие скважины, дающие в сумме десятки литров в секунду хорошей пресной воды, текущей крупным ручьем в р. Ставчанку (приток р. Щирец).

К юго-востоку от пресных источников Оброшин в одной с ними полосе расположены пресные источники в окрестностях с. Навария с суммарным дебитом, измеряемым в несколько сот литров в секунду, приуроченные к трещиноватым мергелям и известнякам верхнего мела, которые вскрыты боковой ложбиной р. Щирец. На водоразделе в выемках дороги вскрываются флювиогляциальные пески. Появление мощных выходов воды у Оброшина и Наварии, повидимому, связано с перегибом в верхнемеловых отложениях. Расположение этих интересных источников показано на рис. 200.

Особые гидрогеологические черты носит гипсоносная толща верхнего тортона, которая местами залегает на размытой поверхности мергелей.

В целом она может рассматриваться как водоупор, но в участках ее выхода на поверхность развиваются карстовые явления (каверны, воронки

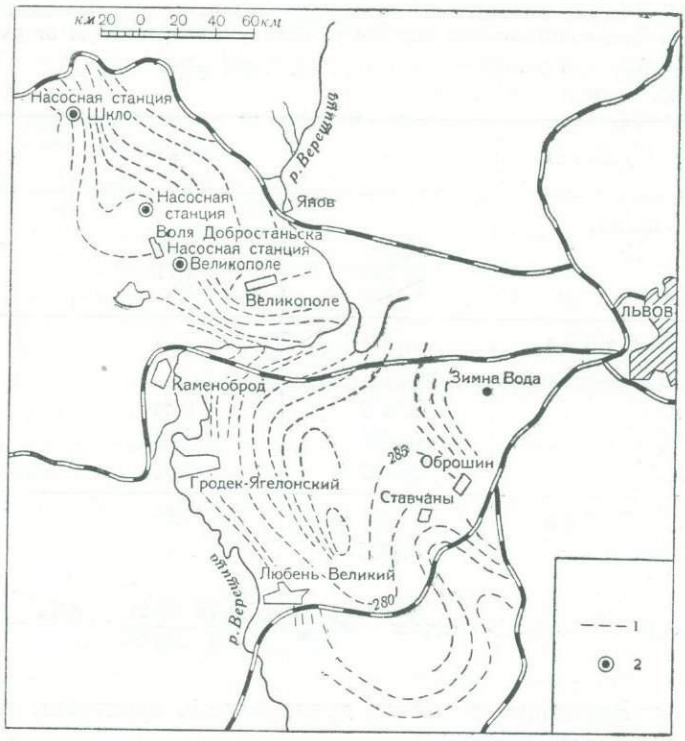


Рис. 199. Схема расположения насосных водозаборных станций г. Львов

1—гидроизогипсы; *2*—насосная станция

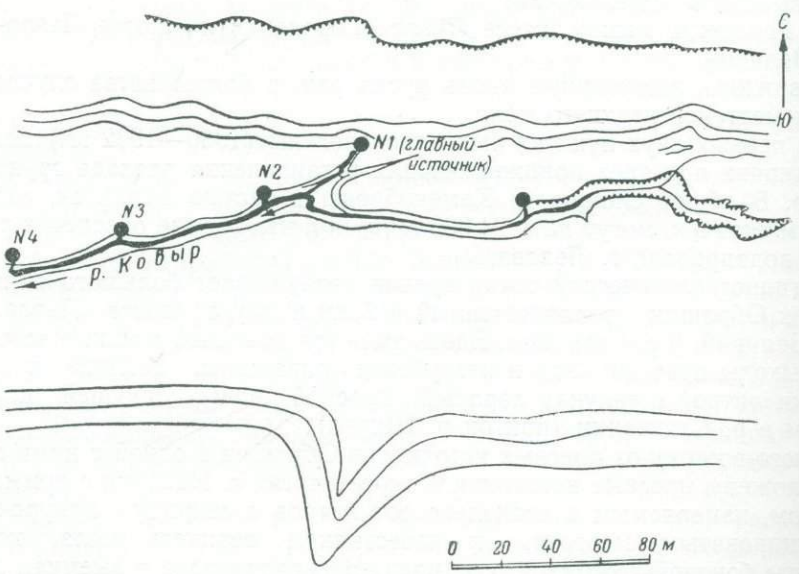


Рис. 200. Схема расположения мощных пресных источников, у с. Навария

и т. п.). Карст особенно сильно развит в юго-восточной части района (окрестности курорта Черче, Княгиничи, Подкамень). Кроме того, он встречается на участках г. Щирец и в других местах. Встречены карстовые

воронки также и на склонах долин и водоразделах в окрестностях г. Рогатин и, в меньшей степени, у г. Галич.

Подземные воды, двигаясь по водоносным горизонтам тортонских отложений со стороны Европейского водораздела на юг к долине р. Днестр, встречают барьер гипсов и подвергают их частичному выщелачиванию. В результате вдоль северной границы распространения гипсов на поверхности появляются переливающиеся, постоянно функционирующие сульфатно-кальциевые источники. Зона перелива этих вод прослеживается от курорта Немиров на северо-западе до курорта Черче на юго-востоке. Сульфатно-кальциевые воды, попадая в вышележащие торфянистые и илистые отложения, богатые органическими веществами, вследствие микробиологической деятельности в восстановительных условиях обогащаются сероводородом; количество сероводорода местами достигает 60—120 *мг/л*. Эти воды имеют лечебное значение (Немиров, Шкло, Любень Великий, Роздол, Черче, Кнесело и др.). Сероводородные воды встречаются также и в коренных отложениях, что свидетельствует о процессах десульфатизации, протекавших глубже четвертичных отложений. Химический анализ сероводородных сульфатно-кальциевых вод приведен в табл. 77. Наиболее популярным курортом, основанным на этих водах, является Любень Великий (рис. 201 и 202).

Таблица 77

Химический анализ сероводородных сульфатно-кальциевых вод, связанных с выщелачиванием тортонских гипсов

Аналитик В. В. Красинцева

Дата взятия пробы	7/VIII 1946 г.			9/VIII 1946 г.		
Наименование источника	Шкло (пункт 100) (к западу от Львова)			Курорт Любень Великий, источник в лесу (пункт 113)		
Температура воды °С	10,6			14,8		
pH	6,8			6,8		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы						
NH_4^+	Следы	—	—	0,0005	0,03	0,1
Na^+ }	0,0283	1,24	3,7	0,0133	0,58	1,9
K^+ }						
Mg^{++}	0,0106	0,88	2,6	0,0187	1,53	4,9
Ca^{++}	0,6397	31,62	93,7	0,5762	28,76	93,1
Сумма	—	33,74	100,0	—	30,90	100,0
Анионы						
Cl'	0,0035	0,10	0,3	0,0108	0,30	0,9
SO_4''	1,3290	26,67	82,0	1,1090	23,08	74,7
HS'	0,0049	0,15	0,4	0,0344	1,04	3,4
HCO_3''	0,3551	5,82	17,3	0,3955	6,48	21,0
Сумма	—	33,74	100,0	—	30,90	100,0
Сумма ионов	2,3322	—	—	2,1584	—	—
H_2S общ.	0,0128	—	—	0,0931	—	—
H_2S своб.	0,0075	—	—	1,0572	—	—
Формула химического состава:	$H_2S\,013\ M_{2,3}\ \frac{SO_4 82\ HCO_3 17}{Ca 94}$			$H_2S\,093\ M_{2,2}\ \frac{SO_4 72\ HCO_3 21}{Ca 93}$		

Таким образом, второй гидрогеологический район по своим условиям может рассматриваться как асимметричный артезианский бассейн, погру-

жающийся в сторону Предкарпатской депрессии. В этом районе широко развиты как артезианские, так и грунтовые воды, приуроченные к четвертичным отложениям. Они используются многочисленными колодцами и неглубокими скважинами для водоснабжения населенных пунктов. Вследствие свободного взаимоотношения грунтовых вод четвертичных отложений и вод коренных пород водообильность этого района высокая.

Наиболее водообильными горизонтами являются тортонские песчаники и литотамниевые известняки. Там, где они прорезаны долинами рек на контакте с меловыми мергелями, появляются многочисленные источники, часто каптированные и используемые местными жителями для водоснабжения. Местами выходы этих вод создают заболоченные участки и вызывают оползание коренных пород.

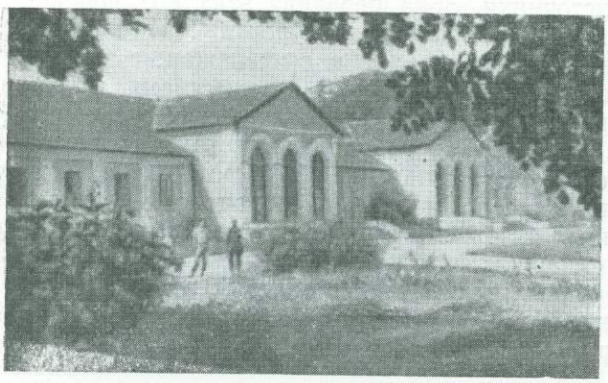


Рис. 201. Ванное здание на курорте Любень Великий, в котором используется сероводородная вода

Верхнемеловые мергели и известняки водообильны только в верхней трещиноватой зоне на отдельных участках. Очаги разгрузок создаются в местах флексурообразных перегибов слоев, где появляются мощные пресные источники (Оброшин, Навария).

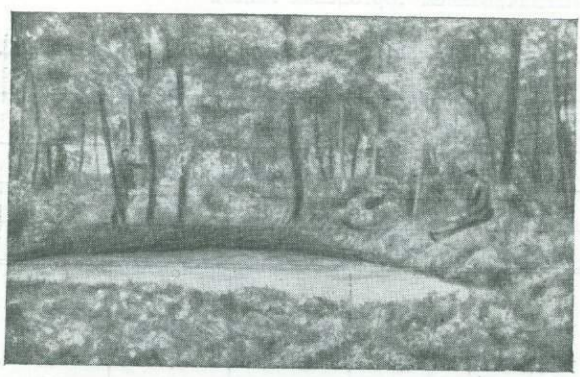


Рис. 202. Естественный выход сероводородной воды в парке курорта Любень Великий (с коркой серы на поверхности воды)

Крупный бассейн подземных вод, как уже отмечалось, расположен к западу от г. Львова, где имеются хорошо оборудованные водозаборные сооружения. Интересная зона перелива вод отмечена вдоль барьера тортонских гипсов, вследствие выщелачивания которых вода приобретает сульфатно-кальциевый состав. Разгрузка вод нижележащих горизонтов в пределах Левобережного Днестровского района нигде не отмечена.

III. ВНЕШНЯЯ ЗОНА ПРЕДКАРПАТСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Северная граница Внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба протягивается вдоль юго-западной окраины Русской платформы от участка Ходновице (в бассейне р. Сан) до участка г. Косов (в бассейне р. Прут). Южная граница определяется положением соленосной толщи и проходит у г. Самбор, к северу от гг. Дрогобыч, Стрый и у гг. Калуш и Косов. Таким образом, большая часть территории этой зоны приурочена к правобережью бассейна р. Днестр.

Северо-западная часть Внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба глубоко опущена и, возможно, скрывает под собой

сокращенный разрез флишевых пород палеогена и мела. Мы выделяем эту часть прогиба в особую подзону (III^3).

Эта подзона сложена толщей осадочных образований миоценового возраста мощностью 3—4 *км*, со стоком вод в долину р. Сан (приток р. Вислы), т. е. в Балтийское море. Кроме того, сюда входит часть левобережья р. Днестр. Осадочные образования представлены серыми глинами, иногда слюдистыми, с обуглившимся растительным детритусом по плоскостям напластования. В гидрогеологическом отношении все отложения довольно однородны и в общем весьма водообильны. Практически же они являются водоупором для вышележащих четвертичных отложений, к которым приурочен основной горизонт грунтовых вод.

Химические анализы вод из колодцев этого района показали, что во многих местах (в сс. Комарно, Крюковец, Рудки, Мостиска и др.) воды имеют повышенную минерализацию (до 2 *г/л*). Вдоль северной границы подзоны в некоторых местах на минерализацию грунтовых вод оказывают влияние гипсы, за счет выщелачивания которых в воде появляется повышенное содержание сульфатов (табл. 78).

Таблица 78

Химический анализ воды колодца в с. Комарно на первой террасе левого берега р. Верещица

Дата взятия пробы 29/VI 1948 г. Т-ра воды 11,4°; pH = 7,6
Аналитик Е. Ф. Прокофьева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв* %
Катионы			
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	0,4839	21,04	73,84
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0131	1,07	3,76
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1279	6,38	22,40
Сумма	—	28,49	100,0
Анионы			
Cl'	0,0259	0,73	2,56
SO''_4	0,9663	20,12	70,64
HCO'_3	0,4661	7,64	26,80
Сумма	—	28,49	100,0
Сумма ионов	2,0832	—	—

Формула химического состава: $M_{2,0}\frac{SO_4 70\ HCO_3 27}{Na 74\ Ca 22}$

Юго-восточная часть Предкарпатского краевого прогиба менее опущена. Она выполнена почти 2-километровой глинисто-песчаной молассой тортонского и сарматского возраста, залегающей непосредственно на поверхности меловых отложений платформенного типа. Из коренных пород в этой зоне наибольшее развитие имеет дашавская свита (тортон), представленная чередующимися глинами с небольшими прослоями рыхлых песчаников. Общая мощность дашавской свиты около 500 *м*. В этой свите заключены залежи горючего газа, слабо обводненные, но встречаются также отдельные горизонты высоконапорных вод. Открывая задвижки, регулирующие поступление газа, можно получить эффектный выброс газирующей воды из скважин. В некоторых скважинах вода собирается по каплям.

По данным треста «Укргаз», в скважинах Опары количество воды, поступающей из первого водоносного горизонта (глубина 350—475 *м*) в течение месяца составляет от 5 до 2500 *л*; из второго горизонта (глубина 200—475 *м*) — около 100 *л* в месяц, из третьего горизонта (глуби-

на 500—580 *м*) — от 50 до 1000 *л* в месяц; четвертый горизонт (глубина 630—720 *м*) обводнен довольно значительно.

В газовых скважинах Дашавы приток воды из среднего горизонта (глубина 450—520 *м*) большой, из главного горизонта (глубина 680—750 *м*) — от 50 до 200 *л* в месяц.

Минерализованные воды газовых месторождений по типу являются хлоридно-натриевыми и хлоридно-кальциево-натриевыми (табл. 79). Обычно отношение натрия к хлору ($\frac{rNa}{rCl}$ в эквивалентах) этих вод менее единицы, т. е. близкое к океанической воде (0,85). В литературе о нефти такие воды часто называют «хлор-кальциевыми». Ненормально высокие или низкие отношения наблюдаются в водах, взятых для анализа в процессе бурения, при промывке глинистым раствором, цементации и т. п.

Таблица 79

Химический анализ хлоридно-натриевых вод газовых месторождений Предкарпатья

Аналитик В. В. Красинцева

Дата взятия пробы	14/VIII 1947 г.			16/VIII 1947 г.		
Наименование	скв. 17а „Опары"			скв. 48 „Дашава"		
Температура воды, °С	18°			16,8°		
pH	7,4			6,8		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы						
NH_4^+	0,0806	4,47	0,70	0,0684	3,79	1,12
K^+	0,1584	4,05	0,64	0,0867	2,21	0,65
Na^+	12,280	534,20	85,00	5,8700	255,23	75,20
Mg^{++}	0,4374	35,97	5,71	0,3114	25,87	7,63
Ca^{++}	1,0020	49,99	7,95	1,0330	51,56	15,22
Fe^{++}	—	—	—	0,0169	0,61	0,18
Сумма	—	628,68	100,0	—	339,27	100,0
Анионы						
Cl'	21,9800	619,73	95,58	11,9200	336,00	99,04
Br'	0,1100	1,38	0,22	0,020	0,02	—
J'	0,0498	0,39	0,06	—	—	—
SO_4''	0,0016	0,03	—	0,0041	0,08	0,02
HCO_3'	0,4075	7,15	1,14	0,1934	3,17	0,94
Сумма	—	628,68	100,0	—	339,27	100,0
H_2SiO_3	0,0130	—	—	0,0112	—	—
HBO_2	0,0390	—	—	0,0170	—	—
Сумма ионов	36,5793	—	—	19,5372	—	—
Сухой остаток при 180°	36,7080	—	—	19,5440	—	—
Формула химического состава:	$J\,50 M_{36,7}\,\frac{Cl\,99}{Na\,85\ Ca\,8}$			$Fe\,17 M_{19,5}\,\frac{Cl\,99}{Na\,75\ Ca\,15}$		

Высокая концентрация соленой воды сама по себе не может еще служить признаком растворения залегающей в глубине каменной соли. Отложение солей в результате кристаллизации растворов в усыхающих бассейнах приводит к разделению нормального морского комплекса солей и воды; растворяющие соли, находящиеся в кристаллической решетке, дают отношение брома к хлору, резко отличное от морского. На

это впервые обратил внимание А. Н. Бунеев. Проф. А. П. Виноградов также считает, что характерное для морской воды отношение $\frac{Cl}{Br}$, близкое к 300, является «наиболее обычным и нормальным»[1]. Имеющиеся в нашем распоряжении данные по брому и хлору указывают на какую-то связь вод газовых месторождений с древней видоизмененной морской водой, а не с выщелачиванием соленосной толщи, за исключением тех случаев, когда эта толща непосредственно соприкасается с участком газовых месторождений. Например, вода из скв. 2 (табл. 80) в Калуше дает отношение $\frac{Cl}{Br} = 1860$, указывая на несомненное выщелачивание соленосной толщи (последнее подтверждается и геологическими условиями участка скважины).

Таблица 80

Химический анализ воды буровой скв. 2 в г. Калуш Станиславской области

Дата взятия пробы 25/VIII 1947 г.; pH = 7,4

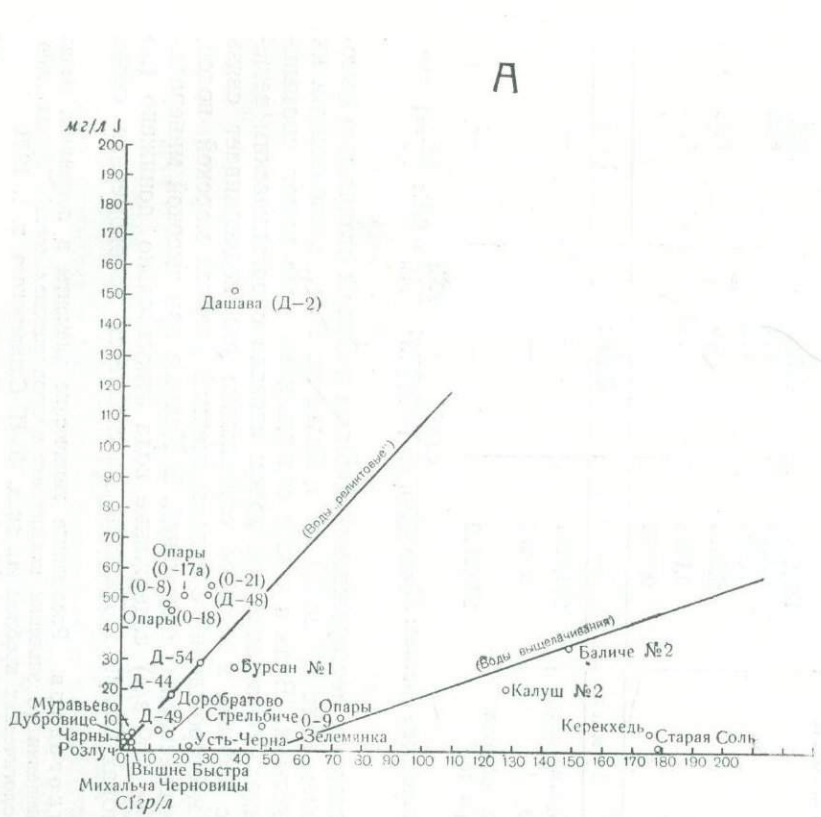
Аналитик Е. Ф. Прокофьева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв* %
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	0,0075	0,41	0,01
$Na^{\cdot}$	57,4300	3497,27	67,71
$K^{\cdot}$	0,0825	2,11	0,05
$Mg^{\cdot\cdot}$	5,8020	477,10	12,93
$Ca^{\cdot\cdot}$	14,2600	712,00	19,30
Сумма	—	3688,09	100,0
Анионы			
Cl'	130,2000	3673,00	99,59
Br'	0,0700	0,87	0,02
J'	0,0200	0,15	—
SO_4''	0,5975	12,44	0,33
HCO_3'	0,1483	2,43	0,06
NO_2'	0,0002		
Сумма	—	3688,89	100,0
Сумма ионов	208,6181	—	—
H_2SiO_3	0,0294	—	—
Сухой остаток при 180°	209,1920	—	—

Формула химического состава: $M_{209,0}\frac{Cl\ 99}{Na\ 68\ Ca\ 19\ Mg\ 13}$; $\frac{rNa}{rCl} = 0,67$; $\frac{Cl}{Br} = 1860,0$

Все воды газовых месторождений Дашавы и Опары отличаются высоким содержанием иода (J' до 50 *мг* и более на 1 *л*), позволяющим их называть иодистыми. Вода с таким содержанием иода имеет промышленное значение. Обогащение вод иодом связано с органическим веществом, часто с нефтью, и высокое содержание его подчеркивает связь вод газовых месторождений с видоизмененной древней морской водой, а не с водами соленосных отложений. В Калуше при высокой минерализации воды (до 209 *г/л*) содержание иода относительно понижено (до 20 *мг/л*). В водах Опары и Дашавы наблюдается закономерная связь

[1] А. П. Виноградов. Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения (о значении коэфициентов пропорциональности). Труды лаборатории гидрогеологических проблем им. акад. Ф. П. Саваренского, т. 1, 1948.



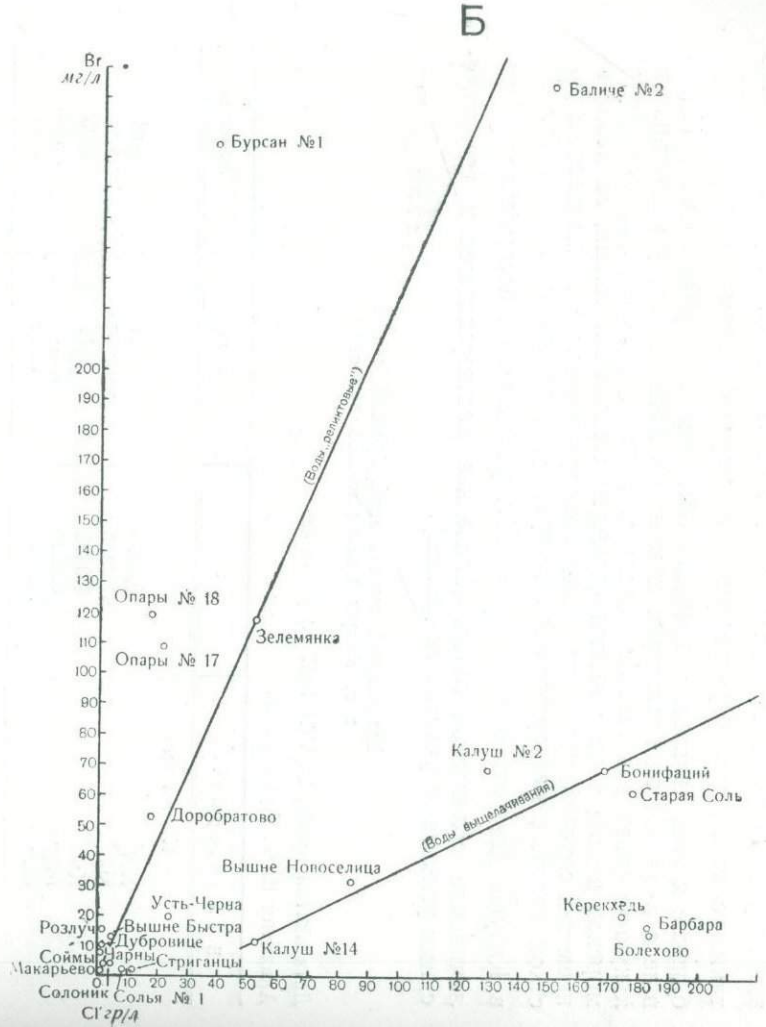


Рис. 203. Графико-аналитическая зависимость между иодом и хлором (*А*) и бромом и хлором (*Б*) для вод газовых, нефтяных и соляных месторождений Восточных Карпат

иода с общей минерализацией и содержанием хлора (рис. 203), даже при невысокой минерализации воды можно фиксировать то или иное содержание иода. Воды Опары обогащены иодом, повидимому, несколько больше, чем воды Дашавы. В газовых месторождениях Предкарпатья намечается тенденция к понижению содержания иода в подземных водах по мере углубления скважин.

Обращает внимание также высокое содержание аммония (NH_4 до 60 *мг*), свидетельствующее об органическом происхождении и указывающее на большое сходство вод газовых месторождений с водами нефтяных месторождений.

Высокое содержание сернистого железа в воде скв. 8 в Дашаве, по определению В. В. Красинцевой (FeS 0,156 *г/л*), указывает на возможное существование сероводородных вод на глубине. Низкое содержание сульфатов в водах газовых месторождений свидетельствует о процессе восстановления сульфатов в результате биохимической деятельности при наличии органических веществ. Учет всех этих данных о водах важен при их использовании как поисковых признаков на газ и нефть. Наши исследования этих вод показывают, что их нужно рассматривать в общей связи с водами нефтяных месторождений.

Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба отличается почти полным отсутствием в коренных породах горизонта пресных вод. Главным коллектором последних являются четвертичные песчано-галечниковые отложения, широко развитые в долинах рек, спускающихся с северных склонов Восточных Карпат (рр. Стрвионж, Днестр, Быстрица, Стрый, Свица, Ломница, Быстрица Надворнянская и др.).

Галечниковые отложения, соответствующие второй террасе, выполняют древние озеровидные расширения (достигая 20—25 *м* мощности) и создают бассейны грунтовых вод, например на участке Калуш-Голынского месторождения солей. Там, где галечниковые водоносные горизонты прикрыты суглинками, наблюдаются небольшие бассейны напорных вод.

Следует особо отметить, что такой крупный город, как Станислав, расположенный в пределах Внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба, не имеет централизованного водоснабжения. Здесь используются воды древнеаллювиального водоносного горизонта путем заложения многочисленных колодцев и скважин. На территории города насчитывается более 1500 колодцев и буровых скважин, глубина которых колеблется от 2,0 до 20,0 *м*. Буровая скважина в г. Станиславе, расположенная в долине р. Быстрицы, по данным К. Н. Макова, имеет дебит около 20 $м^3/час$.

Интересная в гидрогеологическом отношении зона газовых месторождений требует более глубокого изучения. Качество гидрогеологических наблюдений на скважинах, бурящихся на газ, должно быть значительно улучшено. Что касается грунтовых вод этой зоны, используемых для водоснабжения, то здесь следует провести детальный учет всех колодцев и на отдельных участках, где обнаружатся наиболее водообильные бассейны пресных вод, необходимо организовать специальную разведку, сопровождаемую длительными опытными откачками.

IV. ВНУТРЕННЯЯ ЗОНА ПРЕДКАРПАТСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба протягивается от участка г. Добромиль на северо-западе до участка г. Косов на юго-востоке. На северо-западе она отчетливо замыкается в районе северного выступа Карпат у г. Перемышля и далее к юго-востоку проходит через гг. Дрогобыч, Болехов, Долина и Делятин. Южной границей этой зоны

является подножье Карпат. В пределах описываемой зоны широко развиты миоценовые отложения, возможно подстилаемые флишевыми породами палеогена и мела. В основании миоценовых отложений залегает нижняя соленосная свита мощностью 1—1,5 *км*, представленная в различной степени засоленными песчано-глинистыми породами.

В гидрогеологическом отношении зона Предкарпатского краевого прогиба является одной из наиболее своеобразных зон, так как к ней приурочены залежи солей и многочисленные «копани» и колодцы, из рапы которых много лет производилась и производится местными жителями выварка поваренной соли. В отличие от подстилающей нижней соленосной свиты, нижние горизонты лежащей на ней стебникской свиты на всем протяжении довольно выдержаны в фациальном отношении и представлены чередованием краснобурых, фиолетовых и зеленоватых аргиллитов, розовых мергелей, тонкозернистых зеленых и красных песчаников. В западной части прогиба, в верхах свиты, количество песчаных прослоев и их мощность увеличиваются. Стебникские слои в верхней, выветрелой зоне на контакте с четвертичными отложениями местами заключают грунтовые воды, используемые для водоснабжения (Стебник, Калуш и др.). Известны случаи, когда стебникские слои и отложения соленосной формации оказались совсем безводными. По данным А. Е. Бабинца, скважина в Модриче (6,5 *км* на север от Бориславa), глубиной 1741 *м*, прошла до 160 *м* по стебникским розовым мергелям с незначительными прослоями песчаников, а ниже, до забоя — по соленосным отложениям, представленным в нижней части исключительно песчаниками. Вода в этой скважине встречена лишь на глубине 13 *м*, ниже водоносных горизонтов ею встречено не было.

Скважина Юзеф, пробуренная в Колице (в 7 *км* к северу от Бориславa) до глубины 1292 *м* и прошедшая до глубины 1000 *м* по отложениям стебникской свиты также не встретила водоносных горизонтов. Наибольшие притоки воды были отмечены лишь в верхней части.

Стебникскую свиту в северо-западной части прогиба покрывает «чаплинская» свита (нижний тортон). Она представлена чередованием мергелистых глин оливкового цвета, мергелей, бурых и серых песчаников и прослоев конгломератов преимущественно с галькой карпатских пород.

В районе Калуша в основании верхнего тортона находится гипсово-ангидритовый горизонт, местами содержащий мощные линзы калийных солей, — так называемая верхняя соленосная толща. Мощность этого горизонта непостоянна: она колеблется от 2—5 до 150—200 *м*.

Над гипсово-ангидритовым горизонтом залегают мергели, так называемые «калушские слои». Гипсово-ангидритовый горизонт и вышележащая надангидритовая толща имеют в пределах прогиба довольно широкое распространение. В районе Вовни, Дашавы, Богородчан, Косова они вскрыты глубокими скважинами. Загипсованные и засоленные глины гипсово-ангидритового горизонта выходят в виде узких полос на дневную поверхность, оконтуривая складчатые структуры прогиба.

В целом полоса соленосной толщи может рассматриваться как относительно водоупорный барьер, располагающийся у подножья Восточных Карпат и отделяющий флишевую зону с нефтяными месторождениями от южного края Русской платформы.

Грунтовые воды в районе распространения соленосных толщ обычно имеют повышенную минерализацию, которая сказывается и в местах расположенных ниже по стоку подземных вод (табл. 81). Поэтому границы выделенной нами гидрогеологической зоны охватывают не только собственно соленосные толщи, но и контактирующие с ними свиты.

Особенности гидрогеологических условий полосы соленосной толщи выражаются в том, что, кроме грунтовых потоков, заключенных в четвертичных отложениях на кровле соленосных свит и местами обогащен-

Таблица 81

Химический анализ воды колодца в с. Стебник

Дата взятия пробы 5/VIII 1946 г. Т-ра воды 14,0°; pH 6,7

Аналитик В. А. Кривошия

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$NH_4^{'}$	Нет	—	—
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0888	3,86	22,98
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0415	3,41	20,30
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1909	9,53	56,72
Сумма	0,3213	16,80	100,0
Анионы			
$Cl^{'}$	0,2478	6,99	41,61
$SO_4^{''}$	0,1770	3,68	21,90
$HCO_3^{'}$	0,3739	6,13	36,49
Сумма	0,8987	16,80	100,0
Сумма ионов	1,220	—	—
Сухой остаток	0,952	—	—

Формула химического состава: $M_{1,2}\,\frac{Cl\,42\ HCO_3\,36{,}5\ SO_4\,22}{Ca\,57{,}7\ Na\,23\ Mg\,20}$

ных выщелоченными хлоридными и сульфатными солями, встречаются в горных выработках шахтные воды. Местами воды направляют в выработки искусственно с целью создания подземных водоемов с рассолами, которые затем выкачиваются на поверхность и выпариваются для получения поваренной соли.

Наиболее типичными солями, которые разрабатываются в горных выработках соленосной толщи Предкарпатья, являются следующие: 1) галит NaCl, 2) сильвин KCl, 3) каинит $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$, 4) карналлит $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, 5) лангбейнит $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$, 6) кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$, 7) полигалит $2CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot 2H_2O$, 8) гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ и 9) ангидрит $CaSO_4$.

В зависимости от того, куда попадают подземные воды и какую соль они выщелачивают, химический состав шахтных вод изменяется. В одних случаях воды становятся хлоридно-натриевыми рассолами, в других — в них заметно повышенное содержание калия; на участках гипсовой корки и в местах скопления сульфатных солей воды приобретают сульфатно-кальциевый или магниевый состав.

Обводненность месторождений калийных солей Стебник и Калуш, а также озокеритового месторождения Борислав связана с отдельными трещиноватыми зонами, с контактами свит, а чаще всего со старыми горными выработками. В местах более интенсивного попадания вод можно заметить повышение влажности солей и образование соляных сталактитов. В руднике Стебник капеж рассольных вод приурочен главным образом к южной части месторождения, в районе которой на поверхности земли было создано искусственное водохранилище для технических нужд; фильтрация из этого водоема и создает небольшой очаг обводнения горных выработок. Месторождение калийных солей Калуш обводнено значительно больше, так как в эпоху второй террасы в Калуш-Голынское расширение, где расположено месторождение, впадала р. Ломница, которая в дальнейшем изменила свое течение. В этом расширении создался бассейн грунтовых вод. Небольшие речки Сивка и Крапивник, прорезающие вторую террасу и блуждающие по ней, пред-

ставляют лишь поверхностные водотоки в суглинистых и глинистых отложениях, прикрывающих указанный бассейн грунтовых вод, заключенных в галечниках над месторождением калийных солей.

Не исключена возможность, что в некоторых местах в период высокого стояния уровня грунтовых вод р. Ломница питает этот грунтовый бассейн.

В полосе соленосных отложений питьевое водоснабжение весьма затруднено. Город Борислав снабжается водой из поверхностных водотоков рр. Тысменка и Репне. Вопрос о коренном улучшении водоснабжения нельзя разрешить за счет местных ресурсов подземных вод, и это обстоятельство указывает на необходимость устройства крупного централизованного водопровода путем переброски вод из верховьев бассейна р. Стрый.

Большое практическое значение приобретают широко распространенные в пределах соленосной толщи древнеаллювиальные четвертичные воды, заключенные в крупных песках и гравии, которые выполняют широкую древнюю долину Днестра и долины большинства рек, впадающих в Днестр справа. Древнеаллювиальные воды слабонапорные. Уровни воды в скважинах устанавливаются на отметках, близких к отметкам уровня воды соседних рек, или несколько выше.

По материалам К. П. Макова, производительность скважин и шахтных колодцев большого диаметра, построенных на древнеаллювиальном водоносном горизонте, достигает значительной величины; в связи с этим водоснабжение таких городов, как Самбор, Дрогобыч, Стрый, Коломыя и др., основано на использовании древнеаллювиальных вод. Например, скважина в г. Самборе, расположенная в долине р. Днестр, имеет дебит около 20 *м*³/*час*. В г. Стрый (долина р. Стрый) скважины глубиной 10—12 *м* дают 35 *м*³/*час* при понижении уровня на 0,73 *м*. Изыскания, проведенные в районе Кохавинской бумажной фабрики (долина р. Стрый) севернее г. Стрый (у ст. Гнездилово), дали такие же результаты. Скважины, пробуренные на пойменной террасе р. Стрый до глубины 10—12 *м*, не вышли из гравия, насыщенного водой. Уровни воды в разведочных скважинах установились на отметках, несколько превышающих высоту стояния меженного уровня р. Стрый. Вблизи насосной станции, где расположены эксплоатационные шахтные колодцы, уровни воды, благодаря откачкам, стоят на отметках более низких, чем меженный уровень воды в реке.

На Кохавинской бумажной фабрике древнеаллювиальные воды захвачены шахтными колодцами диаметром 1 *м*, в дне которых устроены неглубокие буровые скважины, диаметром 250 *мм* с фильтрами. Эти колодцы соединены между собой сифонным устройством. Насосная станция имеет два насоса производительностью по 195 *м*³/*час*. Каптаж дает до 350—380 *м*³/*час*. В летнее время уровни воды падают и ощущается недостаток воды в колодцах.

В некоторых случаях в грунтовых водах присутствует большое количество железа, что делает их вовсе непригодными для централизованного водоснабжения. Например, скважина, пробуренная в долине Днестра у Жидачова для водоснабжения бумажного комбината, встретила воду с содержанием железа до 20 *мг*/*л*.

Водораздельные пространства, сложенные суглинками, по имеющимся материалам, не содержат водоносных горизонтов, пригодных для использования. Однако чтобы сделать окончательный вывод о слабой водоносности четвертичных пород водораздельных пространств, данных еще недостаточно. Вполне возможно, что среди отложений склонов, состоящих в некоторых случаях из неотсортированных песков, могут встретиться обильные воды.

Большой интерес представляет курорт Трускавец, созданный на шахтных водах коры выветривания соленосной толщи. На курорте

имеются минеральные воды нескольких типов; все они эксплоатируются путем искусственной откачки. При отсутствии откачки в колодцах и шахтах можно отметить расслаивание воды по минерализации, причем верхняя часть столба воды обычно имеет наименьшую минерализацию. В целях защиты сооружений, а также для обеспечения постоянного обводнения кровли толщи, в ложбине, где сосредоточены главные минеральные источники, устроены специальные плотинки.

На курорте Трускавец выделяется пять типов вод:

а) Грунтовые воды песчаных отложений второй террасы, залегающие на коренных породах, которые местами содержат окисленные битумы и озокерит. К этому типу относится знаменитая вода Нафтуся с легким запахом сернистых углеводородов, связанным отчасти с особенностями захвата грунтовой воды. К этому же типу (но без запаха) относятся воды Юзя и воды других источников (табл. 82).

Таблица 82

Химический анализ воды колодца Юзя на курорте Трускавец

Дата взятия пробы 21/VIII 1946 г. Т-ра воды 9,8°

Аналитик В. В. Красинцева

В 1 л содержится	г	мг-экв	мг-экв %
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0193	0,84	8,73
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0445	3,67	38,10
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1026	5,12	53,17
Сумма		9,63	100,0
Анионы			
Cl'	0,0319	0,90	9,35
SO_4''	0,0354	0,73	7,57
HCO_3'	0,4882	8,00	83,08
Сумма		9,63	100,0
Сумма ионов	0,802	—	—

Формула химического состава: $M_{0,8}\ \frac{HCO_3\ 83}{Ca\ 53\ Mg\ 38}$; $\frac{rNa}{rCl}=0,93$

Расположение источников курорта Трускавец показано на рис. 204.

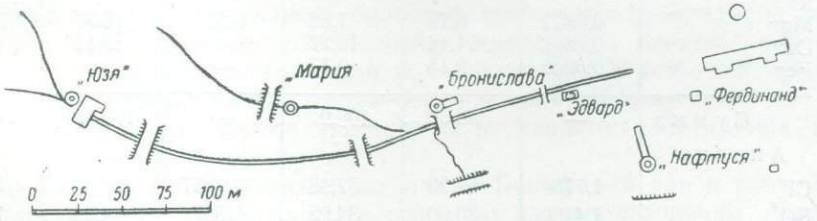


Рис. 204. Схема расположения минеральных источников курорта Трускавец

б) Шахтные воды в пределах гипсовой коры соленосной толщи относятся к типу сульфатно-кальциевых вод с повышенным содержанием хлоридов натрия. При наличии органических веществ они легко превращаются в сероводородные воды. Примером подобного типа вод может служить вода шахты Фердинанд (табл. 83).

Таблица 83

Химический анализ воды шахты Фердинанд на курорте Трускавец

Дата взятия пробы 20/VIII 1946 г. Т-ра воды 9,2°
Аналитик В. В. Красинцева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	0,0020	0,11	0,05
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	4,2570	185,13	78,26
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,1952	16,05	6,78
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,7062	35,24	14,91
Сумма	—	236,53	100,0
Анионы			
Cl'	5,8608	155,28	69,86
$SO_4^{''}$	2,6080	54,30	22,98
$HCO_3^{'}$	0,9642	15,80	6,68
HS'	0,0380	1,15	0,48
Сумма	—	236,53	100,0
Сумма ионов	14,6310	—	—
H_2S общ.	0,1086	—	—
H_2S своб.	0,0695	—	—

Формула химического состава: $H_2S\ 0{,}108\ M_{14{,}6}\ \frac{Cl\ 70\ SO_4\ 23}{Na\ 78\ Mg\ 14}$; $\frac{rNa}{rCl} = 1{,}1$

в) Колодезные подрусловые воды балок, омывающие верхнюю часть соленосной толщи и образующие питьевые лечебные воды солено-глауберового типа (Мария, Бронислава, София) (табл. 84).

Таблица 84

Химические анализы минеральных вод курорта Трускавец в Предкарпатье

Дата взятия проб 20/VIII 1946 г.
Аналитик В. В. Красинцева

Наименование источника	Мария			София		
Температура, °С	8,6			12,8		
pH	7,2			7,2		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы						
$Na^{\cdot}$	1,5390	66,94	75,90	3,063	133,19	74,21
$K^{\cdot}$						
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0821	6,75	7,66	0,234	16,73	9,31
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,2898	14,46	16,27	0,4908	29,50	16,48
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0043	0,15	0,17	—	—	—
Сумма	—	88,30	100,0	—	179,42	100,0
Анионы						
Cl'	1,7100	51,20	57,98	4,9257	138,91	77,42
$SO_4^{''}$	1,4430	30,60	34,05	1,667	34,90	19,45
$HCO_3^{'}$	0,4296	7,04	7,94	0,3423	5,61	3,13
Сумма	—	88,30	100,0	—	179,42	100,0
Сумма ионов	5,497	—	—	10,702	—	—
Формула химического состава:	$M_{5,5}\ \frac{Cl\ 58\ SO_4\ 34}{Na\ 76\ Ca\ 16}$			$M_{10,7}\ \frac{Cl\ 77\ SO_4\ 19}{Na\ 74\ Ca\ 16}$		

г) Рассольные и шахтные воды старых горных выработок Барбара, Катерина и др. (табл. 85).

д) Пресные воды, заключенные в кавернах, порах и трещинах «трускавецких» конгломератов. Эти воды эксплоатируются отдельными скважинами. Подобная скважина пробурена в 1946 г. во дворе санатория нефтяников.

Следует отметить недостаточно удовлетворительные условия водоснабжения курорта Трускавец. В многочисленных частных пансионах б. Польши использовались неглубокие колодцы, а централизованный водопровод основывался на довольно примитивном захвате поверхностных вод р. Помярки, качество и количество которых не удовлетворяли нужд курорта.

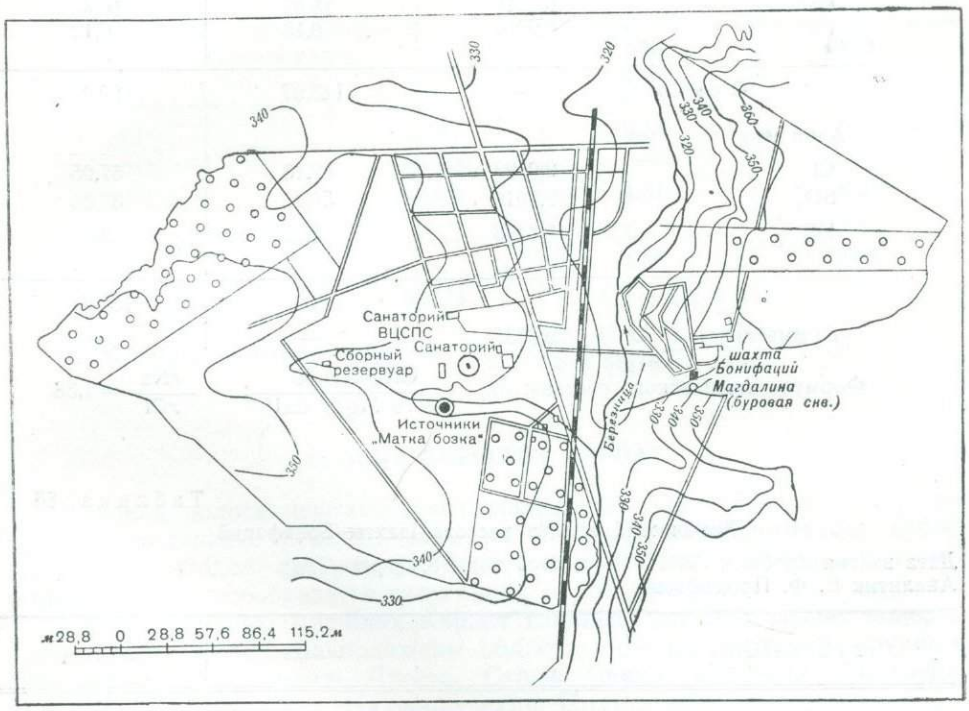


Рис. 205. Схематический план курорта Моршин

Кроме курорта Трускавец, большую популярность приобрел курорт Моршин (рис. 205), расположенный в живописной местности в 11 *км* к югу от г. Стрыя. Минеральная вода источника Бонифаций представляла искусственный раствор глауберовой соли, добываемой из рапы обводненной старой шахты Бонифаций и скважины Магдалина путем вымораживания в зимнее время.

Химический анализ рассола из шахты Бонифаций дан в табл. 86.

Водоснабжение этого курорта основано на использовании подрусловых балочных вод, захваченных системой колодцев, откуда вода поступает в сборные резервуары и фильтры-отстойники. Одно из ответвлений водопровода, как это нам удалось установить еще в 1946 г., использовалось на курорте под названием «источника» Матка Бозка (табл. 87).

Так как водоснабжение крупных населенных пунктов, находящихся в пределах соленосной толщи, осуществляется из водозаборов, расположенных южнее — в пределах флишевых отложений, описание их дается при характеристике следующей гидрогеологической зоны.

Таблица 85

Химический анализ воды шахты Барбара
(поверхностный слой, в нижних слоях общая минерализация возрастает)

Дата взятия пробы 23/VIII 1947 г. Т-ра воды 8°; pH = 6,0
Аналитик В. В. Красинцева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	Следы		
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	2,6040	113,29	78,70
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,1881	15,48	10,75
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,3010	15,02	10,43
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0050	0,18	0,12
Сумма	—	143,97	100,0
Анионы			
Cl'	2,9123	82,13	57,05
SO_4''	2,7010	56,23	39,06
HCO_3'	0,3423	5,61	3,89
Сумма	—	143,97	100,0
Сумма ионов	9,0537	—	—

Формула химического состава: $M_{9,3}\ \frac{Cl\,57\ SO_4 39}{Na79\ Mg11\ Ca10}$; $\frac{rNa}{rCl} = 1,38$

Таблица 86

Химический анализ рассола шахты Бонифаций

Дата взятия пробы 11/VIII 1946 г. Т-ра воды 8,4°; pH=7,8
Аналитик Е. Ф. Прокофьева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}$	82,9100	3605,14	52,74
$K^{\cdot}$	26,7900	685,10	10,05
$Mg^{\cdot\cdot}$	30,8800	2540,00	37,18
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0350	1,74	0,02
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0220	0,78	0,01
Сумма	—	6832,76	100,0
Анионы			
Cl'	169,2000	4772,00	69,85
Br'	0,0700	0,87	0,01
J'	0,0002	—	—
SO_4''	98,5700	2052,00	30,03
HCO_3'	0,4812	7,89	0,11
Сумма	—	6832,76	100,0
Сухой остаток при 180°	409,1260	—	—

Формула химического состава: $M_{409}\ \frac{Cl\,70\ SO_4 30}{Na53\ Mg37}$; $\frac{rNa}{rCl} = 0,75$; $\frac{Cl}{Br} = 2417,1$

Таблица 87

Химический анализ воды «источника» Матка Бозка на курорте Моршин (пункт 449)

Дата взятия пробы 14/VIII 1946 г. Т-ра 8,2°
Аналитик В. В. Красинцева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	0,0003	0,02	1,29
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	0,0009	0,04	2,59
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0033	0,28	18,18
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0245	1,20	77,92
$Fe^{\cdot\cdot}$	Нет	—	—
Сумма		1,54	100,0
Анионы			
Cl'	0,0081	0,23	14,93
SO_4''	Следы	—	—
HCO_3'	0,0801	1,31	85,07
Сумма		1,54	100,0
Сумма ионов	0,1173	—	—

Формула химического состава: $M_{0,1}\ \frac{HCO_3 85\ Cl\ 15}{Ca 78\ Mg 18};\ \frac{rNa}{rCl} = 0,17$

V. ЗОНА ВНЕШНИХ КАРПАТ

Широкая полоса нефтяных месторождений зоны Внешних Карпат, протягивающаяся с северо-запада на юго-восток, представляет собой один из наиболее интересных гидрогеологических районов, отличающийся весьма своеобразным залеганием подземных вод.

В пределах зоны Внешних Карпат главным образом развит поверхностный сток. Здесь расположены области питания верховий крупных рек — рр. Сан, Стрвионж, Днестр, Стрый, Свица, Ломница, Быстрица Солотвинская, Быстрица Надворнянская, Прут и др.

Северная граница зоны проходит у подножья горных хребтов у г. Добромиль, севернее г. Борислава, около г. Болехова, южнее г. Надворной и г. Яблонова. Южная граница протягивается приблизительно по линии главного водораздела Восточных Карпат. Только в районе с. Ивашковцы, в долине р. Стрый и в бассейнах рек Черный Черемош и Белый Черемош, в юго-восточной части обследованной территории, эта граница отступает от водораздельной линии, вдаваясь в пределы северных склонов Восточных Карпат. Таким образом, границы описываемой гидрогеологической зоны пересекают под некоторым углом границы тектонических зон.

Зона Внешних Карпат, заключающая нефтеносные месторождения, слагается свитами флишевых формаций, относящихся по возрасту к различным горизонтам нижнего и верхнего мела и палеогена. Общая мощность флишевых формаций превышает 3,5 *км*. Но полоса нефтяных месторождений шире области выхода на поверхность флишевых отложений — она охватывает несколько тектонических зон: а) внутреннюю часть Предкарпатского краевого прогиба, б) зону развития глубинных складок, в) Внешнюю антиклинальную зону Карпат и г) Центральную синклинальную зону.

Следует отметить важное для гидрогеологической характеристики этой зоны обстоятельство: небольшие признаки нефти чрезвычайно широко распространены на Карпатах, но выявленных крупных нефтяных месторождений сравнительно мало, причем большинство из них сосредоточено в пределах развития глубинных складок в Предкарпатском краевом прогибе, у северной границы Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. Некоторые месторождения расположены непосредственно в пределах Внешней антиклинальной зоны, и только часть из них — в пределах Центральной синклинальной зоны. Южнее, в зоне углекислых вод, промышленные нефтяные месторождения неизвестны.

В пределах Внешней антиклинальной зоны наблюдается серия сорванных складок, опрокинутых и смещенных на северо-восток, в сторону Предкарпатского краевого прогиба. Размах горизонтального перемещения слоев в этих чешуях достигает 15 *км* (в бассейнах рр. Прут и Быстрицы Надворнянской). Но, несмотря на сложность строения этой зоны, горные породы внутри отдельных чешуй характеризуются сравнительно слабой нарушенностью. В результате создаются изолированные друг от друга участки, заключенные преимущественно в песчаных пластах с подземными водами, с различными напорами и химическим составом.

Нижнемеловые отложения сложены толщей слабоводоносных темноцветных глинистых сланцев, слоистых кремней и аргиллитов. Они развиты в северо-западной части зоны Внешних Карпат и имеют незначительное распространение. Верхний мел, палеоцен и эоцен в зоне Внешних Карпат сложены также слабоводоносной песчано-глинистой флишевой толщей. В общем создается единый слабоводоносный флишевый комплекс.

Верхнемеловой иноцерамовый флиш представляет чередование серых известковистых мелко- и среднезернистых крепко сцементированных песчаников и серых, большей частью известковистых аргиллитов. Общая мощность толщи до 1000 *м*. Водоносность этой свиты незначительная; дебит пресных источников обычно не превышает 0,1 *л/сек*.

Горизонт палеоценовых ямненских песчаников распространен в восточной части Внешних Карпат. Он представлен толстослоистыми песчаниками разной грубости зерна и разной степени цементации (мощность до 100 *м*). Вследствие отмеченных литологических особенностей эти песчаники представляют хороший коллектор для нефти и подземных вод. Ямненский горизонт песчаников является самым глубоким нефтяным пластом, известным в Бориславском месторождении, находящимся в ядре глубоко погруженной складки.

Эоценовый флишевый комплекс характеризуется несколько повышенной водообильностью сравнительно с иноцерамовым. В нем содержится значительное количество песчаных линз и горизонтов, благоприятствующих скоплению подземных вод. В основании эоцена находится водоупорный горизонт красных и зеленых глин мощностью от нескольких метров до 40 *м*. По кровле этого водоупорного горизонта происходит сток подземных вод, проявляющихся обычно в обнажениях по долинам рек в виде небольших источников. Выше залегают олигоценовые отложения.

К нижней части олигоцена относится весьма характерная водоупорная менилитовая свита, представленная черными глинистыми пачками и флишевыми мелкоритмичными сериями. В этой свите местами встречаются песчаные линзы и кремнистые породы, к которым приурочено незначительное высачивание воды. С этой свитой связаны оползни и оплывины делювиального плаща.

Верхняя часть олигоцена, развитая в юго-западной части зоны Внешних Карпат, представлена кросненскими песчаниками, а на северо-востоке — глинистой толщей, так называемой космачской свитой. Обычно кросненские отложения выполняют обширные синклинальные складки. Вследствие залегания их на возвышенных участках создаются отдельные

бассейны пресных грунтовых вод с источниками, появляющимися на контакте с нижележащими отложениями.

Кросненская свита относительно наиболее водообильная среди флишевых пород; она делится на две части: нижнюю, преимущественно песчаниковую, и верхнюю — флишевую.

Песчаники нижней части кросненской свиты имеют широкое распространение, большую мощность (около 1000 *м*) и отличаются значительным содержанием толстослоистых рыхлых разностей, в которых заключены подземные воды. В местах выхода этих песчаников на поверхность можно встретить пресные источники с дебитом более 1 *л/сек*. Движение вод на глубине затруднено вследствие наличия глинистых пачек и крепко сцементированных песчаных пластов, а также вследствие развития сжатых складок.

Гидрогеологические особенности и своеобразные условия залегания нефти в Карпатах объясняются сложностью общей тектонической структуры описываемой полосы, мелкоритмичным флишевым характером отложений и сравнительно ограниченным количеством структур, в которых имеется благоприятная природная обстановка для формирования и сохранения крупных нефтяных залежей. Однако, несомненно, в Восточных Карпатах имеется большое число не вскрытых скважинами небольших нефтяных залежей, которые получили наименование «зональных». Все нефтяные залежи окружены подземными водами со специфическим газовым и химическим составом (преимущественно-хлоридно-кальциево-натриевые и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые). Нефть с некоторыми водами связана парагенетически, так как процесс образования залежей происходил в водной среде, дальнейшая же миграция и локализация нефти также связана в основном с деятельностью подземных вод. Не случайно крупные нефтяные залежи сосредоточились вдоль северного борта Карпат и ограничены водоупорным барьером миоценовой глинистой соленосной толщи, в сторону которой направлен вековой, медленно идущий подземный сток.

Современное положение контуров нефтеносности и водоносности зависит от структуры месторождений и степени выработанности нефтяных залежей. Ввиду сложности геологических структур, недостаточной разведанности некоторых месторождений, отсутствия в период работ экспедиции данных гидрогеологических наблюдений на промыслах — составить представление о положении этих контуров трудно. Их можно наметить лишь схематически для наиболее крупных месторождений, например для Бориславского. Контурные воды бориславского песчаника залегают на значительной глубине и обладают напором (около 600 *м* ниже уровня моря), увеличивающимся по мере удаления от сводовой части Бориславской глубинной складки. В пределах сложносмятых флишевых отложений наблюдаются как бы изолированные водяные линзы с небольшими залежами нефти в верхней части линз, после исчерпания которых происходит временное иссушение, и только после некоторого периода выстаивания эти линзы вновь заполняются водой.

Таким образом, в Восточных Карпатах мы встречаемся со сложной водонапорной системой, связь которой с поверхностными водами затруднена. Некоторые осложнения вносит газовый фактор, обусловленный созданием в нефтяных месторождениях газовых шапок и обычно проявляющийся в первые периоды вскрытия залежей.

Нефть Восточных Карпат в основном связана с менилитовой свитой и в промышленных скоплениях заключена в горизонте бориславского песчаника, залегающего в основании менилитовой свиты, а также встречается в песчаных сланцах и прослоях эоценовых слоев. Наиболее глубоко залегающие залежи нефти встречены в ямненских песчаниках. В южной части зоны нефть приурочена к нижнекросненским отложениям.

Таким образом, коллекторами нефти и воды являются песчаники, залегающие обычно линзовидно среди глинистых пород, препятствующих миграции нефти. Неоднородный состав песчаников и местные отличия в тектонике создают большие различия в нефтеотдаче и водообильности. Отмечено, что главную роль в аккумуляции нефти играют антиклинальные складки, куда мигрировала нефть под влиянием гидростатического напора окружающих подземных вод.

В Бориславском нефтяном месторождении, приуроченном к закрытой «глубинной» антиклинальной складке, под кремневым горизонтом менилитовой свиты залегает нефтеносный и водоносный горизонт бориславских песчаников мощностью 30—40 *м*.

Мы уже отметили, что воды нефтяных месторождений Восточных Карпат характеризуются хлоридно-натриево-кальциевым составом, типичным для вод нефтяных месторождений. Наиболее высокой минерализацией обладают непосредственно контурные воды нефтяных залежей, где общая минерализация превышает 200 *г/л* (табл. 88).

Таблица 88

Химический анализ контурной воды, вскрытой буровой скв. Жозеф 3 на Бориславском промысле (глубина взятия пробы 1609 *м*)

Дата взятия пробы 13/I 1928 г. Уд. вес 1,146; т-ра воды 18°
Аналитик К. Кац (пересчет А. М. Овчинникова)

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	70,73	3077,7	80,22
$Mg^{\cdot\cdot}$	1,44	118,4	3,08
$Ca^{\cdot\cdot}$	12,83	640,2	16,70
Сумма	85,00	3836,3	100,0
Анионы			
Cl'	135,8	3831,0	99,88
SO_4''	0,07899	1,643	0,04
HCO_3'	0,2241	3,675	0,08
Сумма	136,10309	3836,318	100,0
Сумма ионов	221,103	—	—
Сухой остаток	1,146	—	—

Формула химического состава: $M_{221,1}\,\frac{\text{Cl}\,100}{\text{Na}80\ \text{Ca}17}$; $\frac{r\text{Na}}{r\text{Cl}} = 0{,}8$

В табл. 89 приведен анализ контурной воды, взятой с глубины 200 *м* из горизонта ямненского песчаника на промысле Стрельбичи в окрестностях г. Старый Самбор, характеризующий хлоридно-натриевые воды высокой минерализации.

Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые (щелочные) и гидрокарбонатно-натриевые воды встречены в полосе развития эоценовых отложений на нефтепромыслах Чарна (табл. 90), Липа и др., где нефтяные залежи приурочены главным образом к нижнекросненским отложениям; кроме того, они встречены в ямненских песчаниках нефтяного месторождения Сходница (табл. 91).

Таблица 89

Химический анализ воды буровой скв. 82 на промысле Стрельбичи

Дата взятия пробы 13/VII 1948 г. Т-ра воды 11,8°; pH = 7,3; уд. вес 1,0553
Аналитик Т. Ф. Губина

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*м-экв %*
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	0,0307	1,70	0,12
$Na^{\cdot}$	27,0811	1177,49	86,94
$K^{\cdot}$	0,0803	2,06	0,15
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,7005	57.61	4,25
$Ca^{\cdot\cdot}$	2,2908	114,31	8,44
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0389	1,36	0,10
Сумма	30,2222	1354,53	100,0
Анионы			
Cl'	47,8802	1350,33	99,70
Br'	0,2407	3,01	0,22
J'	0,00791	0,06	—
SO_4''	0,0025	0,06	—
HCO_3'	0,0651	1,07	0,08
Сумма	48,1964	1354,53	100,0
H_2SiO_3	0,0036	—	—
Сумма ионов	78,4186	—	—
Сухой остаток	77,905	—	—

Формула химического состава: Br 241 *мг* J7,9 *мг* $M_{78,4}\frac{Cl\ 99,7}{Na87}$; $\frac{rNa}{rCl} = 0,87$

Таблица 90

Химический анализ воды буровой скв. 43 на нефтепромысле Чарна

Дата взятия пробы 10/VII 1948 г. Уд. вес 1,0087; pH = 8,4
Аналитик Т. Ф. Губина

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	0,0228	1,27	1,14
$Na^{\cdot}$	2,4618	107,05	95,82
$K^{\cdot}$	0,0148	0,38	0,34
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0245	2,02	1,81
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0200	1,00	0,89
Сумма	—	111,72	100,0
Анионы			
Cl'	0,3364	9,49	8,49
Br'	0,0087	0,11	0,09
J'	0,00011		
SO_4''	0,0045	0,09	0,08
HCO_3'	5,5027	90,20	80,75
CO_3''	0,3551	11,83	10,59
Сумма	—	111,72	100,0
Сумма ионов	8,7514	—	—
Сухой остаток при 180°	6,6656	—	—

Формула химического состава: $M_{8,75}\frac{(HCO_3 + CO_3)\ 91,3}{Na\ 96}$; $\frac{r\,Na}{r\,Cl} = 11,3$

Таблица 91

Химический анализ воды буровой скв. Хильды нефтепромысла Сходница

Дата взятия пробы 21/IX 1927 г.
Аналитик К. Кац (пересчет А. М. Овчинникова)

В 1 л содержится	г	мг-экв	мг-экв %
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	4,057	176,57	95,28
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,07964	6,547	3,54
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,04399	2,195	1,18
Сумма	—	185,31	100,0
Анионы			
Cl'	1,17	33,01	17,80
SO_4''	0,01488	0,3095	0,16
HCO_3'	9,273	152,00	82,04
Сумма	—	185,31	100,0
Сумма ионов	14,63851	—	—

Формула химического состава: $M_{14,6}\frac{HCO_3 82\ Cl\ 18}{Na 95}$; $\frac{r\,Na}{r\,Cl}=2,32$

В центральной части Внешней антиклинальной зоны, где вскрытых нефтяных месторождений мало, имеются интересные выходы минеральных вод, повидимому полученные в результате буровых работ на нефть (табл. 92). Около этих выходов были созданы небольшие частновладельческие курорты, разрушенные во время войны. К числу таких пунктов относится местечко Розлуч на берегу р. Ясеница (бассейн верхней части р. Днестр). Вода у выхода сильно газирует азотом и метаном, имея общую минерализацию 12 *г/л*, и относится к гидрокарбонатно-натриевому типу, т. е. является щелочной.

Учитывая то обстоятельство, что далее к югу за водоразделом Карпат в наиболее глубоких частях антиклинальных структур, сложенных флишевыми отложениями, вскрываются воды сходного типа, но газирующие углекислотой метаморфического происхождения, нужно полагать, что вода Розлуч также поступает из нижних горизонтов.

Другой выход расположен в бассейне р. Стрый, на правом берегу р. Опур, в месте впадения небольшого притока р. Зелемянки. Вода по типу азотная, хлоридно-натриево-кальциевая, с общей минерализацией около 87 *г/л*, содержит повышенное количество брома (120 *мг/л*), борной кислоты HBO_2 — 47 *мг/л*.

Для иллюстрации химического состава этих вод и для сопоставления с водами других нефтяных месторождений приводится график (рис. 206) химического состава этих вод. В верхнем квадрате показаны воды, в которых отношение $\frac{rNa}{rCl}<1$, в нижнем $\frac{rNa}{rCl}>1$. Из графика видно, что в нефтяных месторождениях Восточных Карпат, как правило, отсутствуют воды хлоридно-магниевые и сульфатно-натриевые и развиты два основных типа: хлоридно-кальциевые и гидрокарбонатно-натриевые (щелочные) воды.

Соленые воды, встречаемые во флишевых отложениях, рассматривались польскими геологами как признаки надвигания флишевых отложений на соленосную толщу Предкарпатья. Наши же исследования и рассмотрение хлор-бромного коэфициента этих вод показали, что в действи-

Таблица 92

Химические анализы воды Внешней антиклинальной зоны флишевых отложений с нефтяными месторождениями (северные склоны Восточных Карпат)

Аналитик	С. С. Крапивина			В. В. Красинцева		
Дата взятия пробы	30/VIII 1948 г.			18/IX 1947 г.		
Наименование источника	Розлуч			Зелемянка		
Температура, °С	10,6			11,0		
pH	–			7,4		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы						
$NH_4^{\cdot}$	0,0035	0,19	0,12	0,0773	4,28	0,28
$K^{\cdot}$	0,0034	0,08	0,05	0,8156	20,86	1,39
$Na^{\cdot}$	3,4940	152,44	98,72	26,0300	1 131,87	75,49
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0131	0,53	0,69	0,7649	62,91	4,20
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0130	0,32	0,42	5,6060	279,70	18,60
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0004	0,01	—	0,0198	0,71	0,04
$Mn^{\cdot\cdot}$	0,0002	—	—	—	—	—
Сумма	—	154,44	100,0	—	1 500,33	100,0
Анионы						
Cl'	0,6360	17,93	11,60	53,0230	1 495,49	99,68
Br'	0,0150	0,18	0,12	0,1200	1,50	1,10
J'	0,0004	—	—	0,0015	0,01	—
SO_4''	0,0049	0,10	0,03	0,0032	0,07	—
HCO_3'	8,3100	136,32	88,25	0,1857	3,26	0,22
Сумма	—	154,44	100,0	—	1 500,33	100,0
H_2SiO_3	0,0013	—	—	0,0104	—	—
HBO_2	—	—	—	0,0468	—	—
Сумма ионов	12,4942	—	—	86,704	—	—
Сухой остаток при 180°	8,3200	—	—	88,264	—	—

Формулы химического состава: Br 0,15 *мг* $M_{12,5}\frac{HCO_3 88\ Cl\ 12}{Na99}$; Br 120 *мг* HBO_2 47 *мг* $M_{87}\frac{Cl\ 100}{Na75\ Ca19}$

тельности это не «воды выщелачивания» соленосных отложений, а древние седиментационные воды морского типа, связанные с нефтяными месторождениями. Следует, однако, добавить, что только полная интерпретация данных, полученных в результате специальных детальных гидрогеологических исследований, позволит дать более ясную картину происхождения вод и ставить правильные прогнозы в отношении перспектив нефтеносности Восточных Карпат.

Вкратце остановимся на характеристике пресных грунтовых вод в полосе нефтяных залежей, приуроченных к четвертичным отложениям.

Новейшие континентальные отложения развиты в пределах описываемой зоны Внешних Карпат довольно широко. Они характеризуются большим разнообразием литологического состава и мощности и заключают небольшие потоки пресных вод.

Элювий коренных пород приурочен главным образом к уплощенным участкам водораздельной части хребтов. Мощность элювиальных пород от 2 до 8 *м*. Наибольшее развитие элювиальные отложения имеют в Горганах, на хребте Свидовец и Черных горах, значительно меньше встречаются во Внешних Карпатах.

Делювиальные отложения, хотя и распространены повсеместно, одевая почти сплошным чехлом склоны гор и водоразделы, но имеют малую мощность и обводнены слабо. Эти отложения характеризуются большой пестротой литологического состава. В зоне развития пород менилитовой свиты и глинистого эоцена преобладают главным образом глинисто-щебнистые и глинистые разности. Мощность делювиальных отложений колеблется от 1 до 5 *м*, достигая максимального развития и обводненности в пониженных участках рельефа.

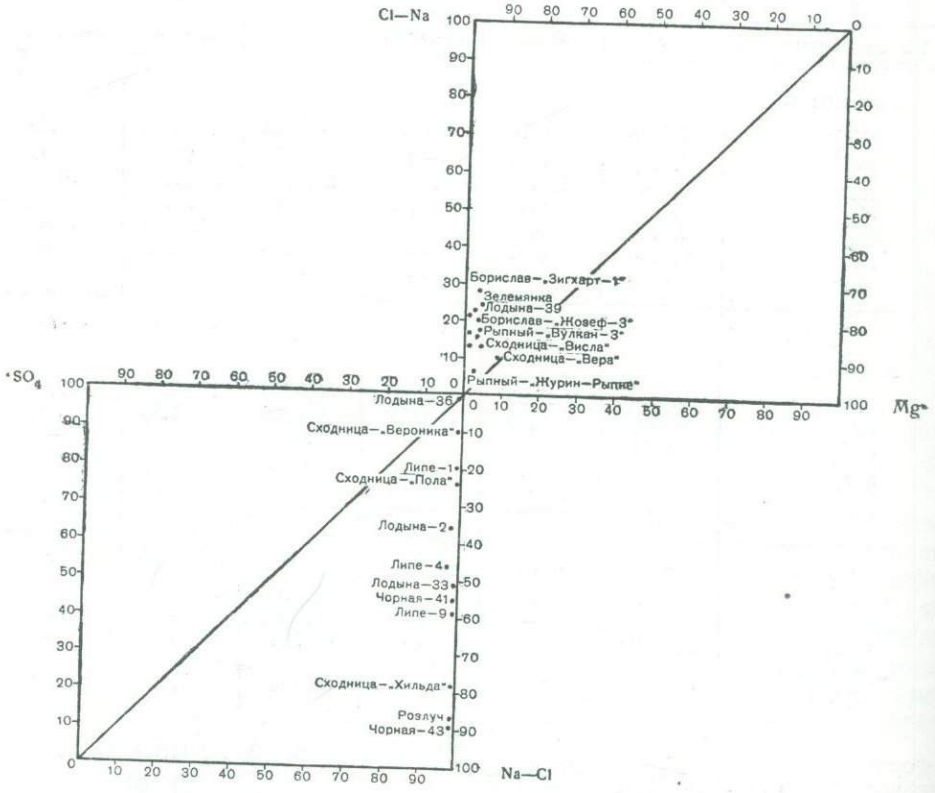


Рис. 206. График химического состава вод нефтяных месторождений Восточных Карпат (по В. А. Сулину)

Следует отметить, что население некоторых сел, расположенных на больших высотах, использует воду, заключенную в элювиально-делювиальных отложениях, путем устройства колодцев.

Аллювиальные террасы в зоне Внешних Карпат представляют довольно узкие полосы долин горных рек, часто замещающиеся эрозионными террасами, где все воды, заключенные в галечниках, дренированы рекой. Водоснабжение населенных пунктов основано главным образом на использовании поверхностных водотоков рек и ручьев и частично подземных вод аллювиального и делювиального водоносных горизонтов. Воды аллювиального водоносного горизонта хорошего качества и пригодны для питья и технических целей. В местах, где имеются нефтяные скважины или высачивание нефти, они сильно загрязнены и для питья непригодны.

Воды верховьев рр. Быстрицы, Тысменицы и Тысменки используются для водоснабжения городов Дрогобыча и Борислава.

Головное сооружение водопровода г. Дрогобыч представляет перехват грунтового потока левого берега р. Быстрицы в 1 *км* к востоку от

с. Урож. Общая длина сооружений около 600 *м*. Суммарное количество захваченной воды достигает 5000 *м*³/*сутки*. Дополнительным источником водоснабжения г. Дрогобыч являются колодцы, расположенные в районе города на первой и второй террасе р. Тысменица.

Головное сооружение водопровода г. Бориславa использует поверхностные потоки рек Тысменица и Тысменка, вода которых поступает в устроенные на берегу приемные колодцы (отстойники). Химический состав воды показан на табл. 93. Из головного сооружения вода подается

Таблица 93

Химический анализ воды головного сооружения водопровода г. Бориславa на р. Тысменке в 1 *км* к юго-западу от Мражницы

Дата взятия пробы 2/VIII 1946 г., pH = 7,9
Аналитик В. А. Кривошия

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot} + K^{\cdot}$	0,0253	1,10	26,00
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0057	0,47	11,11
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0534	2,66	62,89
Сумма	—	4,23	100,0
Анионы			
Cl'	0,0147	0,42	9,93
SO_4''	0,0135	0,39	9,22
HCO_3'	0,2088	3,42	80,85
Сумма	—	4,23	100,0
Сумма ионов	0,226	—	—

Формула химического состава: $M_{0,2}\,\frac{HCO_3\ 80{,}9\ Cl\ 10}{Ca\ 62{,}9\ Na\ 26{,}0\ Mg\ 11}$

самотеком в фильтры и хлорируется. Суммарное количество воды, поступающей в г. Борислав, составляет 900 *м*³/*сутки*, что не обеспечивает потребности города и промыслов. Для водоснабжения некоторых участков Бориславa используются также пресные и слабо минерализованные воды из горизонтов, залегающих неглубоко от поверхности. В частности, известны примеры использования вод ямненского песчаника, полученных из скважин в пределах Береговой скибы.

Таким образом, обеспечение хорошей пресной питьевой водой рабочих нефтяных промыслов, предприятий лесной промышленности и жителей населенных пунктов этой зоны является проблемой, пока не разрешенной. Важнейшей задачей ближайшего времени должно явиться проведение специальных детальных гидрогеологических исследований, могущих дать исчерпывающий материал для развертывания капитальных работ по снабжению водой населения и промышленности.

VI. ЗОНА ВНУТРЕННИХ КАРПАТ

Зона углекислых вод флишевых отложений Внутренних Карпат занимает территорию шириной около 40 *км* и имеет протяжение в несколько сот километров. На западе эта зона продолжается в Словакии, на юго-востоке она уходит на территорию Румынии, образуя в плане дугообразную четковидную форму. Зона углекислых вод приурочена главным

образом к южным склонам Восточных Карпат, но местами она заходит на северные склоны, например в верховьях р. Стрый, у с. Ивашковцы и по рр. Черный Черемош и Белый Черемош (притоки р. Прут). Южная граница зоны проходит у гг. Перечин, Свалява, сс. Долгое, Драгово и Кобылецкая Поляна. Углекислые воды встречаются и к югу от описываемой зоны, где они обнаружены на некоторой глубине в колодцах (г. Ужгород) и в скважинах, заложенных на Венгерской низменности, например в с. Батево, а также в полосе эффузивов за р. Тиссой на левом склоне долины.

Зона углекислых вод благодаря удобным транспортным путям, живописным ландшафтам, обилию садов и виноградников является прекрасной основой для курортного строительства и туризма. Однако на существовавших ранее небольших частновладельческих «курортах» эксплоатация углекислых вод производилась на очень низком техническом уровне — из неглубоких, примитивных колодцев, не предохраненных от загрязнения.

Подземные воды этой зоны почти сплошь насыщены углекислотой, образовавшейся в процессе метаморфизма пород при интрузивной деятельности в миоценовое время, сопровождавшейся проявлением вулканизма на границе складчатых Карпат и Закарпатской низменности. В настоящее время происходит медленная разгрузка углекислых вод из огромного месторождения, сформировавшегося в пределах флишевых толщ. Весь флишевый комплекс сильно дислоцирован и разбит большим количеством дизъюнктивных нарушений. Однако ввиду общей слабой водообильности флишевых толщ дебиты углекислых источников, за редким исключением, весьма незначительны — обычно около 1 *л/мин.*

Многие углекислые источники не имеют видимого стока, а представляют собой неглубокие, закрепленные деревянным срубом колодцы. Большинство источников находится вблизи русел рек или на нижних частях склонов, но отдельные выходы можно встретить высоко над днищами долин (местами выше 100 *м*). У некоторых из них откладываются мощные залежи известковых туфов (травертинов), окрашенных в охристые тона вследствие высокого содержания в водах железа. Характерными выходами углекислой воды подобного типа являются источники Вышне Быстра в верховьях р. Рика и Красно-Плесо — на правом склоне долины р. Тисса, к югу от г. Рахова.

Наиболее древние породы в зоне углекислых вод Внутренних Карпат выступают на юге, в Раховских и Чивчинских горах, где обнажены кристаллические породы. На этих породах несогласно залегают триасовые и юрские отложения, облекаемые мощной толщей мелового и палеогенового флиша. Раховский массив, сложенный кристаллическими породами, практически является водоупорным. Лишь к отдельным зонам тектонических разрывов приурочены небольшие углекислые источники.

К нижнетриасовым относятся доломиты, имеющие мощность 250—300 *м*. Широко развиты верхнеюрские известняки, в кровле которых залегают диабаз-порфириты, яшмовидные породы и халцедониты. Грунтовые воды встречаются в выветрелой кровле триасовых пород, в рыхлых скоплениях делювия и в известняках верхней юры. На участках распространения юрских и палеозойских мраморизованных известняков наблюдаются карстовые явления. Часто эти известняки сильно трещиноваты, что благоприятствует накоплению подземных вод. Почти всюду на контактах мраморизованых известняков и метаморфических сланцев появляются пресные источники с незначительным дебитом. Водоносными в нижнем меловом флише, облекающем более древние отложения, являются трещиноватые песчаники. Выходы пресных вод с незначительным дебитом обычно приурочены к контакту водоупорных аргиллитов и песчаников. Местами появление подземных вод вызывает оползание делювиального плаща. На нижнемеловой флиш ложится мощная толща песчаников

и конгломератов с прослоями буркутских песчаников, представленных слюдистыми аргиллитами, относящаяся к альб-сеноману.

Буркутские песчаники, выходящие на значительной площади, характеризуются вследствие трещиноватости несколько большей водообильностью, чем породы раховской свиты. К полосе развития буркутских песчаников приурочены углекислые минеральные источники, имеющие бальнеологическое значение.

Залегающая согласно на буркутских песчаниках черемошская свита, состоящая из чередования черных кварцитовидных песчаников с черными аргиллитами, менее водообильна, и к ней приурочены лишь незначительные выходы пресных вод. На контакте верхнемеловых свидовецких песчаников с нижележащими водоупорными аргиллитами берут свое начало главные притоки р. Тиссы.

В основании палеогенового комплекса залегает льютская свита, представляющая мощную толщу (до 1000 *м*) флишевых отложений с отдельными горизонтами песчаников и конгломератов. Последние обычно разбиты трещинами и представляют собой изолированные пластово-трещинные водоносные горизонты. С этой свитой связаны выходы пресных родников. Крупный родник такого рода имеется на левом берегу р. Теребли (выше с. Забро) и у с. Бовцар.

Выше залегает карпатская, в общем глинистая, свита мощностью до 700 *м*, сложенная преимущественно чередующимися плотными аргиллитами и крепко сцементированными песчаниками. Среди толщи заключены довольно распространенные горизонты аргиллитов и линзы песчаников. С антиклинальными структурами и сбросами в этой свите связаны минеральные источники Вышне Быстре и Лумшур.

Стратиграфически лежащая выше менилитовая свита представляет относительно водоупорную толщу. Она сложена пачками черных глин и мелкоритмичного флиша. В некоторых местах в менилитовой свите заключены песчаниковые линзы. К тектоническому контакту льютских песчаников и пород менилитовой свиты приурочены углекислые источники Черноголово, Дубриничи и др.

Как общую закономерность распространения углекислых вод в Восточных Карпатах, следует подчеркнуть приуроченность углекислых минеральных источников к осям антиклинальных складок, к линиям тектонических нарушений и к контактам между свитами различной водопроницаемости.

В зоне углекислых вод Внутренних Карпат прослеживаются две полосы углекислых источников: северная — от долины р. Уж (Солья) до горы Говерлы и южная — от Черноголово до Раховского массива.

Эти полосы приурочены к сложным антиклинальным поднятиям; из них южная соответствует продолжению на северо-запад Раховского массива, фиксируемого по отдельным выходам древних пород и «экзотических скал». Промежуточная, синклинальная полоса отличается меньшим количеством выходов углекислых вод. Места непосредственного появления углекислых вод на поверхности определяются такими факторами, как степень дренированности территории, степень закрытости коренных пород делювиальными шлейфами, аллювиальными отложениями, почвенно-растительным покровом склонов и, наконец,такими факторами,как элементы залегания и положение пластово-трещинных горизонтов, контактов их с водоупорными свитами и т. п. Во многих случаях в местах выхода воды создаются оплывины и развиваются оползни, скрывающие углекислую воду. Поэтому в каждом конкретном случае необходимо провести тщательный анализ всех гидрогеологических данных, чтобы не впасть в ошибку, рисуя новую «линию источников».

В целях удобства систематизации многочисленных собранных материалов по углекислым водам нами выделено четыре основных химиче-

ских типа углекислых вод, о которых ниже даются более подробные сведения. Типы этих вод следующие:

1) Углекислые гидрокарбонатно-натриевые воды (типа Боржоми).

2) Углекислые гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды (типа Ессентуки).

3) Углекислые хлоридно-натриевые (соленые) воды.

4) Углекислые гидрокарбонатно-кальциевые воды, богатые железом.

1. Углекислые гидрокарбонатно-натриевые воды приурочены к южной полосе углекислых источников и составляют основное богатство выделенной зоны. Как известно, углекислые воды боржомского типа являются весьма ценными при желудочных и почечных заболеваниях. В Закарпатье воды Поляна-Квасы, Поляна № 1, Маргит используются на месте, а также широко распространяются в бутылках (химические анализы этих вод показаны в табл. 94 и 95).

Таблица 94

Химические анализы углекислых гидрокарбонатно-натриевых вод Закарпатья

Аналитик	В. В. Красинцева			В. В. Красинцева		
Дата взятия пробы	12/IX 1946 г.			21/IX 1946 г.		
Наименование источника	Курорт Поляна-Квасы			Поляна № 1		
Температура воды, °С	10,8			13,7		
pH	6,6			6,6		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг/экв*	*мг/экв %*
Катионы						
$NH_4^{\cdot}$	Следы	—	—	0,001	0,07	0,09
$Na^{\cdot}$	2,498	121,90	92,84	1,356	58,89	87,00
$K^{\cdot}$	0,056	1,44	1,09	0,030	0,77	1,13
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,025	2,08	1,58	0,025	2,08	3,06
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,112	5,60	4,27	0,104	5,20	7,67
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,008	0,29	0,22	0,020	0,71	1,05
Сумма	—	131,31	100,0	—	67,72	100,0
Анионы						
Cl'	0,559	15,78	12,05	0,322	9,09	13,44
SO_4''	Следы	—	—	—	—	—
HCO_3'	6,905	115,28	87,78	3,564	58,44	86,30
Br'	0,0014	0,02	—	0,0007	0,01	—
J'	0,0005	—	—	0,0003	—	—
F'	0,0044	0,23	0,17	0,0036	0,18	0,26
Сумма	—	131,31	100,0	—	67,72	100,0
H_2SiO_3	0,015	—	—	0,015	—	—
HBO_2	0,1345	—	—	0,0643	—	—
CO_2 св.	2,01	—	—	1,790	—	—
Сухой остаток при 180°	7,192	—	—	3,623	—	—

Формулы химического состава:

CO_2 2,0; F 4 *мг*

$$M_{10,4}\frac{HCO_3\ 88\ Cl\ 12}{Na\ 93};\ \frac{rNa}{rCl}=7,72;$$

CO_2 1,79; Fe 20 *мг*; F 3,6

$$M_{5,4}\frac{HCO_3\ 86\ Cl\ 13}{Na\ 87};\ \frac{rNa}{rCl}=6,47.$$

Углекислые воды этого типа характеризуются высоким содержанием свободной углекислоты и наличием повышенных количеств борной кислоты и фтора. Железо в водах этого типа встречается в незначительном количестве. По условиям залегания углекислые гидрокарбонатно-натриевые воды являются наиболее глубокими водами флишевых отложений;

Таблица 95

Химические анализы углекислых гидрокарбонатно-натриевых вод Закарпатья

Аналитик	В. В. Красинцева			В. В. Красинцева		
Дата взятия пробы	6/VIII 1946 г.			10/VIII 1946 г.		
Источник	Маргит			Свалява		
Температура воды, °С	13,8			11,0		
pH	6,5			6,6		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы						
$NH_4^{\cdot}$	0,002	0,14	0,17	0,001	0,07	
$Na^{\cdot}$	1,566	67,95	85,37	2,260	98,40	88,96
$K^{\cdot}$	0,052	1,33	1,67	0,070	1,79	1,56
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,027	2,26	2,85	0,024	2,01	1,78
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,150	7,50	9,46	0,201	10,05	8,87
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,011	0,38	0,48	0,008	0,60	0,63
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$				0,003	0,33	0,28
Сумма	—	79,56	100,0	—	113,25	100,0
Анионы						
$HCO_3^{\prime}$	4,659	76,37	96,0	6,614	108,43	95,75
$SO_4^{\prime}$	Следы	—	—	—	—	—
$Cl^{\prime}$	0,102	2,88	3,63	0,160	4,53	4,01
$Br^{\prime}$	0,0011	0,01	—	0,0009	0,01	—
$J^{\prime}$	0,0002	—	—	0,0003	—	—
$F^{\prime}$	0,0060	0,30	0,37	0,0054	0,28	0,24
Сумма	—	79,56	100,0	—	113,25	100,0
H_2SiO_3	0,012	—	—	0,012	—	—
HBO_2	0,0575	—	—	0,0908	—	—
CO_2	1,760	—	—	1,85	—	—
Сухой остаток при 180°	4,286	—	—	5,972	—	—

Формулы химического состава: $CO_2$1,76; Br 11 *мг*; F6 *мг*; $M_{6,5}\frac{HCO_3 96}{Na 85}$; $\frac{rNa}{rCl}=23{,}6$

$CO_2$1,85; F5,4 *мг* $M_{9,3}\frac{HCO_3 96}{Na 87}$; $\frac{rNa}{rCl}=21{,}7$; $\frac{Cl}{Br}=177{,}7$

они обычно приурочены к осевым частям антиклинальных структур. Наиболее крупное месторождение вод этого типа известно в районе Поляна, где полоса их прослежена нами на протяжении более 10 *км*. Несомненно, дебит вод в этой полосе после проведения буровых работ может быть значительно увеличен. Интересно отметить, что геологические условия курорта Поляна сходны с условиями известного курорта Боржоми в Грузии. Если учесть, что в окрестностях Поляна имеются аналогичные воды — Маргит, Свалява, Нэлипено и др. и, быть может, их удастся вскрыть буровыми работами вблизи участка санатория им. Хрущева, то налицо будут все условия для создания здесь крупного бальнеологического курорта [1]. В других районах зоны углекислых вод Восточных Карпат крупных источников этого типа не встречено.

[1] В 1949 г. по заданию ВЦСПС при консультации проф. А. М. Овчинникова в районе санатория им. Н. С. Хрущева работала гидрогеологическая партия Всесоюзной конторы «Союзгеоптажминвод» (начальник партии И. Я. Пантелеев), уточнившая картину строения антиклинальной полосы известняковых массивов и давшая интересные выводы в отношении получения новых выходов углекислых вод на участках, близких к санаторию (см. И. Я. Пантелеев «Геология и минеральные воды Свалявского района Закарпатской области УССР, 1951). В 1952 г. буровыми работами увеличен дебит воды боржомского типа на участке Поляна-Квасы (Е. М. Борисов).

2. Углекислые гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые воды (типа Ессентуки) являются ценными питьевыми водами при желудочных заболеваниях. Они приурочены главным образом к ядрам антиклиналей (Соймы, Мерешор, Дубровицы, источники по рр. Озеранки, Теребля и др.), к полосе тектонических разрывов, представляющих систему надвигов, осложненных складками (Вышне, Быстре и др.), и к местам резкой смены литологически неоднородных отложений (Квасы Раховские). Химический состав типичных представителей этих вод дан в табл. 96.

Таблица 96

Химический анализ вод углекислого источника Соймы-Купель в долине р. Рика

Дата взятия пробы 11/VIII 1948 г. Т-ра воды 12,6°; pH=6,6
Аналитик В. Бахман

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	1,7738	77,12	68,38
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0496	4,08	3,62
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,6276	81,32	27,77
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0074	0,26	0,23
Сумма	2,4584	112,78	100,0
Анионы			
Cl'	2,1223	59,85	53,07
SO_4''	0,0095	0,19	0,17
HCO_3'	3,2171	52,74	46,76
Сумма	5,3489	112,78	100,0
Сумма ионов	7,8073	—	—

Формула химического состава: $M_{7,8}\ \frac{Cl\,53\ \ HCO_3\,47}{Na\,68\ \ Ca\,28}$

Наиболее интересным месторождением углекисло-гидрокарбонатно-хлоридной воды является месторождение Соймы в долине р. Рика в 2,0 *км* к северу от районного центра Волове. Сравнительно большой самоизлив и отложения травертина свидетельствуют о перспективности этого месторождения. Кроме того, выделяется по большому дебиту и отложениям травертинов источник Вышне-Быстра, расположенный в верховьях р. Рика, ниже с. Торун, на абсолютной отметке около 590 *м*. Этот источник приурочен к сбросу в карпатской свите, проходящему примерно в северо-западном направлении.

В этой же полосе в верховьях р. Тиссы имеется сходное месторождение минеральных вод Квасы Раховские, заслуживающее также большого внимания.

Кроме упомянутых источников, подобные воды встречены на участке Черноголово и Дубриничи, где они приурочены к тектоническому контакту льютских песчаников и пород менилитовой свиты. Следует отметить еще минеральные воды в районе Кобылецкой Поляны.

3. Углекислые хлоридно-натриевые (соленые) воды. Среди углекислых вод Восточных Карпат выделяются высокоминерализованные воды, по составу сходные с водами некоторых нефтяных месторождений и обычно приуроченные к полосе менилитовых сланцев среди флишевых отложений. Сходство с водами нефтяных месторождений под-

черкивается еще и тем, что хлоридно-натриевые (соленые) воды имеют повышенное содержание иода. Но отсутствие характерных хлоридно-кальциево-натриевых рассолов в зоне углекислых вод указывает на довольно интенсивную миграцию подземных вод этой зоны, вследствие которой нефть и сопровождающие ее воды уже вымыты или оттеснены в другие структуры.

Особое место среди этих вод занимают воды Усть-Черна, нового курорта в верховьях р. Терешвы, организованного ЦК союза работников леса и сплава. Этот источник находится в полосе развития менилитовой свиты в запрокинутом крыле Негровецкой антиклинали. Отличие минерального источника Усть-Черна, используемого для лечебного питья и для ванн, заключается в высокой минерализации (45 *г/л*) и повышенном содержании кальция, что позволяет отнести эту воду к хлоридно-кальциево-натриевому типу. Обращает внимание также высокое содержание железа, брома и борной кислоты (табл. 97). Углекисло-хлоридно-

Таблица 97

Химические анализы углекислых хлоридно-натриевых вод Закарпатья

Аналитик	С. С. Крапивина			Е. Ф. Прокофьева		
Дата взятия пробы	15/IV 1948 г.			17/IX 1947 г.		
Источник	Солья № 1, долина р. Уж			Усть-Черна № 1		
Температура воды, °С	10,8			10,1		
pH	6,4			6,2		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы						
$NH_4^{\cdot}$	0,0185	1,03	0,3	0,0745	4,13	0,52
$Na^{\cdot}$	5,8560	254,65	67,5	11,9900	521,56	66,40
$K^{\cdot}$	0,1864	4,75	1,6	0,6901	17,65	2,25
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0431	3,59	1,2	0,0699	5,74	0,73
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,5451	27,29	9,4	4,7540	237,30	30,02
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0005	0,02	—	0,0181	0,65	0,08
Сумма	—	291,33	100,0	17,5966	787,03	100,0
Анионы						
F'	0,0005	0,02	—	—	—	—
Cl'	8,9500	252,40	86,6	27,8000	784,00	99,62
Br'	0,0022	0,02	—	0,0203	0,25	0,03
$SO_4^{''}$	0,0020	0,04	—	0,0164	0,34	0,04
$HCO_3^{'}$	2,3701	38,85	13,4	0,1489	2,44	0,31
NO_2	—	—	—	Следы	—	—
Сумма	—	291,33	100,0	27,9856	786,86	100,0
H_2SiO_3	0,0100	—	—	0,0237	—	—
HBO_2	0,1147	—	—	0,1462	—	—
Сумма ионов	17,8744	—	—	45,7521	—	—
Сухой остаток при 180°	17,588	—	—	45,6000	—	—
Удельный вес	1,011					

Формулы химического состава: $HBO_2 114{,}7$; $M_{18}\frac{Cl\,87\quad HCO_3\,13}{Na\,87}$ Fe 18 *мг*; Br 20 *мг*;

$$M_{45,7}\frac{Cl\,99}{Na\,66\quad Ca\,30}$$

натриевые воды проявляются в отдельных грифонах в долине р. Уж (Солья), на участках Черноголово (Солоник) и Кобылецкой Поляны (Попытник).

4. Углекислые гидрокарбонатно-кальциевые или кальциево-магниевые воды, богатые железом, часто разбавлены грунтовыми водами, имеют невысокую минерализацию и представляют наиболее поверхностный и широко распространенный тип вод. На Карпатах они встречаются как в северной полосе зоны углекислых вод, так и в южной, причем некоторые из них используются в качестве лечебного питья местным населением. Места их выходов отмечаются присутствием охристых осадков коллоидального гидрата окиси железа. По составу они сходны с «нарзанами» Кавказа и с углекислыми водами Забайкалья.

Наиболее крупным и ценным объектом являются источники Келечин, в которых содержание железа достигает 35 *мг/л*. Вероятно, в некоторых пунктах, где имеются подобные воды, бурением могут быть встречены углекислые воды иных типов. Характеристика химического состава этих вод приводится в табл. 98.

Таблица 98

Химические анализы углекислых гидрокарбонатно-кальциевых вод Закарпатья

Аналитик	В. В. Красинцева			В. В. Красинцева		
Дата взятия пробы	26 сентября 1946 г.			6 сентября 1946 г.		
Источник	Пасика, пункт № 747			Келечин № 1, пункт 772		
Температура воды, °С	12,0			9,0		
pH	6,0			6,8		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы						
$NH_4^{\cdot}$	—	—	—	Следы	—	—
$Na^{\cdot}$	0,0455	1,98	26,68	0,012	0,49	2,44
$K^{\cdot}$	0,0056	0,14	1,89	—	—	—
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0149	1,22	16,44	0,036	3,05	15,20
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0782	3,90	52,56	0,301	15,05	74,98
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0050	0,18	2,43	0,035	1,25	6,24
$Al^{\cdot\cdot\cdot}$	—	—	—	0,002	0,23	1,14
Сумма	—	7,42	100,0	—	20,07	100,0
Анионы						
Cl'	0,0096	0,27	3,64	0,010	0,30	1,49
SO_4''	0,0041	0,09	1,21	Следы	—	—
F'	0,0005	0,03	0,40	—	—	—
HCO_3'	0,4290	7,03	99,75	1,206	19,77	98,51
Сумма	—	7,42	100,0	—	20,07	100,0
CO_2	1,68	—	—	2,20	—	—
H_2SiO_3	0,0498	—	—	0,010	—	—
Сумма ионов	5,923	—	—	1,53	—	—
Сухой остаток при 180°	0,422	—	—	1,096	—	—

Формулы химического состава: $CO_2 1{,}68;\ M_{0,6}\dfrac{HCO_3 95}{Ca 53\ \ Na 27}$ Fe35 *мг*; CO_2 2,2; $M_{1,5}\dfrac{HCO_3 98}{Ca 75\ \ Mg 15}$

Кроме углекислых вод, в пределах описываемой зоны имеются также источники без углекислоты, но с наличием сероводорода в виде гидросульфидного иона. К числу вод этого типа (табл. 99) относятся воды

Таблица 99

Химический анализ гидросульфидной воды источника Лумшур № 1 на левом склоне долины верховьев р. Турицы, впадающей в р. Турья

Дата взятия пробы 22/VII 1946 г. Т-ра 15,8°; pH=7,8
Аналитик Е. Ф. Прокофьева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0812	3,53	79,15
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0018	0,14	3,13
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0160	0,79	17,72
Сумма	—	4,46	100,0
Анионы			
Cl'	Следы	—	—
SO_4''	0,0897	1,86	41,70
HCO_3'	0,1586	2,60	58,30
Сумма	0,3473	4,46	100,0
H_2S общ.	0,003	—	—
H_2SiO_3	0,0091	—	—
Сумма ионов	0,3473	—	—
Сухой остаток при 180°	0,3421	—	—

Формула химического состава: H_2S 3 *мг* $M_{0,3}\frac{HCO_3 58\ \ SO_4 42}{Na 79\ \ Ca 18}$

бывшего довольно популярного курорта Лумшур (разрушенного во время немецкой оккупации) в верховьях р. Турицы, у подошвы горы Полонина Руна. Источники Лумшур приурочены к локально распространенным горизонтам плотных красно-зеленых аргиллитов и линзам песчаников, заключенных среди толщи карпатской свиты. В одной полосе с Лумшуром расположены источники такого же типа — сероводородные источники в правобережном притоке долины р. Сипот, Потковце и др.

Грунтовые пресные воды в пределах зоны углекислых вод приурочены к аллювиальным отложениям первой и второй надпойменных террас. Долины рек Закарпатья имеют продольные и поперечные участки, часто располагающиеся под прямым углом друг к другу. Продольные долины обычно широкие, с аккумулятивными террасами, приурочены главным образом к местам развития менилитовой свиты. Поперечные долины узкие, с эрозионными террасами, пересекающие плотные породы лыотской толщи.

Там, где долины расширяются, мощность грунтовых потоков увеличивается. Образованию в Турьян-Боршавской ложбине широких долин, выполненных аллювиальными отложениями, способствовало появление Выгорлат-Гутинской вулканической гряды.

Хорошо выражены аллювиальные террасы на рр. Уж, Латорица, Боршава, Рика и др. Материал, слагающий эти террасы, представлен различными песками с незначительной примесью глинистых частиц, в которых встречаются отдельные прослои и линзы галечников. Мощность аллювиальных отложений 5—10 *м*, местами достигает 20 *м*. Колодцы, заложенные на террасах, обычно имеют глубину 5—6 *м*.

В горной части района современные аллювиальные отложения представлены галечниками и валунами. Грубость материала увеличивается в верховьях рек. Мощность аллювиальных отложений в горной части уменьшается до 1—1,5 *м*, причем на значительных участках русел рек наблюдается полный дренаж грунтовых потоков, так как русла рек врезаны непосредственно в коренные породы.

Водоснабжение населенных пунктов в пределах зоны углекислых вод Внутренних Карпат основано главным образом на подземных грунтовых водах аллювиальных отложений и на частичном использовании поверхностных вод рек и ручьев. Этим можно объяснить приуроченность населенных пунктов преимущественно к долинам крупных рек и их притоков. На склонах долин рек наблюдаются многочисленные делювиальные шлейфы и конусы выноса, к которым приурочены источники. Вследствие небольших водосборов эти источники обычно малодебитные и в засушливые годы пересыхают. Иногда они используются для водоснабжения населенных пунктов. Например, воды подобного конуса выноса на правом берегу р. Уж (табл. 100) используются для водоснабжения район-

Таблица 100

Химический анализ пресной воды из водозаборного сооружения водопровода м. Больше-Березне

Дата взятия пробы 4/VIII 1947 г. Т-ра воды 12,3°; pH=7,1
Аналитик В. В. Красинцева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0023	0,10	1,6
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0046	0,30	4,8
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1160	5,79	93,6
Сумма	—	6,19	100,0
Анионы			
Cl'	0,0057	0,16	2,7
SO_4''	0,0100	0,20	3,2
HCO_3'	0,3559	5,83	94,1
Сумма	—	6,19	100,0
Сумма ионов	0,4945	—	—

Формула химического состава: $M_{0,5}\frac{HCO_3 94}{Ca 94}$; $\frac{rNa}{rCl}=0,6$

ного центра Больше-Березне и в долине р. Б. Пиния, на курорте Поляна Купель. Централизованного водоснабжения в пределах описываемой зоны даже в городах (Рахов, Воловец) не имеется, за исключением вышеупомянутого водопровода в с. Больше-Березне.

В г. Рахов и на курорте Усть-Черна для технического водоснабжения устроены специальные отводы поверхностных вод.

В населенных пунктах (Рахов, Ясина) почти все большие дома имеют свое индивидуальное водоснабжение и канализацию. Шахтные колодцы в таких случаях размещаются обычно в подвальных помещениях и оборудуются насосной установкой, приводимой в движение электромотором или ручным способом. По водоподъемной трубе вода из колодца поступает в водонапорный бак, устанавливаемый на чердаке. Отсюда по системе водопроводных труб вода поступает к водозаборным кранам.

В описываемой зоне наблюдается характерное явление: при заложении колодцев на пресную воду часто обнаруживается углекислая минеральная вода, богатая железом (например, в сс. Ужок, Черноголово и других местах), что указывает на наличие скрытых зон разгрузок углекислых вод под аллювиальными отложениями.

VII. ЗОНА МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАКАРПАТЬЯ

К югу от зоны углекислых вод Восточных Карпат располагаются глубокие впадины, заполненные мощной толщей миоценовых образований, включенные нами в особую зону миоценовых отложений Закарпатья. Эта зона расчленяется на три гидрогеологических района:

1) Выгорлат-Гутинская гряда, создающая хорошо выраженный барьер между складчатыми Карпатами и Закарпатской низменностью.

2) Верхне-Тиссенская котловина, расположенная к востоку от г. Хуста и представляющая собою хорошо оконтуренную впадину в верхнем течении р. Тиссы.

3) Чоп-Мукачевская котловина, занимающая северную часть Венгерской низменности по правобережью р. Тиссы.

1. Выгорлат-Гутинская гряда сложена эффузивно-вулканогенными образованиями миоценового возраста. Своеобразные черты рельефа этой гряды, наряду с наличием трещиноватых лав, способствующих инфильтрации атмосферных осадков, создали условия для формирования довольно крупных потоков пресных грунтовых вод.

Аллювиальные накопления в зоне Выгорлат-Гутинской гряды развиты слабо. Дно узких каньонообразных долин, прорезающих вулканогенные образования, в частности лавовые потоки, загромождено большими глыбами обломков эффузивных пород. Речные аккумулятивные террасы наблюдаются на очень коротких участках долин и имеют незначительную мощность. Отложения этих террас состоят преимущественно из галечников эффузивных пород, прикрытых суглинистыми и супесчаными образованиями. Там, где лавовые потоки создают запруды, днища долин и мощность аллювиальных отложений увеличиваются и, соответственно, возникают небольшие бассейны грунтовых вод.

Мощность делювиальных отложений, в образовании которых также большую роль играют обломки эффузивных пород, в пределах Выгорлат-Гутинской гряды незначительная; у подножья склонов она несколько увеличивается. Это обстоятельство создает условия для питания и накопления подземных вод у подошвы хребтов, в конусах выноса, с которыми связано появление источников. Эффузивно-вулканогенные образования заключают ряд горизонтов пластово-трещинных пресных вод, местами создающих концентрированные потоки, проявляющиеся у подножья склонов в виде довольно мощных многочисленных пресных источников. Местами даже на довольно высоких отметках можно наблюдать явления заболачивания в виде небольших висячих болот и торфяников. Подобные торфяники можно видеть в кальдере вулкана Синяк. Пластово-трещинные воды эффузивно-вулканогенных образований в некоторых пунктах служат источником водоснабжения населенных мест. Эксплоатация этих вод осуществляется с помощью каптажа источников в месте естественного выхода вод на поверхность. Дебит отдельных источников обычно измеряется в пределах от 0,01 до 1 *л/сек*, но некоторые из них имеют дебит до 10 *л/сек*. Воды по химическому составу гидрокарбонатно-кальциевые. Вода вполне пригодна для питья и бытовых нужд. Признаков загрязнения в обследованных нами объектах не обнаружено. В отдельных местах воды вулканогенно-эффузивной свиты захвачены шахтными колодцами глубиной до 15—20 *м*. Одним из характерных видов использования вод эффузивного комплекса является орошение пахотных земель. Некоторые выходы пресных вод, связанные с лавами

(табл. 101), раньше использовались на небольших частновладельческих «курортах» как лечебные воды для ванн. В настоящее время они употребляются для питья и лечебно-гигиенических целей в детских санаториях Цыгановичи, Дереновка и др.

Таблица 101

Химические анализы пресных вод Выгорлат-Гутинской гряды

Аналитик	Е. Ф. Прокофьева			В. В. Красинцева		
Дата взятия пробы	28/IX 1946 г.			28/IX 1946 г.		
Источник	Пионерский лагерь „Цыгановичи"			Санаторий „Дереновка"		
Температура, °С	13,2			14.4		
pH	7,2			7,6		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы						
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0199	0,51	14,74	0,0058	0,22	9,31
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0152	1,26	36,13	0,0108	0,90	36,43
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0340	1,70	49,13	0,0263	1,34	54,26
Сумма		3,46	100,0	—	2,47	100,0
Анионы						
Cl'	0,0700	0,19	5,50	0,0010	0,03	1,4
SO_4''	0,0074	0,15	4,33	следы	—	—
HCO_3'	0,1907	3,12	90,17	0,1489	2,44	98,6
Сумма		3,46	100,0	—	2,47	100,0
H_2SiO_3	0,0226	—	—	—	—	—
Сумма ионов	0,3600	—	—	0,1928	—	—
Сухой остаток при 180°	0,2760	—	—	—	—	—
Формула химического состава:	$M_{0,36}\frac{HCO_3 90}{Ca 49\ \ Mg 36}$			$M_{0,19}\frac{HCO_3 99}{Ca 54\ \ Mg 36}$		

В окрестностях г. Виноградово (Севлюш), на склонах горы Черной (Фекете-Хедь), где разбиты многочисленные виноградники, имеются пресные родники. Вода одного из крупных родников ранее использовалась на небольшом частновладельческом курорте Теплиц-Сальба. По составу она гидрокарбонатно-кальциево-магниевая (табл. 102).

Подобный курорт сохранился до настоящего времени в окрестностях г. Мукачево, у подножья Черничной горы, у монастыря. К северу от г. Мукачево в урочище Саланчук имеется интересный по составу источник Лисарня, вода которого слабо минерализована, хлоридно-кальциево-натриевая, с сероводородом (табл. 103).

В районе развития вулканических пород особо выделяется сероводородная вода, используемая на курорте Синяк (табл. 104). Появление воды сульфатно-кальциевого типа со сравнительно высоким содержанием сероводорода (более 40 *мг/л*), повидимому, связано с окислением пирита, имеющегося в вулканогенной толще, в результате чего в воде появляются сульфаты. Дальнейшее восстановление сульфатов микробиологическим путем при наличии скопления органических, повидимому торфянистых, веществ, приводит к образованию сероводородной воды.

Особое место занимает затиссенская часть вулканической гряды, расположенная к юго-востоку от г. Хуста, на левом берегу р. Тиссы. Здесь мы имеем весьма своеобразный район развития углекислых минеральных вод, в котором проявляются интрузии гранодиоритов в виде лакко-

Таблица 102

Химический анализ воды пресного источника на сев. склоне горы Фекете-хедь, в 2 км к западу от сел. Малая Копань

Дата анализа 20/I 1949 г.
Аналитик В. И. Бахман

В 1 л содержится	г	мг-экв	мг-экв %
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0126	0,56	17,38
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0139	1,15	35,71
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0304	1,51	46,91
Сумма	0,0569	3,22	100,0
Анионы			
Cl'	0,0079	0,22	6,83
SO_4''	0,0119	0,25	7,76
HCO_3'	0,1678	2,75	85,41
Сумма	0,1876	3,22	100,0
Сумма ионов	0,2445	—	—

Формула химического состава: $M_{0,2}\frac{HCO_3 85}{Ca 47\ \ Mg 36}$

Таблица 103

Химический анализ вод источника в урочище Саланчук

Дата взятия пробы 30/IX 1946 г; pH=7,4
Аналитик Е. Ф. Прокофьева

В 1 л содержится	г	мг-экв	мг-экв %
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	0,002	0,01	0,08
$Na^{\cdot}$	0,1226	5,33	41,94
$K^{\cdot}$	0,0330	0,83	6,53
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0249	2,04	16,05
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0901	4,50	35,40
Сумма	—	12,71	100,0
Анионы			
Cl'	0,3536	9,97	78,45
Br'	0,0011	0,01	0,07
J'	0,0002	—	—
SO_4''	0,0312	0,65	5,11
HCO_3'	0,1271	2,08	16,37
Сумма	—	12,71	100,0
H_2S общ.	0,0097	—	—
H_2SiO_3	0,0084	—	—
HBO_2	0,01167	—	—
Сумма ионов	0,8137	—	—
Сухой остаток при 180°	0,6600	—	—

Формула химического состава: H_2S 9,7 мг; $M_{0,8}\frac{Cl\,78\ \ HCO_3 16}{Na 42\ \ Ca 35\ \ Mg 16}$

Таблица 104

Химический анализ воды сероводородного источника № 1 на курорте Синяк

Дата взятия пробы 3/IX 1946 г. Т-ра воды 9,6°; pH=7,0
Аналитик Е. Ф. Прокофьева

В 1 л содержится	г	мг-экв	мг-экв %
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	Нет	—	—
$Na^{\cdot}$	0,0634	2,76	16,74
$K^{\cdot}$	0,0110	0,28	1,69
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0323	2,65	16,07
Ca	0,2164	10,80	65,60
Сумма	—	16,49	100,0
Анионы			
Cl'	0,0088	0,25	1,51
SO_4''	0,6552	13,64	82,72
HCO_3'	0,1587	2,60	15,77
Сумма	—	16,49	100,0
H_2S общ.	0,0426	—	—
H_2SiO_3	0,0187	—	—
Сумма ионов	1,2071	—	—
Сухой остаток при 180°	0,9172	—	—

Формула химического состава: $M_{1,1}\frac{SO_4 83\ \ HCO_3 16}{Ca 66\ \ Na 17\ \ Mg 16}$

литов, весьма напоминающих известные лакколиты района Кавказских минеральных вод (Железная, Развалка, Бештау и др.). Особо выделяется исключительно живописным ландшафтом участок курорта Шаян.

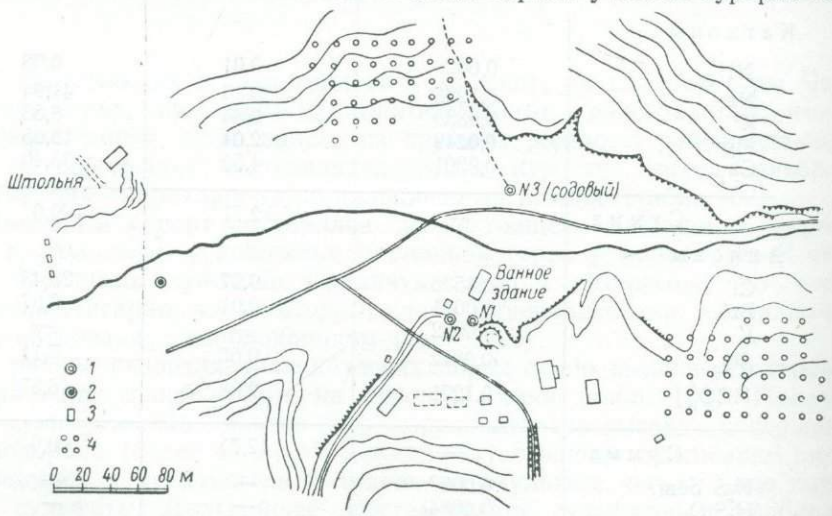


Рис. 207. Схематический план курорта Шаян

1—минеральный источник; *2*—газирующая скважина; *3*—разведочный шурф; *4*—фруктовый сад

Схематический план этого курорта показан на рис. 207. На курорте используются воды двух типов, состав которых дается в табл. 105:

Таблица 105

Химические анализы углекисло-железистых и углекислых минеральных вод курорта Шаян

Аналитик	В. В. Красинцева			В. В. Красинцева		
Дата взятия пробы	14/IX 1946 г.			14/IX 1946 г.		
Источник	Шаян № 1			Шаян № 3 (типа Боржоми-Поляна)		
Температура воды, °С	11,6			13,4		
pH	6,1			6,6		
В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы						
$Na^{\cdot}$	0,0051	0,25	1,78	1,6200	70,46	79,49
$K^{\cdot}$	0,0010	0,03	0,21	0,0929	2,37	2,67
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0343	2,87	20,51	0,0411	3,38	3,81
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1814	9,35	66,79	0,2486	12,40	13,99
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0420	1,50	10,71	0,0010	0,04	00,04
Сумма	—	14,00	100,0	—	88,65	100,0
Анионы						
Cl'	0,0120	0,34	2,43	0,7651	19,04	21,48
Br'	—	—	—	0,0018	0,02	0,02
F'	—	—	—	0,0014	0,07	0,08
SO_4''	0,0181	0,38	2,71	0,0872	1,82	2,05
HCO_3'	0,8102	13,28	94,86	4,1310	67,70	76,37
Сумма	—	14,00	100,0	—	88,65	100,0
CO_2 своб.	1,85	—	—	1,06	—	—
H_2SiO_3	0,0424	—	—	0,0455	—	—
HBO_2	—	—	—	0,0733	—	—
Сумма ионов	1,1465	—	—	6,9751	—	—
Сухой остаток при 180°	0,7260	—	—	4,885	—	—
Формула химического состава	$CO_2$1,85; Fe42 *мг* $M_{1,15}\frac{HCO_3 95}{Ca 66\ \ Mg 20}$			$CO_2$2,90; $HBO_2$23*мг* $M_{7,0}\frac{HCO_3 76}{Na 79}$		

1) углекислая гидрокарбонатно-кальциевая вода типа Нарзан, весьма богатая железом; 2) углекислая гидрокарбонатно-натриевая вода типа Боржоми—Поляна.

Воды первого типа менее минерализованы. В их формировании большую роль играют пресные грунтовые воды. Вода этого типа характеризует более поверхностные участки Шаянского месторождения. Кроме Шаяна, углекислые железистые воды известны еще в ряде пунктов соседних долин (воды курорта Варгедь, расположенного к востоку от Шаяна в долине р. Тиссы у подошвы горы Вархедь).

В Затиссенском районе имеются отложения угленосной осадочно-туфогенной свиты, полоса которой имеет ширину 1,5—2,0 *км*. В разрезе свиты преобладают осадочные отложения, представленные серыми известковистыми глинами, переходящими местами в глинистые сланцы. Количество горизонтов песчаников увеличивается в средней и верхней части, здесь же появляются пласты бурых углей и горизонты глин со сферосидеритами. С пластами песчаников связаны отдельные небольшие водоносные горизонты. Обводненность буроугольных месторождений в пределах разрабатываемых участков не может считаться значительной, но рациональная разработка этих месторождений требует внимания к вопросам гидрогеологии.

2. Верхне-Тиссенская котловина расположена к востоку от Выгорлат-Гутинской гряды. Она представляет собой глубокий прогиб, заполненный толщей в 5—6 тыс. *м* миоценовых рыхлых осадочных и туфогенных пород. В низах этой толщи залегает соленосная свита. Пологие брахиантиклинальные складки, вытянутые длинными осями вдоль края впадины, заключают в своих ядрах мощные штоки каменной соли. Наиболее хорошо изученными соляными штоками являются Солотвинский и Нанковский, по которым можно представить характерные черты гидрогеологии этих интересных месторождений.

Ни в одном пункте, кроме Солотвина, каменная соль или соленосные породы не обнажаются. О наличии соли свидетельствуют лишь соленые воды и рассолы в колодцах и шурфах, широко используемые жителями для выварки соли. Наиболее благоустроенный колодец расположен на дороге из с. Шандрово в с. Данилово. Рассол из этого колодца находит весьма широкий сбыт среди местного населения.

В 40-х годах прошлого столетия существовал соленый родник севернее с. Нересница. В этом пункте имелось три соляных шахты: Францишка, Каролина и Антони. В 1832 г. шахта Каролина, глубиной около 80 *м*, была затоплена, и образовался провал между этой шахтой и шахтой Антони. В настоящее время на месте прежних разработок соли в провального характера воронкообразной впадине расположены два соединяющихся между собой озера, из которых большее имеет размеры около 60 × 70 *м* и глубину около 12 *м*, а второе 30 × 45 *м*. Вода в озере в верхних слоях пресная, на глубине соленая, а в наиболее глубоких частях озера представляет хлоридно-натриевый рассол (табл. 106). Нали-

Таблица 106

Химический анализ воды соленого озера в левобережной балке р. Лужанка (с глубины 7 *м*) к северу от с. Нересница

Дата взятия пробы 2/VII 1948 г.
Аналитик Т. Ф. Губина

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	21,7420	945,34	97,75
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0441	3,63	0,38
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,3667	18,10	1,87
Сумма	22,1528	967,07	100,0
Анионы			
Cl'	35,4600	958,84	99,15
SO''	0,0490	1,0	0,10
HCO_3'	0,4410	7,23	0,75
Сумма	35,9508	967,07	100,0
Сумма ионов	58,1028	—	—

Формула химического состава: $M_{58}\frac{Cl\ 99}{Na\ 98}$

чие пресной воды в верхних частях объясняется подтоком пресных вод из небольших балочек, впадающих в озеро с восточной стороны.

Подобное небольшое озеро с соленой водой имеется в с. Шандрово. Образовалось оно также на месте старых соляных выработок.

Разрабатываемое с давних времен месторождение каменной соли Солотвино расположено на правом берегу р. Тиссы, около селения того

же названия. Соляное тело этого месторождения слагает ядро брахиантиклинальной складки, вытянутой в направлении с юго-востока на северо-запад, согласно простиранию миоценовых отложений. Вершина соляного ядра почти полностью находится в пределах второй террасы р. Тиссы и представляет собой плоскую поверхность эрозионного среза, на которой залегает слой аллювиальных песков и галечников, отложенных р. Тиссой. Мощность галечников колеблется от нескольких метров до 35 *м*. Соляное тело месторождения находится в условиях постоянного омывания грунтовыми водами, заключенными в галечниках второй террасы р. Тиссы.

Усиление обводнения Солотвинского месторождения произошло в результате неправильной эксплоатации. Довольно сложная сеть дренажных штолен и штреков, основанная на перехвате отдельных потоков, не избавляет месторождение от обводнения.

Воды, выщелачивающие месторождение соли, — соленые или рассольные, содержат в основном хлористый натр (табл. 107).

Таблица 107

Химический анализ воды из шахты им. Сталина в г. Солотвино с глубины 52,2 *м* (пункт 1216)

Дата взятия пробы 1/IX 1946 г. Т-ра воды 11,0°; pH=7,6
Аналитик В. В. Красинцева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	94,0210	3789,30	98,96
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0280	2,30	0,06
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,7536	37,60	0,98
Сумма	—	3829,22	100,0
Анионы			
Cl'	134,5000	3792,00	99,04
SO_4''	1,5380	32,01	0,83
HCO_3'	0,3179	5,21	0,13
Сумма		3829,22	100,0
Сумма ионов	231,158	—	—

Формула химического состава: $M_{231}\frac{Cl\,99}{Na\,99}$; $\frac{rNa}{rCl}=1,0$

В пределах Верхне-Тиссенской котловины водоснабжение населенных пунктов осуществляется главным образом за счет грунтовых вод аллювиальных отложений террас рр. Тисса, Рика, Теребля, Терешва и др. Глубина колодцев обычно измеряется от 1,5 до 15 *м*, производительность 0,01—0,5 *л/сек*. Централизованное водоснабжение, за исключением рабочего поселка Солотвино, отсутствует. Водокачка в Солотвино расположена на первой правобережной террасе р. Тиссы. Она использует воду аллювиального грунтового потока р. Тиссы, но полностью весь поселок Солотвино не обеспечивает. По составу вода гидрокарбонатно-кальциево-натриевая. Водоснабжение г. Хуста осуществляется при помощи шахтных колодцев, имеющихся почти в каждом дворе. Колодцы эксплоатируют аллювиальный водоносный горизонт первой террасы р. Тиссы.

3. Чоп-Мукачевская котловина представляет собой северную окраину Закарпатской низменности, расположенную к юго-

западу от Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. Отдельные выступы эффузивных пород в виде останцов имеются среди котловины. Очертания этой котловины довольно сложные: местами она вдается глубоко в долины рек, образуя котловины второго порядка (например, Ильницкая котловина).

Центральные части обширной Венгерской низменности, в которую входит и Закарпатская низменность, представляют собой крупную тектоническую, выполненную мощными плиоценовыми отложениями впадину. В Закарпатье, в районе Берегова и к северо-западу от него, имеются массивы кислых интрузивных пород. Этим, вероятно, объясняется насыщение глубоких подземных вод Закарпатской низменности углекислотой.

В Чоп-Мукачевской котловине, вдоль южного подножья хребта, прослеживается широкая (3—4 *км*) полоса угленосной осадочно-туфогенной свиты. Эта свита вскрыта в районе рудника Ильница, затем прослеживается на северо-восток в районе Луково и Задне. Угленосная свита развита также у подножья восточного и западного склонов Центрального водораздельного хребта. Общая мощность угленосной свиты в разрезе Ильницы достигает 250 *м*. Угленосная осадочно-туфогенная свита характеризуется быстрой фациальной изменчивостью, вследствие чего водообильность ее является весьма пестрой.

В нижней части свиты преобладают осадочные образования, представленные слюдистыми и известковистыми алевролитами и глинами, реже известняками и песчаниками, создающими отдельные водоносные горизонты. В верхней части широким развитием пользуются пирокластические образования с водоносностью в трещиноватых участках. В гидрогеологическом отношении Ильницкая котловина представляет небольшой артезианский бассейн, в котором в ряде скважин вскрыты пресные напорные воды (табл. 108).

Таблица 108

Химический анализ воды самоизливающейся скв. 40 в с. Ильница

Дата взятия пробы 20/IX 1946 г. Т-ра 14°.; pH=6,4
Аналитик В. В. Красинцева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0062	0,27	11,76
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0065	0,54	35,53
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0140	0,70	46,06
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0009	0,01	0,65
Сумма	—	1,52	100,0
Анионы			
Cl'	следы	—	—
SO_4''	0,0066	0,13	8,55
HCO_3'	0,0848	1,39	91,45
Сумма	—	1,52	100,0
Сумма ионов	0,119	—	—

Формула химического состава: $M_{0,12}\frac{HCO_391}{Ca46\ \ Mg36\ \ Na12}$

Водообильность четвертичных отложений, представленных чередующимися глинами и песками, иногда с прослоями гравия, также весьма

изменчива. Местами, где широкое развитие имеют суглинки, можно встретить практически безводные участки. Повышение водообильности четвертичных отложений отмечено на участках, прилегающих к рекам и каналам.

Водоснабжение г. Ужгорода основано на использовании аллювиальных грунтовых вод долины р. Уж, на участке между каналом, отводящим воду к гидростанции, и руслом р. Уж. Кроме того, для водоснабжения используются поверхностные воды р. Уж и воды из колодцев, заложенных в аллювиальных отложениях в городском парке. Общий суточный забор воды определяется в 4—5 тыс. *м*³/*сутки,* из этого количества на долю аллювиального горизонта приходится 1—2 тыс. *м*³/*сутки.* Химический состав воды представлен в табл. 109.

Таблица 109

Химический анализ воды колодца № 1 на правобережной террасе р. Уж в 300 *м* к востоку от здания водокачки

Дата взятия пробы 7/VIII 1947 г. Т-ра воды 12,4°; pH=6,8
Аналитик В. В. Красинцева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0136	0,59	14,94
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0032	0,26	0,58
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,0622	3,10	78,48
Сумма	—	3,95	100,0
Анионы			
Cl'	0,0298	0,84	21,24
SO_4''	0,0150	0,30	7,60
HCO_3'	0,1715	2,81	71,16
Сумма	—	3,95	100,0
Сумма ионов	0,2954	—	—

Формула химического состава: $M_{0,3}\frac{HCO_3 71 \quad Cl\,21}{Ca78 \quad Na15}$.

Городским водопроводом г. Мукачево используются воды аллювиальной террасы левого берега р. Латорицы, в 3,0 *км* к северо-востоку от г. Мукачево. Производительность насосной станции 85—120 *м*³/*час,* что не вполне удовлетворяет растущую потребность г. Мукачево. Качество аллювиальных грунтовых вод, используемых для водоснабжения гг. Ужгород и Мукачево, вполне удовлетворительное.

Поверхностный водоток р. Латорицы используется для централизованного водоснабжения г. Чоп. В качестве дополнительных мер водоснабжения широко распространен способ сбора атмосферных осадков в специально сооруженные бетонные колодцы. Население использует также грунтовую воду, заключенную на глубинах до 10 *м,* через колодцы, уровень которых обычно на 4—5 *м* ниже поверхности земли. Расход отдельных колодцев около 10 *м*³/*час.* Ниже, на глубине около 40 *м,* встречаются слабонапорные воды, которые широко используются в окрестностях г. Берегово (табл. 110). Эти воды эксплоатируются скважинами, оборудованными сетчатыми фильтрами и насосами. Расход воды в отдельных скважинах колеблется от 5 до 20 *м*³/*час.* Попытки получить воду из более глубоких горизонтов обычно приводили к вскрытию угле-

Таблица 110

Химический анализ воды буровой скважины в г. Берегово, используемой для питьевого водоснабжения (до очистки)

Дата взятия пробы 25/VIII 1948 г. Т-ра воды 12,2°; pH=7,4
Аналитик Е. Ф. Прокофьева

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$	0,0164	0,28	3,87
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,0113	0,93	12,84
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,1082	5,40	74,57
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0176	0,63	8,72
Сумма	—	7,24	100,0
Анионы			
Cl'	0,0427	1,20	16,58
SO_4''	0,0452	0,94	12,98
HCO_3'	0,3111	5,10	70,44
Сумма	—	7,24	100,0
Сумма ионов	0,5325	—	—

Формула химического состава: $Fe17$ *мг*; CO_2 1,32; $M_{0,5}\frac{HCO_3 70\ Cl\ 16\ SO_4 13}{Ca 74\ Mg 13}$

Таблица 111

Химический анализ соленой воды колодца в с. Доробратово

Дата взятия пробы 15/VIII 1948 г. Т-ра воды 12,2°; pH=7,2; уд. вес при 20° 1,0209
Аналитик В. И. Бахман

В 1 *л* содержится	*г*	*мг-экв*	*мг-экв %*
Катионы			
$NH_4^{\cdot}$	0,0110	0,56	0,11
$Na^{\cdot}$	9,9424	432,28	87,04
$K^{\cdot}$	0,8347	21,34	4,30
$Mg^{\cdot\cdot}$	0,3143	25,84	5,20
$Ca^{\cdot\cdot}$	0,3315	16,55	3,33
$Mn^{\cdot\cdot}$	0,000067	—	—
$Fe^{\cdot\cdot}$	0,0025	0,09	0,02
Сумма		496,66	100,0
Анионы			
Cl'	16,982	479,11	96,57
Br'	0,0532	0,66	0,13
J'	0,0041	0,03	0,01
HCO_3'	1,0285	16,86	3,39
Сумма	—	498,66	100,0
H_2SiO_3	0,0131	—	—
HBO_2	0,0667	—	—
Сумма ионов	29,5840	—	—
Сухой остаток при 180°	29,0235	—	—

Формула химического состава: HBO_2 66,7 *мг*; Br—52,2 *мг*; $M_{29,6}\frac{Cl\,96;\ rNa}{Na87;\ rCl}=0,9$

кисло-железистых вод с содержанием железа до 35 *мг/л*, не пригодных для питья без дополнительной обработки через фильтры, отстойники и т. д. В частности, следует отметить, что углекислая вода была вскрыта буровой скважиной глубиной 245 *м* на ж.-д. станции Батево.

В г. Берегово водопровод на территории больницы использует для водоснабжения больницы углекислую железистую воду, полученную буровой скважиной с глубины 32 *м*. Эта вода в результате прохождения специальных водоотстойников, фильтров градирни превращается в питьевую пресную воду. Подобный способ получения воды является весьма редким.

Некоторые колодцы в Чоп-Мукачевской котловине дают высоко минерализованную соленую воду. К водам подобного типа относятся воды колодцев в с. Доробратово, в с. Макарьево и в с. Дунковицы. Для характеристики их и приводим анализ воды из колодца в с. Доробратово (табл. 111), которая представляет собой хлоридно-натриевую воду с повышенным содержанием брома и борной кислоты. Химические особенности состава этой воды не позволяют предполагать здесь наличия залежей соли, за счет выщелачивания которой образуется соленая вода, но этот вопрос требует проверки.

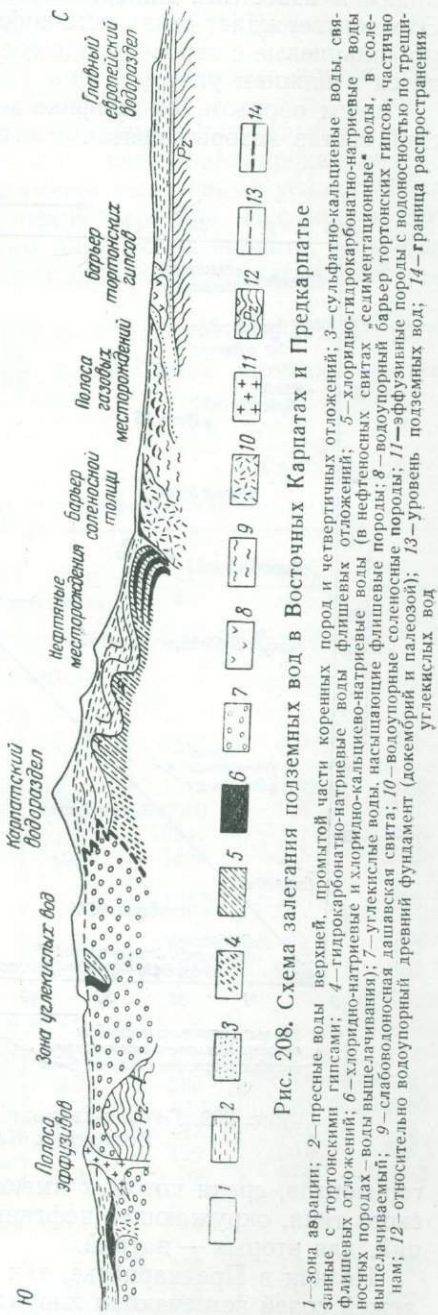


Рис. 208. Схема залегания подземных вод в Восточных Карпатах и Предкарпатье

1—зона аэрации; *2*—пресные воды верхней. промытой части коренных пород и четвертичных отложений; *3*—сульфатно-кальциевые воды, связанные с тортонскими гипсами; *4*—гидрокарбонатно-натриевые воды флишевых отложений; *5*—хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды флишевых отложений; *6*—хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциево-натриевые воды (в нефтеносных свитах „седиментационные" воды, в соленосных породах—воды выщелачивания); *7*—углекислые воды, насыщающие флишевые породы; *8*—водоупорный барьер тортонских гипсов, частично выщелачиваемый; *9*—слабоводоносная дашавская свита; *10*—водоупорные соленосные породы; *11*—эффузивные породы с водоносностью по трещинам; *12*—относительно водоупорный древний фундамент (докембрий и палеозой); *13*—уровень подземных вод; *14*—граница распространения углекислых вод

ВЫВОДЫ

Гидрогеологическое изучение Восточных Карпат позволило установить общие закономерности распространения подземных вод этой обширной и сложной территории, что обеспечивает целесообразное планирование более детальных гидрогеологических изысканий в пределах отдельных районов.

Так как на разрезах, составленных с нормальным соотношением вертикального и горизонтального масштабов, изобразить сложные гидрогеологические условия Восточных Карпат очень трудно, нами составлена упрощенная схема распространения подземных вод (рис. 208). Эта схема наглядно показывает богатство Восточных Карпат подземными водами самых разнообразных типов и сложные отношения между ними. Здесь встречаются воды всех основных генетических типов. Это можно хорошо видеть на графике-квадрате, составленном по схеме Н. И. Толстихина (рис. 209). В левой части графика располагаются натриевые воды, вверху гидрокарбонатно-натриевые, приуроченные к флишевым отложе-

ниям внизу хлоридно-натриевые, связанные с нефтяными залежами или с выщелачиванием солей, в правой части сосредоточены кальциевые воды. Выше диагонали находятся углекислые железистые гидрокарбонатно-кальциевые воды Закарпатья, ниже — пресные воды, среди которых мы видим и известный минеральный источник Нафтуся курорта Трускавец. Это подтверждает связь источника с грунтовыми водами. Воды сульфатно-кальциевые с сероводородом, связанные с тортонскими гипсами, находятся в нижнем углу.

Таким образом, на графике можно найти воды неглубокие, химический состав которых связан с выщелачиванием пород, и воды глубоких

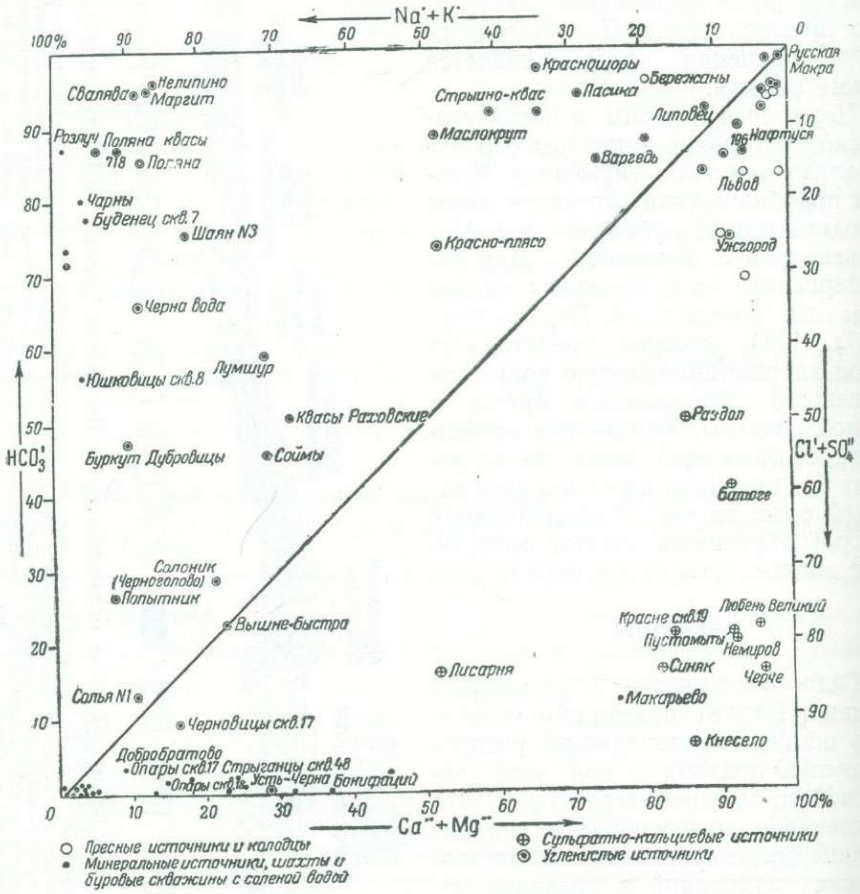


Рис. 209. График-квадрат химического состава подземных вод Восточных Карпат (по Толстихину)

горизонтов, среди которых имеются древние видоизмененные воды морского типа, окружающие нефтяные залежи. Для первых характерен кальций, для вторых — натрий.

Но как в Предкарпатье, так и в Закарпатье в пределах развития залежей солей встречаются хлоридно-натриевые рассолы, которые представляют собой неглубокие грунтовые воды, размывающие залежи соли. В тех случаях, когда в залежах заключены калийные соли, состав вод отличается повышенным содержанием калия (например, в районе курорта Моршин) [1].

[1] Так как на графике Толстихина натрий и калий, а также магний и кальций объединены, то при рассмотрении состава вод следует обращаться непосредственно к таблицам анализов.

Таким образом, воды выщелачивания представлены гидрокарбонатно-кальциевыми и гидрокарбонатно-кальциево-магниевыми водами, иногда с повышенным содержанием сульфатов. Подобные воды в большинстве случаев являются пресными, хотя местами можно встретить воды с повышенной минерализацией. Они занимают верхние части разреза Восточных Карпат. С выщелачиванием тортонских гипсов связаны сульфатно-кальциевые воды, обогащенные сероводородом в четвертичных отложениях, богатых органическими веществами.

Воды древние («седиментационные») морского генезиса широко развиты в пределах флишевых толщ Восточных Карпат и в полосе газовых месторождений Предкарпатья. Они имеют хлоридно-натриевый или хлоридно-натриево-кальциевый состав, местами хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый. Более сложные, еще недостаточно выясненные условия образования имеют воды гидрокарбонатно-натриевого типа. Несомненно, эти воды, свойственные флишевым областям альпийской области, образовались в результате обменно-адсорбционных процессов в мелкодисперсных глинистых породах флиша.

Различие вод выщелачивания от древних вод достаточно хорошо устанавливается по коэфициентам $\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}$, $\frac{\mathrm{Cl}}{\mathrm{Br}}$ и по ряду других признаков (табл. 112).

Таблица 112

Типы вод Восточных Карпат и их характеристика

Наименование	Общая минерализация, г/л	$\frac{r\mathrm{Na}}{r\mathrm{Cl}}$	$\frac{\mathrm{Cl}}{\mathrm{Br}}$	$\frac{\mathrm{Br}}{\mathrm{J}}$	$\frac{\mathrm{Na}}{\mathrm{K}}$
Воды выщелачивания					
Рассол шахты Бонифаций на курорте Моршин	409	0,75	2417	350	3,1
Рассол шахты в Модрыче (у Дрогобыча)	200,5	0,90	1315	1060	84,0
Рассол шахты Старая Соль	314,0	0,99	2900	124	35,5
Рассол шахты Барбара (р-н ст. Долина)	310	1,00	10841		1538
Калуш, скв. 2 треста Укргаз	209	0,67	1860	3,5	692
Колодец с рассолом в с. Новоселица (р. Лужанка в Закарпатье)	293	0,99	11693	18,7	615
Рассол в с. Керекхедь (в Закарпатье)	299	0,99	807	3,8	405
Рассол в с. Теребля (в Закарпатье)	771	1,00	5626	22,5	685
Воды древние (морского генезиса)					
Вода газового месторождения Опары, скв. 17а	36,7	0,86	200	2,2	79
Розлуч (в окрестностях с. Турка)	12,5	8,50	42,4	37,5	1165
Зелемянка (в окрестностях с. Сколе)	87,0	0,80	442	80,0	32
Стрельбичи (нефтяной промысел)	78,4	0,87	199	30,0	338,5
Чарна (нефтяной промысел)	6,7	11,3	39	87,0	11,3
Углекислые воды					
Поляна-Квасы (в Закарпатье)	10,4	7,7	399	2,8	45,0
Свалява	9,3	21,7	178	3,0	32,3
Буркут-Дубровицы (в окрестностях с. Драгово)	7,3	1,7	184	5,0	79,8
Красно-Плесо (в окрестностях г. Рахов)	2,7	1,9	314	2,0	47,0
Квасы Раховские	1,5	1,4	205	5,8	14,0
Усть-Черна (на левом берегу р. Терешва)	18	0,7	367	27,3	17,7

Процессы метаморфизма горных пород вызвали образование углекислых вод, насытивших большую толщу флишевых отложений (главным образом на южных склонах Восточных Карпат). Заслуживает внимания тот факт, что в зоне углекислых вод и вне ее, в пределах зоны нефтяных месторождений, можно встретить однотипные по химическому составу воды, но газовый состав вод нефтяных месторождений отличается присутствием углеводородов, иногда с азотом, в то время как минеральные источники Закарпатья газируют почти чистой углекислотой.

В соответствии с анализом всего собранного материала по подземным водам Восточных Карпат произведено гидрогеологическое районирование территории. При этом учитывались общие положения о зональности подземных вод, которые установлены советскими гидрогеологами для других областей СССР (Н. К. Игнатович, К. И. Маков и др.).

Каждая выделенная гидрогеологическая зона или район характеризуется преобладающим развитием определенного генетического типа подземных вод и характерными гидрогеологическими особенностями, требующими диференцированного подхода при их дальнейшем изучении.

Котловина Западного Буга с ее широкими потоками аллювиальных вод нуждается в обстоятельной разведке этих потоков, влияющих на обводнение нижележащих отложений. Особое значение приобретает гидрогеологическое изучение палеозойского фундамента, где буровыми работами вскрыты пласты каменного угля промышленного значения.

Ополье и Росточье могут рассматриваться как асимметричный артезианский бассейн с налегающими довольно мощными грунтовыми бассейнами. В этом бассейне заключены сульфатно-кальциевые воды (сероводородные), имеющие лечебное значение, и пресные воды, могущие быть, при соответствующей правильной постановке изучения и освоения, широко использованными для водоснабжения городов и населенных пунктов.

Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба, заключающая газовые месторождения, привлекает внимание условиями взаимоотношения горючих газов и окружающих их вод, сходных с водами нефтяных месторождений. Динамика подземных вод газовых месторождений должна быть точно выяснена.

Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба с широким развитием соленосных отложений, как уже ранее отмечалось, является своеобразным водоупорным барьером. Этот барьер играл значительную роль в процессах локализации и сохранения нефтяных и газовых месторождений Предкарпатья. Но он подвергается выщелачивающему воздействию вод, особенно в местах искусственных горных разработок. Учитывая разнообразие солей и различную степень воздействия подземных вод, гидрогеохимия этой зоны должна изучаться особенно тщательно.

Зона Внешних Карпат с нефтяными месторождениями заслуживает тщательного гидрогеологического анализа, так как без систематического изучения контуров нефтеносности и водоносности нельзя рационально эксплоатировать нефтяные залежи. Изучение химического и газового состава вод нефтяных месторождений, которые, по нашим данным, являются, как и воды газовых месторождений, древними седиментационными водами морского генезиса, в той или иной мере видоизмененными, может содействовать утверждению признаков, указывающих на наличие нефти на глубине. Однако это изучение не должно ограничиваться формальным выделением типов вод, а должно заключаться в глубоком синтезе данных по гидрохимии и гидрогеологии.

Зона Внутренних Карпат с углекислыми водами флишевых отложений представляет собой исключительно интересную гидрогеохимическую область, богатую водами, насыщенными

углекислотой метаморфического происхождения. Довольно интенсивная миграция подземных вод, сходных в общих чертах с водами нефтяных месторождений, но еще более видоизмененных и частично разбавленных пресными водами, свидетельствует о том, что нефтяные залежи в пределах этой зоны могут сохраняться лишь в исключительных случаях, при наличии вполне запечатанных коллекторов. Углекислые воды типа Боржоми (Поляна и др.), Ессентуки (Соймы, Квасы Раховские и др.), могут быть более рационально использованы для развития курортов лишь после проведения буровых работ, в результате которых, несомненно, будет увеличен дебит вод и вскрыты новые, более интересные участки. Возможно, что в результате глубокого бурения будут вскрыты и термальные воды.

Зона миоценовых отложений Закарпатья включает самые разнообразные воды, которые должны быть использованы для водоснабжения и лечебных целей. В вулканогенном комплексе заключены довольно мощные потоки пресных вод, а в осадочных толщах встречаются интересные минеральные воды.

Постановка детальных гидрогеологических исследований и разведочных работ на обследованной территории связана с решением следующих важнейших народнохозяйственных задач Западной Украины.

1. Водоснабжение городов, промышленных предприятий и крупных сел поставлено неудовлетворительно. Нормы потребления для городов в описанной области по сравнению с общепринятыми в Советском Союзе невелики. Недостаток воды возмещается забором воды из мелких колодцев, что нельзя признать правильным решением вопроса. Колхозное строительство требует значительного улучшения водоснабжения.

На всей территории вопрос водоснабжения, как показали наши исследования, не может быть разрешен только за счет использования подземных вод. Необходимо сооружение централизованных водопроводов путем захвата горных рек и создания специальных водохранилищ. В отдельных случаях возможно устройство искусственных бассейнов («фабрик») грунтовых вод. Наиболее острая нужда в пресной питьевой воде ощущается в Предкарпатье (Борислав, Трускавец, Станислав и др.). Необходимо проверить существующие водопроводные сооружения в долинах рек и произвести количественную оценку всех ресурсов грунтовых вод, могущих быть использованными для целей водоснабжения. Для ориентировки следует иметь в виду, что на северных склонах Восточных Карпат примерный максимальный расход грунтового потока одной реки на правобережье р. Днестра определяется в 5—7 тыс. *м*^{3}*/сутки,* а для южных склонов расходы в два раза меньше, т. е. 2—3 тыс. *м*^{3}*/сутки* (рр. Уж, Латорица и др.). Кроме того, для северных районов необходимо дать более точную оценку возможности использования в целях водоснабжения вод тортонских и верхнемеловых отложений, а также полностью разведать наиболее мощный бассейн пресных вод к западу от Львова (р. Верещица).

2. Эксплоатация нефтяных и газовых месторождений требует организации хорошей гидрогеологической службы, которая в настоящее время стоит еще далеко не на должном уровне. Изучение вод нефтяных месторождений важно для правильной оценки перспектив нефтеносности Восточных Карпат и Предкарпатья.

3. Изучение условий обводнения угольных месторождений должно быть проведено в целях установления наиболее целесообразной системы разработки месторождений и выработки мероприятий по борьбе с подземными водами. Буроугольные месторождения обводнены слабо, но обводнение палеозойских каменных углей может быть значительно бóльшим.

4. Несмотря на слабое обводнение соляных месторождений (Стебник, Калуш, Солотвино), не исключена возможность отдельных прорывов вод.

Необходимо детальное изучение гидрогеологических условий этих месторождений.

5. Строительство и реконструкция ранее существовавших курортов связаны с необходимостью устройства рациональных каптажных сооружений и должны быть основаны на ясных представлениях о генезисе и режиме минеральных вод. Первый этап общих гидрогеологических исследований может считаться законченным; необходим переход к следующему этапу — более детальным работам по изучению и разведке отдельных объектов. Чтобы не распылять силы, необходимо произвести разведочные буровые работы на главнейших объектах с тем, чтобы устроить каптаж, получить воду в новых, более удобных местах и увеличить ее дебит. Без проведения детальных гидрогеологических работ нельзя рационально эксплоатировать минеральные воды, правильно планировать курортное строительство и обосновать зоны санитарной охраны. В первую очередь работы должны быть проведены в районе курорта Поляна, где места расположения санаториев должны выбираться на новых, более здоровых участках, а также вблизи санатория ВЦСПС им. Хрущева. Кроме того, разведочные работы необходимо провести в районах Соймы, Черноголово, Усть-Черна и Квасы Раховские. Большого внимания заслуживает курорт Шаян в Затиссенском районе.

В Предкарпатье в пределах соленосной толщи детальные гидрогеологические исследования должны быть организованы на курортах Трускавец и Моршин, а в платформенной области — на курортах Немиров, Черче и Любень Великий, основанных на сероводородных водах, связанных с тортонскими гипсами [1].

Гидрогеологические исследования показали большую сложность картины формирования минеральных вод Восточных Карпат, связанной с не менее сложной геологической историей развития области. Сложность изучения требует высокого уровня научно-исследовательских работ по гидрогеологии.

Многие углекислые воды Восточных Карпат хлоридного и хлоридно-гидрокарбонатного типа заключают остатки соленого морского комплекса, связанного с горными породами, в которых они залегают. Углекислота, насыщающая подземные воды, образовалась в результате метаморфизма горных пород в процессе третичной интрузивной деятельности. В настоящее время происходит постепенное вытеснение углекислых минеральных вод. Эти процессы способствовали обогащению вод такими элементами, как фтор, литий, борная кислота и др. Наметились некоторые черты сходства с районами Малого Кавказа, в частности оказались общими условия формирования углекислых гидрокарбонатно-натриевых вод типа Боржоми—Поляна, приуроченных как там, так и здесь к флишевым отложениям, к глинисто-мергельным породам, заключающим содовый комплекс.

На основе вскрытых закономерностей будет легче осуществлять дальнейшие работы по использованию гидроминеральных ресурсов Закарпатья, которые далеко не исчерпываются известными небольшими минеральными источниками.

Наконец, широкое развитие гидромелиоративных работ требует специальной гидрогеологической карты более крупного масштаба, которая должна быть составлена в самое ближайшее время.

В условиях сложной геологической структуры Восточных Карпат большое значение при изысканиях получает правильная интерпретация химического типа подземных вод. Необходимо производить полный химический и газовый анализы вод и увязывать полученные данные с геологи-

[1] На некоторых объектах в 1949—1950 гг. экспедицией Всесоюзной конторы «Союзгеоптажминвод» проведены небольшие первоочередные работы, связанные с улучшением гидроминеральной базы.

ческими данными. Целеустремленное детальное гидрогеологическое изучение Восточных Карпат несомненно облегчит решение некоторых геологических задач, поможет более конкретно определить перспективы поисков новых месторождений нефти, газа, солей и других полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория Восточных Карпат в пределах площади, исследованной Карпатской экспедицией, весьма богата крупными залежами нефти, горючего газа, озокерита, бурого угля, калийных и каменной солей, каолина и алунита, строительных материалов и минеральных вод.

Месторождения нефти, горючего газа, озокерита, гипса, калийных и каменной солей имеют общесоюзное значение. Запасы их могут быть значительно расширены путем постановки детальных разведочных работ на известных уже месторождениях и проведения поисковых и разведочных работ на благоприятных структурах или в благоприятных для каждого вида полезного ископаемого районах.

Приведенное описание основных особенностей строения и структурного положения месторождений полезных ископаемых и подземных вод позволяет наметить основные пути их дальнейшего освоения. Карта закономерностей распространения горючих и иных полезных ископаемых, составленная на базе впервые проведенного структурного анализа всей площади Восточных Карпат, позволяет научно обосновать дальнейшие направления поисков и разведок. Особенно большое значение имеет структурное районирование Карпат и краевого прогиба для выяснения закономерностей распространения месторождений нефти и газа. Открытие крупнейшего месторождения газа Бильче-Волица в пределах Внешней зоны Предкарпатского краевого прогиба блестяще подтвердило прогноз о региональном распространении газоносных структур в пределах этой зоны. Несомненно, что в ближайшие годы, после проведения разведочных работ, будут также открыты новые залежи газа в районе Рудок, Краковца и в ряде других мест. Точно также крупные успехи ожидают нефтяную промышленность при освоении Центральной Карпатской синклинальной зоны, основные черты которой выявлены работами Карпатской экспедиции.

Мало изучены и требуют самого серьезного внимания месторождения торфа, битуминозных сланцев, железной руды, марганца, полиметаллов, бокситов, каолинов и алунитов, минеральных красок, бентонитовых глин, кварцитов и доломитов. Особенное значение имеют свинцово-цинковые руды Закарпатья (Берегово, Вышково и др.), хотя ограниченный объем фактических данных не позволил дать их полной промышленной оценки. Работами экспедиции удалось выявить широкое распространение оруденения, связанного с толщей кислых вулканогенных миоценовых пород. Одновременно удалось наметить основные черты условий формирования рудоносных участков и тем определить конкретные пути поисков, разведки и освоения месторождений. Сделанные рекомендации были правильны, что наглядно подтверждается успехами проведенных впоследствии разведочных работ. Теперь уже стала реальностью возможность организации мощной полиметаллической базы в Закарпатье, которая впервые лишь намечалась нами в 1947—1948 гг.

Большое значение для развития промышленности Закарпатской области имеют месторождения бурых углей. Там уже сданы в эксплоатацию десятки буроугольных шахт, обеспечивающих дешевым топливом транспорт и промышленность области. Однако дальнейшее развитие промышленности потребует ввода в разработку новых площадей. При этом, конечно, огромное значение будет иметь правильное понимание геологического положения и условий залегания угленосных свит. Имевшиеся неверные представления о стратиграфической позиции углей во многом задержали первые шаги буроугольной промышленности Закарпатья. Установленные нашими работами соотношения между угленосными пачками и вулканогенными образованиями, полностью подкрепленные результатами детальных разведок Березинки, исключают повторение подобных ошибок.

Широкое проведение геолого-разведочных работ в ближайшие годы с учетом всех имеющихся данных о различных видах полезных ископаемых Восточных Карпат и всех особенностях геологического строения и истории развития края должно помочь всесторонне выявить все природные минеральные ресурсы этой обширной и важной для народного хозяйства территории. Можно надеяться, что в этой большой и нужной работе определенную помощь окажут результаты исследований, проведенных Карпатской экспедицией и, в частности, данный труд.

Полученные нами новые сведения о геологическом строении советской части Восточных Карпат и выявленных закономерностях размещения в их недрах месторождений полезных ископаемых и подземных вод имеют огромное значение для правильного направления всех видов геолого-разведочных и поисковых работ на смежных территориях — в странах народной демократии: Румынии, Венгрии, Чехословакии и Польше. Среди геологов этих стран до настоящего времени, к сожалению, еще господствуют старые формалистические представления. Они продолжают развивать беспочвенные идеи Кобера, Гейма, Штилле и других о покровном строении Карпат — идеи, развенчанные и полностью отброшенные в результате работ советских геологов. Эти идеи дезориентируют поиски месторождений полезных ископаемых и создают почву для всяких фантастических гипотез, задерживающих развитие всех видов горной промышленности. Благотворное влияние советской науки на развитие науки и культуры стран народной демократии особенно сильно проявляется в последнее время. Авторы выражают надежду, что и их труд будет полезен в этом отношении.

ЛИТЕРАТУРА

РАБОТЫ НА РУССКОМ И УКРАИНСКОМ ЯЗЫКАХ

Айзенберг Ю. Б. и Смирнов В. В. Иноформационный отчет о работе Западно-Украинской партии на фосфориты. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1941, Львов.

Айзенверг Д. Е. Заключение о возрасте девонских отложений, вскрытых скважинами № 2, 3, 4, 5 треста «Укрнефтеразведка» в районе г. Олеско. Фонды Института геологических наук АН УССР, 1948, Киев.

Айзенверг Д. Е. Материалы к характеристике верхнедевонских отложений Волынско-Подольской плиты. Тезисы доклада на совещании по угленосности и нефтеносности палеозойских отложений западных областей УССР. Фонды Института геологических наук АН УССР, 1948, Киев.

Айзенверг Д. Е., Бражникова Н. Е., Новик Е. О. и Шульга П. Л. О каменноугольных отложениях Львовской мульды. Доклады АН СССР, т. 51, № 1, 1946, Москва.

Айзенверг Д. Е., Бражникова Н. Е., Новик Е. О. и Шульга П. Л. О перерыве в отложениях нижнего карбона Львовской мульды. Доклады АН СССР, т. 69, № 1, 1949, Москва.

Алисов Б. Н. Климатические области и районы СССР. Географгиз, 1947, Москва.

Алферьев Г. П. Естественные строительные материалы Дрогобычской области УССР. Дорстройотдел Дрогобычского облисполкома, 1946, Дрогобыч.

Алферьев Г. П. Палеоген Восточных Карпат. Фонды КарНИГИ, 1947, Бориславь.

Алферьев Г. П. Тектоническое и стратиграфическое положение трускавецких конгломератов. Фонды КарНИГИ, 1947, Борислав.

Алферьев Г. П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. Труды Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, сер. геол., вып. 1, 1948, Львов.

Аляев С. А. Предварительный отчет о работе по теме «Проблема нефтеносности миоценовых отложений предгорья Карпат». Фонды Нефтяной экспедиции ВНИГРИ, 1947, Львов.

Андреев П. Г. Геологический отчет по поисковым работам на участках Подгорцы и Ясинов Золочевского буроугольного месторождения в Львовской области. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Антонов Л. Б. Обследование фосфоритовых месторождений Западной Украины. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1940, Львов.

Антонов Л. Б. Подсчет запасов Калушского калийного месторождения. Залежь «Северное поле». Фонды «Геохимразведки», 1947, Москва.

Анучин В. А. и Спиридонов А. И. Закарпатская область. Географгиз, 1947, Москва.

Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Материалы для геологии России, т. XXV, 1912, Петербург.

Асташенок А. Н. и Эренбург Г. А. Отчет о поисках месторождений мрамора в Закарпатской области УССР. Фонды «Укргеолнерудтреста», 1947, Львов.

Бабинец А. Е. Провинции минеральных вод Закарпатья. Геологический журнал АН УССР, т. IX, вып. 3, 1948, Киев.

Бабинец А. Е. Схема районування мінеральних вод Радянських Карпат. Доповіді Академії наук УРСР, № 5, 1947, Київ.

Бабинец А. Е. Вуглекислі мінеральні джерела Радянських Карпат. Доповіді Академії наук УРСР, № 5, 1947, Київ.

Белоусов М., Грико З. и Козицкий Г. Отчет о геологических исследованиях, проведенных в районе с. Трускавец, Дрогобычской области УССР. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, Львов.

Берлявский В. И. Литология и стратиграфия нижнего и среднего миоцена предгорья Восточных Карпат. Фонды ВНИГРИ, 1948, Ленинград.

Берляевский Г. П. Заключение по поисковым работам на уголь на участке Рыкув—Ляцке Золочевского буроугольного месторождения, проведенным в 1946 г. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Берляевский Г. П. Заключение по поисковым работам на каменный уголь в Станиславской области УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Бирюлев А. Е. Гипсы Приднестровья. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945—1946, Львов.

Бирюлев А. Е. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на Щирецком месторождении гипса. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Бирюлев А. Е. и Бирюлева Л. В. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на Дубовецком (Галичском) месторождении гипса. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1948, Львов.

Бирюлев и Иванов. Отчет о геолого-разведочных работах на Городокском месторождении кирпично-черепичных суглинков. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1947, Львов.

Боборыкин Е. К. и др. Геология, гидрогеология и почвы бассейна верхнего течения рек Уж и Сан. ВГФ, 1947.

Богданов А. А. Краевые прогибы. Вестник АН СССР, № 2, 1949, Москва.

Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Советская геология, № 40, 1949, Москва.

Богданов А. А. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том I. Общие сведения об экспедиции. 1949, Москва.

Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении Предкарпатья, Карпат и Закарпатья. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Богданов А. А., Высоцкий Б. П. и Пущаровский Ю. М. Очерк истории развития взглядов на тектонику Восточных Карпат. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Богданов А. А., Гуревич Б. Л. и Шерешевская С. Я. Аномалии сил тяжести и их связь с главнейшими тектоническими элементами западных областей Украинской ССР. Известия АН СССР, сер. географ. и геофиз., т. XIV, № 3, 1950, Москва.

Богданов А. А. и Муратов М. В. Новые данные о геологическом строении Восточных Карпат. Вестник АН СССР, № 8, 1948, Москва.

Богданов А. А. и Пущаровский Ю. М. Основные черты тектоники Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат. Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1950, Москва.

Богданов А. А., Пущаровский Ю. М. и Серова М. Я. Отчет о геологических исследованиях в пределах листа М—34—XXX карты СССР масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1946 г. (Дрогобычская, Станиславская и Закарпатская области УССР). Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1947, Москва.

Богданович А. К. О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области. Труды ВНИГРИ, 1947, Москва.

Богданович А. К. и Федоров А. Н. О некоторых представителях рода *Elphidium* в сарматских отложениях низовьев р. Кубани. Труды НИГРИ, сер. А, вып. 22, 1932, Москва.

Боженко М. П. Отчет по региональной съемке районов Подола и Волыни, произведенной летом 1946 г. Фонды «Укрнефтеразведки», 1946, Львов.

Бойко А. В. Краткий отчет Закарпатской буроугольной партии по разведке северо-западного участка буроугольного месторождения Горбки. ВГФ, 1946.

Бондаренко И. А. и Глушко В. В. Отчет о геологических исследованиях в районе с. Нагуевичи, произведенных в 1946 г. Фонды «Укрнефтеразведки», 1946, Львов.

Борисов А. А. Климаты СССР. 1948, Москва.

Борнеман, Малявко и Заморин. Отчет бригады Института геологических наук АН УССР к вопросу об источниках цементного сырья в западных областях Украины. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1941, Львов.

Бреус Н. Т. Заключение по геологическому обследованию месторождений кирпично-черепичных глин Береговских кирпично-черепичных заводов № 1 и 2. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Бреус Н. Т. Заключение по геологическому обследованию месторождений кирпично-черепичных глин Мукачевских кирпично-черепичных заводов № 2 и 3. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Бреус Н. Т. Заключение по геологическому обследованию Севлюшского месторождения кирпично-черепичных глин. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Бреус Н. Т. Заключение по геологическому обследованию Хустинского месторождения кирпично-черепичных глин. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Бродь И. О. Проблема нефтеносности территории Украинской ССР. Новости нефтяной техники, сер. геол. 1948, Москва.

Бунеев А. Н. К вопросу происхождения основных типов минерализованных вод в осадочных породах. Доклады АН СССР, т. XIV, № 6, 1944, Москва.

Буреш Е. В. Объяснительная записка к подсчету запасов на Велико-Раковецком месторождении бурого угля. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Буреш Е. В. Объяснительная записка к подсчету запасов угля на участке 4-й штольни Ильнецкого буроугольного месторождения (Иршавский район, Закарпатская область). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Буреш Е. В. и Григорьев А. В. Отчет о работе Закарпатской буроугольной партии за 1946 г. ВГФ, 1947.

Бурые и каменные угли Западной Украины. Советская геология, № 10, 1940, Москва.

Буцура В. В. Плейстоценовый возраст Восточных Карпат. Доклады АН СССР, т. III, № 6, Москва.

Буяльский Б. Пасечная. 1928. (Перевод). Фонды Нефтяной экспедиции ВНИГРИ, Львов.

Буяльский Б. Район Богородчаны. 1928. (Перевод). Фонды Нефтяной экспедиции ВНИГРИ, Львов.

Буяльский Б. Станиславская область как территория возможных нефтяных резервов. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Быховер Н. А. и Матвеев А. К. К истории геологических исследований Западной Украины. Советская геология, № 4, 1940. Москва.

Быховер Н. А., Матвеев А. К. и др. Геология и полезные ископаемые западных областей УССР. Сборник., Госгеолиздат, 1941, Москва.

Вайр. Геофизическая разведка в Польше. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Вальц И. Э. К петрографической характеристике углей Львовского каменноугольного бассейна. Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Вартанова Н. С. Геологическое строение Вышковского района Закарпатской области УССР. ВГФ, 1948.

Вассоевич Н. Б. Материалы к стратиграфии и петрографии меловых и палеогеновых отложений юго-восточного Кавказа. Труды Геологического института АН СССР, 3, 1933, Москва.

Вассоевич Н. Б. О горизонте с *Lyrolepis caucasica* Rom. Труды НИГРИ, сер. В, вып. 47, 1934, Ленинград.

Виноградов А. П. Рассеянные химические элементы в подземных водах разного происхождения (о значении коэфициентов пропорциональности). Труды Лаборатории гидрогеологических проблем им. акад. Ф. П. Саваренского, т. I, 1948, Москва.

Владимирский В. И., при участии Батурина В. В., Головиной Е. В., Голубенко В. М., Кусакиной К. Т. и Тихонова В. К. Геология, гидрогеология и почвы правобережной части бассейна среднего течения р. Тиссы, ВГФ, 1946.

Володин А. и Муромцев А. С. Геология и нефтеносность Чарнинского укрупненного промысла. Фонды треста «Укрнефть», 1947, Львов.

Высоцкий Б. П. и Горячев А. В. Материалы к истории представлений о тектонике Восточных Карпат. Детальное пересечение Восточных Карпат по линии Борислав—Мукачев (участка Борислав—Ново-Кропивник). Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1947, Москва.

Высоцкий Б. П., Трусова И. Ф., Славин В. И., Филимонова Н. С. и др. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том XII. Объяснительная записка к геол. карте масштаба 1 : 200 000 (лист Ужгород). 1949, Москва.

Высоцкий Б. П., Трусова И. Ф., Славин В. И., Филимонова Н. С. и др. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том XIII. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 200 000 (лист Хуст). 1949, Москва.

Вышинский О. В. Дашавские газовые поля. 1929. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Вышинский О. В. Геологические материалы разведочного бурения в районе Рудки. 1938. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Вялов О. С. Краткий очерк общего характера флиша Карпат и его особенностей. Труды Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, геол. серия, вып. 1, 1948, Львов.

Вялов О. С. Структура Карпат и Закарпатской области УССР. Труды Научно-геологического совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР, изд. АН УССР, 1949, Киев.

Галабудская Е. А. Результаты испытания глин Дрогобычского месторождения. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Галабудская Е. А. Технологическое исследование глин некоторых кирпично-черепичных заводов Западной Украины. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Геологические отчеты треста «Укрнефтеразведка» за 1946, 1947, 1948 гг. Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Герцрикеи С. Л. Отчет о геолого-поисковых работах, произведенных в Закарпатской области УССР в 1947 г. Фонды треста «Укргаз», 1947, Львов.

Гидрография рек СССР, под ред. проф. Е. В. Близняка. Гидрометеоиздат, 1945, Москва.

Гідрологичні разрахунки для річок УРСР під редакциею доктора техничних наук, проф. А. В. Огиевского. Видавництво Академії наук УРСР, 1947, Київ.

Глесснер М. А. Планктонные фораминиферы мела и эоцена и их стратиграфическое значение. Этюды микропалеонтологии. Том I, вып. 1. 1937, Москва.

Годовые отчеты конторы карьерного хозяйства Службы пути Управления Львовской ж. д. за 1945, 1946 и 1947 гг., Львов.

Годовые отчеты треста «Укрнефть» по эксплоатационным и разведочным работам за 1944—1948 гг., Борислав.

Головенко А. М. Сведения о красковом сырье в Закарпатье. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Голубков И. Л. К вопросу о перспективах нефтеносности зоны глубоких складок Восточных Карпат. Фонды Нефтяной экспедиции ВНИГРИ, 1948, Львов.

Голубков И. А. и Мятлюк Е. В. К вопросу о «поляницких» слоях Восточных Карпат. Доклады АН СССР, т. 66, № 1, 1949, Москва.

Горбачевская О. Н. Щирецкое месторождение гипса. Фонды Украинского геологического управления, 1944, Киев.

Горбачевская О. Н. Геологическое строение Березинского района Закарпатской области УССР. ВГФ, 1948.

Горецкий В. А. К изучению неогеновой фауны Закарпатской области. Труды Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, сер. геол., вып. 1, 1948, Львов.

Гофштейн И. Д. Отчет о поездке в Чивчинские горы с целью проверки заявки о выходе железной руды в истоках Черемоша. Фонды Украинского геологического управления, 1948, Киев.

Григорьев А. В. и Семенов В. Г. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на Пустомытском месторождении известняка. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Григорьев В. М. Генетические типы железного оруденения Восточных Карпат. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат). 1950, Москва.

Григорьев В. М., Богданов А. А. и Захаров Е. Е. Отчет Карпатской экспедиции научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том II. Полезные ископаемые. 1949, Москва.

Гудалин Г. Г. Рудные ископаемые западных областей УССР. Горный журнал, № 4, 1940, Москва.

Гузенко Г. Ф. Отчет о поисково-разведочных работах на Горбском месторождении отбеливающих глин в 1947 г. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1948, Львов.

Дадаян С. Х. и др. Анализ состояния разведки, разработки, бурения и эксплоатации нефтяных месторождений западных областей Украины и план реконструкции. Фонды Министерства нефтяной промышленности, 1946, Москва.

Данильченко П. Г. и Рождественский А. К. Находки рыб в менилитовой свите Восточного Предкарпатья. Природа, № 8, 1949, Москва.

Данцкевич Б. И. Отчет о поисковых работах 1947—1948 гг. на бурый уголь в Иршавской котловине в Закарпатской области УССР. ВГФ, 1948.

Денисевич А. А. Отчет о геолого-поисковых работах на бокситы в Чивчинских горах (Карпаты). Фонды треста «Союзалюминразведка», 1946, Москва.

Днестр и его бассейн. Гидрогеологический очерк. Под ред. А. П. Доменицкого. Главное управление гидрометеорологической службы. Государственный гидрологический институт, 1941, Москва.

Доброноженко А. Ф. Краткий отчет Западно-Украинской буроугольной партии по юго-западному участку Новоселицко-Джуровского месторождения. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Доброноженко А. Ф. и Стрелкова Н. Е. Покутский угленосный район. Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Доброноженко А. Ф. и Шрамко П. И. Новоселицкое и Иршавское месторождения минеральных красок Закарпатской Руси. Фонды Украинского геологического управления, 1948, Львов.

Доминина А. П. и Петровская Л. И. Отчет о геолого-поисковых работах на фосфориты в Станиславской области Западной Украины и в Закарпатской Украине в 1946 г. Фонды «Геохимразведки», 1947, Москва.

Елин Н. Д. Газоносность Предкарпатья и задачи дальнейших исследований. Тезисы доклада. 1-я геологическая конференция по изучению Карпат. 1941.

Елин Н. Д. Геологическое строение и запасы газа Дашавского газового месторождения. ВГФ, 1945.

Елин Н. Д. Геологическое строение и запасы газа Угерского газового месторождения (Дрогобычская область УССР). ВГФ, 1948.

Елин Н. Д., Старобинец Е. Я. и др. Нефтеносность и газоносность предгорий Карпат. Фонды «Укрнефтеразведки», 1946, Львов.

Епихов Г. Г. Отчет о работе Львовской геолого-тематической партии (западные области УССР). Фонды «Укрнефтеразведки», 1947, Львов.

Ермаков Н. П. Геология месторождений нерудных ископаемых Закарпатской области УССР. Отчет Закарпатской геологической экспедиции по работам 1946 г. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1947, Львов.

Ермаков Н. П. Очерк географии и геологического строения Закарпатской области УССР. Отчет Закарпатской экспедиции по работам 1946 г., тт. I и II. ВГФ, 1946—1947.

Ермаков Н. П. К стратиграфии неогеновых отложений Советского Закарпатья. Труды Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, сер. геол., вып. 1, 1948, Львов.

Ермаков Н. П. Схема морфологического деления и вопросы геоморфологии Советских Карпат. Труды Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, сер. геол., вып. 1, 1948, Львов.

Ермаков Н. П., Лесняк В. Ф. и Рипун М. Б. Геологическое строение Ильницкого района Закарпатской области УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1948, Львов.

Жерехов В. И. Объяснительная записка к предварительной оценке запасов по Бусскому центральному участку. Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Жижченко Б. П. Стратиграфия СССР. Том. XII. Миоцен. 1940, Москва.

Жижченко Б. П. Стратиграфия майкопской свиты Северного Кавказа. Рефераты научно-исследовательских работ отделения геолого-географических наук АН СССР, 1945, Москва.

Жижченко Б. П. О границе эоцена и олигоцена на Северном Кавказе. Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1949, Москва.

Жуков М. М. Минеральная сырьевая база для строительства цементного завода в Закарпатской Украине. Фонды Украинского геологического управления, 1945, Киев.

Жуков М. М. Геологическая изученность и минеральные ресурсы Закарпатской Украины. Советская геология, № 23, 1947, Москва.

Жуков М. М. и Липковская А. В. Цементное сырье Закарпатской Украины. Фонды Украинского геологического управления, 1945, Киев.

Забелин В. Н. и Шаитар Э. А. Геологическое строение района бассейнов рек Тячевицы и Тересвы Мармарошской впадины Закарпатской области УССР. Фонды ВНИГРИ, 1948, Ленинград.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1944, Москва.

Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1944, Москва.

Завистовский В. С., Субботин С. И. и Балабушевич И. А. Отчет по теме «Обобщение и интерпретация геофизических работ в Западных областях УССР». Институт геологических наук АН УССР. Фонды Всесоюзного геофизического треста, 1941, Москва.

Захаров Е. Е. О возрасте горных пород Береговского массива в Закарпатской области. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Зелинский Ю. Геологический отчет о районе Перегинско-Рыпне-Дуба. Фонды нефтяной экспедиции ВНИГРИ, 1945, Львов.

Зелинский Ю. Краткая характеристика месторождений Слобода Рунгурская, Космач, Рыпне-Дуба-Перегинско, Стрельбице, Битков, Пасечна. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Зубер Р. Береговая часть Карпат возле Болехова и Долины. (Перевод). Фонды нефтяной экспедиции ВНИГРИ, Львов.

Зубер Р. Выходы нефти между Хыровом и Старым Самбором. 1918. (Перевод). Фонды нефтяной экспедиции ВНИГРИ, Львов.

Зубер Р. Косов и окрестности его. (Перевод). Фонды нефтяной экспедиции ВНИГРИ, Львов.

Зубер Р. Мражница, Сходница и окрестности. (Перевод). Фонды нефтяной экспедиции ВНИГРИ, Львов.

Зубер Р. Окрестности Турки на Стрые. (Перевод). Фонды нефтяной экспедиции ВНИГРИ, Львов.

Зубер Р. Очерк региональных возможных поисков нефти в Польше на основании последних данных о распределении нефтяных месторождений. Доклад на X съезде нефтяников во Львове в 1938 г. (Перевод). Фонды нефтяной экспедиции ВНИГРИ, Львов.

Зубжицкий М. П. Старуня как нефтяная площадь в освещении проведенного бурения. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Иванов А. А. Подсчет запасов калийных солей в Прикарпатских месторождениях. ВГФ, 1940.

Иванов А. А. Соленосная формация Восточного Прикарпатья и связанные с ней месторождения калийных солей и поваренной соли. ВГФ, 1944.

Иванов А. А. Калийные соли Прикарпатских месторождений. Химическая промышленность, № 12, 1945, Москва.

Иванов А. А. Месторождения поваренной соли и соляная промышленность Восточного Прикарпатья. Фонды ВСЕГЕИ, 1945, Ленинград.

Иванов А. А. Очерк геологического строения Стебникского месторождения калийных солей. ВГФ, 1945.

Иванов А. А. Перспективы расширения сырьевой базы восточноприкарпатских месторождений калийных солей. Химич. промышленность, № 1—2, 1946, Москва.

Иванов А. А. Изучение геологического строения Солотвинского месторождения каменной соли в Закарпатской области Украинской ССР в 1947 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1947, Ленинград.

Иванов А. А. Солотвинское месторождение каменной соли (отчет по работам 1946 г.). Фонды ВСЕГЕИ, 1947, Ленинград.

Иванов А. А. Солепроявления в Закарпатской области и их геологические условия. Материалы ВСЕГЕИ, сб. 4, 1948, Ленинград.

Иванов А. А., Каплан А. А. и Генкина Р. З. Отчет о геологических исследованиях в пределах полосы солевмещающих пород и солепроявления Закарпатской Украины. Карпатская геологическая экспедиция Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1947.

Иванов А. А., при участии Кореневского С. М. Соленосный бассейн Закарпатской области и его соляные месторождения. ВГФ, 1948.

Иванов В. Докладная записка о проверке углепроявления в районе с. Верхня Апша Закарпатской области. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1947, Львов.

Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. Доклады АН СССР, т. XIV, № 3, 1944, Москва.

Ильина А. А. Отчет о поисково-обследовательских работах на стекольное сырье, мел, доломиты во Львовской, Тернопольской и Ровенской областях. Фонды «Укргеолнерудтреста», 1947, Харьков.

Информационный отчет о состоянии работ Золочевского карьера промывочных глин. Фонды «Львовуглегеологии», 1948, Львов.

Исаков В. И. Предварительный отчет о геологических работах на Березинском буроугольном месторождении в западных областях УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Исаков В. И. Отчет о геологических работах на Березинском буроугольном месторождении в Закарпатской области УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1948.

Ициксон М. И. и Хейфец И. З. Рудные месторождения западных областей УССР. ВГФ, 1941.

Ициксон М. И. и Хейфец И. З. О генетическом типе Трускавецкого полиметаллического месторождения в Западной Украине. Советская геология, № 23, 1947.

Кадастр месторождений полезных ископаемых по западным областям УССР. ВГФ, 1940.

Кадастр месторождений полезных ископаемых Закарпатской области УССР. Фонды Украинского геологического управления, 1947, Киев.

Казакова В. П. Стратиграфия и фауна миоценовых отложений юго-западной окраины Русской платформы. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1950, Москва.

Казакова В. П. Стратиграфия и фауна пластинчатожаберных моллюсков среднемиоценовых отложений Ополья. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXVII, 1952, Москва.

Казакова В. П. и Найдин Д. П. Основные черты стратиграфии миоценовых отложений юго-западной окраины Русской платформы. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV. (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Казакова В. П. и Найдин Д. П. Стратиграфическое положение миоценовых угленосных слоев Золочевского, Подкаменского и Новопочаевского районов. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Калугин П. И. К строению верхнемелового флиша в Бориславских Карпатах. Предварительный отчет об исследованиях по теме «Стратиграфия и фации верхнемелового флиша Карпат», выполненных в 1946 г. Фонды КарНИГИ, 1946, Борислав.

Каталог месторождений дорожно-строительных материалов Львовской области. Дорожная научно-исследовательская станция, 1946, Львов.

Киселев Н. М. Краткий отчет о поездке на Щирецкое месторождение гипса. Фонды Украинского геологического управления, 1944, Киев.

Кисель-Лемперт. Список месторождений полезных ископаемых западных областей УССР. К карте масштаба 1 : 420 000. Составлен по литературным данным 1939 г. Фонды 4-го геологического управления, Москва

Клейнман. Анализ газов из скважин на Предгорье. 1946. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Клюшников М. И. Гипсы и соли западных областей УССР. Фонды АН УССР, Институт геологических наук, 1945, Киев.

Клюшников М. И., Куделя А. Д. и Быков Ю. Г. Геологическая изученность западных областей УССР. Фонды Украинского геологического управления, 1941, Киев.

Князева Е. Геологический отчет за 1945 г. по месторождениям Старуня и Дзвиняч. Фонды рудоуправления Дзвиняч, 1945, Дзвиняч.

Ковальчук С. Н. Заключение о результатах геологического обследования месторождения кирпичных глин завода № 19 Жолкевского управления кирпично-кафельных заводов (Львовская обл.). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Ковальчук С. Н. и Черняк Н. И. Заключение о результатах геологического обследования глин с. Райлово Дрогобычской области, используемых Стрыйским кирпичным заводом № 4. Фонды Украинского геологического управления, 1945, Киев.

Ковальчук С. Н. и Черняк Н. И. Заключение о результатах геологического обследования месторождения кирпичных глин Дрогобычских заводов № 1 и 2. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Ковальчук С. Н. и Черняк Н. И. Заключение о результатах геологического обследования месторождения глин в с. Радловичи Дрогобычской области, используемых Самборским кирпичным заводом № 3. Фонды Украинского геологического управления, 1945, Киев.

Коврижкин С. С. Отчет о поисково-рекогносцировочных работах на бурый уголь в районах Закарпатской Украины в 1945 г. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Козицкий Г. Ф. Район Богородчаны. ВГФ, 1940.

Козицкий Г. Ф. Район Богородчаны, 1941. Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Козицкий Г. Ф. Отчет о геологических исследованиях, проведенных в районе с. Трускавец в 1946 г. Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Козицкий Г. Ф. и др. Отчет о геологических исследованиях в районе Трускавец, произведенных в 1946 г. Фонды «Укрнефтеразведки», 1946, Львов.

Кокошинська Б. З. Стратиграфія крейдяного флішу Карпат. Наукові записки Львівського державного університету, сер. геол., вип. III, 1946, Львів.

Колотынин С. Н. Геологическое строение Тереблинско-Байловского района Закарпатской области УССР. Фонды ВНИГРИ, 1947, Ленинград.

Корнеева В. Г. (при участии Галеркиной). Геологическая съемка Баскевско-Апшинского района Мармарошской впадины в масштабе 1 : 25 000. Фонды ВНИГРИ, 1948, Ленинград.

Коробков И. А. Материалы к изучению палеогеновой фауны Северного Кавказа, ч. 3. Зона *Variamussium fallax* Korobkov в палеогеновых отложениях центральной части Северного Кавказа. Труды геологической службы Грознефти. Материалы по палеогену Северного Кавказа (1), вып. 9, 1934, Грозный.

Коробков И. А. О возрасте эльбурганского горизонта палеогеновых отложений Северного Кавказа. Доклады АН СССР, т. 58, № 3, 1947, Москва.

Коробков И. А. Палеогеновые и нижнемиоценовые отложения северного склона Центрального и Западного Кавказа. Геология СССР, т. IX (Северный Кавказ), 1947, Москва.

Коробков И. А. и Плешаков И. Б. Стратиграфия и фауна моллюсков неогеновых отложений Закарпатской области УССР. Доклады АН СССР, нов. сер., т. 62, 1948, Москва.

Коробцова М. С. О каменной соли из Калушского месторождения в Прикарпатье. Минералогический сборник Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, № 2, 1948, Львов.

Коутек Я. О залежах железных руд в окрестностях Иршавы на Карпатской Украине. 1938. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, Львов.

Криштафович Н. Краткий отчет об исследованиях меловых отложений в Люблинской и Радомской губерниях. Материалы для геологии России, т. XVIII, 1897.

Криштафович Н. Литологический характер, фауна, стратиграфия и возраст меловых отложений на территории Люблинской и Радомской губерний. Материалы для геологии России, т. XIX, 1899.

Крысевич З. Г. Докладная записка о бентонитах западных областей УССР. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Крысевич З. Г. Справочник по месторождениям строительных материалов УССР Львовской области. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Крысевич З. Г. Справочник месторождений строительных материалов УССР. Станиславская область. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Крысевич З. Г. Стекольные пески. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Крюкова М. А. Отчет о предварительной геологической разведке Хыровского гравийного месторождения Львовской ж. д. Дорожная контора карьерного хозяйства Львовской ж. д., 1948, Львов.

Кужняр Ч. Геологическое строение залежей калийных солей в Стебнике. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Кужняр Ч. Описание соляных отложений в потоке Воротыще около Трускавца. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Кужняр Ч. Геологическое строение залежей калийных солей в Калушской впадине. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Кужняр Ч. О соленосных породах Моршина. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Кужняр Ч. Отложения калийных солей в Калуше. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Кулгай Ю. Эруптивные породы Березовских гор и их изменения. 1936. Будапешт. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, Львов.

Курнаков Н. С., Лепешков И. И. и др. Калийные, сернокислые соли Волга—Эмбы и Прикарпатья и их эффективность, как удобрений. Известия НИУИФ, т. XVII, 1947, Москва.

Курорты западных областей Украины. Под ред. Кушнира Е. А. Украинское курортное управление, 1940, Киев.

Кухтин И. Н. Отчет о результатах геолого-съемочных работ на участках Борислав и Долина (Береговые Карпаты). Фонды Нефтяной экспедиции ВНИГРИ, 1947, Львов.

Ладыжинский Н. Р. Краткие сведения о газоносности района Косова. Фонды «Укрнефтеразведки», 1940, Львов.

Ладыжинский Н. Р. Озокеритовые месторождения западных областей Украины. Фонды Нефтяной экспедиции ВНИГРИ, 1945, Львов.

Ладыжинский Н. Р. Перспективы поисков нефтяных залежей в пределах Прикарпатской соленосной толщи в районе Болехова—Долины. Фонды Нефтяной экспедиции ВНИГРИ, 1945, Львов.

Ладыжинский Н. Р. История и степень геологической изученности Восточных Карпат и их предгорья. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1946, Москва.

Ладыжинский Н. Р. Геологическое строение Береговых Карпат между реками Тысменица и Стрый и их промышленные перспективы. Фонды библ. Львовск. гос. университета им. Ив. Франко, 1947, Львов.

Ладыжинский Н. Р. Итоги детальной геологической съемки на участках Борислав—Попели и Долина—Болехов. Фонды Нефтяной экспедиции ВНИГРИ, 1947, Львов.

Ладыжинский Н. Р. Каталог скважин, помещенных на геологической карте масштаба 1 : 100 000, составленной автором в 1947 г. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, Москва.

Ладыжинский Н. Р. и Клейнман М. Краткое описание геолого-разведочных работ на нефть в западных областях Украины. Разведка недр, № 1, 1940, Москва.

Ладыжинский Н. Р. Геологическая карта предгорья Восточных Карпат. Масштаб 1 : 100 000. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1947, Москва.

Ладыжинский Н. Р. Отчет первой партии полевой группы Западно-Украинской экспедиции ВНИГРИ по полевым работам за 1946 г. Фонды ВНИГРИ, 1947, Львов.

Лазаренко Е. К. К минералогии окрестностей Трускавца. Минералогический сборник Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, № 1, 1947, Львов.

Ланге О. К. О зонах верхнего сенона. Геологический вестник, IV, 1921, Петроград.

Ласберг Е. В. и Тараканова Е. П. Реки Прут и Серет. Гидрометеоиздат, 1941, Москва.

Ласберг Е. В. и Тараканова Е. Н. Река Тисса (приток Дуная). Гидрометеоиздат, 1941, Москва.

Ласкарев В. Д. Фауна бугловских слоев Волыни. Труды Геологического комитета, нов. сер., вып. 5, 1903, Петербург.

Ласкарев В. Д. Общая геологическая карта Европейской России, лист 17. Труды Геологического комитета, нов. сер., № 77, 1914, Петербург.

Лепешков И. И. Калийные соли западных областей Украины (Прикарпатье). Изв. АН СССР, отд. хим. наук, № 3, 1940, Москва.

Лепешков И. И. Калийные соли Волга—Эмбы и Прикарпатья. Изд. АН СССР, 1946, Москва.

Лерман И. Ю. Перспективы развития торфяной промышленности западных областей УССР. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Лесняк В. Ф. К минералогии железных руд западной части Закарпатской области. Минералогический сборник Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, № 1, 1947, Львов.

Лесняк В. Ф. К минералогии железных руд Раховского района Закарпатской области. Минералогический сборник Львовского геологического общества при Гос. университете им. Франко, № 2, 1948, Львов.

Липковская А. В. Дорожностроительные материалы западных областей УССР. Фонды Украинского геологического управления, 1945, Киев.

Липковская А. В. Минерально-сырьевая база строительных материалов УССР. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Липковская А. В. Минеральные ресурсы западных и Закарпатской областей УССР. Фонды Украинского геологического управления, 1947, Киев.

Липковская А. Ф. Фосфориты Приднестровья. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Литвиненко А. У. Отчет о поисковых работах на уголь в Вышковском районе Закарпатской области УССР в 1945 г. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Ломницкий М. Формация гипса на юго-западной окраине Подольского плоскогорья. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, Львов.

Лоскутов Ю. М. Отчет о геолого-разведочных работах на Зеленковском месторождении кирпичных глин. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Лоскутов Ю. М. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на Снопковском месторождении кирпичных глин в 1945 г. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Лоскутов Ю. М. Боршавское месторождение цементного сырья. Отчет о проведенной детальной разведке цементного сырья в селе Задне Закарпатской области УССР. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1947, Львов.

Лоци Л. Карта полезных ископаемых Закарпатской Украины. 1939.

Лоци Л. Геологическое строение Венгрии и ее горнорудные богатства. (Перевод). Фонды Украинского геологического управления, Киев.

Лоци Л. Хозяйственно-геологическое значение Закарпатской Украины. (Перевод). Фонды Украинского геологического управления, Киев.

Лугинин Н. А. Отчет по поисково-разведочным работам рудной партии Закарпатской геологической экспедиции в Закарпатской области УССР в 1946 г. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, Львов.

Луговая Л. Г. Заключение по поисково-рекогносцировочным работам на бурый уголь в пределах Львовской и Тернопольской областей УССР за 1940—1941 гг. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Луговой Г. И. Гидрогеологические особенности участка Восточный Тростянец Золочевского угольного месторождения. Отчет Золочевской разведочной партии. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Луговой Г. И. Ильницкое буроугольное месторождение в Закарпатской области УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Луговой Г. И. и Ткалич С. М. Отчет о поисковых работах на каменный уголь, произведенных в Яворовском районе Львовской области летом 1947 г. Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Лунгерсгаузен Л. К вопросу о тектонике Украины. Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1. Изд. АН УССР, 1941, Киев.

Лысенко Ф. О. Месторождения гипса вдоль р. Збруч. Минеральное сырье, № 3, 1930, Москва

Майданов Л. П. и Длюховская Т. П. Отчет Тернопольской рекогносцировочной партии на бентониты. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1941, Львов.

Маков К. И. Подземные воды Украинской ССР. Гидрогеология СССР, вып. VII. Приложение: Каталог буровых скважин на воду. Изд. АН УССР, 1947, Киев.

Максимов А. А. Основные черты строения района Прута и Тиссы. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Максимов А. А. и Немков Г. И. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том XIV. Объяснительная записка к листам геологической карты масштаба 1 : 200 000 (листы Рахов и Чивчины). 1949, Москва.

Максимов А. А. и Юферев О. В. Строение миоценовых отложений южной части Станиславской области. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Малеев Е. Ф. Горбское месторождение отбеливающих глин. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1947, Львов.

Малеев Е. Ф. К вопросу о происхождении отбеливающих глин Горбского месторождения в Закарпатье. Минералогический сборник Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, № 2, 1948, Львов.

Малеев Е. Ф. и Доброноженко А. Ф. Предварительный отчет о результатах геолого-разведочных работ на Новоселицком и Иршавском месторождениях красок. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1947.

Малеев Е. Ф. и Липковская А. В. Проект работ Береговской партии на горнорудное сырье. Фонды Украинского геологического управления, 1947, Киев.

Малеев и Минченков. Перспективы развития промышленности каменных строительных материалов в Львовской области. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1948, Львов.

Малеева Т. П. Геологический отчет о результатах геолого-разведочных работ на Сиховском месторождении суглинков в 1945 г. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Малявкин А. А., Перфильев С. В. и др. Отчет по предварительному изучению Розвадовского месторождения известняков, его окрестностей и детальной разведки на глины. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1940, Москва.

Маслакова Н. И. Стратиграфия палеогеновых отложений Восточных Карпат по фауне мелких фораминифер. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1950, Москва.

Маслакова Н. И. и Муратов М. В. Отчет Карпатской экспедиции научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том IV. Меловые и палеогеновые отложения Восточных Карпат, 1949, Москва.

Матвеев А. К. Краткое геологическое описание Подола и Волыни. Советская геология, № 4, 1940, Москва.

Матвеев А. К. Перспективы угленосности и нефтеносности палеозойских отложений Брестской области БССР. Советская геология, № 22, 1947, Москва.

Материалы по биостратиграфии западных областей Украинской ССР. Труды Моск. геол.-разв. ин-та им. Орджоникидзе, т. XXVII, 1952, Москва.

Махинин В. А. Отчет о геолого-петрографическом исследовании структурной скважины № 8 (Блудники). Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Махинин В. А. О зависимости между составом и оптическими свойствами алунитов Береговского холмогорья. Минералогический сборник Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, № 2, 1948, Львов.

Меннер В. В. Палеогеновые отложения Крыма. Геология СССР, т. VIII (Крым), 1947, Москва.

Милановский Е. В. Новые данные по стратиграфии верхнего мела Среднего Поволжья. Бюлл. Моск. общ. исп. природы, отдел геол., VI, 1928, Москва.

Мироненко Е. Г. Отчет о рекогносцировочном обследовании месторождений известняков Тернопольской и частично Станиславской и Львовской областей УССР. Союздорпроект, 1941, Киев.

Михайлов А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. геол., т. XXVI (3), 1951, Москва.

Михайлов А. Е. и Багринцева К. И. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том VIII. Объяснительная записка к листам геологической карты масштаба 1 : 200 000 (листы Перемышль и Дрогобыч). 1949, Москва.

Михайлов А. Е. и Найдин Д. П. Флексуры юго-западной окраины Русской платформы. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Михайлов А. Е. и Найдин Д. П. О тектонических нарушениях юго-западной окраины Русской платформы. Труды Моск. геол.-разв. инст. им. Орджоникидзе, т. XXVI (подготовлен к печати).

Михайлов Н. П. О границах кампанского и маастрихтского ярусов. Доклады АН СССР, т. 58, № 9, 1947, Москва.

Михайлов Н. П. Зональное деление верхней части меловых отложений Крыма и Зап. Украины по головоногим. Бюлл. Моск. общ. исп. природы, отд. геол., № 6, 1948.

Михайлов Н. П. Верхнемеловые аммониты юга Европейской части СССР и их значение для зональной стратиграфии (кампан, маастрихт). Фонды института геологических наук АН СССР, 1949, Москва.

Мишера. Современное состояние и будущее геофизической разведки в Польше. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Мокринский В. В. Геолого-экономический очерк буроугольных месторождений Днестровского буроугольного бассейна. Фонды ВСЕГЕИ, 1946, Ленинград.

Морозова В. Г. О возрасте нижнефораминиферовых слоев Северного Кавказа. Доклады АН СССР, т. 54, № 1, 1946, Москва.

Морозова В. Г. Стратиграфическое распределение фораминифер в палеогене Туркмении. Бюлл. Моск. общ. испр. природы, отд. геол., т. XXIV (3), 1949.

Муратов М. В. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1946, Москва.

Муратов М. В. Строение Причерноморской впадины. Сов. геология, № 16, 1947, Москва.

Муратов М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. геол., т. XXII (2), 1947.

Муратов М. В. Тектоническое положение полосы Карпатских утесов. Вопросы теоретической и прикладной геологии, сб. 1, изд. Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1947, Москва.

Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II. Изд. АН СССР, 1949, Москва.

Муратов М. В. и Маслакова Н. И. Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Муратов М. В. и Маслакова Н. И. Стратиграфия меловых отложений Вост. Карпат. Докл. Ак. наук СССР, 1951.

Муратов М. В. и Маслакова Н. И. История развития Восточных Карпат. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол., № 3, 1952.

Мурогин В. А. Отчет о геолого-разведочных работах на Песковском месторождении гипса. Фонды «Укргеолнерудтреста», 1947, Киев.

Муромцев А. С. Обзорная карта нефтяных и газовых месторождений Западной Украины (масштаб 1 : 300 000) и объяснительная записка к ней. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Муромцев А. С. Геолого-поисковые и разведочные работы, проводившиеся на территории Зап. Украины в 1941—1944 гг. Фонды «Укрнефтеразведки», 1946, Львов.

Муромцев А. С. Нефтяные месторождения Закарпатской Украины. Фонды Украинского геологического управления, 1946,

Муромцев А. С. Нефтяные месторождения Западной Украины. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Муромцев А. С. Карпатские нефтяные месторождения и задачи разведывательных работ на нефть в Зап. Украине. Фонды Нефт. эксп. ВНИГРИ, 1947, Львов.

Муромцев А. С. Девонская нефть в Западной Украине. Новости нефтяной техники, сер. геол., № 5, 1948, Москва.

Муромцев А. С. Результаты геолого-разведочных работ на нефть в западных областях Украины и план этих работ на 1947—1950 гг. Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Муромцев А. С. Признаки нефти в газовых скважинах района Дашава. Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Муромцев А. С. и др. Геология и нефтеносность нефтепромыслового района Битков. Фонды «Укрнефтеразведки», 1946, Львов.

Муромцев А. С. и др. Геология и нефтеносность Чарненского укрупненного промысла. Фонды Нефтяной экспедиции ВНИГРИ, 1946, Львов.

Муромцев А. С. и др. Геология и нефтеносность промыслового района Рыпне. Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Муромцев А. С. и др. Слобода Рунгурская. Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Мухин А. В. Отчет Дашавской, Стрыйской и Калушской электроразведочных партий. ВГФ, 1948.

Найдин Д. П. Верхнемеловые отложения юго-западной окраины Русской платформы. Часть 1. Стратиграфия верхнемеловых отложений Ополья. Часть 2. Верхнемеловые белемниты Западной Украины. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1950, Москва.

Найдин Д. П. К вопросу об условиях образования и стратиграфическом положении гипсов Приднестровья. Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. геол., т. XXV (3), 1951, Москва.

Найдин Д. П. Тектоническое строение Львовско-Люблинской верхнемеловой мульды. Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. геол., т. XXVII (1), 1953, Москва.

Найдин Д. П. Стратиграфическое расчленение верхнемеловых отложений юго-западной окраины Русской платформы. Тр. Моск. геол.-разв. инст. им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Найдин Д. П. и Казакова В. П. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том IX. Объяснительная записка к листу геологической карты масштаба 1 : 200 000 (лист Львов). 1949, Москва.

Найдин Д. П. Верхнемеловые белемниты Западной Украины. Труды Моск. геол.-разв. института им. Орджоникидзе, т. XXVII, 1952.

Наумов Н. И. Условия залегания озокерита в Прикарпатье, направление и перспективы геолого-разведочных работ. Доклад на 1-й научной геологической конференции по изучению Карпат. 1946, Борислав.

Немков Г. И. Стратиграфия палеогеновых отложений Покутско-Мармарошских Карпат по фауне крупных фораминифер. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1950, Москва.

Немова З. Н. О бентонитовых глинах с. Горбки Закарпатской области. Минералогический сборник Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, № 1, 1947, Львов.

Нехожин А. С. и Петровская Л. И. Отчет о геолого-поисковых работах на фосфориты в западных областях УССР в 1947 г. (Раховский и Свалявский округа). Фонды «Геохимразведки», 1948, Москва.

Нечаев Г. А. Объяснительная записка к подсчету запасов на юго-западной части Розвадовского месторождения. Фонды «Ленгеолнерудтреста», 1940, Ленинград.

Нечаев Г. А. Отчет о результатах работ Глинна-Наварской геолого-разведочной партии. Фонды Украинского геологического управления, 1940, Киев.

Нечаев Г. А. Сводный отчет о результатах геолого-разведочных работ на Розвадовском месторождении Цемстроя. Фонды «Ленгеолнерудтреста», 1940, Ленинград.

Новак Я. Днестр и тортонские гипсы (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, Львов.

Норватов А. М. Дунай и его бассейн. Гидрометеоиздат, 1944, Москва.

Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолиздат, 1947, Москва.

Овчинников А. М. Схема зональности минеральных вод Альпийской области. Доклады АН СССР, т. 53, № 6, 1947, Москва.

Овчинников А. М. Основные черты гидрогеологии Восточных Карпат и Предкарпатья. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Овчинников А. М. и Овчинникова Л. К. Схема гидрогеологического районирования Восточных Карпат и Предкарпатья. Тематические исследования, вып. 5. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1947, Москва.

Овчинников А. М. и Овчинникова Л. К. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том VII. Гидрогеология, 1949, Москва.

Овчинникова Л. К. Минеральные воды Закарпатской Украины. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Ольшевский С. Горно-промышленная карта Галиции с объяснениями. 1915, Петроград.

Описание торфяного месторождения Букачевского района Станиславской области. Топливный трест, 1948, Станислав.

Осадчий Г. И. Объяснительная записка к подсчету запасов угля северо-восточной части Ильницкого месторождения за 1946 г. Иршавский район, Закарпатская область. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Осадчий Г. И. Предварительный отчет Закарпатской буроугольной партии по Ильницкому месторождению бурого угля. Подсчет запасов юго-восточной части месторождения. Иршавский район, Закарпатская область. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Остряков Л. Н. Материалы по месторождениям гипсов Западных областей УССР. Фонды «Укргеолнерудтреста», 1946, Киев.

Паздро З. Список нефтяных промыслов и разведанных районов Восточных Карпат и Предгорий. 1944. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Пантелеев И. Я. Геология и минеральные воды Свалявского района Закарпатской области УССР. Госгеолиздат, 1951, Москва.

Паспорта месторождений полезных ископаемых Западной Украины и Закарпатской области. ВГФ.

Пастернак С. І. Минеральні джерела в Черчі. Збірник фізіогр. комісії наукового товариства ім. Шевченко, III, 1930, Львів.

Пастернак С. И. Каолины Западной Украины. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1940, Львов.

Пастернак С. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Закарпатской Украины. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Пастернак С. И. Геологический отчет о поисково-разведочных работах на Львовском месторождении стекольных песков в 1946 г. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Пастернак С. І. Про склярські піски околиць Львова. Минералогический сборник Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, № 2, 1948, Львов.

Пастернак С. И. и Смирнова О. К. Отчет о литолого-стратиграфических исследованиях горных пород из скважин, пробуренных трестом «Львовуглеразведка» в Яворовском районе в 1947 году. Фонды «Львовуглеразведки», 1948, Львов.

Пийп Б. П. Извержения вулканов Камчатки в 1944 г. Известия АН СССР, № 6, 1946, Москва.

Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской области УССР. Труды совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР, изд. АН УССР, 1949, Киев.

Полонский Т. М. Исследование адсорбционной способности львовского бентонита. Минералогич. сборн. Львовск. геол. общ. при Гос. ун. им. Ив. Франко, № 1, 1947, Львов.

Порфирьев В. Б. и др. Отчет по работам комиссии ЦК КП(б)У по обследованию состояния газовой, нефтяной и озокеритовой промышленности западных областей Украины. Фонды Украинского геологического управления, 1945, Киев.

Порфирьев В. Б. и Гринберг И. В. Отчет по работам 1946—1947 гг. по теме «Условия образования нефти и нефтяных месторождений Карпатской зоны». Фонды Львовского отделения Института геологических наук АН УССР, 1947, Львов.

Постнов П. М. Предварительное заключение по разведке шахтных полей на Ильницком участке Иршавского буроугольного месторождения. Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Потапенко С. В. и Клюшников М. И. Каолины и глины УССР. Госгеолиздат, 1940, Москва—Ленинград.

Предварительный отчет о поисковых работах на каменный уголь, произведенных трестом «Львовуглегеология» в западных областях Украины в 1948 году. ВГФ, 1949.

Путря Ф. С. К изучению фораминифер миоценовых отложений Восточных Карпат. (Отчет об исследованиях по теме № 6, выполненных в 1947 г.). Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1948, Москва.

Пущаровский Ю. М. Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша Внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат. Известия АН СССР, сер. геол. № 3, 1948, Москва.

Пущаровский Ю. М. О красненских отложениях Центральной синклинальной зоны Восточных Карпат. Бюлл. Моск. общ. исп. природы, отд. геол., № 6, 1948.

Пущаровский Ю. М. Строение менилитовой свиты Внешней зоны Восточных Карпат. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Пущаровский Ю. М. Очерк тектоники Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. Бюлл. Моск. об-ва исп. природы, отд. геол. 1951, № 6.

Пущаровский Ю. М. Очерк истории геол.-развития сев. части Вост. Карпат в меловое и палеогеновое время. Труды ИГН Ак. наук СССР, вып. 149, 1953.

Пущаровский Ю. М., Тимофеев В. Н. и Жаднова Т. П. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том X. Объяснительная записка к геол. карте м-ба 1 : 200 000 (листы Перечин и Борислав), 1949, Москва.

Рабиханукоь. Нефтяные месторождения западных областей Украины. Фонды «Укрнефтеразведки», 1946, Львов.

Райский Е. В. Отчет о детальной геологической разведке обводненной части 1-го участка Стрыйского песчано-гравийного месторождения Львовской ж. д. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Рамзес Б. Я. Татаровское месторождение песчаника Станиславской области. Транспортпроекткарьер, 1941, Киев.

Раскатов Г. И. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том III. Рельеф, четвертичные отложения и геоморфология. 1949, Москва.

Раскатов Г. И. Орографическое подразделение Восточных Карпат в пределах СССР. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Рассиенский Р. В. Карта-справочник строительных материалов и полезных ископаемых Восточной Галиции масштаба 1 : 75 000. Листы М—35—134 и М—35—135. Фонды 4-го геологического управления, Москва.

Регистрационная карта месторождений полезных ископаемых западных областей УССР к кадастру 1940 г. Составлена геологом Токарским и отделением Геолфонда Украинского геологического управления. Фонды Укр. геол. управл., 1940, Киев.

Рогаля В. И. Нарис стратиграфії палеогенового флішу Східних Карпат. Наукові Записки Львівськ. держ. університету, т. II, вип. 3, 1946, Львів.

Розов. Справка о полезных ископаемых Западной Украины и Западной Белоруссии. Фонды 4-го геологического управления, 1939, Москва.

Рудницький С. Основи морфології и геольогії Підкарпатьской Русі і Закарпаттья в зогале, ч. II. Науков. зборн. товариства «Просвета» в Ужгороде, 1927, Львов.

Садевский К. Э. Вышковское месторождение бурого угля. (Перевод). Фонды Украинского геологического управления, Киев.

Самойлова Р. Б. Стратиграфическое распределение фораминифер в верхнепалеогеновых отложениях р. Альмы (Крым). Бюллетень Московского общества испытателей природы, отд. геол., т. XXI (2), 1946, Москва.

Свидерский Б. Где следует искать нефть в Польских Восточных Карпатах и их предгорье. 1930. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Сельский В. А. Минеральные богатства западных областей Украины. Вестник АН УССР, № 6, 1940, Киев.

Семенов Тян-Шанский В. П. Западные области Белоруссии и Украины. Известия Всесоюзного геологического общества, т. 72, вып. 1, 1940, Москва.

Семенюк В. А., Щербань Н. П., Кисель Н. Е. и др. Карта полезных ископаемых УССР. Объяснительная записка и справочник к карте масштаба 1 : 1 000 000. Фонды Украинского геологического управления, 1947, Киев.

Серова М. Я. Отчет Карпатской экспедиции Научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том V. Миоценовые отложения Предкарпатья. 1949, Москва.

Серова М. Я. Вертикальное распределение фораминифер в миоценовых отложениях Ополья. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Серова М. Я. Стратиграфическое расчленение миоценовых отложений Предкарпатского краевого прогиба и их микрофаунистическая характеристика. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Серова М. Я. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1950, Москва.

Сидоренко Е. Галлуазит из Вышковского месторождения Закарпатской области. Минералогический сборник Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, № 4, 1948, Львов.

Сизанкур Г. Геология нефтяных месторождений Польских Карпат. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.

Склярук Д. И. Данные из материалов рекогносцировочного обследования минеральных источников Свалявской группы Закарпатской области УССР. Фонды Института курортологии УССР, Киев.

Славин В. И. Закарпатская Украина. Материалы к геологии и полезным ископаемым. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Славин В. И. Геологическое строение Карпатского передового прогиба. Материалы по геологии и гидрогеологии, № 4. Изд. Укр. геол. управления, 1947, Киев.

Славин В. И. К вопросу о стратиграфии и тектонике Карпатского краевого прогиба. Советская геология, № 23, 1947, Москва.

Славин В. И. Новые данные по стратиграфии и тектонике юрских отложений так называемой «клиппеновой зоны» Карпат. Материалы по геологии и гидрогеологии, № 4. Изд. Украинского геологического управления, 1947, Киев.

Славин В. И. Тектоническое расчленение Карпатского орогена. Материалы по геологии и гидрогеологии, № 4. Изд. Укр. геол. управления, 1947, Киев.

Славин В. И. Основные зоны нефте-газонакопления Карпат. Новости нефтяной техники, сер. геол., № 2, 1948, Москва.

Славин В. И. Титон-валанжинские аммониты Карпат. Труды ИГН Ак. наук СССР, вып. 149, 1953.

Славин В. И. и Филимонова Н. С. Предварительное заключение по Ильницкому месторождению угля в Закарпатской Украине. Фонды Украинского геологического управления, 1945, Киев.

Смирнов В. Н. Отчет о геологических исследованиях, проведенных в Закарпатской Украине в 1945 году. Фонды «Укрнефтеразведки», 1946, Львов.

Смирнов В. Н. Отчет о геологических исследованиях, проведенных в районе долины р. Рики и ее притоков в 1946 г. (Закарпатская область, юго-восточная часть). Фонды «Укрнефтеразведки», 1947, Львов.

Смирнова О. К. и Пастернак С. И. Меловые отложения Львовской мульды. Предварительный отчет по работам 1947 г. Разделы II и III. Фонды Львовск. Гос. университета им. Ив. Франко, 1947, Львов.

Смирнова О. К. и Пастернак С. И. Меловые отложения Львовской мульды. Труды Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, геол. сер., вып. 1, 1948, Львов.

Соболев В., Вартанова И. С. и Горбачевская О. Н. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта. Труды Гос. университета им. Ив. Франко, вып. 1, 1947, Львов.

Соболев Д. Н. Геологическая структура Западной Украины. Советская геология, № 12, 1939, Москва.

Соловьев Н. Ф. и др. Геология, гидрогеология и почвы бассейна верхнего течения р. Тиссы на участке Рахов—Ясина. ВГФ, 1946.

Соловьев Н. Ф., Ватурина В. В. и др. Геология, гидрогеология и почвы бассейна верхнего течения р. Тиссы. Фонды 4-го геологического управления, 1946, Москва.

Справка о наличии торфяных болот по Львовской области с указанием населенных пунктов и административных районов и краткая характеристика торфяных болот. Львовский областной топливный трест, 1947, Львов.

Справочник месторождений дорожностроительных материалов Дрогобычской области. Украинский дорожный научно-исследовательский институт, 1947, Киев.

Справочник месторождений дорожностроительных материалов Закарпатской области. Украинский дорожный научно-исследовательский институт, 1947, Киев.

Старобинец Е. Я. Перспективы нефтеносности области распространения миоценовых отложений в Восточных Карпатах. Советская геология, № 6, 1941, Москва.

Стрелкова Н. Е. и Черняк Н. И. Заключение о результатах геологических обследований месторождений кирпичных глин Станиславских заводов № 1, 2, 3, 4, 5 и 6. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Стулов. Описание торфяного месторождения Тлумачского района. Фонды Топливного треста, 1948, Станислав.

Субботин С. И. Геологическая интерпретация данных геофизических исследований в западных областях УССР. ВГФ, 1947.

Субботин С. И. К вопросу о связи Львовской мульды с Днепровско-Донецкой впадиной. Труды Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, сер. геологии нефти, вып. 1, 1948, Львов.

Субботин С. И. Результаты гравиметрических исследований Закарпатской области УССР и их геологическая интерпретация. Труды Львовского геологического общества при Гос. университете им. Ив. Франко, сер. геологии нефти, вып. 1, 1948, Львов.

Субботина Н. Н. Распределение микрофауны в фораминиферовых слоях г. Нальчика и Черных гор (Северный Кавказ). Информ. сборник ВНИГРИ, вып. 4, 1934, Ленинград.

Субботина Н. Н. Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. Труды ВНИГРИ, сер. А, вып. 96, 1936, Ленинград.

Субботина Н. Н. Стратиграфия датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа в свете изучения фораминифер. Сборник «Микрофауна нефтяных месторождений Северного Кавказа, Эмбы и Средней Азии», ВНИГРИ, 1947, Ленинград.

Субботина Н. Н. Фораминиферы датских и палеогеновых отложений Северного Кавказа. Сборник ВНИГРИ, 1947, Ленинград.

Субботина Н. Н. Краткий очерк стратиграфии палеогеновых отложений Грозненской области по фауне фораминифер. Сборник ВНИГРИ «Микрофауна нефтяных месторождений СССР», 1949, Ленинград.

Тархов П. В. Геологическая изученность Западной Украины и Западной Белоруссии. Советская геология, № 5—6, 1940, Москва.

Тейссейр Г. Геологические замечания о сырье для выработки цемента между окрестностями г. Львова и г. Станислава. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, Киев.

Ткалич С. М. Геологический очерк Днестровского буроугольного бассейна. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. Геслогический очерк Прикарпатской угленосной площади. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. Заключение о промышленной ценности участка Круча Золочевского буроугольного месторождения. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. Заключение по поисковым работам на уголь в районах Черновицкой и Станиславской областей УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. Заключение по результатам поисковых работ на бурый уголь на участке Вороняки Золочевского месторождения в Львовской области УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич. С. М. Ильницкое буроугольное месторождение в Закарпатской Украине. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. К вопросу о генезисе буроугольных месторождений западных областей УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. Коломыйское буроугольное месторождение. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. Объяснительная записка к пересчету запасов бурого угля по участку Круча Золочевского буроугольного месторождения. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. Отчет о геолого-разведочных работах в Жолкевском районе Львовской области УССР, проведенных трестом «Львовуглеразведка» в 1940 году. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. Предварительный отчет о результатах работ Коломыйской геологической партии за 1944 г. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. Заключение по вопросу о заложении вертикальной разведочно-эксплоатационной шахты на Ковалевско-Стопчатовском участке Коломыйского буроугольного месторождения. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Ткалич С. М. Геологический очерк Закарпатского буроугольного бассейна. Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Ткалич С. М. и Луговой Г. И. К вопросу об угленосности карбоновых отложений в Львовской области УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Ткалич С. М. и Луговой Г. И. К вопросу стратиграфии угленосных отложений Закарпатской Украины. Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Толвинский К. З. Нефть, озокерит и земной газ в окрестностях Борислава. Разведка недр, № 5, 1940, Москва.

Толвинский К. З. Диапировая складчатость и нефтеносность предгорий Восточных Карпат. Советская геология, № 2, 1941, Москва.

Толвинский К. З. Борислав. Том II, ч. 2. Залежи нефти, природного газа и озокерита. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки».

Толвинский К. З. Нефтяные и газовые скважины в Польше. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки».

Толстихина К. И. Отчет по химико-технологическому исследованию природных пигментов месторождения Иршавской группы Закарпатской области УССР. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Трощенко В. В. Краткий геологический отчет о геолого-разведочных работах, произведенных на участке Козаки в 1945 г. Фонды «Львовуглеразведки», 1945, Львов.

Трощенко В. В. Заключение о результатах поисковых работ на бурый уголь на участках Ляховцы и Анталовцы Ужгородской группы буроугольных месторождений. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Трощенко В. В. Заключение о результатах поисковых работ на бурый уголь на участке «Билки» Иршавского буроугольного месторождения. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Трощенко В. В. Заключение о результатах поисковых работ на бурый уголь на участке Задне Иршавской группы буроугольных месторождений. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Трощенко В. В. Коломыйское буроугольное месторождение (предварительный отчет о геолого-разведочных работах 1945 г. по Мышинскому и Ковалевско-Стопчатовскому участкам). Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Трощенко В. В. и др. Геологический альбом угольных месторождений западных и Закарпатских областей УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1947, Львов.

Трусова И. Ф. Отчет Карпатской экспедиции научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том VI. Верхнетретичные вулканические образования Закарпатья. 1949, Москва.

Трусова И. Ф. Основные черты строения миоценовых вулканических образований Закарпатья. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Трусова И. Ф. Петрографический очерк Раховского массива Восточных Карпат. Труды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, т. XXV (Материалы по геологии Восточных Карпат), 1950, Москва.

Тутковский П. А. Справка о полезных ископаемых Западной Украины и Западной Белоруссии. Фонды Украинского геологического управления, 1939, Киев.

Тячеева Н. В. Нефтяные месторождения Западной Украины. Природа, № 4, 1940, Ленинград.

Ужвий В. Г. Отчет о технико-экономическом обследовании Дрогобычского месторождения соляных рассолов и законсервированных шахт Модрич и Солец для целей эксплоатационной разведки и восстановления их. МВД СССР, Гушосдор, 1948.

Ульянов Д. Г. Отчет о результатах обследования никеленосности сланцев в Восточных Карпатах. Фонды ВИМС, 1940, Москва.

Унковский А. А. Подсчет запасов калийных солей Стебникского месторождения в пределах шахтного поля рудника на 1 января 1947 г. Фонды «Геохимразведки», 1947, Москва.

Унковский А. А. Соляные месторождения Западной Украины. Фонды «Геохимразведки», 1948, Москва.

Унковский А. А. и Добрынин П. А. Подсчет запасов калийных солей и гидрогеологическое изучение надсолеиосной толщи участка «Колпец» Стебникского месторождения. Фонды «Геохимразведки», 1948, Москва.

Ферсман А. Е. Ископаемые богатства Галиции и Буковины. Природа, № 3, 1915, Петроград.

Филимонова Н. С. Предварительное заключение по обследованию месторождения цементного сырья (известняка) в с. Задне (Закарпатская украина). Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Фохт К. К. Сообщения о третичных отложениях юго-западного Крыма. Труды СПБ общества естествоиспытателей, т. XVIII, 1887, Петербург.

Франчук В. П. Геологический отчет обследования месторождений краскового сырья минерального происхождения Львовской и Закарпатской областей УССР. Фонды ЦНИИСМ, 1946, Киев.

Франчук В. П. и Тарасенко А. Д. Краткая геологическая характеристика месторождений кирпично-черепичных глин, гипса, мергелей, известняков и мела для реконструируемых и новых заводов местной промышленности строительных материалов УССР в четвертой пятилетке. Фонды Украинского геологического управления, 1946, Киев.

Фридберг В. Гипс в Мостках около Пустомыт. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геолуправления.

Фридман П. Л. Природные богатства западных областей УССР. Советская геология, № 8, 1940, Москва.

Ханин И. И. О геолого-разведочных работах на участке Мышин Коломыйского буроугольного месторождения в Станиславской области УССР. Фонды «Львовуглеразведки», 1946, Львов.

Харчиков М. К. Нефтяные месторождения Карпат и ближайшие задачи разведочных работ. Тезисы доклада. 1-я геологическая конференция по изучению Карпат. 1946, Львов.

Хасин Г. А. и др. Геология, гидрогеология и почвы бассейна верхнего течения р. Тиссы на участке с. М. Бочков — г. Севлюш. Листы: М—34—XXXVI, М—43—VI. ВГФ, 1947.

Чарноцкий С. Объяснительная записка к карте и карта полезных ископаемых Польши масштаба 1 : 750 000. 1931, Варшава.

Чарыгин М. М. Нефтяная промышленность западных областей Украины. Разведка недр, № 2—3, 1940, Москва.

Чарыгин М. М. О направлении поисков новых месторождений нефти и газа в пределах Восточных Карпат и их предгорьев. Труды Московского нефтяного института им. Губкина, вып. 2, 1940, Москва.

Черняев А. М. и др. Отчет о рекогносцировочном обследовании каменных и песчано-гравийных материалов на Львовской ж. д. Транспроекткарьер, 1940, Львов.

Черняев А. М. и др. Отчет о поисках балластных материалов по линии Львов-Подволочиск Львовской ж. д. Транспроекткарьер, 1940, Львов.

Черняк Н. И. и Шраменко Г. П. Геологический отчет Днестровской партии на фосфориты по работам 1946 г. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1947, Львов.

Чулошников В. И. и Кулаков Л. В. Отчет Приднестровской партии на гипс по работам 1945 г. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1946, Львов.

Шакин В. А. Отчет о геологических исследованиях, проведенных в районе с. Луги в 1946 г. Фонды Украинского геологического управления, 1947, Киев.

Шатский Н. С. Стратиграфия и тектоника верхнемеловых и нижнетретичных отложений северной окраины Донецкого кряжа. Труды Особой комиссии по исследованию Курской магнитной аномалии, V, 1924, Москва.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд. Московского общества испытателей природы, 1945, Москва.

Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1945, Москва.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1946, Москва.

Шешуков Н. Г. и Горкун О. П. Отчет о выполнении геолого-разведочных работ за 1946 г. по Стебникскому калийному комбинату. Фонды Стебникского калийного комбината, 1947, Стебник.

Шешуков Н. Г. и Князева Е. В. Отчет о выполнении геолого-разведочных работ за 1947 г. по Стебникскому калийному комбинату. Фонды Стебникского калийного комбината, 1948, Стебник.

Шульга П. Л. Каменноугольные отложения Львовской мульды (по материалам буровых скважин). Фонды Института геологических наук АН УССР, 1941, Киев.

Шульга П. Л., Бражникова Н. Е. и Айзенверг Д. Е. Предварительное сводное заключение о возрасте каменноугольных отложений, вскрытых скв. № 32 треста «Львовуглегеология». Фонды Института геологических наук АН УССР, 1948, Киев.

Юркова В. Г. Мергели Львовской области. Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945, Львов.

Юркова В. Г. Соленосность миоценовых отложений Предкарпатья. Отчет Предкарпатской партии на минеральные соли и источники за 1945 г. ВГФ, 1946.

Юркова В. Г. Соленосная формация Карпатского передового прогиба. Предварительный отчет по полевым работам 1946 г. ВГФ, 1947.

Юферев О. В. Стратиграфия и тектоника миоцена Карпатского краевого прогиба. Фонды Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе, 1950, Москва.

Юферев О. В. и Найдин Д. П. Отчет Карпатской экспедиции научно-исследовательского сектора Московского геолого-разведочного института им. Орджоникидзе за 1946—1948 гг. Том XI. Объяснительная записка к листу геологической карты масштаба 1 : 200 000 (лист Станислав). 1949, Москва.

Ягн А. Ф. Соленосная формация миоцена Предкарпатья. (Перевод). Фонды Львовского отделения Украинского геологического управления, 1945.

Яицкий Г. Г. Геологическое заключение по Розвадовскому месторождению известняков (Николаевский район Дрогобычской области). Фонды Украинского геологического управления, 1945, Киев.

РАБОТЫ НА ИНОСТРАННЫХ ЯЗЫКАХ

Alth A. Geognostisch-palaeontologische Beschreibung der nächsten Umgebung von Lemberg. Haidinger's Naturwiss. Abhandlungen, III Abth., 1850, Wien.

Alth A. Ein Ausflug in die Marmaroscher Karpathen. Mitteil. d. k. k. Geograph. Ges., 1858, Wien.

Alth A. Wapień nizniowski i jego skamieliny. Sprawozdania Komisji Fisiograficznej, 1883, Kraków.

Andrusov D. Prispévky ku geologii severozápadnich Karpat. II. O stari vrstev pùchovskych. 1929, Praha.

Andrusov D. O vztahu vychodnich Karpat ke Karpatum Zapadnim. Zw. otisk z Westniku Stat. geologickeho ustavu CSR, roc. IX, cis. 2, 1933, Praha.

Andrusov D. Rapport du Dr. D. Andrusow privat-docent à l'Université Charles sur les recherches géologiques en Russie Subcarpatique (1932). Rocenka slovensk. ustavu, V—VII (1932—1934), 1935, Praha.

Andrusov D. Geologické vyzkumy v Podkarpatske Rusi v letach 1932—34. 1936, Praha.

Andrusov D. Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXX, 1937, Wien.

Andrusov D. Prehled geologie Moravsko-slezskych Bezkyd a jeich predhori. Zv. otisk z casopisu Vlasteneckeho spolku scjniho v Olomouci. 1937, Olomouci.

Andrusov D. Deux Coupes géologiques à travers les Carpathes Occidentales. Extrait du Bull. de la Société géol. de France, 5 sér., t. VII, 1937.

Andrusov D. Etude géologique de la zône des klippes internes des Carpathes Orientales. Rospravy Stat. geologickeho ustavu CSR, svazek IX, 1938, Praha.

Andrusov D. Geologicky vyzkum Vnitrniho bradlového pasma v zapadnich Karpatech. Cast III: Tektonika. Roczpravy Statn. geol. ustavu CSR, svazek IX, 1938, Praha.

Andrusov D., Hynie O. Compte rendu préliminaire sur les recherches exécutés dans la zône du fliche de la vallée de l'Ug en Russie Subcarpathique. Vest. Stat. geol. ustavu CSR, VI, 1930, Praha.

Andrusov D., Koutek J. Le Cretace supérieur à facies dans la zône des Klippes internes des Carpathes occidentales. Vestnik, III, 1927, Praha.

Andrusov D, Matejka A. Prispevek ku geologii flyse v povodi Latorice a Vice v Podkarpatske Rusi. Vestnik Stat. geol. ustavu S. Sk., roc. 7, c. 2, 1931, Praha.

Atanasiu S. Geol. Beobachtungen der nordmoldavischen Ostkarpaten. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1899, Wien.

Atanasiu Y. si Macovei G. Structura geologica a Vaci Bistritei intre Pangarati si Bistricioara. Dari de seama ale Sedinterlor Institutului Geologie al Romaniei, Vol. VIII.

Bartoszewicz St. Historia i stan ekonomiczny przemysłu naftowego w Galicji. Pamietnik I Zjazdu polskich Gorników w Krakowie, 1906, Kraków.

Bergeron I. Observations relatives à la structure de la Haute Vallée de la Jalomita (Roumanie) I et des Carpathes Roumanie. Bull. Soc. Géol. France, 4 sér., t. IV, 1903, Paris.

Berlinerbia U. J. Das Erdwachs, Ozokerit und Ceresin. 1897, Braunschweig.

Beudant F. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. 1822, Paris.

Beyrich F. Ueber die Entwicklung des Flötzgebirges in Schlesien. Karpat. Archiv, XVIII, 1844.

Bieda F. Stratygrafja flyszu Karpat polskich na podstawie duzych otwornic. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. XVI, 1946, Kraków.

Bohdanowicz Ch. Oil fields of Poland, geological and statistical summary. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, Vol. 16., № 9, 1933, Oklahoma.

Bohdanowicz K. W sprawie rezerw naszych terenów ropnych. Przemysł Naftowy, XI, 1936, Lwów.

Bohdanowicz K. Działalnosc Instytutu Geologicznego w r. 1938. Biul. P. I. G., № 18, 1939, Warszawa.

Böhm B. Stratygrafja trzeciorzedu Karpackeigo na podstawie fauny rybiej. Pamietnik 1. sjazdu Geol. naft. we Lwowie, 1930, Warszawa—Borysław—Lwów.

Böhm B. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1930 w okolicy Zmigrodu (arkusz Jaslo—Dukla). Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 30, 1931, Warszawa.

Böhm B. La faune de l'avant-pays des Karpates dans les environs de Strij et de Dolina et sa signification pour la stratigraphie. Karp. Inst. geol. naft. Biul., № 21, p. 52, 1934, Boryslaw.

Boul A. Coup d'oeil d'ensemble sur les Carpathes de Marmarosch, la Transylvanie et les vertaines parties de la Hongrie. Mémoires de la Soc. Géol. de France, 1833, Paris.

Bruderer W. Kosmacz. Złoża ropne w Polsce. 1926, Warszawa.

Bruderer W. Brzezne jednostki tektoniczne Polskich Karpat Wschodnich. Sprawozdania P. I. G., t. III, z. 3—4, 1926, Warszawa.

Bubnoff S. Einführung in die Erdgeschichte. T. I. 1941, Berlin.
Bujalski B. Majdan — Przemysł naftowy. 1927, Warszawa—Lwow—Borysław.
Bujalski B. Bitków — Kopalnie nafty gazów ziemnych w Polsce. T. I. 1929, Warszawa—Borysław—Lwów.
Bujalski B. Budowa geologiczna przedgorza Karpat Wschodnich miedzy Zukwia a Rybnika Sprawozdania. P. I. G., t. VI, z. 2, 1930, Warszawa.
Bujalski B. Wojewodstwo Stanislawowskie jako obszar mozliwych rezerw ropnych. Kwartalnik «Złoty Szlak», 1938, Warszawa.
Chlebowski T. Budowa geologiczna okolic, położonych na SE od Turki nad Stryjem. Sprawozdania P. I. G., t. VIII, z. 2, 1935, Warszawa.
Chlebowski T. Budowa geologiczna okolic położonych na SE od Turki nad Stryjem. Sprawozdania P. I. G, 1937, Warszawa.
Chlebowski T., Czernikowski I. Badania micropaleontologiczne we wschodnim Przedgorzu Karpat Polskich. Przemysł naftowy, 1937, Lwów.
Chlebowski T., Obtulowicz J., Wdowiarz I. Badania geologiczne zachodnich Karpat w okolicy Rzeszowa, Tyczyna i Ropczyc. Kosmos, t. LXII, z. IV, 1937, Lwów.
Cizancourt H. O budowie przedmurza Karpat Wschodnich. Stracja geol. Borysława, Biul. 12, 1925.
Cizancourt H. Przyczynek do znajomosci przedgorza w okolicy Truscawca. Kosmos, t. LI, 1926, Lwów.
Cizancourt H. Rypne—Duba. Kopalnie nafty i gazów ziemnych. 1929, Warszawa—Borysław—Lwów.
Cizancourt M. O kilku nummulitach z fliszy Karpackiego i ich znaczeniu dla stratygrafji Karpat. Kosmos, t. LIII, z. II—III, 1928, Lwów.
Czarnocki J. O ważniejszych zagadnieniach stratygrafji i paleografji polskiego tortonu. Sprawozdania P. I. G., t. VIII, 1935, Warszawa.
Czarnocki J. Uwagi co do przewodnich rysów stratygrafji miocenu Podola w porównaniu ich ze stratygraphja miocenu gór Swiętokrzyskich. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 45, 1936, Warszawa.
Czarnocki J., Kowalewski K. Stratygrafja ilów krakowieckich okolic Buska i Solca. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 27, 1930, Warszawa.
Czarnocki J., Kowalewski K. Torton górny i jego fauna z otworów wiertniczych okolic Daszawy. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 23, 1932, Warszawa.
Czyżewski J. Podział Opolu na podstawie wysocośći wzglednych. Pokłosie Geograficzne. 1925, Lwów.
Czyżewski J. Les régions géographiques des Karpates Polonaises Orientales. Excursion 2. Congrés Int. de Géographie. 1934, Varsovie.
Czyżewski J. L'avant-pays des Karpates Polonaises Orientales. Excursion 2. Congrès Int. de Géographie. 1934, Varsovie.
Doorninck N. H. Petroleum en ozokeriet von Borysław. 1923, Borysław.
Dunikowski E. Atlas geologiczny Galicji. Zesz. IV (Brustury, Porohy, Dolina, Tuchla, Okörmezö). 1891, Kraków.
Dylazanska M. Warstwy inoceramowe z lomu w Szumbarku koło Gorlic. Rocznik Polsk. Tow. Geol., 1921—1922 (1925), Kraków.
Fekete E. Bericht über die Tätigkeit des Könige Ung. Baron Roland Eötvös geophysikalischen Institutes in den Jahren 1939, 1940, 1941, 1942, Budapest.
Ferenczi J. Geologische Verhältnisse des Zemplenes Inselgebirges. Jahresberichte des Kgl. Ung. Geol. Anstalt über die Jahre 1939—1940. Bd. I. 1943, Budapest.
Freidl K. Spezielle Geologie des Erdöls in Europa ausschliesslich Russland. 1930, Leipzig.
Friedberg W. Die Foraminiferen der Inoceramenschichten aus der Umgebung von Rzeszow und Debica. Anzeig. Akad. Wiss, 1901, Kracóvie.
Friedberg W. Atlas geologiczny Galicji. Zesz. XIX (Sambor). 1905, Kraków.
Friedberg W. Utwory mioceńskie w Europie i proby podziału tych utworow Polski. Cz. I, Kosmos, t. XXXVI, 1911; cz. II, t. XXXVII, 1912, Lwów.
Friedberg W. Mięczaki mioceńskie ziem polskich. Cz. I. Slimaki 1911—1928, Poznań—Lwów.
Friedberg W. Formacja solna w Kossowie. Sprawozdania Kom. Fizjograf., XVII, 1912, Kraków.
Friedberg W. Studja nad formacja mioceńska ziem Polskich. Cz. VI. Kosmos, t. LV, 1930, Lwów.
Friedberg W. Die Pectiniden des Miocäns von Polen und ihre stratigraphische Bedeutung. Bull. de l'Ac. Pol. Sc., Cl. Math.-Nat., sér. B, 1932, Cracovie.
Friedberg W. Uwagi nad nowszemi próbami podziału naszego miocenu. Rocznik Pol. Tow. Geol., t. VII, 1934, Kraków.
Friedberg W. Mięczaki mioceńskie Ziem Polskich. 1934, Kraków.
Friedberg W. Przyczynki do znajomości miocenu Polski. Cz. I—II, Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. IX, 1933; cz. III, Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. XII, 1936, Kraków.
Friedberg W. Versuche einer Stratigraphie des Miocäns von Polen auf Grund seiner Molluskenfauna. Teil I. Bull. de l'Ac. Pol. Sc., Cl. Math.-Nat., sér. B, 1937, Cracovie.

Gesell A. A marmarosi vasercztelepek elöfordulasi viszonyai. Földtani Közlöny, IV, 1874, Budapest.
Gesell A. Geologie der Marmaros. Jahrbuch des ungarischen Karpaten-Vereins. 1880, Budapest.
Gesell A. Geologie der Marmaros mit besonderer Berücksichtigung nutzbarer Mineralien. Jahrb. d. Ung. Karp. Ver., VIII, 1881.
Gesell A. Das Petroleumgebiet von Luh. Jahresb. d. Ung. geol. Anst. 1897. 1899, Budapest.
Goblot H. O budowie geologicznej Karpat na północ od Krosna. Sprawozdania P. I.G., t. IV, z. 3—4, 1928, Warszawa.
Grodzinska W. I. Materialy do poznania skladu chemicznego torfowisk polskich. Cz. II. Torfy pln. i pd.-zach. Polesia. Mater. pozn. gleb polsk., 1934, Pulawy.
Grzybowski J. Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gorlice. Rozprawy Wydziału math.-przyr. Akad. Umiejetn. w Krakowie, 1901, Kraków.
Grzybowski J. Atlas geologiczny Galicji. 1906, Kraków.
Grzybowski J., Weigner S. Geologische Verhältnisse der Oelgebiete von Pohar und Kosow. 1913, Kraków.
Hauer F. Karpathen Sandstein des nord-östlichen Ungarns. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, IX, 1859, Wien.
Hauer F. Geologische Uebersichtskarte der österreich.-ungar. Monarchie. Blatt IV. Ostkarpathen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, XXII, 1872, Wien.
Hauer F., Richthofen F. Bericht über geologische Uebersichtsaufnahmen im nordöstlichen Ungarn im Sommer d. J. 1858, ausgef. von der IX Sect. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1859, Wien.
Heffer A. A nagyszölösi hegyseghyngati reszenek fölftani viszonyai Beszam. a. m. Kiz. Földtani Jutezed Votauleseinek mukalatairel 1943. V. Cof. 2., füz. 93—99. 1943, Budapest.
Hempel J. Sprawozdanie z robot letnich, wykonanych w r. 1929 na SE cwiartce arkusza Sanok—Brzozów. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 27, 1930, Warszawa.
Hempel J. Szkic geologiczny okolic Sanoka. Sprawozdania P. I. G., t. V, z. 3—4, 1930, Warszawa.
Hilber V. Geologische Studien in den ostgalizischen Miocängebieten. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, XXII, 1882, Wien.
Holobok J. Die Geologischen Verhältnisse der Erwachs und Erdöllagerstätten in Boryslaw. IX. Internationaler Geologen Kongres in Wien. 1903.
Horwitz L. Sprawozdanie badań geologicznych, wykonanych w r. 1927 na ark. Ustrzyki Dolne. Sprawozdania P. I. G., t. VI, 1930, Warszawa.
Horwitz L. Essai de raccordement des unites tectoniques des Karpates orientales avec celles des Karpates Occidentales. Sprawozdania P. I. G., t. VIII, z. 3. 1935, Warszawa.
Horwitz L. Geologja Centralnei Depresji Karpackiej na Pn od Lutowisk. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. XII, 1936, Kraków.
Horwitz L. W sprawie wieky łupkow menilitowych. Sprawozdania P. I. G., t. VIII, z. 4, 1936, Warszawa.
Hynie O. Volosinaska antiklinala v. pohranicnim flysovem pasmu pri Uzockem prasmyku. Vestn. Stat. Geol. Ust. CSR, roc. XII, c. 5, 1926, Praha.
Hynie O., Zoubek V. Geologiczny puvod lecivych zridel v Ceskoslivenske republice. Zvlastni otisk z «Almanachu lazni ceskoslovenske republiky», 1936, Praha.
Jablonski E., Weigner St. Tektonika strefy brzeżnej Karpat fliszowych między Swica i Lomnica. Posiedz. Nauk. P. I. G., 7 (1923), 1924, Warszawa.
Jablonski E., Weigner S. Brzeg Karpat fliszowych między Swica i Lomnica. Borysław. Stacja Geolog. Biul. 6, 1925.
Jahn A. Zdjecie morfologiczne północnej krawedzi Podóla i jej przedpola miedzy potokami Kocurowskim i Pohoryleckim. Kosmos, t. LXII, z. IV, 1937, Lwów.
Jaskolski S. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w. r. 1931 w okolicach Domaradza ark. Tyczyn—Dynow. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 33, 1932, Warszawa.
Jaskolski S. Description géologique des environs de Turka sur le Stryi. Bull. Serv. Géol. Pologne, vol. VII, № 2, 1932, Varsovie.
Jmre B. Jelentés a M. Kir Baro Eötvös Lorand Geofizikai Intezet müködese rol az 1943. Evben.
Kamieński M. i Gawlinski M. Geologiczne wyniki wierceń w okolicy Zurawna. Zbior prac, pośw. E. Romerowi. 1934, Lwów.
Klimaszewski M. O kilku problemach glacjalnych w Polsce. Roznik P. T. G., t VII, z. 2, 1932, Kraków.
Klimaszewski A. Z morfologji doliny Sanu miedzy Leskiem a Przemyślem. Przeglad geograficzny, t. XVI, 1936.
Karpacka Stacja geologiczna. Statystyka naftowa Polski. 1926—1932, Lwów.
Karpacka Stacja geologiczna. Geologja i Statystyka naftowa Polski. 1932, Lwów.
Karpacka Instytut geologiczno-naftowy. Kopalnictwo naftowe Polski. 1933—1939, Lwów.

Katz K. Analizy rop polskich. Karpacki Instytut geologiczno naftowy Biul. 25, Warszawa—Borysław—Lwow, 1936. (Перевод). Фонды «Укрнефтеразведки», Львов.
Kober L. Die Bauelemente der Ost- und Südkarpathen. Anzeiger Akad. der Wissenschaft. in Wien, № 1—27, 1927.
Kokoszyńska B. Wyniki badań nad cenomanem Podola. Sprawozd. Tow. Nauk. we Lwowie, VIII, 1928, Lwów.
Kokoszyńska B. O faunie, wykształceniu facjalnem i stratygrafji cenomanu na Podolu. Sprawozdania P. I. G., t. VI, 1932, Warszawa.
Kokoszyńska B. Badania dolnej kredy w Karpatach. Biul. P. I. G. 17, 1939, Warszawa.
Kornella A. Zasoby torfu w województwach Krakowskiem, Lwowskiem, Stanisławowskiem i Tarnopolskiem. Polski Komitet Energetyczny. 1931, Warszawa.
Kowalewski K. Nowe dane, dotyczace stratygrafji i wieku utworu lignitowego na Wołyniu. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 43, 1936, Warszawa.
Krajewski S. Szkic geologiczne okolicy Opaki. 1924, Borysław.
Krajewski S. Szkic geologiczny okolicy Opaki. Stacja geologiczna w Borysławiu Biul. 4, 1927.
Krajewski S. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w lecie r. 1927 w okolicy Zubrzycy na arkuszu Turka. Sprawozdania P. I. G., т. IV, № 3—4, 1928.
Krajewski S. Opaka. Kopalnie nafty i gazów ziemnych w Polsce. Tom I. 1929.
Krajewski R. Comptes rendus des recherches magnétiques effectuées dans le massif cristalain de Volynie près Klesow et Tomaszgrad. Posiedz. Nauk. P. I .G., t. 44, 1936, Warszawa.
Krajewski R. Sprawozdanie z poszukiwań rudy manganu na Prelucznym, wukonanych w r. 1936. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 47, 1937, Warszawa.
Krajewski R. Sprawozdanie z poszukiwań rudy manganu na Prelycznym w gorach Czywczynskich. Posiedz. Nauk. P. I. G., 1939, Warszawa.
Kral J. Geograficka bibliographie Podkarpatske Rusi. Trav. Geogr. Tscheques, sv. II, 1923, Praha.
Kral J. Geograficka bibliographie Podkarpatske Rusi za rok 1925—1926. Trav. Geogr. Tscheques, Inst. Geogr. de l'Univ. Charle à Prague, 1928, Praha.
Krautner Th. Observatiuni Geologice in Muntii Bistritei si Bargauli. Dari de seama ale sedintelor Institutului Geologic al Romanien, XIV, 1932—33.
Krautner Th. Observations géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin du Marmarocs. C. R. des Séances Inst. Géol. Roumanie, t. XXIII, 1934—1935.
Kreutz F. Das Vohorlat— Guttin-Trachytgebirge (im Nördl. Ungarn). Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, XXI, 1871, Wien.
Kreutz S. Der Granit der Präkarpathen. Bull. Ac. d. Sc. d. Cracovie, 1927.
Kreutz S., Nowak J. Tektonika Polski. II zjazd geogr. i etnogr. słow. w Polsce, 1927, Kraków.
Kreutz S., Zuber R. Stosunki geologiczne okolic Mraznicy i Schodnicy. Kosmos, t. VII i VIII, 1881, Lwów.
Kropaczek B. Borysław. Atlas studjum geologiczne. Stacja geologiczna. 1919, Borysław.
Kuźniar C. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1929 poszukiwań złóż soli potasowych. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 27, 1930, Warszawa.
Kuźniar C. Budowa złóż soli potasowych w nieski Kałuskiej. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 25, 1930, Warszawa.
Kuźniar C. Złoże solne w Kałuszu. Prace P. I. G., t. III, z. 3, 1939. Warszawa.
Lewiński J. Jura w głebokiem wierceniu w Lublinie. Posiedz. Nauk. P. I. G., 1933, Warszawa.
Lewiński J. i Samsonowicz J. Ukształtowanie powierzchni, skład i structura podloza dyluwjum wschodnej czesci Nizu Północno-Europejskiego. Pràce Tow. Nauk Warszawskiego, Wydz. III, 1918.
Lill de Lillienbach. Ueberblick über die Karpathen, der Marmarosch und Transylvanien. 1835, Wien.
Limanowski M. Rzut oka na architekture Karpat. Kosmos, t. XXX, 1905, Lwów.
Loczy L. Die wirtschaftsgeologische Bedeutung der Rückgliederung Rutheniens. Jahresber. der Kgl. Ung. Geol. Anstalt f. d. Jahre 1939—1940, Budapest.
Loczy L. Richtlinien und Ziele der Salz- und Kohlenwasser usw. Jahresber. der Kgl. Ung. Geol. Anstalt. I Band. 1939, Budapest.
Loczy L. Directionsbericht über das Arbeitsjahr 1939 und 1940 der Kgl. Ungar. Geol. Anstalt mit besonderer Rücksicht auf die praktischen Forschungen. Jahresber. der Kgl. Ung. Geol. Anstalt über die Jahre 1939—1940. I Band. 1943, Budapest.
Lodzinski F. Jak dawniej kopano za ropa. Przemysł naftowy, 1928—1929, Lwów.
Łomnicki M. Słodkowodny utwór trzeciorzedny na Podolu Galicyjskiem. Cz. II. 1886, Kraków.
Łomnicki M. Nowa odkrywka gipsu pod Lwowem. Kosmos, t. XVI, 1891, Lwów.
Łomnicki M. Przyczynek do geologji okolic Lwówa. Kosmos, 1893, Lwów.
Łomnicki M. Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 10. Cz. 1. 1897, Kraków.

Łomnicki M. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 9. 1901, Kraków.
Łomnicki M. O. skeadnikach tektonicznych Podkarpacia nadworniańsko-solotwińskiego. Spraw. Kom. Fizjograf. Akad. Umiejetn., 45, 1911, Kraków.
Lugeon M. Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C. R. Acad. Sc., 1902, Paris.
Lugeon M. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des klippes des Carpathes. Bull. Soc. vaud. sc. nat., XXXIV, 1903, Lausanne.
Maczyński P. Złoża woskowe w Borysławiu. Atlas Geol. Gal., XX, 1906, Kraków.
Malzon L. Beiträge zur Kenntnis einiger Flischschichten des Karpatenvorlandes mit Rücksicht auf die Globotruncanen. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, XXXVII, H. 1, 1943, Budapest.
Matejka A. Nekolik poznamek o vnitrnim utesovem pasmu v okoli Novoselice v Podkarpatske Rusi. Statn. geol. ustavu CSR, 1929, Praga.
Matejka A. et Andrusov D. Aperçu de la géologie des Carpates Occidentales de la Slovaquie Centrale et des régions avoisinantes. Congrés de l'Association Carpatique. Réunion en Tchéchoslovaquie. Guide des excursions. 1931, Prague.
Matejka A., Zelenka L. Prispevek ku geologji okoli Jasine v Podkarpatske Rusi. Vestn. Statn. geol. ustavu CSR, VIII, 1932, Praha.
Mikucki T. Nafta w Polsce do polowy XIX wieku. Przemysł naftowy, 17, 1938, Lwów.
Mrazec L. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. Sbornik Statn. geol. ustavu CSR, Sv. X, 1933, Praha.
Mrazek L. O diapirysmie. Karpaty i Przedgorze. III. Wyd. Karp. Inst. Geol. Naft. 1935, Borysław.
Mryc O. Torfowisko wyzynne w Strutynie Wyznym kolo Doliny. Bull. de l'Ac. de Cracowie, 1934.
Muck J. Der Erdwachsbergbau in Boryslau. 1903, Berlin.
Munteanu G., Murgoci. Le grand Nappe de Charriage des Carpathes méridionales. Compt. Rend. 3 juillet 1905, 31 j. 1905, 4 Sept. 1905. Bukurest.
Nechay E. Ropy solne Malopolskie. 1937, Lwów.
Neumayr M. Jurastudien. I—II. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, III—IV, 1871, Wien.
Noth J. Verbreitung der Erdölzone in der Karpathenlanderung, die Zukunft der Erdölgewinnung in denselben nach dem Kriege. Ver. der Bohringenieren und Bohrtechniker, 1917.
Nowak J. Untersuchungen über die Cephalopoden der oberen Kreide in Polen. III Teil. Ammoniten und Belemniten. Bull. de l'Acad. de Cracovie, 1908.
Nowak J. O kredzie zachodniej czesći Podola i Wołynia. Sprawozdania z posiedzeń Tow. Nauk. Warszawskiego, Wydz. III, VI, 1913, Warszawa.
Nowak J. Jednostki tektoniczne Polskich Karpat Wschodnich. Archivum Naukowe, Dział II, z. 2, 1914, Lwów.
Nowak J. Die Verbreitung der Cephalopoden im polnischen Senon. Bull. Intern. de l'Ac. d. Sc. de Cracovie, Sér. A, 1917, 1918, Cracovie.
Nowak J. Nafta Karpat Polskich w swietle geologji regjonalnej. Prace geograficzne, z. VI, 1922, Lwów.
Nowak J. Zarys tektoniki Polski. II Zjazd slow. geol. i etnogr. w Polsce. 1927. Kraków.
Nowak J. Die Geologie der Polnischen Oelfelder. 1929, Stuttgart.
Nowak J. Uwagi o niektorych metodach badawczych stosunku Podola do Karpat. Rocznik P. I. G., t. VIII, z. I, 1932, Kraków.
Nowak J. Brzeg lodowca czwartorzędowego w okolicy Lwowa: kierunek ruchu lodu na Roztoczu Lwowsko-Tomaszowskiem. Rocznik P. I. G., t. VIII, z. 2, 1932, Kraków.
Nowak J. Dniestr a gipsy tortońskie. Rocznik Polsk. Tow. Geol., XIV, 1938, Kraków.
Obtulowicz J. Sprawozdanie ze zdjecia geologicnego, wykonanego w r. 1929 na arkuszu Jaslo. Posiedz. Nauk. P. I. G., № 27, 1929, Warszawa.
Obtulowicz J. i Wyszyński O. Budowa geologiczna i stosunki naftowe antykliny Pohara. S. A. «Pioner», serja B., № 3, Odział Geol., 1933, Lwów.
Obtulowicz J., Teisseyre H., Wyszyński O. Mapa geol. przedgorza Karpat wschodnich między Łomnica a Bystryca Nadworniańska. Karp. Inst. Geol. Naft. 1934, Borysław.
Olszewski St. Problem grupowania obszarów naftowych w Karpatach polskich oraz przeglad produkcji kopalni ropy i gazu ziemnego tych obszarów w letach 1896, 1906, 1910, 1913, 1922, 1930, 1931, 1932. Przemysł naftowy, 1933, Lwów.
Opolski Z. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1925. Posiedz. Nauk. P. I. G., 15, 1926, Warszawa.
Opolski Z. Mapa geologiczna Karpat w okolicy Liska. Sprawozdania P. I. G., t. IV, 1927, Warszawa.
Opolski Z. Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszach Woła Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. Sprawozdania P. I. G., t. IV, z. 1—2, 1927, Warszawa.

Opolski Z. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na arkuszach Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki. Posiedz. Nauk. P. I. G., N· 24, 1929, Warszawa.
Opolski Z. Zarys tektoniki Karpat między Oslawa — Lupkowem a Uzokiem — Siankami. Sprawozdania P. I. G., t. V, z. 3—4, 1930, Warszawa.
Opolski Z. O stratygrafji warstw krośnieńskich. Sprawozdania P. I. G., t. VII, z. 4, 1933, Warszawa.
Opolski Z. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1934 na ark. Dydiowa, Smorze, Wołowiec, Wielka Berezne. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 42, 1935.
Opolski Z. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1935 w okolicach Smorzego i na Rusi Zakarpackiej. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 45, 1936.
Papp K. Die Eisenerz und Kohlenverräte des Ungarischen Reiches. 1919, Budapest.
Paul K. Das Karpathensandsteingebiet des nördlichen Unghar und Zemplinener Comitatas. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, XX, 1870, Wien.
Paul K. Grundzüge der Geologie der Bucowina. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1876, Wien.
Paul K. Petroleum und Ozokieryt Vorkommen Ostgaliziens. 1880—1881, Wien.
Paul K. Die neueren Fortschritte der Karpathensandsteingeologie. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1883, Wien.
Paul K. und Tietze E. Bericht über Untersuchungen in den Karpathen. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1876, Wien.
Paul K. und Tietze E. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1877, Wien.
Paul K. und Tietze E. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Wien.
Pawłowski B. 1. Wosk ziemny i jego przetwory. Przegląd techniczny. 1887, Warszawa. 2. O ozokierycie truskawickim. Kosmos, 1890, Lwów.
Pawłowski S. Przyczynek do znajomości doliny Dniestru. Kosmos, t. XXXVIII, 1913, Lwów.
Pawłowski S. Próba morfologicznej analizy okolic Lwowa. Rozprawy i Wiadom. z Muzeum im. Dzieduszyckich. 1917, Lwów.
Pawłowski S. Z badań nad zlodowaceniem Polskich Karpat. Czasopismo geograficzne, XI, 1933, Lwów.
Pawłowski S. La glaciation nordique en Pologne d'après les recherches nouvelles. III Congrès des Géogr. et Etnogr. Slaves, 1930. C. R., 1933, Beograd.
Pazdro Z. Pasmo gór Czywczynskich. Część druga. Rocznik Polsk. Tow. Geol., 1934, Kraków.
Pazdro Z. O strukturze tektonicznej Opola Małego. Przemysł naftowy, XI, 1936, Lwów.
Pazdro Z. Z geologji pasma gór Szywszyńskich. 1943, Kraków.
Polanskyi P. Posttertiäre Krustenbewegungen im Südpodolien. 1928, Lemberg.
Posewitz T. Die Umgebung von Kabola Polyana. (Bericht über die geolog. Spezialaufnahme im Jahre 1892). Jahrb. d. Ung. Geol. Anstalt, 1892. 1893, Budapest.
Posewitz T. und Hofmann C. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Umgebungen von Marmaros Szigeth. 1894, Budapest.
Pożariski W. Stratygrafja senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. Biul. P. I. G., 1938, Warszawa.
Preda D. Le problème des schistes noires dans les Carpathes Orientales. An. Inst. Géol. Rom., vol. XVII, 1932.
Przepiorski W. Utwory glacjalne i fluwio-glacjalne na południe od Lwowa. Rocznik P. T. G., t. VIII, z. 2, 1932. Kraków.
Przepiorski W. Dyluwium na płaskowyżu Chyrowsko-Lwowskiem. Kosmos, t. LXIII, z. II, 1938, Lwów.
Pusch I. Geognostische Beschreibung von Polen. 1836, Stuttgart.
Pusch I. Polens Paläontologie. 1837, Stuttgart.
Rehmann A. Ziemie dawnej Polski etc. T. I. Karpaty. 1895, Lwów.
Richthofen F. Die Beregszergebirge. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1858, Wien.
Richthofen F. Trachyte im nordöstlichen Ungarn. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1858, Wien.
Richthofen F. Eruption, Miocen und Diluvialgebilde im nordöstlichen Ungarn. Jahresb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1859, Wien.
Richthofen F. Bericht über d. geologische Uebersichtsaufnahme im nordöstlichen Ungarn im Sommer 1858. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1859, Wien.
Rogala W. Przyczynek do znajomości dyluwialnych utworów Galicji. Kosmos, t. XXXII, 1907, Lwów.
Rogala W. Górnokredowe utwory na Podolu galicyjskiem. Cz. I. Turon. Biała kreda z krzemieniami. Bull. de l'Ac. de Cracovie, 1911. Cz. II. Emscher i Senon. Bull. de l'Ac. de Cracovie, 1916.
Rogala W. Materjały do geologji Karpat. III. Fauna i wiek warstw popielskich. Kosmos, t. L, 1925, Lwów.

Rogala W. Materjały do geologji Karpat. IV. Fauna i wiek warstw polanieckich. Kosmos, t. L, 1925, Lwów.
Rogala W. Sprawozdanie z badań, wykonanych na obszare Karpat w letach 1930—1931. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 33, 1932, Warszawa.
Rogala W., Pazdro Z. W sprawie wieku warstw szypockich. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 42, 1935, Warszawa.
Rogala W. Zarys stratygrafji fliszu Karpat Wschodnich. 1944.
Rogala W. i Kokoszyńska Br. Łupki spaskie. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 42, 1935, Warszawa.
Rogala W. i Kokoszyńska Br. Sprawozdanie ze studjów nad stratygrafja łupkow spaskich. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 45, 1936, Warszawa.
Rogala W. i Kokoszyńska Br. Sprawozdanie z badań nad łupkami spaskiemi. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 48, 1937, Warszawa.
Romer E. Die Eiszeit im Swidowice Gebirge Ostkarpathen. Bull. Int. de l'Ac. de Sc. Kracoviae, 1905, Kraków.
Romer E. Kilka przyczynków do historji doliny Dniestru. Kosmos, t. XXXI, 1906, Lwów.
Romer E. Kilka spostrzeżeń i wniosków nad utworami ladowcowymi miądzy Przemyślem a Dobromilem. Kosmos, t. XXXII, 1907, Lwów.
Rożycki A. Badania wstepne nad karpackiemi lupkami bitumicznymi. Sprawozdania P. I. G., t. V, 1929, Warszawa.
Rudnicky S. Strucna predbezna zprava o geologickych a morfologickych vyzkumych na Podkarpatske Rusi v cervici 1924. Vestn. Stat. geol. ustavu CSR, roc. I, cis. 2, 1925, Praha.
Ruwor R. Calicyjski przemysł naftowy. 1915, Kraków.
Samsonowicz J. Badanie geologiczno-wiertnicze, wykonane w roku 1937—1939 na Wołyniu. Biul. P. I. G., № 9, 1939, Warszawa.
Sauer V. Predveka Cinnost Karpatoruskych rek. Sb. CS. Spolecnosti Zemepisne, XXXV, 1929, Praha.
Sauer V. Morfologicky vyvoi Podkarpacke Rusi. CS. Vlastiveda 1929, I. 1929, Praha.
Sawicki L. O stratygrafji lessu w Polsce. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. VIII, z. 1, 1932, Kraków.
Schmidt E. R. Die rumpfungarischen Schurftreffbohrungen des Arars nach Kohlenwasserstoffen. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, XXXIV, H. 1, 1939, Budapest.
Siemiradzki J. Geologja ziem polskich. Tom II. Formacya młodsze (Kreda—Dyluwium). 1909, Lwów.
Siemiradzki J. Plody kopalne Polski. 1924, Lwów.
Siemiradzki J., Dunikowski E. Szkic geologiczny Królestwa Polskiego, Galicji i krajów przyległych. Pam. Fizj., XI, 1891, Warszawa.
Stache G. Die Klippen von Nowoselica etc. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1869, Wien.
Stache G. Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Unghvar im Ungarn. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, III—IV, 1871, Wien.
Stache G. Das Gebiet zwischen dem unteren Laufe der Flüsse Taracz und Talabor. Jahresber. d. k. Ung. Geol. Anstalt, 1895—1898, Budapest.
Staszyc St. Carta geologica totius Poloniae, Moldawiae, Transylvaniae et partis Hungariae et Valachiae. 1806, Warszawa.
Stejskal J. Geologocka starba jachovichodui asty Luzsk anticlinali na Podkarpatske Rusi. Vestnik St. geol. ustavu CSR, R. XII, 1936, Praha.
Stolley E. Ueber die Gliederung des norddeutschen und baltischen Senon, sowie die dasselbe charakterisierenden Belemniten. 1897, Kiel—Leipzig.
Stur D. Klippenkalke im Vaagthale. Jahrb. d. k. k. G. Reichsanst., X, 1859, Wien.
Styrnałowna M. Łupki spaskie a warstwy wernsdorfskie z okolicy Dobromila. Kosmos, t. L, 1925, Lwów.
Styrnałowna M. i de Cizancourt H. O budowie geologicznej okolicy Rybnika n/Stryjem. Kosmos, t. L, 1925, Lwów.
Suess E. Das Antlitz der Erde. T. I. 1885, Wien—Leipzig.
Sujkowski J. Petrografja kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kreda niektorych innych obszarów Polski. Sprawozdania P. I. G., t. VI, 1931, Warszawa.
Sujkowski J. La série de Szipot dans les Carpates Polonaises Orientales. Prace P. I. G., III, z. 2, 1938, Warszawa.
Sumagny I. Die geotermischen Gradienten des Alföld. H. B. Kgl. Geol. Anst., Bd. XXVIII, 3, 1929, Budapest.
Sumagny I. A Tuszantul. 1944, Budapest.
Swiderski B. Budowa geologiczna Karpat Pokuckich. Stacja geol. Borysław, Biul. 7, 1925.
Swiderski B. Sprawozdania z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich i na ich Przedgorzu w latach 1925—1926. Sprawozdania P. I. G., t. IV, z. 1—2, 1927, Warszawa.

Swiderski B. Tektoniczny stosunek Polskich Karpat Wschodnich do ich przedgórza. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. VI, 1930, Kraków.
Swiderski B. Sprawozdanie z badań nad geologja Czarnohory, ark. Mikuliczyn i Zabie. Posiedz. Nauk. P. I. G., № 30, 1931, Warszawa.
Swiderski B. O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat. Rocznik P. T. G., t. VIII, z. 1, 1932, Kraków.
Swiderski B. Geologja płaszczowiny czarnohorskiej w dorzeczu Prutu i jej dalszy przebieg w kierunku poln.—zach. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 33, 1932, Warszawa.
Swiderski B. Aperçu sur la morphologie des Karpates du Flysch. Prz. geogr., t. XIV, z. 1—2, 1932, Warszawa.
Swiderski B. Nowe przyczynki do dziejów epoki lodowej w Czarnohorze. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 42, 1935, Warszawa.
Swiderski B. Geomorfologja Czarnohory. Wyd. Kasa Mianowskiego. 1938, Warszawa.
Swidzinski H. Badania geologiczne w okolicach Rymanowa. Sprawozdania P. I. G., t. V, z. 3—4, 1930, Warszawa.
Swidzinski H. Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Sprawozdania P. I. G., t. VIII, z. 1, 1934, Warszawa.
Swidzinski H. Budowa Karpat fliszowych w świetle najnowszych badań. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 39, 1934, Warszawa.
Swidzinski H. Badania geologiczne w grupie Magurskiej. Posiedz. Nauk. P. I. G., 1934, Warszawa.
Syroczynski L. Geologiczno-przemysłowa karta kopalń i zródeł nafty i wosku ziemnego. Kosmos, 1887, Lwów.
Szajnocha W. Ueber eine cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowina. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1887, Wien.
Szajnocha W. Plody kopalne Galicji. Cz. II. Sole potasowe. 1894, Lwów.
Szajnocha W. Atlas geologiczny Galicji. Zeszyt 5. 1895, Kraków.
Szajnocha W. Atlas geologiczny Galicji. Zeszyt 13. 1901, Kraków.
Szajnocha W. Atlas geologiczny Galicji. Zeszyt 26 (Grybow, Gorlica, Jasło, Dukla, Ropianka). Kraków.
Szalai T. Földtani szelvenych a Fekcte Tisza, a Tarac es a Talabor menten. Beszamolo a m. Kör. földtani intezef 1943' evi Jebntesenek függeleke. 1943, Budapest.
Szalai T. Geology of the Northesstern Carpatians. Annales Instituti geologici Publici Hungarici, 1947, vol. XXXVIII, 1947, Budapest.
Szentes F. A felsö Tisza madence Taras ée Talabor folyo Közözzi reszenek foldtani Fekepitese. Evi j 11, 1939—1940.
Szentes F. A felsö Tisza miocén medence öszczefolglalo Képe. Resz a m Kir, foldtani intezet. Vitasil munval. A. m. Kir, fold in téze 1942 evi helen téknek függeléne IV, 2 füz., old 5—18. 1942, Budapest.
Teisseyre H. Kilka drobnych obserwacji morfologicznych z Karpat. Przegląd geograficzny, t. VI, 1923.
Teisseyre H. Powierzchina szczytowa Karpat. Prace geograficzne, t. X, 1928, Lwów.
Teisseyre H. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1929 w okolicy Dukli. Sprawozdania P. I. G., t. IV, z. 3—4, 1930, Warszawa.
Teisseyre H. Budowa geologiczna faldu Rypnego między Jasieniem a Dubszawa oraz kopalnie Olaju skalnego w Rypnem i Slobodzie Dubienskiej. Sprawozdania P. I. G., 3—4, 1930, Warszawa.
Teisseyre H. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1930 na arkuszu Jasliska (Ropianka). Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 30, 1931, Warszawa.
Teisseyre H. Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. Sprawozdania P. I. G., t. VII, z. 2, 1932, Warszawa.
Teisseyre H. Problemy morfologiczne Wschodniego Podkarpacia. Sprawozdania P. I. G., t. VII, z. 3, 1933, Warszawa.
Teisseyre H. Dyslokacje na krawedzi południowego Roztocza i ich wpływ na urzezbienie terenu. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. IX, 1933, Kraków.
Teisseyre H. Podtortońska powierzchnia kredy w okolicy Lwowa. Sprawozdania P. I. G., 1934, Warszawa.
Teisseyre H. Czwartorzed na przedgorzu arkusza Stary Sambor. Sprawozdania P. I. G., t. VIII, z. 2, 1934, Warszawa.
Teisseyre H. Sur la structure géologique des environs de Zabie, avec une carte géologique 1 : 50 000, Karpacki Inst. Geol. Naftowy. Biul. 28, 1936, Warszawa—Borysław—Lwów.
Teisseyre H. Czwartorzed na przedgorzu arkuszy Sambor i Dobromil. Rocznik P. T. G., t. XIII, 1937, Kraków.
Teisseyre H. Budowa geologiczna antykliny Slobodzkiej w okolicy Czarnego Potoka. Komunikaty S. A. «Pionier», Odzial Geol., 1937, Lwów.
Teisseyre H. Niektore zagadnienia z paleografji południowego Roztocza. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. XIV, 1938, Kraków.
Teisseyre H. Studium profilow podłużnych rzek wschodnio-karpackich. Rocznik Polsk. Tow. Geol., t. XIV, 1938, Kraków.

Teisseyre W. Całokształt płyty paleozoicznej Podola Galicyjskiego. Kosmos, t. XVIII, 1893, Lwów.

Teisseyre W. Grzebiet Gołogorsko-Krzemieniecki jako zjawisko orotektoniczne. Kosmos, t. XVIII, 1893, Lwów.

Teisseyre W. Paleomorfologia Podola. Sprawozdanie Kom. fizjogr. Ak. Umiejetn. w Krakowie, t. 29, 1894, Kraków.

Teisseyre W. Sprawozdanie z badań geologicznych, przedsiebranych z ramienia Wydziału krajowego w okolicy Rohatyna, Przemyślan i Bóbrki—Mikołajowa. Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Krakau, 1896.

Teisseyre W. Der palaeozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder. Beitr. z. Palaeont. u. Geol. Oester.—Ung., XVIII, 1903, Wien.

Teisseyre W. Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bucowina. Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 15, 1903, Wien.

Teisseyre W. O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich Przedmurza. Kosmos, t. XXXII, z. 9—11, 1907, Lwów.

Teisseyre W. O stosunku wewnetrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. Sprawozdania P. I. G., t. I, № 2—3, 1921, Warszawa.

Teisseyre W. Zarys tektoniki porownawczej Podkarpacia. Kosmos, t. XLVI, 1921, Lwów.

Teisseyre W. Problema paralelizacji badań geologicznych i geofizycznych na Podkarpaciu Polskim. Kosmos, t. LIX, 1934, Lwów.

Tietze E. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. 32, Heft 1, 1882, Wien.

Tokarski J. Pasmo gór Czywczyńskich. Cz. 1. Rocznik Polsk. Tow. Geol., XII, 1934, Kraków.

Tokarski J. O rudach manganowych, odkrytych w zrodliskach Czeremocza. Przemysł Chemiczny, 1935, Warszawa.

Tokarski J. Z tajemnic fliszu karpackiego. Wiadomości Muzeum ziemi, t. III, 1947, Warszawa.

Tokarski J. Z mineralogji gór Czywczyńskich. II. Kopaliny. Lwow. Tow. Naukowe Sprawozdanie 14, Lwów.

Tołwinski K. Rezultaty badań geologicznych na obszarze Karpat brzeznych między Borysławiem a Stryjem. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 7, 1924, Warszawa.

Tołwinski K. Skolske Karpaty Brezezne z uwzglednieniem geologji Borysławia. Stacja Geologiczne Borisław, 1925.

Tołwinski K. Sprawozdanie z badań geologicznych w Karpatach, wykonanych w lecie r. 1925. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 15, 1926, Warszawa.

Tołwinski K. Zagadnienie geologji południowej strefy przedgórza polskich Karpat Wschodnich. Sprawozdania P. I. G., t. IV, 1927, Warszawa.

Tołwinski K. Geologija Polskich Karpat Wschodnich od Borisławia do Prutu. Karp. Stac. Geol. Biul., 10, 1927, Warszawa—Borysław.

Tołwinski K. Nouvel atlas géologique de Borysław. Serv. Geol. Karpath., 1930.

Tołwinski K. Schodnice—Urycz. Mapa eksploatowanych pol. naft. na tee struktury geol. Karpacke Stacja geologiczn, 1931, Borysław.

Tołwinski K. Centralna depresjy Karpacka. Geologja i Statistyka Naftowa za r. 1932. Z. II. 1933, Borysław.

Tołwinski K. Przykarpacka formacja solonosna i jej znaczenia ksztatokwania sie złoż bitumicznych na przedgórzu. Geol. i Statyst. Naft., № 8, 1933.

Tołwinski K. Kopalnie nafty i gazów ziemnych w Polsce. Biul. Karpackiego Inst. Geol. Naft., 1934, Warszawa—Borysław—Lwów.

Tołwinski K. Objasnienie arkusza Skole. 1937, Warszawa.

Tołwinski K. Kopalnie nafty i gazów ziemnych w Polsce. Borysławsko-Karpacki Inst. Geol. Naftowy. Biul. 22, 1934, Warszawa—Borysław—Lwów.

Tołwinski K. Karpaty Wschodnie. Mapa geologiczna 1 : 200 000, 1938.

Tołwinski K. Zagadnienie prac eksplotacyjnych zmierzajacych do otkrycia nowych złoż bitumicznych w Polsce. Kopalnictwo naftowe Polski, 1938, 8, Lwów.

Tołwinski K. Perspektywy odkrycia nowych złoż bitumicznych na brzegu Karpat pomiedzy Lomnica a Czeremoszem oraz niektore prace poszukiwawcze w latach ostatnich. Kopalnictwo naftowe Polski, 1938, 9, Lwów.

Turkoski F. O solankach okolic Stebnika. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 44, 1936, Warszawa.

Uhlig V. Ueber Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpaten. Sitzungsberichte d. k. k. Ak. der Wissenschaft, 1897, Wien.

Uhlig V. Bau und Bild der Karpathen. 1903, Wien.

Uhlig V. Ueber die Tektonik der Karpathen. Sitzungsberichte der Akademie d. Wissenschaften, 1907, Wien.

Vacek M. Beitrag zur Kenntnis der mittelkarpatischen Sandsteinzone. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., XXXI, 1881, Wien.

Warchalowska-Pazdrowa O. Budowa geologiczna okolic Dukli i Zmigrodu. Kosmos, 1929, Lwów.

Wdowiarz J. Budowa geologiczna Karpat w okolicy Dynowa. Biul. P. I. G., 10, 1939, Warszawa.
Wein G. Földtani szelveny as Ung. menten. Sanev függeléke V. 1943, Budapest.
Wiesner F. Vodsto a Mineralni prameny zeme Podkarpatoruske. 1935, Praha.
Wiśniowski T. Przyczynek do geologii Karpat. Odkrycie w okolicy Dobromila gornego neokomu paleontologicznie stwierdzonego. Spraw. Dyr. C. K. gimn. w Kolomyi za r. 1896/7, 1897, Kolomya.
Wiśniowski T. Atlas geologiczny Galicyi. Zeszyt 21 (Dobromil). 1908, Kraków.
Wyszyński O. Sprawozdanie ze zdjecia, wykonynego w lecie 1929 r. na arkuszu Jaslo. Posiedz. Nauk. P. I. G., t. 27, 1929, Warszawa.
Wyszyński O. Przedgórze Stryjskie; wiercenia poszukiwawcze S. A. «Pioner» w Koenigsau Rownem. Przemysł naftowy, 1934, Lwów.
Wyszyński O. Korelacja poziomów ropnych piaskowca Boryslawskiego we wschodniej cześći Tustanowiec. Karpacki Instytut Geologiczno-Naftowy, 1934, Warszawa—Łwów—Boryslaw.
Wyszyński O. Zagadnienie wod złożowych w piaskowcu Borysławia. Karpacki Instytut Geologiczno-Naftowy, 1935, Warszawa—Borysław—Lwów.
Wyszyński O. Proba geologicznej interpretacji anomalii gravimetrycznych na przedgorzu Karpat srodkovych. Przemysł naftowy, 1937, Lwów.
Wyszyński O. Wiercenia poszukiwawcze koncernu Malopolski w Wowni. Przemysł Naftowy, 1939, Lwów.
Wyszyński O. Przedgórze okolic Kosowa; wiercenia poszukiwawcze S. A. «Pionier». Przemysł Nafowy, z. 5, ser. B, № 43, 1938, Lwów.
Wyszyński O. Glebokie wiercenie poszukiwawcze «Hucuł 1» w Wierzbowcsi. Przemysł Naftowy, 1939, Lwów.
Wyszyński O., Obtylowicz J. Antyklina Poharu. Budowa geologiczna i złoża ropy. Przemysł naftowy, 1939, Lwów.
Zapalowicz H. Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. Jahrb. Geol. Reichsanstalt, XXXVI, 1886, Wien.
Zapalowicz H. Geologische Skizze des östlichen Theiles des Pokutisch-Marmaroscher Grenz-Karpathen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, XXXVI, 1886, Wien.
Zapalowicz H. Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenz-Karpathen. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, XXXVI, 1886, Wien.
Zielinski J. Wyniki wierceń w Mraznicy na tle budowy geologicznej. Przemysł naftowy, 1930, Lwów.
Zierhoffer A. Połnocna krawedz Podola w swietle rzezby powierzchni credowej. Prace geograficzne, IX, 1927, Lwów.
Zierhoffer A. Zwiry połnocne na prawym brzegu Dniestru pod Samborem. Rocznick Polsk. Tow. Geolog., t. VIII, 1932, Kraków.
Zuber R. Studja geologiczne we Wschodnich Karpatach. Karta geologiczna okolic Slobody Rungurskiej i Kosmacza, zaczęta przez R. Zubera 1 : 75 000. Kosmos, 1882, Lwów.
Zuber R. Mapa geologiczna brzegu karpackiego między Rybnica i Czeremoczem—zdjęta przez R. Zubera w roku 1882 i 1883, skala 1 : 75 000. Kosmos, t. IX, 1883, Lwów.
Zuber R. Studya geologiczne we Wschodnich Karpatach. Cz. III. Kosmos, 1884, Lwów.
Zuber R. Skały krystaliczne z nad zrodeł Czeremosza. Rozprawy Polskiej Akademyi umiejetnosci. 1886, Kraków.
Zuber R. Atlas geologiczny Galicji. Zeszyt II (Nadworna, Mikuliczyn, Zabie, Kuty, Krzyworowhia). 1888, Kraków.
Zuber R. Ueber die Herkunft des exotischen Gesteine am Ausserrande der karpatischen Flyschzone. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1902, Wien.
Zuber R. Neue Karpathenstudien. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1903, Wien.
Zuber R. Die Geologischen Verhältnisse der Erdölzone Opaka—Schodnica—Urycz in Ost-Galizein. Zeitschrift für prakt. Geologie, 1904, Berlin.
Zuber R. Atlas geologiczny Galicji. Zeszyt XVII (arkucz Skole). 1905, Kraków.
Zuber R. Przyczynki do stratigrafji i tektoniki Karpat. Kosmos, 1909, Lwów.
Zuber R. Przyczynki do stratigrafji i tektoniki Karpat. 1909, Kraków.
Zuber R. Inoceramen und Nummuliten im Karpat. Flysch bei Wygoda. Vehr. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, № 3, 1916, Wien.
Zuber R. Flisch i Nafta. 1918, Lwów.
Zych W. Old-Red Podolski. Prace P. I. G., II, 1927, Warszawa.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие (*А. А. Богданов*) 3
Исторические сведения об изученности края (*А. А. Богданов, Б. П. Высоцкий, Ю. М. Пущаровский*) 6
Первый период (начало XIX столетия — до 1905 г) 7
Второй период (1905—1945 гг.) 10
Третий период (после 1945 г.) 22
Общие черты геологического строения Предкарпатья, Восточных Карпат и Закарпатья (*А. А. Богданов*) 37
Орографическая характеристика Предкарпатья, Восточных Карпат и Закарпатья (*Г. И. Раскатов*) 40
Закарпатская низменность 40
Восточные Карпаты 42
Предкарпатская равнина 44
Волыно-Подольская возвышенность 45
Климатическая характеристика (*Л. К. Овчинникова*) 46
Гидрография края (*Г. И. Раскатов*) 49
Стратиграфия края 55
Древние кристаллические породы Чивчинских гор и Раховского массива (*И. Ф. Трусова*) 55
Палеозойские отложения юго-западной окраины Русской платформы (*Д. П. Найдин*) 65
Пермо-триас (?) и верхняя юра окраины Русской платформы (*Д. П. Найдин*) . 69
Триас и юра Складчатой зоны Карпат (*В. И. Славин*) 71
Триасовые отложения 71
Юрские отложения 71
Нижняя юра 72
Верхняя юра 73
Меловые отложения (*Н. И. Маслакова, М. В. Муратов* и *В. И. Славин*) 77
Нижний мел 77
Неокомские отложения 82
Аптские отложения 86
Альб-сеноманские отложения 87
Верхний мел 89
Сенонские и датские отложения 91
Верхнеальбские и верхнемеловые отложения юго-западной окраины Русской платформы (*Д. П. Найдин*) 98
Сеноманские отложения 99
Туронские отложения 101
Коньякские отложения 101
Сантонские отложения 104
Кампанские отложения 106
Маастрихтские отложения 109
Палеогеновые отложения Восточных Карпат (*Н. И. Маслакова, М. В. Муратов*) 117
Палеоценовые отложения 118
Эоценовые отложения 123
Олигоценовые отложения 132
Миоценовые отложения Предкарпатского краевого прогиба (*М. Я. Серова*) . 153
Нижний миоцен 154
Средний миоцен 156
Гельветский ярус 157
Тортонский ярус 158
Верхний миоцен 166
Миоценовые отложения юго-западной окраины Русской платформы (*В. П. Казакова*) 168

Гельветские отложения 169
Нижнетортонские отложения 169
Верхнетортонские отложения 174
Неогеновые отложения закарпатских впадин 180
Нижний миоцен (*Б. П. Высоцкий*) 181
Верхнемиоценовые образования (*И. Ф. Трусова*) 185
Интрузии (в верхнем миоцене) (*И. Ф. Трусова*) 206
Условия залегания пород вулканического комплекса (*И. Ф. Трусова*) . . 210
Неогеновые и антропогеновые континентальные отложения (*Г. И. Раскатов*) . 214
Тектоника 223
Складчатая область Восточных Карпат (*А. А. Богданов, А. А. Максимов, А. Е. Михайлов, Ю. М. Пущаровский*) 223
Внутренняя антиклинальная зона 223
Центральная синклинальная зона 236
Внешняя антиклинальная зона 244
Предкарпатский краевой прогиб (*А. А. Богданов, А. Е. Михайлов*) 257
Внутренняя зона прогиба 257
Внешняя зона прогиба 266
Юго-западная окраина Русской платформы (*Д. П. Найдин*) 275
Палеозойские структуры 276
Мезо-кайнозойские структуры 277
Дислокации юго-западного крыла Львовской верхнемеловой мульды и ее центриклинального замыкания 279
Структуры северо-восточного крыла Львовской верхнемеловой мульды . . 288
Закарпатские миоценовые впадины (*А. А. Богданов, Б. П. Высоцкий*) . . 293
Верхне-Тиссенская впадина 295
Чоп-Мукачевская впадина 298
Зона Выгорлат-Гутинского хребта 299
Общие замечания по тектонике Предкарпатья, Восточных Карпат и Закарпатья и анализ аномалий силы тяжести (*А. А. Богданов*) 301
Аномалии силы тяжести и главнейшие тектонические элементы края . . . 302
Особенности аномалий силы тяжести в пределах Восточных Карпат и Предкарпатского краевого прогиба 305
История развития Восточных Карпат и прилегающих к ним областей 309
Докембрийский период (*А. А. Богданов*) 310
Нижнепалеозойский период (*А. А. Богданов*) 310
Верхнепалеозойский период (*А. А. Богданов*) 310
Триасовый и юрский периоды (*М. В. Муратов*) 311
Меловой и палеогеновый периоды (*М. В. Муратов*) 313
Развитие Восточных Карпат в меловое и палеогеновое время 314
Развитие юго-западной окраины Русской платформы в меловое и палеогеновое время 330
Период развития Восточных Карпат и примыкающих к ним областей от начала миоценового до четвертичного времени (*А. А. Богданов*) 332
Развитие Предкарпатского краевого прогиба и окраины Русской платформы в миоценовое время 333
Развитие закарпатских миоценовых впадин 344
Основные этапы формирования рельефа Восточных Карпат (*Г. И. Раскатов*) . 347
Полезные ископаемые 357
Горючие полезные ископаемые 359
Нефть и горючие газы (*А. А. Богданов, В. М. Григорьев* и *Н. Р. Ладыжинский*) 359
Озокерит 404
Каменный уголь 414
Бурый уголь 418
Битуминозные сланцы 429
Торф (*В. М. Григорьев*) 430
Металлические полезные ископаемые (*Е. Е. Захаров* и *В. М. Григорьев*) . . 433
Железные руды 433
Марганцевые руды 440
Бокситы 441
Полиметаллические руды и их проявления 442
Меднорудные проявления 455
Никелеворудные проявления 455
Мышьяковорудные проявления 455
Ртутные проявления 456
Неметаллические полезные ископаемые (*В. М. Григорьев, Р. И. Милосердова, М. С. Речменская* и *П. Ф. Сопко*) 457
Калийные соли 457
Каменная соль 465
Гипс 479
Каолин и алунит 490

Минеральные краски 499
Бентонитовые глины 502
Фосфаты 506
Сера 506
Графит 506
Доломиты 507
Строительные материалы (*В. М. Григорьев* и *М. С. Речменская*) 508
Строительные материалы вулканического происхождения 508
Строительные пески 519
Стекольные пески 519
Галечники и гравий 525
Конгломераты 540
Песчаники 540
Кварциты 566
Кремни 567
Глины 567
Мергели 588
Известняки 598
Мраморизованные известняки 614
Мраморы 614
Гидрогеология края (*А. М. Овчинников* и *Л. К. Овчинникова*) 619
Гидрогеологическая изученность территории 620
Основные принципы гидрогеологического районирования Восточных Карпат 621
Описание гидрогеологических районов 623
I. Котловина Западного Буга 623
II. Ополье и Росточье 629
III. Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба 634
IV. Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба 639
V. Зона Внешних Карпат 647
VI. Зона Внутренних Карпат 655
VII. Зона миоценовых отложений Закарпатья 665
Выводы 675
Заключение (*А. А. Богданов*) 682
Литература 684
Работы на русском и украинском языках 684
Работы на иностранных языках 701

Редактор *А. А. Богданов*
Редактор издательства *В. В. Шумов*
Техн. редактор *А. С. Борисов*
Корректор *А. Г. Покровский*

Сдано в набор 5/VIII-1952 г.
Подписано к печати 24/VII-1953 г.
Формат 70 × 108¹/₁₆.
22,32 бум. л. — 61,13 печ. л.+7 вкл.
68,2 уч.-изд. л.
Тираж 200 экз. Заказ 01737

Картфабрика издательства АН СССР

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
78	Табл. 4, графа 3 сверху	*Globotrucana*	*Globotruncana*
83	16 и 17 сверху	*Spectoniceras*	*Speetoniceras*
157	13 снизу	Нижнанковицы	Нижанковицы
182	13 снизу	*eycinoides*	*erycinoides*

Зак. 1737.

5456