

**ГЕОЛОГИЯ  
И ПОЛЕЗНЫЕ  
ИСКОПАЕМЫЕ  
УКРАИНСКИХ  
КАРПАТ**



# ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

## ЧАСТЬ II

ТЕКТОНИКА, ВОПРОСЫ ЛИТОГЕНЕЗА,  
МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА,  
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Под общей редакцией  
д-ра геол.-мин. наук Я. О. КУЛЬЧИЦКОГО  
и д-ра геол.-мин. наук О. И. МАТКОВСКОГО

ЛЬВОВ  
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ ЛЬВОВСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ  
ИЗДАТЕЛЬСКОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ «ВИЩА ШКОЛА»  
1977



УДК 551.7.550.4

**Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат, ч. II.**  
Под общ. ред. Кульчицкого Я. О. и Матковского О. И.  
Львов, Издательское объединение «Вища школа», 1977, с. 220.

В монографии на основании новейших материалов освещаются вопросы тектоники, подводно-оползневых явлений, фациальных особенностей и постседиментационных изменений во флише, а также приводится характеристика магматизма, метаморфизма и полезных ископаемых Украинских Карпат. Основное внимание уделяется анализу тектоники Складчатых Карпат, закономерностям размещения в них полезных ископаемых.

Предназначена для геологов, занимающихся изучением геологии и полезных ископаемых складчатых областей.

Табл. 26. Ил. 28. Список лит.: 240 назв.

Авторы: Михаил Петрович Габинет,  
Ярослав Онуфриевич Кульчицкий, Орест Ильярнович Матковский,  
Ангелина Андреевна Ясинская

Редакция научно-технической и природоведческой литературы

20802-111  
Г                      БЗ-19-7-77  
М225(04)-77

© Издательское объединение «Вища школа», 1977

Складчатая область Украинских Карпат, несмотря на более чем вековую историю ее изучения, все еще служит объектом интенсивных поисково-разведочных работ на различные полезные ископаемые. Геологосъемочные, поисковые и тематические исследования последних тридцати лет позволили внести много нового в познание геологии этого сложного региона. Разрозненный характер публикаций и фондовых материалов осложняет их использование в практической деятельности как производственных, так и научных организаций. В данном монографическом очерке, состоящем из двух частей, изложены и систематизированы современные представления о геологическом строении и закономерностях размещения полезных ископаемых Украинских Карпат.

В первой части очерка, вышедшей в 1976 г., характеризуется общее структурное положение региона, в историческом плане раскрывается развитие взглядов на его геологическое строение от первых работ прошлого столетия до новейших и довольно подробно излагаются основы стратиграфии образований верхнего протерозоя и палеозоя, триаса и юры, мела и палеогена. При характеристике флишевых пород широко используются результаты минералого-геохимических исследований, дающие полное представление о характере глинистых минералов, карбонатности и железистости, рассеянном органическом веществе и содержании битумоидов.

Во второй части излагаются основные черты тектоники Украинских Карпат, приводятся сведения о фиксируемых на их территории подводно-оползневых явлениях, характеризуются условия образования и постседиментационные изменения флишевых осадков. В этой части работы много внимания уделено процессам магматизма и метаморфизма, а также характеристике полезных ископаемых складчатой области Карпат.

Авторами использован богатый литературный материал, а также данные многолетних исследований.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ

Для Складчатых Карпат характерно широкое развитие опрокинутых к северо-востоку и нередко в этом же направлении значительно перемещенных (надвинутых) складок. В. Зюсс в своем капитальном труде «Образование Альп» сравнивает карпатские и альпийские складчатые структуры с морскими волнами [225]. Карпатские складки наподобие морских волн, разбивающихся и переливающихся через пологий песчаный пляж, надвинулись на западе на Чешскую платформу и на востоке — на юго-западное окончание Восточно-Европейской платформы. Эти складки так же, как и гребни морских волн, располагаются параллельно «берегу» — жесткому упору платформы, приобретая в Западных Карпатах северо-западную и в Восточных Карпатах северо-восточную vergence (опрокидывание).

Структурно-фациальная зональность Карпат обусловлена расчленением геосинклинали еще в раннюю стадию развития (конец юры — начало мела) в условиях общего растяжения на отдельные продольные блоки, ограниченные субпараллельными разломами. Эти дислокации проявляли себя на протяжении всего мела и палеогена, поэтому с основу выделения структурно-фациальных зон легли наблюдаемые различия разрезов меловых отложений. При выделении более мелких единиц — подзон — используются отличия разрезов отложений палеогена. В неогене на стадии общего сжатия внутренние зоны надвинулись на внешние, а те, в свою очередь, испытывали надвигание на передовой неогеновый прогиб. Соприкосновение резко различных фаций указывает на большие амплитуды горизонтальных перемещений, нередко превышающие десятки километров.

### Предкарпатский передовой (краевой) прогиб

Предкарпатский передовой прогиб представляет собой область интенсивного погружения, отделяющую юго-западную окраину Восточно-Европейской платформы от Складчатых Карпат и заполненную мощным (4—5 км) комплексом миоценовых моласс. Особенности геологического строения и история геологического развития позволяют выделить в его пределах две зоны: а) северную, сформировавшуюся на древнем складчатом и платформенном основаниях и известную в геологической литературе под названием Внешней зоны; б) южную, именуемую Внутренней зоной и являющуюся составной частью края Карпатской геосинклинальной области. Данная зона сорвана со своего основания и перемещена целиком на значительное расстояние к северо-востоку.

**Внешняя зона.** Характерной особенностью Внешней зоны Предкарпатского прогиба является широкое развитие пологих куполовидных и брахиантиклинальных поднятий, зачастую разбитых на блоки многочисленными нарушениями. Часто наблюдается несовпадение сводовых частей антиклинальных складок, которое фиксируется в породах сар-

мата по отношению к более древним отложениям косовского и тираского горизонтов (тортон).

Большинство разрывов, наблюдаемых во Внешней зоне, имеет северо-западное простирание, и основные крупные сбросовые дислокации (Судово-Вишнянская, Калушская) обычно косо пересекают ее. Косое направление сбросовых нарушений отражает особенности геологического строения фундамента и, в частности, совпадает с простиранием Львовского юрского прогиба.

В северо-западной части Внешней зоны в районе села Ходновичи (скв. Ходновичи-29) под неогеновыми отложениями на глубине 2714 м были вскрыты бурением интенсивно дислоцированные (углы 70—90°) филлиты и кварцитовидные песчаники рифея, образующие как бы выступ рифейского фундамента на мысленном продолжении Лежайского массива в Польше. По всей вероятности, этот выступ длительное время не вовлекался в опускание и служил барьером, отделявшим флишевой трог от области развития платформенных мезозойских отложений. Буровыми работами к северо-востоку от Ходновичей в районе Мостиски, Кохановки, Подлуб, а также почти на всем протяжении Внешней зоны к юго-востоку (Рудки, Угерско, Грыновка, Коломыя, Сторожинец, Красноильск) установлено, что подмезозойское основание сложено дислоцированными образованиями кембрия и силура.

Рифейские и нижнепалеозойские отложения фундамента Внешней зоны слагают сложный мегантиклинорий, ядро которого представлено породами рифея. Этот антиклинорий косо сечет весь Предкарпатский прогиб, скрываясь последовательно в юго-восточном направлении под покровами Самборской, Бориславско-Покутской и Скибовой структурных единиц. Судя по данным скважин Каменка-15 и Каменка-16 регионального профиля Зеленая—Парыще, в пределах антиклинория наблюдается пологий надвиг кембрийских пород на силурийские отложения со значительной амплитудой перемещения.

В крайней юго-восточной части Внешней зоны под мезозойскими отложениями залегают слабо дислоцированные породы верхнего силура и нижнего девона. Фундаментом для них служит склон докембрийской платформы.

**Внутренняя зона.** Внутренняя зона прогиба сформировалась на флишевом складчатом основании. Слагающий ее мощный комплекс песчано-глинистых соленосных моласс интенсивно смят в складки, часто осложненные сбросовыми дислокациями (рис. 1). С северо-востока зона ограничивается линией регионального пологого надвига на Внешнюю зону (амплитуда перемещения превышает 20—25 км).

Определить юго-западную границу Внутренней зоны прогиба в настоящее время трудно, ибо значительная часть зоны перекрыта надвинутым комплексом Складчатых Карпат. Конфигурация линии надвига Береговой скибы и данные глубокого бурения в районе Битковского нефтяного месторождения указывают на то, что минимальная амплитуда этого перемещения превышает 25 км. О значительной амплитуде и пологом характере надвига Береговой скибы свидетельствует сохранившийся между поселком Делятин и рекой Ослава крупный тектонический останец, сложенный смятыми в мелкие складки отложениями

менилитовой свиты, залегающими на соленосных воротыщенских породах. Анализ гравиметрических данных позволил С. И. Субботину высказать предположение, что амплитуда надвига Скибовых Карпат к северо-востоку в действительности гораздо больше. Скибовая зона и Покутско-Буковинские складки, по мнению этого исследователя, являются элементом, «целиком надвинутым» на молассовые отложения Внутренней зоны. Юго-западное крыло Предкарпатского прогиба на юго-востоке Украинских Карпат следует искать под надвинутыми массами Силезской и Черногорской зон [165].

Во внутренней зоне прогиба вдоль надвинутого края Скибовой зоны местами сильно приподнимается складчатое флишевое основание и на поверхность выходят палеогеновые отложения. Такие поднятия обнаружены в районе Борислава, Биткова—Майдана и юго-восточнее реки Прут.

Для Бориславско-Покутской подзоны характерно развитие поперечных нарушений типа сбросов, взбросов и сбросо-сдвигов, разбивающих линейные складки большой протяженности на отдельные блоки. Складки обычно узкие, сжатые, опрокинутые к северо-востоку и разорванные надвигами, имеющими крутое падение. Характерной особенностью подзоны является опрокидывание слоев на северо-восток, вплоть до образования лежащих складок, надвинутых друг на друга по пологим плоскостям. Падение плоскостей надвигов составляет от  $40-50^\circ$  до  $20-30^\circ$ , иногда же они имеют почти горизонтальное положение. Примером подобных структур являются Бориславская, Нагуевичская и Урожская складки. Юго-восточные крылья структур имеют пологое падение; северо-восточные подвернуты, пережаты и разорваны надвигами, что приводит к многоэтажному расположению антиклинальных структур.

На северо-западе между Добромилем и Урожем складки мелкие, узкие и обычно очень крутые. В этом районе ширина Бориславско-Покутской подзоны наименьшая, а плоскость надвига Скибовой зоны наиболее крутая. Юго-восточнее (Борислав, Долина, Майдан) подзона расширяется, а складки становятся более крупными.

К северо-востоку от Борислава и Тустановичей глубинные флишевые складки испытывают дальнейшее погружение и частично уходят под покров Скибовой зоны. В полосе развития воротыщенских пород перед фронтом надвига Карпат в районах Доброгостова, Уличного, Семигинова, по данным буровых скважин, флиш залегают на глубинах 2—2,5 км.

Юго-восточная часть Бориславско-Покутской подзоны представлена тесно связанными структурами Слободы Рунгурской и Покутских Карпат. Покутские складки располагаются на так называемом Северо-Буковинском поперечном поднятии, в пределах которого наблюдается наибольшее воздымание всех тектонических зон Карпат.

Геологическое строение флишевого основания подзоны очень сходно с чешуйчатым строением Скибовой зоны. Основное отличие заключается в том, что в этой подзоне, кроме мелового и палеогенового флиша, развиты молассовые отложения миоцена. Бориславско-Покутская подзона по отношению к более глубоко погруженной Самборской впа-

дине представляет собой бескорневой покров, по поверхностным данным несколько напоминающий сложный чешуйчатый антиклинорий.

Геофизическими исследованиями и глубоким бурением на территории Внутренней зоны были выявлены крупные поперечные или близкие к этому направлению разрывы, позволяющие говорить о блоковом строении. Результаты сейсмических и магнитометрических работ подтверждают наличие в фундаменте региональных поперечных нарушений, пересекающих как Карпатскую складчатую область, так и Предкарпатский прогиб, которые местами могли служить подводными каналами для внедрения магмы. По данным гравиметрии [165], Внутренней зоне Предкарпатского прогиба соответствует региональное понижение значений силы тяжести, на общем фоне которого улавливаются отдельные максимумы и минимумы, отвечающие приподнятым и опущенным блокам мезозойского фундамента. Такие поднятия отмечаются в районе Орова (Оровское поднятие), Майдана (Майдан—Ивано-Франковское поднятие) и в области Покутских складок (Покутское поднятие); депрессии фиксируются на участке Подбуж—Попели (Попельская депрессия), в бассейне Чечвы (Чечвинская депрессия) и на участке Надворная—Делятин (Надворнянско-Делятинская депрессия).

Интенсивному воздыманию складчатого флишевого основания юго-восточнее линии сел Текуча—Яблонов отвечает резкое, приблизительно пятикилометровое, почти меридиональное отступление к югу линии надвига Оровской скибы на прогиб. В северо-западной части Покутских Карпат еще Б. Свицерский [231] выделил пять линейно вытянутых узких антиклинальных структур (складка Каменистого, складка Карматуры, складка Брусного, складка Плоского и складка Максимца) с круто падающими крыльями и несколько наклоненными к северо-востоку осями. Интересно, что складка Карматуры юго-восточнее реки Рыбница в некоторых местах принимает веерообразный характер и даже имеет некоторую тенденцию к обратному юго-западному опрокидыванию.

Внезапное и быстрое погружение Покутских складок в междуречьи Лючки и Пистынки дает основание полагать, что этот процесс связан с флексурой, переходящей на глубине в крупное сбросовое нарушение. В данном районе Покутские складки представлены обычными антиклиналями без следов дизъюнктивных нарушений. Юго-восточнее в междуречье Рыбницы и Черемоша наряду с общим воздыманием в ядрах антиклиналей появляются нарушения в виде крутых надвигов юго-западных крыльев на подвернутые северо-восточные. Здесь же происходит разветвление некоторых складок на второстепенные. Еще далее к юго-востоку амплитуда дизъюнктивных дислокаций значительно увеличивается, придавая трем южным антиклиналям (складка Максимца, складка Плоского и складка Брусного) характер чешуй. Восточнее реки Выженка количество нарушений и их амплитуда еще более возрастают, придавая всей полосе Покутско-Буковинских складок типично чешуйчатое строение. В этой части Восточных Карпат (бассейн Серета) Бориславско-Покутская подзона как бы сливается в единое целое с чешуями Скибовой зоны, затрудняя проведение между ни-

ми границы (последняя легко улавливается на геологической карте всей территории Покутско-Буковинских Карпат).

Сейчас нет сомнения, что Покутско-Буковинские складки представляют собой аллохтон шарьяжного типа, перемещенный к северо-востоку на расстояние более 25 км, но остается невыясненным, какова толщина этого тектонического покрова и какие структурные элементы он перекрывает (только Внешнюю зону прогиба с мезозойско-палеозойским основанием или местами также более северные парааллохтонные глубинные флишевые складки с вмещающими их молассами).

Расположенная к северо-востоку от Бориславско-Покутской подзоны более глубоко погруженная часть Внутренней зоны Предкарпатского прогиба известна в геологической литературе под названием Самборской подзоны.

Самборская подзона представляет собой сложный синклиниорий. В северо-западной части подзоны до Дрогобыча и Стрия широко развиты гельветские (баличские) и более молодые тортонские отложения. В сводах антиклинальных поднятий во многих местах вскрываются породы стebníкской свиты. Глубокие скважины, пробуренные в Модрычах и Михалевичах, показывают, что мощность миоценового структурного комплекса превышает 3 км. На Покутье, у Яблониова, Косова, Выжницы Самборская подзона резко сужается и скрывается под покровом Покутских Карпат. Миоценовые породы Самборской подзоны собраны в асимметричные линейные складки значительной длины, как правило, наклоненные к северо-востоку. Их северо-восточные крылья нередко осложнены взбросами и надвигами небольшой амплитуды. Присутствие пластичных соленосных отложений местами вызывает осложения диапирового типа.

В целом Самборская подзона тоже образует гигантский бескорневой тектонический покров, так как слагающие ее нижние молассы полностью сорваны со своего основания и надвинуты на тортон-сарматские образования Внешней зоны или на более древние породы ее фундамента.

Подзона достигает наибольшей ширины на северо-западе (20—25 км). К юго-востоку она постепенно сужается и в районе Покутско-Буковинских складок не превышает 1—2 км и даже местами полностью перекрывается надвинутым флишевым комплексом. По данным скважины Гильче-1, под аллохтонным комплексом флиша Покутско-Буковинских складок Самборская подзона представлена тонкой пластиной (мощность 30—40 м) стebníкских отложений, зажатых между надвинутым флишем и автохтонными тортонскими отложениями Внешней зоны. Далее к югу эта тонкая пластина тектонически полностью выклинивается. Подобное резкое сокращение Самборской подзоны фиксируется также в Польше в районе Перемышльского выступа, где пестроцветные стebníкские породы образуют тонкую параавтохтонную пластину между флишевым аллохтоном и автохтонным комплексом тортон-сарматских отложений Внешней зоны.

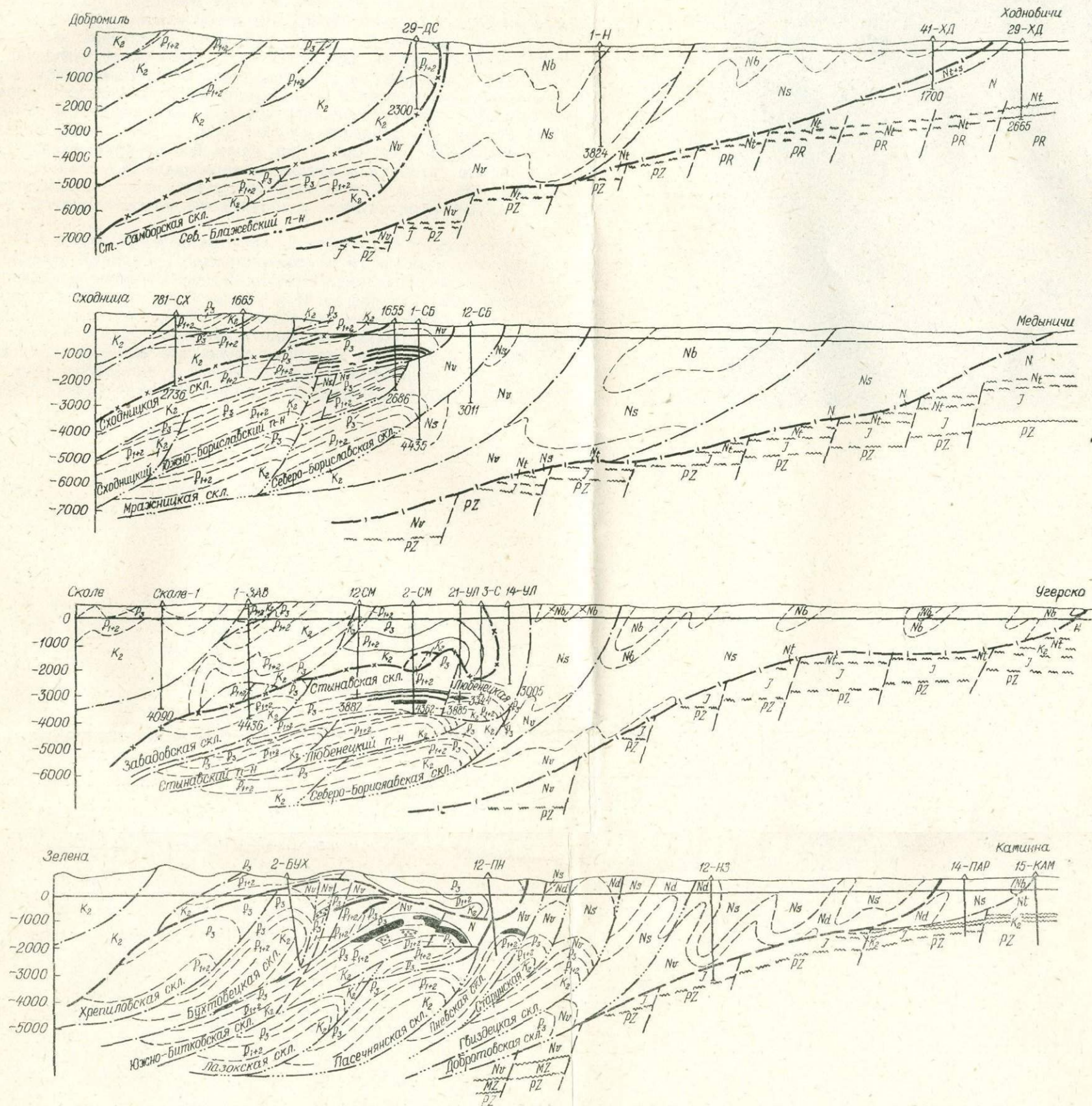


Рис. 1. Геологические префили Скибовых Карпат и Предкарпатского прогиба.

$N$  — сарматский ярус;  $N_1$  — торгонский ярус;  $N_b$  — балчичская свита;  $N_s$  — стебниковская свита;  $N_d$  — добротворская подсвита;  $N_s$  — слободская подсвита;  $N_v$  — ворытешенская свита;  $P_2$  — олигоцен поляницкая менилитовая свита;  $P_{1+2}$  — палеоцен и эоцен;  $K_2$  — верхний мел;  $I$  — юра;  $PZ$  — палеозой;  $PR$  — протерозой; черной краской обозначены залежи нефти, кружочками залежи газа.

## Складчатые Карпаты

Тектоническое районирование складчатой области Карпат производится по данным структурно-фациального анализа с учетом различий в истории геологического развития региона и особенностей его тектоники. Отчетливо выраженный линейный характер складчатости позволяет проследивать отдельные элементы на десятки и даже сотни километров. Поперечная зональность, как правило, связана с общим погружением или поднятием основных структурных единиц.

Строение фундамента Складчатых Карпат изучено слабо. По данным магнитометрических исследований, на территории западных областей Украины наиболее интенсивные аномалии наблюдаются в пределах Украинского щита и его западного склона, погруженного на глубину не более 2—3 км, а также в Закарпатском прогибе. На более интенсивно погруженной части щита, включая Львовский палеозойский прогиб, в Предкарпатском прогибе и Карпатах отмечается почти безаномальное поле, свидетельствующее о больших глубинах залегания кристаллического фундамента и немагнитности пород осадочного чехла.

Результаты гравиметрических исследований указывают на то, что в области Карпат и Предкарпатского прогиба намечается крупный региональный минимум силы тяжести. Дефект масс вызван как структурами альпийского возраста, так и более древними образованиями, последовательно претерпевшими несколько наложенных процессов складчатости, а также явлениями утолщения земной коры\*. В Украинских Карпатах крупные локальные аномалии силы тяжести образуют несколько вытянутых в общекарпатском направлении полос, которые, однако, не отображают строения фундамента и характеризуют в основном особенности строения «верхних структурных этажей» [14, с. 279].

Неясной остается природа гравитационного максимума, фиксируемого в водораздельной части Карпат по линии Ужок—Говерла, который иногда объясняется наличием приподнятых участков плотных пород домезозойского основания [14]. Анализ геологических материалов позволяет усомниться в правильности подобных представлений, ибо этот максимум, скорее всего, обусловлен наличием в районе Ужжа олистостромов, переполненных включениями обломков метаморфических пород.

В 1965—1967 гг. в Складчатых Карпатах методами КМПВ и ГСЗ вкрест простирано обработано три региональных профиля (рис. 2). На профиле Чоп—Рудки в центральной части Карпат были получены отражающие площадки на глубинах 36,5—43,5 км, которые ориентировочно рассматривались как поверхность Мохо, хотя не исключена возможность, что они отвечают какой-то границе внутри базальтового слоя [182]. Сейсмический горизонт с граничной скоростью 5,5—6,2 км/с

\* Увеличение мощности земной коры за счет поднадвига неуплотненных пород эпипалеозойской платформы под мощный комплекс геосинклинальных мел-палеогеновых флишевых образований.



36—38 км и в пределах Закарпатского разлома — на глубине 30 км. Что же касается поверхности Мохо, то она в Предкарпатском прогибе предполагается на глубине 60 км. К югу эта поверхность испытывает постепенное поднятие, которое у Закарпатского разлома достигает 45—46 км, причем мощность земной коры в Закарпатском прогибе составляет всего лишь 20—28 км.

Анализ геологических данных не позволяет согласиться с подобной интерпретацией сейсмических материалов. Как известно, скважины, пробуренные на территории Скибовой зоны (Сколе-1 — 4 км, Шевченко-во-1 — более 7 км), показывают, что мощность аллохтона здесь в ряде мест превышает 5 км. Учитывая наличие под надвинутым комплексом складок Бориславско-Покутской подзоны, можно предположить, что глубина залегания палеозойских и рифейских отложений превышает 9—12 км. Не подтвердилось также предположение о неглубоком (900—1000 м) залегании консолидированного флишевого основания в селе Черноголовы. Пробуренная там скважина на глубине 4 км не вышла из флишевых пород. Эти данные свидетельствуют о том, что первый сейсмический горизонт нельзя отождествлять с границей, отделяющей складчатые флишевые толщи и палеозойские комплексы, ибо она находится на глубинах не менее 12—20 км, и, по-видимому, отвечает второму сейсмическому горизонту.

Мел-палеогеновый флишевой структурный этаж отличается сложным покровно-чешуйчатым строением и скорее всего представляет собой сорванный с основания чехол. Срывы осадочного чехла в северных структурных единицах, как правило, происходили по пластичным глинистым образованиям яловецкого горизонта; в более внутренних единицах — Суховской и Раховской — по глинистым горизонтам нижнемелового комплекса.

Крупные надвиговые перемещения в Карпатской складчатой области привели к образованию многоярусных структур. Залегаящий в их основании современный фундамент в ряде случаев не имеет ничего общего с тем основанием, на котором образовались осадки верхних структурных этажей. Явления скальпирования и соскальзывания флишевых образований с жесткого фундамента, которые имели место в процессе надвижения, в настоящее время изучены плохо и требуют проведения дополнительных исследований.

Малоизученными остаются также вопросы глубины залегания до мелового фундамента на южном склоне, поверхностные выходы которого известны только в Мармарошской зоне в районе Рахова и в Чивчинских горах. Мармарошская зона, как известно, надвинута к северо-востоку на полосу развития мелового флиша Раховской единицы и представляет собой типичный пример покрова основания. Амплитуда горизонтального перемещения неизвестна, но судя по общей конфигурации надвига на геологической карте, а также по данным бурения в Чивчинах, она превышает 10—15 км. Под покровом Мармарошского кристаллического массива находится зона развития мощного флиша, которая и обуславливает фиксируемое в его пределах отсутствие максимумов силы тяжести. Судя по результатам гравиметрической съемки, автохтонный домезозойский фундамент расположен на глубине 4—

5 км. На остальной части складчатой области Карпат глубины его залегания еще более значительны и в отдельных случаях достигают 10—12 км и больше.

На территории Складчатых Карпат обычно выделяют следующие структурно-фациальные зоны: Скибовую, Субсилезскую, Силезскую (Кросненскую), Дуклянскую, Черногорскую (последнюю сопоставляют с Дуклянской или Силезской единицами), Петросскую, Бачавскую, Магурскую, Суховскую, Раховскую, Мармарошскую и Пьенинскую.

**Скибовая зона.** Скибовая зона представляет собой бескорневой покров, перемещенный в северо-восточном направлении и перекрывающий значительную часть Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Максимальная амплитуда надвига точно не установлена, но она составляет не менее 20 км и оценивается приблизительно в 30—40 км. Для зоны характерно широкое развитие своеобразных структур — скиб (крупных чешуй), представляющих собой разорванные в присводовой части и сорванные со субстрата линейные антиклинальные складки, перемещенные к северо-востоку и надвинутые друг на друга. Еще К. Толвинский [236] выделил в пределах этой зоны шесть основных скиб (с севера на юг): Береговую (Краевую), Оровскую, Сколевскую, Парашки, Зелемянки и Рожанки. В последние годы в тыльной части зоны дополнительно были выделены скибы Славска, Синевира и Брустуранки. Отдельные скибы — Оровская, Сколевская и Парашки — прослеживаются на протяжении 250 км. В пределах скиб нередко картируются второстепенные мелкие чешуи. Скибовая зона в Украинских Карпатах является одной из наиболее крупных единиц; в частности, в междуречье Стрыя—Быстрицы Солотвинской она достигает ширины около 40 км.

Надвиг южных скиб более крутые и перемещения, по-видимому, менее значительны, о чем косвенно можно судить по частично сохранившимся северо-восточным крыльям. Самые южные скибы (например, скиба Зелемянки) в юго-восточном направлении постепенно погружаются и переходят в опрокинутые, несколько нарушенные, антиклинальные складки.

Подобные погружения затрудняют проведение четкой границы между Скибовой и Силезской зонами. Последнюю К. Толвинский и другие геологи обычно проводили условно по широкому развитию кросненских отложений и появлению характерного для зоны Кросно типа складчатости. При этом одни и те же структурные элементы попадали то в одну, то в другую тектоническую единицу. Так, к примеру, ядро Велико-Погарской антиклинали, являющейся естественным продолжением скибы Зелемянки, причислялось к Скибовой зоне, а его восточное переклинальное погружение относилось уже к Силезской зоне.

Чтобы избежать этого, границу между зонами проводим по линии регионального надвига, который прослеживается от государственной границы с Польшей (район Устрик Нижних) до района Усть-Черной. Верховинскую (Жабьевскую) впадину, в пределах которой широко развиты кросненские породы олигоцена, вслед за О. С. Вяловым [30] и Н. Р. Ладыженским [92] рассматриваем как погруженную часть Скибовой зоны.

Олигоценые породы в Горганской части Скибовой зоны и в районе Верховины, образуя обычно очень мелкие, хаотично расположенные, острые складки типа гофрировки, выполняют широкие синклинальные прогибы, расположенные между более спокойными и просто построенными антиклинальными поднятиями, надвинутыми в северо-восточном направлении и сложенными в ядерной части отложениями нижнего палеогена и местами даже мела.

В верховьях Черной Тисы и Тересвы долгие годы выделяли крупные антиклинальные структуры (Горганская, Брустуранская, Довжинская, Станиславская) с довольно простым симметричным строением. Однако тектонику этой части Скибовой зоны нельзя считать спокойной. Так, например, Брустуранское поднятие, которое на геологических картах обычно изображается в виде гигантской, почти симметричной антиклинали (длина около 25 км, ширина 3—4 км), в действительности в ядерной части сильно нарушено и по рекам Мокранке и Яновцу имеет типичное чешуйчатое строение. В настоящее время в Горганах выделяют три крупные скибы: Славскую (Горганскую), Брустуранскую и Синевирскую. Конфигурация линии надвига Брустуранской скибы свидетельствует о значительном горизонтальном перемещении покровного типа.

С юга на Скибовую зону надвигаются Силезская и Черногорская тектонические единицы. На северо-западе в районе Гронзевы—Розлуча (так называемое Лосинец-Гронзевское поднятие) между этими единицами прослеживается узкая полоса пестроцветных мел-палеогеновых пород, которую многие геологи считают естественным продолжением Субсилезкой (Венглювецкой) зоны.

**Субсилезская (Венглювецкая) зона.** Субсилезская зона отчетливо картируется в Силезских Карпатах и в районе Жданицкого Леса, ввиду чего чешские геологи ее часто именуют Жданицко-Субсилезской. Для этой зоны (особенно ее северо-восточной части) свойственно развитие особой пестроцветной глинистой фации верхнего мела и нижнего палеогена. На смежной территории Польши эти отложения обнажаются в районе Венглювки, в связи с чем в польскую геологическую литературу введено понятие «венглювецкой фации» мела.

В Западных Карпатах Субсилезская зона надвигается к северу непосредственно на нижнетортоновые образования Предкарпатского прогиба (амплитуда перемещения более 12 км). Субсилезский покров наминает тонкую пластину, осложненную местами антиклинальными поднятиями. Северо-восточнее реки Дыйе прослеживается широкая полоса (6—8 км), в пределах которой под надвинутым субсилезским комплексом скважины на глубине 200—800 м вскрывают миоценовый субстрат. Это дает основание полагать, что первое перемещение Силезской и Субсилезской зон произошло перед ранним тортоном. В районе Тешина Субсилезская единица почти полностью перекрывается более южной тектонической зоной — Силезским покровом, из-под которого она местами появляется на поверхности, образуя тектонические окна. Классическое окно выходов верхнего мела и палеогена субсилезской фации картируется в районе Живца. Амплитуда надвига Силезской зоны по приблизительным подсчетам превышает 25—30 км. Во-

сточнее Бжеска и Тарнова Субсилезская зона узкой прерывистой полосой тянется до Устрик Нижних и затем исчезает. В последние годы К. Житко в бассейне Стрвияжа между селами Лодына и Бандров выявил пестрые глинистые породы верхнего мела—эоцена, литологически близкие к отложениям субсилезской фации и представляющие наиболее северную прибрежную часть этой фации [238]. На территории Украинских Карпат аналогичные отложения (они содержат такой же комплекс фораминифер) выходят в ядерной части Лосинец-Гронзевского поднятия, находящегося на мысленном продолжении выходов Субсилезской зоны. Наблюдаемые в районе Бабино и Розлуча резкие литолого-фациальные отличия между меловыми и палеоеновыми образованиями Лосинец-Гронзевской полосы с одной стороны и Скибовой зоны с другой указывают на крупное тектоническое нарушение. Очень крутое залегание слоев у контакта упомянутых тектонических элементов свидетельствует о крутом падении плоскости нарушения у поверхности. С глубиной нарушение, по-видимому, переходит в пологий надвиг с большой амплитудой перемещения. В последние годы структурная принадлежность Лосинец-Гронзевской полосы вызывает споры, так как некоторые геологи сомневаются в возможности ее отнесения к Субсилезской единице (по их мнению, это «поднятие» является чешуей Скибовой зоны).

**Силезская зона.** Силезская зона широкой полосой тянется из Моравско-Силезских Карпат через всю территорию Польши и уходит в Украинские Карпаты, где она долгое время была известна под названием Кросненской. В Западных Карпатах с юга она ограничивается надвигом Магурской зоны. В районе Дукли между Силезской и Магурской зонами появляется новая тектоническая единица — Дуклянские складки. В целом Силезская зона представляет собой крупный покров, из-под которого местами в виде тектонических окон выходит ее параавтохтонное основание — Субсилезская зона. Амплитуда перемещения достигает 25—30 км.

В Западных Карпатах в Силезской зоне широко развиты образования мела. В бассейне реки Белая меловые отложения постепенно скрываются (общее погружение) под породами палеогена, и полоса меловых поднятий сменяется областью широкого развития кросненских слоев, которую польские геологи нередко именуют Ясельским синклинорием. На продолжении этого синклинория в Украинских Карпатах расположен район развития кросненских слоев в верховьях Днестра и Стрия (Турковская прогнутая часть Силезской зоны). Этому району свойственно наличие узких килевидных антиклинальных поднятий, сложенных в ядре сильно перемятыми менилитовыми породами. Структуры обычно имеют очень крутые крылья (60—85%) и нередко с северо-востока осложняются надвигами (амплитуды перемещений 1—3 км), придающими всей территории чешуйчатое строение. На глубине 2,5—3,5 км эоценовые, палеоценовые и меловые породы, как правило, залегают более спокойно. Юго-восточнее Турковского района фиксируется общая тенденция к поднятию, и среди кросненских слоев появляются выходы эоцена и палеоэоцена. В районе Смерже и в ядре Голятинского поднятия известны выходы меловых отложений, которые находятся в

сложных тектонических взаимоотношениях с окружающими породами палеогена. Голятинская складка по длине превышает 10 км и по ширине достигает около 2 км. Ее ядро слагают черные песчано-глинистые отложения нижнего мела, которые на крыльях сменяются пестроцветными глинистыми образованиями верхнего мела, постепенно перекрывающимися на северо-западном периклинальном окончании структуры породами палеоцена, эоцена и олигоцена (рис. 3).

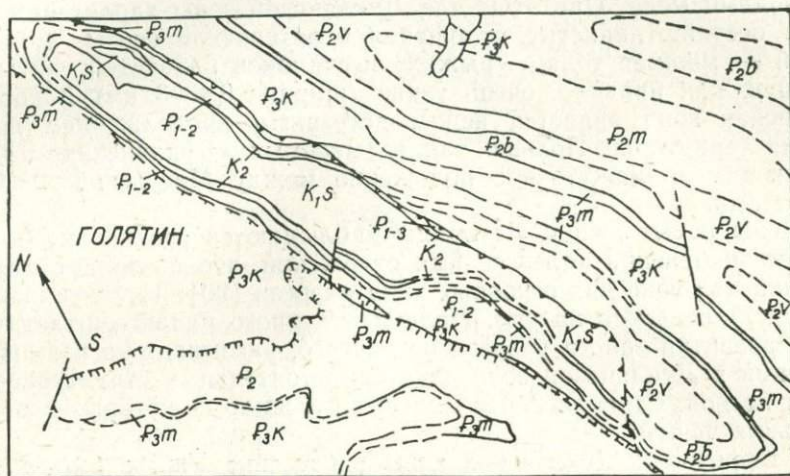


Рис. 3. Схематическая геологическая карта района села Голятин (при составлении карты использован материал С. П. Габуры).

$K_{1s}$  — шипотские слои (нижний мел);  $K_2$  — пестроцветные мергельно-глинистые образования верхнего мела, близкие к венглювецкой фауне;  $P_{1-2}$  — маломощные нерасчлененные отложения палеоцена—эоцена Голятинской складки;  $P_2$  — эоценовый темноцветный терригенный флиш горганского типа;  $P_{2m}$  — маянская свита (нижний эоцен);  $P_{2b}$  — выгодская свита (нижний—средний эоцен);  $P_{2v}$  — быстрицкая свита (верхний эоцен);  $P_{3m}$  — менилитовые слои (олигоцен);  $P_{3k}$  — кроснеподобные слои (олигоцен).

Существуют и другие точки зрения о строении Голятинского поднятия. В частности, Н. Р. Ладыженский полагает, что комплекс меловых отложений представляет собой тектонический останец большого Черногорского покрова [93].

В последнее время все чаще обсуждается структурное положение полосы Волосянки—Подполесья. В ее пределах развиты своеобразные по своему литолого-фациальному облику палеогеновые породы, образующие ряд круто поставленных, зачастую очень узких чешуй. В лобовых частях некоторых чешуй наблюдаются выжатые фрагменты мела и эоцена (окрестности села Хусне, верховья ручья Быстрого, ручья Тихого и др.), которые придают строению всего района специфические черты. Некоторые из этих выходов представляют собой олистолиты, оползшие и захоронившиеся среди кросненских слоев.

По положению и характеру строения полоса Волосянки—Подполесья является переходным звеном между Силезской и Дуклянской зонами. На территории Польши ей отвечают выделенные Г. Свидзинским [233] в Силезской зоне у контакта с Дуклянской единицей так назы-

ваемые «Субдукляньские складки», которые считаются самостоятельным тектоническим элементом второго порядка, известным в литературе под названием Субдукляньской (Ветлинской по О. С. Вялову) подзоны.

**Дукляньская и Бачавская зоны.** Общим зонам свойственно отчетливое чешуйчатое строение. Отдельные чешуи представляют собой круто поставленные антиклинальные складки с сорванными северо-восточными крыльями, ядра которых обычно сложены сильно дислоцированными породами мела. При этом для Дукляньской зоны характерными являются песчано-глинистые отложения березняньской свиты, а для Бачавской — мощная толща «рыжих» песчаников бачавской свиты.

Чешуи, как правило, очень узкие (ширина 0,4—3 км) и короткие. Дукляньская зона является непосредственным продолжением выделяемых на территории Польши так называемых «Дукляньских складок», занимающих промежуточное положение между Магурской и Силезской зонами.

В междуречье Ужа и Латорицы наблюдаются резкие литолого-фациальные изменения палеогеновых отложений, что позволяет выделить в Дукляньской зоне два основных типа разреза [90]: 1) ставняньский на севере и 2) сольский на юге. Наличие крупного надвига, отделяющего полосу развития одного разреза от другого, указывает на возможность выделения в Дукляньской зоне двух самостоятельных структурно-фациальных подзон: Ставняньской и Сольской, каждая из которых состоит из нескольких чешуй.

На территории Дукляньской зоны в бассейне Ужа с севера на юг картируется несколько чешуй и складок: 1. Лугская антиклиналь, сменяющаяся к югу Загорбскую синклиналь; 2. Ставняньская чешуя; 3. Лютская чешуя; 4. Костринская чешуя; 5. Сольская синклиналь; 6. Велико-Березняньская чешуя.

В Украинских Карпатах расположено только юго-восточное периферийное окончание Лугской складки; основная ее часть находится в Польше, где она известна под названием «структуры Хашеватого». Антиклиналь представляет собой довольно крупное поднятие, в ядре которого появляются выжатые отложения березняньской свиты. Крылья структуры сложены более молодыми эоценовыми отложениями, которые по разрезу сменяются менилитовыми и кросненскими слоями олигоцена, слагающими Загорбскую синклиналь. Погружающаяся юго-восточная часть Лугской антиклинали с юга (район Ставного) срезается надвигом верхнемеловых отложений Ставняньской чешуи. Антиклиналь разбита небольшими поперечными нарушениями на отдельные блоки.

Ставняньская чешуя представляет собой крупное антиклинальное поднятие, надвинутое в северо-восточном направлении, у которого сохранилась ядерная часть и юго-западное крыло. Эта чешуя протягивается от государственной границы с ЧССР до села Грабовница. Наличие небольших тектонических окон в районе Ставного и в окрестностях Жорнавы, в которых из-под надвинутого мела вскрываются верхнепалеогеновые отложения, указывает на пологий характер надвига и его значительную амплитуду (более 5 км). Лобовая часть чешуи сложена отложениями березняньской свиты (верхний мел—низы палеоцена), которые к юго-западу постепенно переходят в мощную толщу

песчаников лютской свиты, слагающих хребет Стинки. Дальше в том же направлении песчаный комплекс сменяется отложениями эоцена и относительно мягкой алевролитово-аргиллитовой толщей олигоцена (Вышковская синклинали).

С юга на олигоценые и палеоцен-эоценовые образования Вышковской синклинали надвигается Лютская чешуя. Плоскость надвигового нарушения очень крутая и вблизи поверхности претерпевает запрокидывание. Амплитуда перемещения весьма значительная и, по-видимому, затрагивает фундамент. Об этом свидетельствуют глыбовые выходы (длина одного из них превышает 100 м, ширина — 70 м) серых «червяковых» и комковатых известняков (юра?), которые прослеживаются в бассейне Вышки вдоль надвига меловых образований Лютской чешуи на эоценовые отложения Вышковской синклинали. Известняки, по-видимому, представляют собой тектонические отторженцы фундамента, выдавленные в процессе надвигания на поверхность. Приуроченность к зоне нарушения не позволяет считать их олистолитами, хотя такое предположение тоже не лишено вероятности.

Ставнянскую и Лютскую чешуи пересекает крупное поперечное нарушение (Стужицкий сброс), амплитуда которого превышает 500 м.

С юга на Лютскую чешую надвигается Костринская чешуя, сложенная смятыми в мелкие складки отложениями березнянской свиты.

2215  
Длина Сольской синклинали превышает 20 км, максимальная ширина достигает 5—6 км. В плане она представляет симметричную синклинали, заполненную тонкоритмичным зеленовато-серым эоценовым флишем. В окрестности села Соль выходят наиболее молодые отложения — олигоценые породы дусинской свиты. Складка разбита крупным поперечным нарушением типа сбросо-сдвига на две части: северо-западную и юго-восточную. Разрывная дислокация хорошо картируется в селе Соль в долине Ужа. Амплитуда перемещения превышает 600 м.

В бассейне Ужа в районе Великого Березного с юга на Дуклянскую зону непосредственно надвигается Магурский покров. К востоку линия Магурского надвига постепенно отступает на юг и из-под Магурского покрова выходит более южная единица — Бачавская зона, аналог которой на смежной территории Чехословакии и Польши неизвестны. В пределах этой зоны развиты своеобразные по своему литологическому составу верхнемеловые отложения бачавской свиты, слагающие обычно моноклинально погружающиеся крылья чешуй (чешуя Пастилок и др.).

Геологическое строение Бачавской зоны очень плохо изучено. Она протягивается от района Бачавы далеко на юго-восток через окрестности Поляны Квасовой до района Долгого. В долине реки Турица эту зону осложняет крупное поперечное нарушение (Лумшорский сброс), амплитуда которого, по-видимому, достигает 800—1000 м.

К югу от Полянкой Гуты между Бачавской и Магурской зонами появляется новый структурный элемент — Порошковская чешуя (О. С. Вялов называет ее Турицкой единицей), в строении которой принимают участие палеоцен-эоценовые песчаники и мощный пестроцветный эоценовый флиш, имеющий очень большое сходство с отложе-

ниями зоны Магуры. Олигоцен представлен черными и темно-серыми кремнистыми породами дусинской свиты, интенсивно смятыми в мелкие складки. Олигоценовые отложения выполняют днище Турицкой синклинали, на которую с юга надвигаются эоценовые образования Магурской зоны.

Порошковская чешуя, которую условно еще относим к Бачавской зоне, появляется из-под Магурского надвига в окрестностях Симеорок и, резко расширяясь в бассейне Турицы (ширина около 5 км), протягивается через село Мокре и Турью Поляну на южные окрестности Оленево в сторону села Голубиное и дальше тянется к юго-востоку на левые притоки Дусинки (ручьи Павлик, Квасный и др.).

На южном склоне Украинских Карпат долгое время отмечалось наличие так называемых «наложенных олигоценовых мульд». По данным С. Л. Афанасьева и А. А. Богданова [3], эти пологие мульды сложены «рунскими песчаниками» (аналоги верхнекресненских слоев), которые залегают с угловым несогласием на менилитовых и более древних палеоцен-эоценовых отложениях. Одна из таких мульд отмечалась на Полонине Ровной. Наличие подобных наложенных мульд послужило аргументом для выделения «предкресненской» фазы складчатости, которая, по их мнению, охватила всю территорию южного склона Украинских Карпат.

Эти данные оспариваются многими геологами [32]. В частности, И. Д. Гофштейн полагает, что пологое залегание слоев на Полонине Ровной и в некоторых других районах свидетельствует о наличии в этих местах горстообразного поднятия фундамента, которое препятствовало развитию складчатости в перекрывающем его чехле песчанниковых отложений.

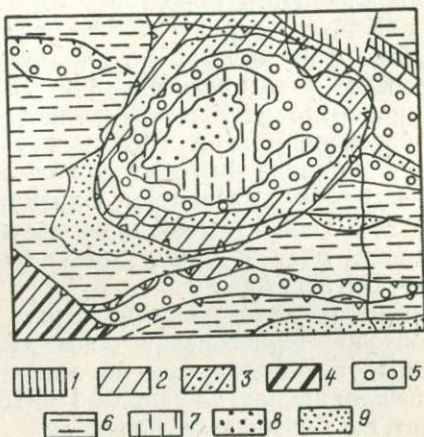
В районе Полонины Ровной имеется очень пологая синклиналь, сложенная мергелистыми и песчанистыми отложениями дусинской свиты (олигоцен), на которых, образуя тектонический останец, залегают мощная толща песчаников верхнего мела—эоцена (рис. 4). Свообразие геологического строения Полонины Ровной заключается в совпадении тектонических форм аллохтона и автохтона. Слагающие тектонический останец песчаники тоже очень полого падают (углы падения 5—20°), образуя подобие блюдцевидной синклинали, которая своими очертаниями как бы повторяет форму перекрытой покровом олигоценовой мульды.

**Черногорская зона.** Черногорская зона охватывает сложно дислоцированный район выходов шипотских отложений, протягивающийся от бассейна Тереблы до бассейна Сучавы. На смежной территории Румынии эта структурно-фаціальная единица тянется далеко к юго-востоку в Южные Карпаты и известна под названием «зоны Аудиа» или «зоны чешуй». В польской геологической литературе ее называют «Черногорской плащевинной» [231]. В юго-восточной части Украинских Карпат Черногорская зона надвигается на кресненские отложения прогнутой части Скибовой зоны, именуемой иногда не совсем удачно «Верховинской впадиной». Амплитуда перемещения довольно значительная (более 10 км), и в междуречье Белого и Черного Черемоша

наблюдается непосредственный контакт нижнемеловых отложений с олигоценовыми слоями. Конфигурация линии надвига и данные бурения \* в районе села Яблонца свидетельствуют о пологой плоскости перемещения. Надвиг имеет региональное значение и прослеживается от реки Сучава до района Ясини. Учитывая структурно-фациальные особенности, в пределах Черногорской зоны выделяются две самостоятельные подзоны: Скуповская и Шипотская (Говерлянская).

Рис. 4. Схематическая геологическая карта тектонического останца Полонины Ровной.

1 — шипотская и яловецкая свиты (мел); 2 — нижеберезнянская подсвита (верхний мел); 3 — верхнеберезнянская подсвита (верхи мела—палеоцен (?)); 4 — ба-чавская свита (мел); 5 — лютская свита (палеоцен); 6 — эоцен объединенный; 7 — манявский горизонт (нижний эоцен); 8 — выгодский горизонт (верхи нижнего—среднего эоцена); 9 — олигоцен.



Скуповская подзона представляет собой крупную скибу, протянувшуюся от государственной границы с Румынией до истоков реки Прут. Лобовую часть ее слагают сильно дислоцированные отложения шипотской свиты, сменяющиеся постепенно к югу породами верхнего мела и отложениями палеогена. По характеру строения эта скиба очень напоминает скибы Скибовой зоны. Вблизи границы с Румынией между скибой Скуповой и Скибовой зоной находится узкая (менее 0,5 км) чешуя Рапачелы, сложенная верхнемеловыми (?) и палеогеновыми породами. Вдоль надвига среди олигоценовых отложений Верховинской части Скибовой зоны местами вскрываются слюдистые песчаники верхнего эоцена (довжинская свита), аналогичные песчаникам Таркэу. Литологическое сходство плохо обнаженных пород скуповской и довжинской свит затрудняет проведение между ними границы, и эоценовые песчаники иногда ошибочно причисляются к надвинутому комплексу скибы Скуповой. По-видимому, подобная ошибка и дала повод К. Гузику [196] утверждать, что в северо-западном направлении скиба Скуповой (элемент Кострицы—Скуповой) переходит в нормальную антиклинальную складку, ядро которой постепенно погружается под менилитовые и красненские слои.

Более южные чешуи Шипотской подзоны (чешуя Людовца, Яловца и др.), по сравнению со скибой Скуповой, значительно меньше по своим размерам (ширина 0,4—1,5 км и редко больше, длина 5—15 км), не

\* Сквжина 33-Ж, заложенная на шипотских породах в 0,8 км южнее линии надвига Черногорской зоны на верхнюю часть Скибовой зоны, на глубине 320 м вошла в красненские слои поднадвига.

выдержаны по простиранию, круто поставлены и быстро выклиниваются. В бассейне Черного и Белого Черемоша с юга на эту подзону надвигается Суховский покров. Вблизи фронта надвига возрастает интенсивность разрывных и складчатых нарушений и появляются очень мелкие, быстро выклинивающиеся чешуи, шириной от 0,2 до 0,5 км. Эти чешуи представляют собой круто поставленные антиклинальные складки с сорванным северо-восточным крылом. Высокая дислоцированность пород, несомненно, вызвана региональным Суховским надвигом, амплитуда которого превышает 30 км. Мелкочешуйчатая Шипотская подзона по характеру строения очень напоминает так называемые «зоны всасывания» складчатой области Альп, которые часто рассматриваются как корневые части покровов.

В бассейне Черной Тисы к югу от Черногорской зоны из-под Суховского покрова выходит новая структурная единица, известная в литературе под названием Близицкой подзоны [7] \*. Она состоит из крутых чешуй, сложенных своеобразными отложениями верхнего и нижнего мела и принадлежит уже к иной структурно-фациальной зоне — Петросской.

Многие исследователи полагают, что Силезская и выделяемая на юго-востоке Черногорская зоны являются структурными аналогами. Подобные предположения не лишены вероятности, однако тектоническое выклинивание Скуповской и Шипотской подзон в районе Яснги придает им большую условность.

**Петросская зона.** Зона представляет собой типичную бескорневую покровную структуру, состоящую из группы надвинутых друг на друга и различных по размеру чешуй, которые, появляясь западнее Черного Черемоша из-под Суховского покрова, уже через несколько километров начинают по очереди тектонически выклиниваться, срезая плоскостью надвига на более внешние зоны: Черногорскую, Скибовую и Силезскую. Выделяемая в таком объеме Петросская зона значительно отличается от объема плащевины Петроса, выделенной в качестве самостоятельной тектонической единицы в 1914 г. Я. Новаком, хотя и имеет с ней много общего.

Чешуи по характеру разрезов верхнего мела и палеогена группируются в отдельные подзоны (с севера на юг): Близицкую, Вильшанскую, Лужанскую \*\* и Буркутскую (рис. 5).

Для Близицкой подзоны характерно распространение долинских и урдинских слоев верхнего мела; в более южной Вильшанской подзоне фациальные аналоги тех же отложений представлены породами вильшанской свиты.

Надвигающаяся на описываемые единицы с юга Лужанская подзона состоит из узких, быстро выклинивающихся и круто поставленных чешуй, которые, кроме шипотских и яловецких слоев, содержат своеобразные по литологическому составу грубообломочные породы тарничорской свиты (верхний мел). По своему строению Лужанская подзона очень близка к Шипотской подзоне Черногорской зоны.

\* О. С. Вялов и др. [34] эту же подзону называют Свидовецкой.

\*\* По О. С. Вялову и др. [34] — Красношорская.

Наиболее внутреннее положение в Петросской зоне занимает Буркутская подзона, представляющая собой сорванный с основания покров, сохранившийся от размыва между Белым Черемошем и Тересвой и сложенный песчаниками буркутской свиты. Ранее подзона условно относилась к Суховской зоне и предполагалось, что буркутская свита

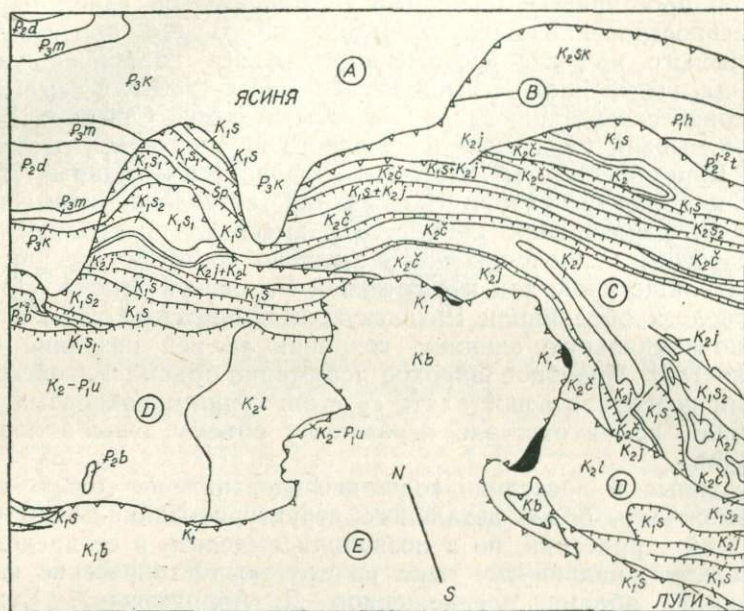


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Петросской зоны в районе Ясини (при составлении карты использован материал П. Н. Царненко).

$K_{1s}$  — шипотская свита (нижний мел);  $K_{1s1}$  — нижнешипотская подсвита;  $K_{1s2}$  — верхнешипотская подсвита;  $K_{2j}$  — яловецкая свита;  $K_{2b}$  — буркутская свита (верхний мел);  $K_{2l}$  — лолинская свита (верхний мел);  $K_{2sk}$  — скуповская свита (верхний мел);  $K_{2c}$  — черногорская свита (верхний мел—палеоцен (?));  $K-P_{1u}$  — урдинская свита (верхний мел—палеоцен);  $P_{1-2}$  — палеоцен—эоцен;  $P_{1-2h}$  — гнилецкая свита (палеоцен—нижний эоцен);  $P_{2f}$  — топильчанская свита (нижний—средний эоцен);  $P_{2d}$  — довжинская свита (верхний эоцен);  $P_{3m}$  — менилитовые слои (олигоцен);  $P_{3k}$  — кросненские слои (олигоцен).

А — опущенная южная часть Скибовой зоны (аналог зоны Таркэу Румынских Карпат); В — Скуповская подзона Черногорской зоны; С — Шипотская подзона Черногорской зоны; Д — Близицкая подзона Петросской зоны; Е — Буркутская подзона Петросской зоны.

залегает на характерных для Суховской зоны породах белотисенской свиты. Однако отсутствие разрезов, по которым можно было бы проследить взаимосвязь между этими отложениями и наличие в полосе развития буркутских песчаников, зажатых в виде клиньев выходов шипотских пород, дает основание полагать, что районы распространения буркутских слоев в структурно-фациальном отношении принадлежат к более внешним структурным единицам, на территории которых нижний мел развит не в белотисенской, а в шипотской фации. Судя по всему, в меловое время Буркутскую и Суховскую единицы разделяла крупная кордильера (румынские геологи называют ее Куманской). В районе Петроса картируется тектонический полуостанец, конфигурация которого указывает на пологий характер надвига и большую его амплитуду (более 10 км). Наличие в лобовых частях надвига оттор-

женцев верхнеюрских и ургонских известняков, а также выдавленных глыб диабазов указывают на большую глубину заложения надвиговой дислокации.

**Суховская и Раховская зоны.** В юго-восточной части Украинских Карпат между Мармарошским кристаллическим массивом и Черногорской зоной простирается обширный и относительно слабо изученный район распространения меловых отложений. В его пределах вдоль Мармарошского надвига протягивается полоса карбонатно-терригенного флиша, выделенная Д. Андрусовым еще в 1936 г. в самостоятельную тектоническую единицу — Раховскую зону. Севернее польские геологи указывали на наличие еще одного крупного структурного элемента — Буркутской зоны [226] или покрова («плащевины») Петроса [215]. Соотношение упомянутых единиц оставалось невыясненным, и только Г. Свидзинский [232, с. 37] высказал предположение, что Буркутская зона «...тектонически несогласно контактирует как с Черногорской плащевинной, так и с соседней Раховской зоной». Позже советские геологи объединили Раховскую и Буркутскую зоны в единую структурно-фациальную единицу, сохраняя за ней название «Раховская зона» [89]. Подобное широкое понимание объема Раховской зоны в то время позволяло сопоставлять ее с внутренним покровом Румынских Карпат, но не отвечало первичному объему зоны в понимании Д. Андрусова.

Проведенные в последние годы исследования не только подтвердили возможность более детального структурно-фациального районирования этой территории, но и позволили выделить в ее пределах три последовательно надвинутые одна на другую тектонические единицы: Раховскую (в объеме, предложенном Д. Андрусовым), Суховскую и Буркутскую [57]. Первые две являются самостоятельными структурно-фациальными зонами, а Буркутская в качестве подзоны относится к более внешней единице — Петросской зоне.

Суховская зона находится на продолжении выделяемого в Румынских Карпатах «нижнего внутреннего покрова» (зоны Теляжен) и является его аналогом. На ее территории широко развит так называемый «курбокортикальный флиш» белотисенской свиты (нижний мел) и специфические по своему литологическому составу верхнемеловые отложения суховской и терешовской свит. Несмотря на наличие интенсивной мелкой складчатости типа гофрировки, в пределах зоны картируются (рис. 6) последовательно надвинутые одна на другую чешуи, косое расположение которых (угол  $25-30^\circ$ ) относительно фронта надвига Раховской и Мармарошской зон обусловило их постепенное перекрытие надвинутым аллохтоном. Это явление указывает на весьма значительную амплитуду (более 30 км) горизонтального перемещения Раховского и Мармарошского покровов. Суховская зона в целом представляет собой гигантский покров, перекрывающий значительную часть Бачавской, Дуклянской и Петросской зон и образующий северо-западнее реки Боржавы крупный языкообразный выступ. Общая амплитуда горизонтального перемещения Суховского покрова превышает 30—40 км. В настоящее время на его территории выделено несколько чешуй северо-восточного и субмеридионального простираения, среди ко-

торых наиболее крупными являются Броньковская и Березникская. Броньковская чешуя протягивается на 5 км от верховьев ручья Быстрого (приток Боржавы) до долины Теревли, достигая в отдельных местах 5 км ширины. К северу она надвигается на Березникскую, которая узкой полосой (1—6 км) тянется от села Кереецкое до долины

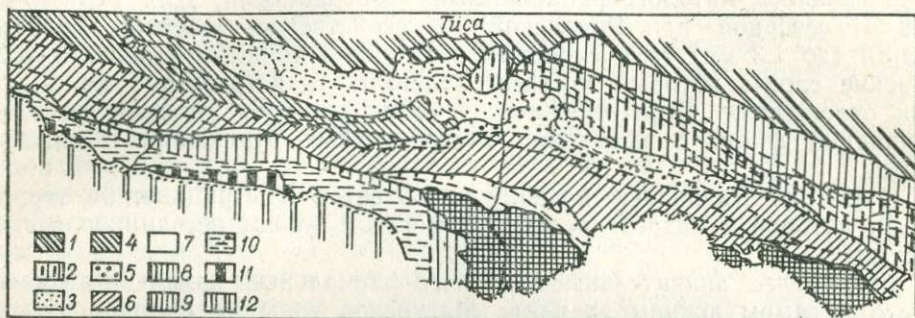


Рис. 6. Схема структурного районирования юго-восточной части Украинских Карпат к югу от Скибовой зоны.

1 — Скибовая зона (покров); 2—2а — Черногорская зона (покров) с подзонами; 2 — Шипотской и 2а — Скуповской (обозначена вертикальными штрихами); 3—5 — Петросская зона (покров) с подзонами; 3 — Близницкой; 4 — Лужанской и Вильшанской; 5 — Буркутской; 6 — Суховская зона (покров); 7 — Раховская зона (покров); 8—9 — Мармарошская зона (покров) с подзонами; 8 — Радомирской и Мармарошского кристаллического массива (на схеме мелкая клетка); 9 — Мармарошских утесов; 10 — Тарасовской и Драговской; 11 — Пьенинская зона (покров); 12 — Закарпатский внутренний прогиб.

Лужанки на 45 км. В поперечном плане чешуя напоминает моносинклиналь, так как в лобовой части сложена породами белотисенской и суховской свит, постепенно скрывающимися к югу под песчаники терешовской свиты.

Раховская зона является непосредственным продолжением «верхнего внутреннего покрова» (зоны Чехлеу) Румынских Карпат и на территории Украинских Карпат отчетливо картируется в бассейнах Черного и Белого Черемоша, Тисы, Шопурки и далее к западу в виде отдельных фрагментов наблюдается до района села Кушница (бассейн Боржавы), где полностью перекрывается под надвинутыми массами Мармарошской зоны. В структурном отношении зона, несмотря на наличие мелкой складчатости, представляет собой крупную скибу, которая постепенно погружается к югу, осложняясь второстепенными чешуями. К северу Раховская зона надвигается на Суховскую. Линия надвига хорошо картируется и на смежной территории Румынии известна под названием «линии Лутул Рошу».

**Магурская зона.** Магурская зона является одной из наиболее крупных и прослеживается на всем протяжении Западных и частично Восточных Карпат. К югу от Кракова ее ширина достигает 43 км. В юго-восточном направлении она постепенно сужается и у государственной границы Чехословакии с СССР ее ширина не превышает 10 км. Большинство исследователей считает, что эта единица является крупным покровом, который переместился к северу на несколько десятков километров. Общее сужение зоны Магуры к юго-востоку при парал-

лельном сохранении выделяемых на ее территории продольных подзон, по мнению чехословацких геологов, указывает на первичное выклинивание Магурского бассейна осадконакопления в юго-восточном направлении [188].

На территории Чехословакии в зоне Магуры выделены три подзоны, отличающиеся литолого-фациальными особенностями. Для первой из них — северной или Рачанской — свойственно развитие мощной толщи (до 1,3 км) грубослоистых песчаников нижнего палеогена (соланские слои), которые местами залегают трансгрессивно на меловых отложениях. Стратиграфически выше залегает мощный песчано-глинистый флиш с вкладками пестроцветных отложений в нижней части.

С юга на Рачанскую подзону надвигается Быстрицкая, на территории которой в разрезе палеогена мощные толщи песчаников отсутствуют.

Еще более значительные литолого-фациальные изменения имеют место в самом южном элементе Магурской зоны — Белокарпатской (Черговской) подзоне, фундаментом которой на западе (Белые Карпаты) являются Пьениды.

На территории Украинских Карпат в Магурской зоне наблюдается плохая обнаженность, что очень затрудняет изучение разрезов палеоцена и эоцена. Несмотря на это, в бассейне Ужа можно выделить все три подзоны: Белокарпатскую (Черговскую), Быстрицкую и Рачанскую. На смежной территории Чехословакии Рачанская, Быстрицкая и Черговская подзоны отделены друг от друга взбросами, переходящими в довольно крупные надвиги, из которых наиболее значительным является надвиг Белокарпатской подзоны на Быстрицкую (в долине Белой Воды его амплитуда превышает 5 км). На крайнем западе фундаментом Белокарпатской и частично Быстрицкой подзон являются Пьениды, которые с раннепалеогенового времени потеряли свою тектоническую независимость и жили единой жизнью с внешней частью флишевого бассейна. Данные о субстрате, подстилающем Магурскую зону в восточной части Западных Карпат и в Восточных Карпатах, нет. В западной части зоны, несмотря на общую вергенцию (опрокидывание) к северо-востоку, наблюдается некоторая тенденция к обратному (южному и юго-западному) надвиганию южных структурных элементов, которая, по-видимому, появилась в заключительную стадию карпатского орогенеза. Наличие тектонического окна в бассейне Ондавы, сложенного бенатинским флишем (эоцен), свидетельствует о значительной амплитуде надвига южных элементов зоны Магуры на зону Пьенид (3—5 км). Вблизи границы с УССР, по данным Б. Лешко [209], наблюдается общее надвигание Пьенинской зоны к северо-востоку на Магурскую зону.

В Украинских Карпатах в пределах зоны Магуры закартировано несколько антиклинальных и синклиналиных структур, которые расположены линейно и имеют общекарпатское простирание. Особо выдержанной является синклиналь Турьи Реметы, которая прослеживается в Черговской подзоне на протяжении свыше 10 км. В районе Дубринич и Турьи Реметы палеоцен-эоценовый флиш Магурской зоны про-

рывается выходами андезитов, микрогранодиоритов и габбро-диабазов, возраст которых условно считается плиоценовым.

В настоящее время о юго-восточном продолжении зоны Магуры и ее взаимоотношении с выделяемыми на юго-востоке Украинских Карпат тектоническими единицами существуют следующие представления:

1. Зона Магуры в районе Турьи Реметы почти полностью выклинивается, скрываясь под покровом неогеновых эффузивов [215, 233].

2. Зона Магуры под покровом неогеновых эффузивных образований не выклинивается, и ее юго-восточным продолжением является Мармарошская зона [1, 33, 49]. Северную границу Магурского покрова сторонники этой точки зрения проводят севернее Турьей Поляны и протягивают через Порошково и Оленево до района Свалявы. Юго-восточнее Свалявы в верховьях левых притоков Свалявки появляются выходы «мармарошского» палеогенового флиша, которые могут считаться дальнейшим юго-восточным продолжением зоны Магуры. Это предположение кажется наиболее вероятным, хотя окончательно решить этот спорный вопрос могут только детальные геологосъемочные работы.

**Мармарошская зона.** Мармарошская зона (вернее было бы называть ее Мармарошской группой структурных единиц) расположена на юго-востоке Украинских Карпат. Она охватывает выходы древних кристаллических пород (Чивчинские горы, Раховский массив), находящуюся на их северо-западном продолжении полосу «утесов», протягивающуюся до окрестностей села Долгое по реке Боржава, и чешуйчатую полосу развития так называемого «мармарошского палеогенового флиша». В Мармарошских «утесах», в отличие от Пьенинской зоны, наряду с глыбовыми выходами юрских известняков встречаются крупные глыбы триасовых и древних метаморфических образований. Выходы таких «утесов» в бассейне Великой и Малой Угольки достигают значительных размеров и иногда превышают 1,5 км<sup>2</sup>. Крупный выход кристаллических пород известен также на правобережье Боржавы у села Долгое. «Утесы» в основном приурочены к полосам развития грубообломочных и песчаных пород соймульской свиты (альб—сеноман) и в большинстве случаев являются крупными олистолитами, то есть глыбами, сползшими с кордильерного поднятия во время осадконакопления. Некоторые из них находятся с вмещающими породами в сложных тектонических взаимоотношениях и представляют собой тектонические отторженцы фундамента, вмятые в палеогеново-меловой чехол в процессе образования Мармарошского надвига.

Мармарошская зона к северо-востоку надвинута на более внешнюю часть складчатой области Украинских Карпат. Свойственное ее территории блоковое и чешуйчато-покровное строение сформировалось в результате нескольких пароксизмов складчатых процессов: а) в мелу; б) на границе позднемелового и раннепалеогенового времени; в) в неогене. С юга на нее надвигается Пьенинская зона.

Учитывая структурные особенности и особенности геологического развития отдельных частей Мармарошской зоны, в ее пределах можно выделить следующие подзоны (вопрос о ранге этих структурных единиц не вполне ясен и возможно, что некоторые из них в дальнейшем

будут переведены в самостоятельные структурно-фациальные зоны): а) Радомирскую, б) Мармарошского кристаллического массива, в) Мармарошских утесов, г) Тарасовскую и д) Драговскую.

*Радомирская подзона.* Радомирская зона впервые была выделена в 1970 г. А. К. Бойко [11] в качестве шовной зоны, которая отделяет Мармарошский кристаллический массив от расположенных к северу более внешних единиц флишевых Карпат. До А. К. Бойко та же структурно-фациальная единица некоторыми геологами выделялась в районе Рахова под названием Каменнопотокской чешуи или подзоны [80]. Упомянув о Закарпатском глубинном разломе, уместно отметить, что Е. М. Лазько и Д. П. Резвой [102] так называли полосу развития Пьенинских и Мармарошских утесов (клиппов), приуроченных, по их представлениям, к крупному структурному шву, формирование которого в значительной мере предопределило историю геологического развития всей области Карпат. Это положение в известной мере повторяет известные ранее высказывания чехословацких геологов, назвавших область Пьенинских утесов Перипьенинским глубинным разломом [188]; новым явилось только отнесение к тому же разлому Мармарошских клиппов. Последнее положение многие карпатские геологи считают спорным, так как Мармарошские клиппы и Мармарошский кристаллический массив принадлежат уже к Внешним Карпатам и расположены севернее Пьенинского глубинного разлома. Это несоответствие В. В. Глушко попытался объяснить разделением Пьенинского глубинного разлома юго-восточнее Боржавы на две ветви: внешнюю, проходящую вдоль внешнего края Мармарошского кристаллического массива (то есть совпадающую с фронтальной частью надвига Мармарошской зоны), и внутреннюю, огибающую Мармарошский массив с юго-запада и скрытую под чехлом неогеновых образований Закарпатского прогиба [47]. Некоторые исследователи (А. К. Бойко, С. С. Круглов, С. Е. Смирнов и др.) рассматривают глубинный разлом вдоль северо-восточной границы Мармарошской зоны как единую, длительно развивавшуюся разрывную дислокацию или (чаще) как зону разрывных нарушений, неоднократно проявившихся в мезокайнозое. При этом иногда высказываются предположения о преобразовании глубинного разлома в региональный Мармарошский надвиг. А. К. Бойко рассматривает глубинный разлом, проходящий вдоль внешнего края Мармарошской зоны, не только как тектоническое разграничение областей, но и выделяет его в самостоятельную Радомирскую «зону», отличающуюся повышенной подвижностью и проницаемостью, а также своеобразием формационных комплексов, обусловленным конседиментационным развитием разломов [12]. Она почти полностью перекрыта Мармарошским массивом и на поверхности наблюдается только фрагментарно (рис. 7). Ее выходы известны в бассейнах рек Большая Уголька и Тевшак, а также в тектонических полуокнах по рекам Шопурка, Косовская, Тиса. Особенно хорошо эта «зона» выражена перед фронтальной частью Мармарошского надвига в бассейнах ручьев Радомиер и Квасной, от которых простирается дальше через верховья реки Рускова на левые притоки Черного Черемоша и далее на левобережье Сараты. Юго-восточные выходы фиксируются в верховьях реки

Молдава, а затем вдоль всей восточной границы Мармарошского массива эта «зона» нигде на поверхности не наблюдается вплоть до пересечения с неогеновой вулканической грядой Харгита, где она полностью скрывается под надвинутыми комплексами кристаллических пород. Большая амплитуда горизонтального перемещения последних, по-

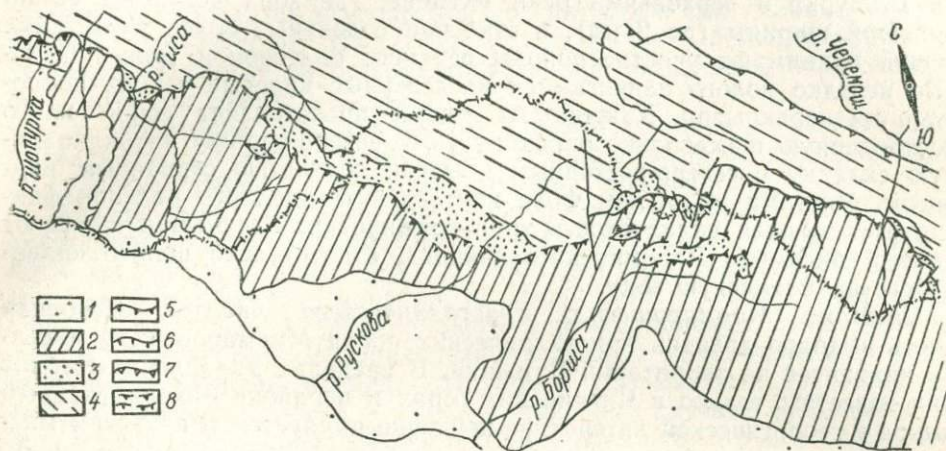


Рис. 7. Схема расположения Радомирской структурно-фациальной единицы [11].

1 — область развития отложений палеогена; 2 — поднятый фундамент Мармарошской зоны с останцами допалеогенового чехла (Мармарошский массив); 3 — Радомирская подзона, сложенная породами верхнего палеозоя, триаса, юры и мела; 4 — Раховская зона; 5 — Мармарошский надвиг; 6 — Радомирский надвиг; 7 — Раховский надвиг; 8 — предполагаемые границы Мармарошской и Радомирской единиц.

звоящая говорить о покрове, вытекает из наличия выходов Радомирской подзоны в тектонических окнах, картируемых в долине реки Косовская, по ручью Берлебашу, в верховьях реки Рускова и по ручью Васеру.

В пределах Радомирской подзоны развиты своеобразные верхнепалеозойские и мезозойские образования, которые резко отличаются от однообразных отложений, залегающих на кристаллических породах Мармарошского покрова. Особенно отличаются осадки юры и нижнего мела [12], хорошие разрезы которых можно проследить в районе Рахова в пределах Каменнопотокской чешуи, зажатой между Мармарошским надвигом и Раховской (Чехлеу) зоной. В ее геологическом строении принимают участие своеобразные верхнеюрские отложения, породы каменнопотокской свиты (верхи титона—нижний валанжин) и «зеленокаменные» эффузивные образования.

В верховьях рек Рускова и Васер между зоной Чехлеу и Мармарошским кристаллическим массивом на геологической карте Румынии, опубликованной в 1968 г., выделена самостоятельная узкая «единица черного флиша», сложенная отложениями триаса, юры и нижнего мела. Эта единица по-видимому, является продолжением Радомирской подзоны. Интересно, что в пределах подзоны низы мела представлены флишеидными образованиями, а более молодые меловые осадки — нефлишевые.

Радомирская подзона отличается сложным чешуйчатым строением, причем отдельные чешуи по ширине редко превышают 0,3—0,4 км, круто поставленные и быстро выклинивающиеся. Внешние чешуи (Каменнопотокская чешуя и другие), как правило, сложены мезозойскими, преимущественно меловыми и юрскими породами. Между долиной реки Шопурка и верховьями реки Рускова, где зона достигает самой большой ширины (до 2 км), в строении отдельных более внутренних чешуй принимают участие породы верхнего палеозоя и триаса, которые нередко полого надвигаются на северные краевые чешуи, полностью их перекрывая. Каждая из чешуй представляет собой круто поставленную и несколько опрокинутую к северо-востоку антиклинальную складку с северо-восточным крылом, полностью сорванным надвигом. Местами на общем фоне крутого юго-западного падения фиксируется мелкая складчатость типа гофрировки. Все чешуи образуют единый ансамбль Радомирского покрова, относительно полого надвинутого на Раховскую зону.

*Подзона Мармарошского кристаллического массива.* Основная часть выходов древних кристаллических пород Мармарошского массива находится на территории Румынии. В пределах Украинских Карпат они известны только в Чивчинских горах и в районе Рахова (данный выход в геологической литературе неудачно именуется «Раховским массивом»).

О геологическом строении этих районов существуют различные представления. Так, И. В. Высоцкий считает Мармарошский кристаллический массив выступом древнего фундамента Карпат, который является срединным в теле герциевского сооружения юго-западной Европы [36]. Мы полагаем, что в данном случае правильнее было бы говорить о байкалидах и возможно каледонидах, коренным образом переработанных герцинским орогенезом. Это подтверждается определениями абсолютного возраста гнейсо-гранитов хребта Черный Див в Чивчинах и района Камень-Клевка около Рахова, а также инъекционных гнейсов типа Рареу в Румынских Карпатах [146], которые указывают на палеозойское время метаморфизма (330 млн. лет). Стадию герцинского тектогенеза, вызвавшую общую складчатость, региональный и контактовый метаморфизм, а также внедрение синтетектонических гранитоидных интрузий следует связывать с первой половиной каменноугольного времени.

В ранних работах некоторых советских геологов высказывалось мнение, что Мармарошская и Пьенинская зоны слагают ядро мегаантиклинория Восточных Карпат [10]. В Раховской части кристаллического массива ими выделялись крупные антиклинальные поднятия, постепенно погружающиеся в северо-западном направлении. На мысленном продолжении этих структур, по их мнению, располагаются южная (Пьенинская) и северная (Мармарошская) «утесовые зоны». По новейшим данным, Мармарошская зона занимает более внешнее структурное положение, чем Пьенинская, и по существу представляет собой покров с большой амплитудой перемещения (более 15 км), перекрывающий значительную часть Раховской и Суховской зон.

Интересный материал о характере сочленения Мармарошской и Суховской зон дало бурение в районе Долгого. Скважина, заложенная на выходах соймульской свиты и находящаяся примерно в 0,5 км южнее контакта Мармарошской и Суховской единиц, на глубине 750 м вошла в брекчированную зону, сложенную сильно дислоцированными флишевыми породами нижнего мела с вмязыми в них глыбами юрских и более древних пород. На глубине 2,1 км вскрыты более спокойно залегающие коренные породы поднадвига, представленные отложениями белотисенской свиты.

На территории Мармарошского кристаллического массива четко выделяются три структурных яруса: 1) домезозойский (герцинский), 2) триасово-юрский, 3) мел-палеогеновый (альпийский).

Выходы домезозойского яруса приурочены к наиболее интенсивно приподнятой части Мармарошской зоны, в пределах которой вскрываются древние комплексы орто- и парапород. Кристаллические образования смяты в мелкие складки, на фоне которых намечаются более крупные структуры антиклинального и синклинального типа, вытянутые в общекарпатском направлении и иногда напоминающие брахиструктуры. Складки нередко нарушены разрывными дислокациями (сбросы и сбросо-сдвиги), а также в отдельных случаях осложнены довольно крупными продольными нарушениями надвигового характера. Крупное надвиговое нарушение, в частности, картируется в Чивчинских горах в истоках Черного Черемоша и Перкалаба. Впервые о наличии пологих надвигов в этом районе упоминается в работе Р. Краевского [205]. Сложную покровную тектонику северо-западного окончания Мармарошского массива в окрестностях Кобылецкой Поляны изображает также на своих профилях А. Л. Кривин [80]. В последние годы в пределах советской части Мармарошского массива выделены два крупных покрова: нижний — Белопотокский и верхний — Деловецкий, которые резко отличаются структурно-фациальными особенностями. Между этими покровами отмечена промежуточная единица — Розинская чешуя [175].

Основная часть территории занята Деловецким покровом, представляющим местами почти горизонтальную пластину толщиной до 1 км, осложненную мелкой складчатостью и разрывными нарушениями сбросового типа и местами полностью денудированной. В тектонических окнах и полуокнах (рис. 8) вскрывается параавтохтонная единица — Белопотокская зона, — в поднадвиге которой находится Раховская зона.

Эти данные подкрепляют выводы В. Улига, который еще в 1907 г. говорил о наличии на Мармарошском массиве двух покровов — Буковинского и Семиградского (или Трансильванского) [240]. Буковинский покров сложен в основном домезозойскими метаморфическими образованиями и надвинут к северо-востоку на более внешние структурные флишевые единицы. С юга на него надвигается Семиградский покров, в пределах которого, кроме метаморфических пород, широко развиты триасово-юрские образования. Выделяемые в Украинских Карпатах Белопотокский и Деловецкий покровы, по-видимому, являются составной частью Буковинского покрова.

А. К. Бойко, признавая покровный характер общего надвига Мармарошского массива на более северные единицы Флишевых Карпат (рис. 9), отрицает возможность выделения самостоятельных крупных покровов, так как выводы о наличии двух резко отличающихся в литолого-фациальном отношении палеозойско-мезозойских комплексов

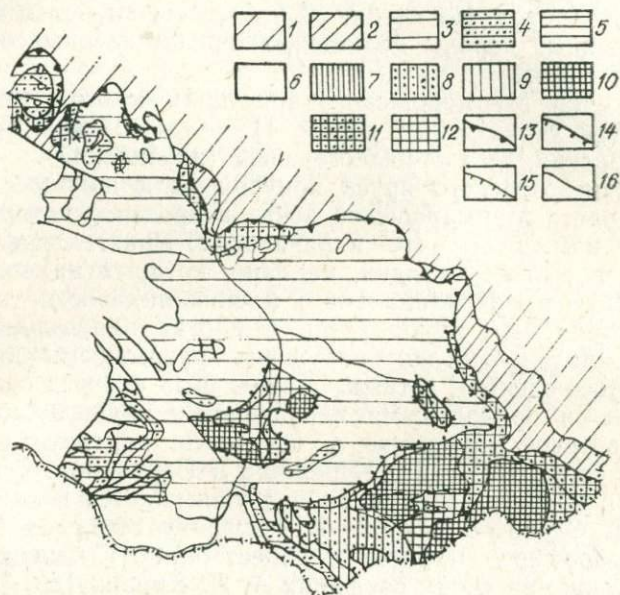


Рис. 8. Схема покровного строения Раховского кристаллического массива по данным С. Л. Бызовой, М. В. Воинова, С. Г. Рудакова.

1 — Раховская зона; 2 — Каменнопотокская (Радомирская по А. К. Бойко) единица; 3—6 — Деловецкая единица (покров); 3 — нижний этаж байкало-герцинского комплекса ( $Rf^?$ — $PZ_{1-2}$ ); 4 — верхний этаж байкало-герцинского комплекса ( $PZ_3$ ); 5 — нижний этаж альпийского комплекса (Т—J); 6 — верхний этаж альпийского комплекса (K—P); 7—9 — Розинская единица; 7 — нижний этаж байкало-герцинского комплекса ( $Rf^?$ ); 8 — верхний этаж байкало-герцинского комплекса ( $PZ_3$ ); 9 — нижний этаж альпийского комплекса (Т); 10—12 — Белопотокская единица (покров); 10 — нижний этаж байкало-герцинского комплекса ( $Rf^?$ ); 11 — верхний этаж байкало-герцинского комплекса ( $PZ_3$ —Т); 12 — нижний этаж альпийского комплекса ( $J_2$ — $K_1$ ); 13 — граница зон; 14 — граница единиц; 15 — надвиги внутри единиц; 16 — прочие разрывы.

(Деловецкого и Белопотокского) недостаточно обоснованы. Согласно его представлениям, блоковые движения, происходившие в этапы тектонической активизации с конца палеозоя, исказили общую картину строения жесткого метаморфического субстрата, но не настолько чтобы полностью затушевать особенности древней структуры» [11, с. 193]. Толщи доверхнепалеозойского комплекса образуют крупные брахиформные складки, располагающиеся рядами и представляющие возможность выделить две структурно-фациальные «зоны» с субширотным (запад-северо-западным) простиранием: Белопотокскую и Берлебашско-Перкалабскую. Обе эти зоны осложняются субмеридионально расположенной структурной единицей, названной А. Бойко Тисенской зоной поперечных структур.

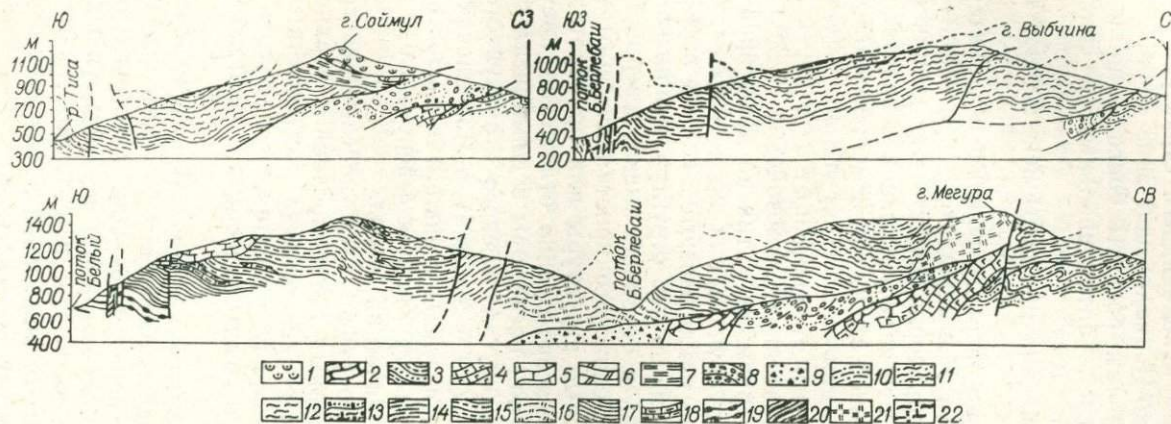


Рис. 9. Геологические разрезы Мармарошской зоны в районе Рахова [11].

1 — альб—сеноман (соймульская свита); 2 — мел, песчаная толща; 3 — неоком, раховская свита; 4 — верхи юры—нижний валанжин, образования карбонатно-вулканогенной толщи и каменнопотокской свиты, нерасчлененные; 5 — верхняя юра, догорунская свита; 6 — средний триас, доломитовая толща; 7 — нижний—средний триас, кузницкая свита; 8 — верхняя пермь—триас, пестроцветная терригенная толща и карбонаты; 9 — карбон, карбонатно-терригенная толща. Средний палеозой: 10 — верхнемегурская подсвита; 11 — верхняя пачка нижнемегурской подсвиты; 12 — нижняя пачка нижнемегурской подсвиты; 13 — фациальный аналог нижнемегурской подсвиты. Нижний палеозой: 14 — верхнеберлебашская подсвита; 15 — верхнеделовецкая подсвита; 16 — нижнеберлебашская подсвита; 17 — нижнеделовецкая подсвита; 18 — мраморы и слюдисто-карбонатные сланцы деловецкой свиты; 19 — бутинская свита; 20 — белопотокская свита; 21 — гнейсо-граниты мегурского типа раннекаменноугольные; 22 — ортогнейсы менчульского типа поздне-среднепалеозойские.

Раннегерцинская складчатость, по данным А. К. Бойко, обусловила общее антиклинальное строение Белопотокской зоны, в пределах которой отмечается наличие нескольких крупных брахиантиклинальных складок — Белопотокской, Бредецельской, Банской, — по форме приближающихся к изометричным куполовидным структурам. В расположенной севернее Берлебашско-Перкалбашской зоне наблюдается более напряженная складчатость и там развиты более узкие и отчетливее ориентированные сопряженные антиклинальные и синклинальные складки.

В северо-западном направлении обе зоны испытывают постепенное погружение.

Не предрешая окончательно спорного вопроса о характере внутреннего строения советской части Мармарошского кристаллического массива, мы считаем, что его территории свойственно типичное покровно-чешуйчатое строение и отрицать наличие покровов нельзя.

Триасово-юрский структурный этаж, как и меловые отложения, входящие в состав альпийского цикла, залегает на домезозойском ярусе с резким угловым несогласием и отличается от него по характеру слагающих пород и по стилю тектоники. Мезозойский чехол интенсивно размыт, и сохранившиеся от размыва пятна не дают представления о его строении. В большинстве случаев они представлены ядрами синклинальных складок, которые накладываются как на антиклинальные, так и крыльевые части синклинальных структур герцинского возраста. Эти складки в районе Чивчин в основном имеют северо-западное простирание, а на территории Раховского кристаллического массива местами переходят в субширотные структуры или приобретают субмеридиональное простирание. Триасово-юрские отложения претерпели интенсивные складчатые движения после юры в доверхнеальбское время.

Составляющие нижнюю часть альпийского структурного этажа отложения соймульской свиты (альб-сеноман) в Чивчинских горах слагают крупную синклифаль Паленицы с полого падающими (20—30°) крыльями. Эта синклинальная структура к северо-востоку надвигается на район развития кристаллических пород.

Верхняя часть альпийского этажа представлена трансгрессивно залегающими в виде разрозненных пятен средне- и верхнеэоценовыми карбонатно-терригенными (в верхах разреза пестроцветными) отложениями. Наблюдаемые в полосах их развития крутые углы падения несомненно связаны со складчатыми процессами в неогене (карпатская фаза складчатости).

Общая чешуйчато-покровная картина строения Мармарошского кристаллического массива осложняется поперечными дислокациями типа сбросов и сбрососдвигов, нередко секущих все структурные этажи и расчленяющих массив на отдельные блоки. Кроме крупных нарушений, фиксируется ряд мелких сбросов как широтного, так и субмеридионального направления, не выходящих за пределы одного структурного яруса (амплитуда не превышает 60—80 м).

*Подзона Мармарошских утесов.* Подзона Мармарошских утесов протягивается в виде узкой полосы от окончания Мармарошского кристаллического массива до реки Боржава. Утесы по своему литологиче-

скому составу напоминают породы внешней части Деловецкого покрова или образования Радомирской подзоны. По занимаемому структурному положению Мармарошский массив и подзона Мармарошских утесов образуют своеобразный клин, который отделяет Пьенинскую зону от Внешних Карпат. На территории подзоны Мармарошских утесов большие площади занимают отложения соймульской свиты, включающие различные по размеру утесы кристаллических пород, конгломератов типа веррукано, юрских и ургонских известняков, а также основных и ультраосновных магматических образований, а иногда вмятые отторженцы более молодых отложений пуховской свиты и палеогена. К северу эта подзона надвигается на Раховскую, а местами даже на Суховскую зоны. С юга на нее надвинуты более южные элементы — Тарасовская и Драговская подзоны (рис. 10), в основном сложенные мощным комплексом палеоцен-эоценового флиша. К выяснению природы отдельных утесов необходимо подходить дифференцированно, так как одни из них являются типичными олистолитами, тесно связанными с отложениями соймульской свиты; другие представляют собой вмятые в меловой чехол тектонические отторженцы (меланж).

*Тарасовская и Драговская подзоны.* Между Мармарошской и Пьенинской полосами утесов прослеживается полоса мощного терригенного палеогенового флиша, интенсивно смятого в мелкие складки. Более детальное изучение структурно-фациальных особенностей этой полосы позволило выделить в ее пределах две подзоны: Тарасовскую на севере и Драговскую на юге, — по своему строению очень напоминающих крупные скибы, осложненные внутри дополнительными чешуями.

Слагающий Тарасовскую подзону мощный комплекс пестроцветного и зеленовато-серого ритмичного флиша с отдельными пачками песчаников смят в мелкие изоклинальные складки, нередко осложненные продольными и поперечными дислокациями. Структуры обычно вытянуты в северо-западном направлении и испытывают северо-восточную вергенцию. Противоположное юго-западное опрокидывание наблюдается редко. Судя по данным маршрутных пересечений, Тарасовской подзоне свойственно чешуйчатое строение и в ее пределах можно выделить две крупные чешуи. Эти чешуи хорошо картируются в бассейне Рики по ручьям Александрову, Чеховцу и Калово.

Тарасовская подзона надвинута к северу на более внешние структуры Мармарошской зоны. В междуречье Тересвы и Рики вдоль этого нарушения верхнемеловые-палеогеновые флишевые образования подзоны надвигаются то на пуховские, то на соймульские отложения. В районе села Долгое северная полоса мармарошских «утесов» тектонически выклинивается, и пестроцветные отложения Тарасовской подзоны непосредственно надвигаются на Бачавскую зону. Крайним северо-западным продолжением Тарасовской подзоны является полоса выходов тонкоритмичного пестроцветного флиша, вскрывающегося по левым притокам реки Дусинка (ручьи Павлик, Квасный и др.) в районе Свалявы и надвинутого в этом районе на дусинские отложения (олигоцен) синклинали Дусино—Стройно.

С юга полоса развития пестроцветного флиша Тарасовской подзоны осложняется надвигом меловых и нижнепалеогеновых отложений (суш-

манецкая и драговская свиты) Драговской подзоны, которая считается переходной единицей между Мармарошской и Пьенинской зонами. Время образования надвига (амплитуда более 3 км) связано с первой фазой карпатской складчатости, протекавшей на границе палеогена и миоцена. Результаты глубокого бурения к югу от Свалявы дают основание полагать, что Пьенинская зона значительно перемещена к

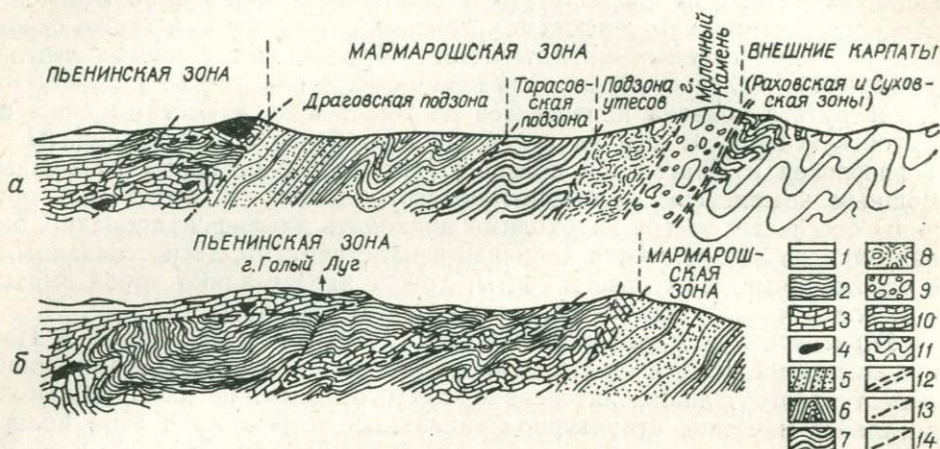


Рис. 10. Схематические геологические профили Пьенинской и Мармарошской зон по С. С. Круглову и С. Е. Смирнову [14].

(а — в бассейне Угольки; б — в бассейне Вульховчика). 1—4 — Пьенинская зона: 1 — неоген; 2 — вульховчикская свита (нижний—средний эоцен); 3 — тисальская и пуховская свиты (альб—маастрихт); 4 — клиппы юры и неокома; 5—9 — Мармарошская зона: 5 — драговская свита (средний—верхний эоцен); 6 — сушманецкая свита (палеоцен—эоценовые образования, причисляемые С. С. Кругловым и С. Е. Смирновым к «шопурской свите»); 7 — забродская свита (по С. С. Круглову и С. Е. Смирнову «метовская свита», эоцен); 8 — алевриты соймультской свиты (альб—сеноман) с отдельными олистолитами; 9 — соймультские конгломераты и тектонический меланж; 10—11 — Внешние Карпаты; 10 — раховская свита (неоком); 11 — меловой флиш нерасчлененный; 12 — Мармарошский надвиг; 13 — Пьенинский надвиг; 14 — надвиговые нарушения.

северо-востоку и ее параавтохтонным основанием является Мармарошская зона. Мармарошский параавтохтон в свою очередь в районе Свалявы надвинут на меловые образования Суховской и затем Бачавской единиц.

*Драговская подзона* представляет собой очень крупную скибу, сложенную в лобовой части верхнемеловыми и нижнепалеогеновыми породами, переходящими постепенно в более молодой песчагый флиш драговской свиты (средний и верхний эоцен). Образует в общем крупную моноклиналичную структуру, надвинутую в северо-восточном направлении, породы слагают мелкие складки типа гофрировки. Подзона представляет собой переходное звено между Мармарошской и Пьенинской зонами и ее принадлежность к той или другой зоне в первую очередь зависит от характера подстилающего ее фундамента. Что является субстратом Драговской подзоны, в настоящее время неизвестно.

**Пьенинская зона.** Пьенинская зона протягивается узкой полосой (ширина 3—20 км) от села Пидплеса на реке Тересва до районов Ве-

ны. Она отличается очень сложным строением, позволяющим сравнивать ее с гигантской зоной смятия, которая является естественной границей между Внутренними и Внешними Карпатами. На территории Украинских Карпат эта зона к северу надвигается на Магурскую и Мармарошскую единицы. С юга Пьенинская зона перекрывается трансгрессивно залегающими неогеновыми отложениями Закарпатского внутреннего прогиба, под которыми скрывается региональное надвиговое нарушение, отделяющее ее от более южных центрально-карпатских структур, образующих фундамент Закарпатского внутреннего неогенового прогиба.

Характерной морфологической особенностью зоны является наличие крупных скалистых выходов юрских известняков, которые в виде изолированных утесов (клиппов) залегают среди интенсивно дислоцированных меловых пород (рис. 10), получивших в литературе название «утесовой обочочки». Происхождение Пьенинских утесов, размеры которых колеблются от нескольких метров до первых километров, связывается с вулканическими процессами (Е. Бейрих); с оползневыми явлениями, имевшими место в процессе осадконакопления (М. В. Муратов и др.); с явлениями тектонического выжимания при сминании разных по компетентности комплексов пород (Д. Андрусов, О. С. Вялов и др.) и, наконец, они принимаются за выход древнего архипелага (ранние работы В. И. Славина). Наиболее полные, и на наш взгляд, обоснованные представления по этому вопросу находим в последних работах Д. Андрусова, который приходит к выводу, что в процессе образования отдельных юрских утесов принимают участие различные факторы, в связи с чем термин «утес» в первую очередь следует считать морфологическим понятием. Образование утесов необходимо рассматривать в отдельности, так как в каждом конкретном случае могут быть выявлены иные генетические причины [1].

Отдельные утесы представляют собой бескорневые и обособленные глыбы юрских и неокомских известняков (редко небольшие глыбы триасовых гравелитов и песчаников) различного размера (от нескольких метров до 100 м и больше в поперечнике), в которых иногда прослеживаются начки песчано-глинистых пород, а также субвулканические тела и сопряженные с ними туфы. В большинстве случаев это различно ориентированные блоки, в которых преобладает крутое юго-западное падение ( $\text{ЮЗ } 220-240^\circ > 60-80^\circ$ ). В некоторых утесах (район Перечина) фиксируется опрокинутое залегание. В утесах, сложенных породами сваяльской свиты (титон—неоком), наблюдается мелкая изоклиная гофрировка, являющаяся следствием подводно-оползневых явлений и завершения процессов литификации.

Область Пьенид, по мнению Д. Андрусова, состоит по крайней мере из двух самостоятельных тектонических элементов: Чорштынской единицы, играющей роль автохтона, и перекрывающего ее Пьенинско-Кисуцкого покрова. Время образования покрова он связывает со складчатыми процессами, имевшими место между нижним туроном и средним сеноманом и на границе сенона и палеогена. Осадки юры (главным образом доггера и мальма) упомянутых тектонических элементов сильно отличаются. Чорштынская фациальная разновидность в основ-

ном представлена мелководными морскими отложениями. Пьенинская и Кисуцкая фации, наоборот, представлены глубокоководными образованиями. С юга обе тектонические единицы перекрываются Манинским покровом, фации юры и мела которого очень близки высокотатранскому типу пород. На территории Украинских Карпат в основном развиты Чорштынская и Кисуцкая фации.

Данных о наличии на территории Украинских Карпат складчатости между нижним туроном и сеноманом, которая, по мнению Д. Андрусова, во многом предопределила общий характер строения Пьенинской зоны, нет. В этой части Карпатской дуги отмечаются процессы складчатости на границе мела и раннего палеогена. Основные черты строения, заложенные этими движениями, в дальнейшем осложнились более молодыми неогеновыми складчатыми процессами (карпатская фаза складчатости). Фиксируемое на территории Украинских Карпат наличие углового несогласия между верхнемеловыми и эоценовыми отложениями, а также приуроченность юрских отторженцев только к породам мела свидетельствует о том, что складчатые движения имели место в предэоценовое время и затем проявили себя в неогене. В современной сложной структуре эти два этапа практически выражены почти согласно, так как основная фаза складчатости — послепалеогеновая. Юрские «утесы» являют собой раздробленные ядра антиклиналей, вмятые снизу в более пластичный чехол меловых пород. Данные бурения в районе Свалявы показывают, что Пьенинская зона состоит из ряда узких и очень мелких чешуй, надвинутых в северо-восточном направлении. В целом она надвинута на более северные структурные единицы — Магурскую зону на западе и Драговскую подзону на востоке. Амплитуда этого надвига большая, и есть все основания полагать, что Пьенинская зона представляет собой сорванный со своего основания чешуйчатый покров. На территории Украинских Карпат она простирается от государственной границы с ЧССР до села Ганичи на реке Тересва. Скрываясь к юго-востоку под чехлом молассовых отложений, эта зона, по-видимому, вновь появляется на поверхности в Румынии в районе Пояна Батизей. Проводимая в настоящее время граница между Пьенинской зоной и Закарпатским прогибом является условной, ибо отражает современное распространение трансгрессивно залегающих миоценовых моласс. В районе села Драгово в 1,5 км южнее этой границы скважины Тячево-16 и Золотарево-3 вскрыли под миоценовыми осадками пуховские мергели на глубинах 450 и 250 м. Несколько южнее скважина Теревля-1 под миоценовыми молассами на глубине 1740 м вошла уже в совершенно иную фациальную разновидность верхнего мела, представленную темно-серым песчано-глинистым флишем с сенонскими глоботрунканидами. Подобные осадки обнаружены и при бурении других скважин. Эти породы, несомненно, принадлежат более южной тектонической единице. Отделяющая обе структурно-фациальные зоны региональная дислокация (надвиг) перекрыта трансгрессивно залегающими породами миоцена.

Включающая утесы «меловая оболочка», состоящая из пород тисальской и пуховской свит, образует в Пьенинской зоне нижний структурный этаж, который перекрыт с некоторым угловым несогласием

зоценовым песчано-глинистым флишем вульховчикской свиты. В основании этой свиты прослеживается горизонт базальных конгломератов с переотложенными обломками и глыбами гранитов, кварцевых порфиров, флебитов и других пород, коренные выходы которых в Карпатах нигде неизвестны (этими породами была сложена кордильера, отделявшая Пьенинский бассейн осадконакопления от Мармарошского). Верхний структурный этаж образуют моноклинально погружающиеся к юго-западу под углом 15—20° миоценовые отложения (терешульские конгломераты, новоселицкие туфы, песчаники и глины).

В целом для Пьенинской зоны характерно сложное чешуйчато-покровное строение (рис. 10) с отчетливой северо-восточной вергенцией (опрокидыванием). Местами только (левый берег Лужанки в селе Новоселица, бассейн Ужа) фиксируются ретрошарьяжные явления, в результате которых меловая и палеогеновая утесовые оболочки испытали местное, крутое надвигание на тортонские и в районе Перечина даже на сарматские образования.

### **Закарпатский внутренний прогиб**

Закарпатский прогиб в миоценовое время являлся областью интенсивного прогибания, которая образовалась по внутренней стороне воздымающегося Карпатского горного сооружения и заполнялась мощной толщей молассовых и эффузивных образований. По мнению М. В. Муратова и А. А. Богданова, прогиб сформировался на юго-западном, сильно опущенном по молодым разрывам крыле сложного асимметричного мегантиклинория Восточных Карпат, ядро которого слагают Мармарошский кристаллический массив и находящаяся на его мысленном продолжении полоса «утесовых» выходов юры [10, 134]. Мармарошский кристаллический массив рассматривался как возможное продолжение центральных массивов Западных Карпат. Оспаривая это положение, О. С. Вялов [30] вслед за Д. Андрусовым отмечает, что центральные массивы (Татровепориды) в общем структурном плане Карпатского региона занимают более внутреннее положение, чем Утесовая и Мармарошская зоны, и их возможное продолжение следует искать в фундаменте Закарпатского прогиба, который глубоко опущен по крутым разрывам и перекрыт неогеновыми образованиями. Это предположение в дальнейшем подтвердили данные глубокого бурения, в результате которого был установлен гетерогенный, сложный блоково-надвиговый характер строения фундамента, в значительной степени предопределивший тектонику осадочного чехла.

Разломы, секущие фундамент, неоднократно служили подводящими каналами для магматических пород. Вдоль северо-восточного борта неогеновой области прогибания по линии Перечин—Приборжавское прослеживается Выгорлат-Гутинская гряда эффузивов, которая между селениями Приборжавское и Вышково косо пересекает весь Закарпатский внутренний прогиб, разделяя его на две части, известные в литературе под названием Солотвинской (на востоке) и Чоп-Мукачевской (на западе) впадин. Подобное деление условно, ибо в тектоническом отношении они не представляют самостоятельных геолого-структурных

единиц, на что указывают примерно одни и те же глубины залегания фундамента и аналогичный литологический характер миоценовых отложений. Существенное отличие в характере их строения заключается в широком развитии на территории юго-восточной части прогиба солянокупольной тектоники. Диапировые структуры группируются там в одну полосу, вытянутую в общекарпатском направлении с юго-востока на северо-запад по линии Солотвино—Данилово. По обеим сторонам этого поднятия наблюдаются крупные синклиналильные прогибы [139].

В северо-западной (Мукачевской) части Закарпатского прогиба явление соляной тектоники не наблюдается. Здесь, по всей видимости, можно встретить криптодиапировые куполовидные поднятия типа Иршавского или Залужского.

На юге вдоль границы Закарпатского прогиба с Альфельдом (Венгерской впадиной) прослеживается система разломов Береговской зоны, образующих горстообразное поднятие. К этим разломам приурочены проявления сарматского, тортонского и, возможно, также гельветского вулканизма. Намечающийся в этом районе разлом глубокого заложения по линии Берегово—Бая Маре сыграл важную роль в формировании Закарпатского прогиба и оказал определенное влияние на распределение зон полиметаллического орудинения.

Последние выходы Пьенинской зоны фиксируются в окрестностях Новоселицы Верхней и Ганич (бассейн Лужанки). Как предполагают некоторые румынские (М. Бляху и др.) и чехословацкие (Д. Андрусов) геологи, в этом районе зона резко поворачивает к югу, скрываясь под мощным чехлом миоценовых моласс Закарпатского внутреннего прогиба. С. И. Субботин [165] на территории прогиба в бассейне реки Тересва отмечает наличие узкого меридионального поднятия, ограниченного с запада и востока разрывными нарушениями, которые находятся на мысленном южном продолжении Пьенинской зоны.

## **О механизме покровообразования**

Существуют различные взгляды на механизм образования сложной линейной складчатости и генезис покровных структур. Одни ученые считают, что сложная складчатость возникает в результате действия горизонтальных (тангенциальных) сил сжатия, приводящих к значительному сокращению сминаемого участка.

По мнению других, складкообразование очень тесно сопряжено с вертикальными движениями. В частности, согласно представлениям О. Амферера, Е. Хаармана и Р. Беммелена, складчатость возникает в результате горизонтальных перемещений в земной коре, обусловленных вертикальными поднятиями подкоровых масс. Осцилляционная теория Е. Хаармана допускает возникновение в земной коре своеобразных глубинных процессов, в итоге которых образуются зоны поднятий — геотуморы и зоны прогибаний — геодепрессии [197]. В дальнейшем на склонах геотумора под действием гравитационных сил слонистые породы начинают оползать, перемещаясь на значительные расстояния с образованием надвинутых складок, чешуй и покровов. Явлениями гравитационного смещения слоистых масс в условиях

покатого морского дна французская школа объясняет образование альпийских шарьяжей [192]. Некоторые исследователи Карпат первопричиной зарождения пологих надвиговых нарушений также считают гравитационный тектогенез [77, 193].

Однако эта гипотеза не может объяснить многие явления, и поэтому вряд ли было бы правильным считать гравитационный тектогенез первопричиной возникновения шарьяжной тектоники. Д. Агдросов, в частности, подчеркивает, что покровы на территории Пьенид, так же как складки и покровы во Внешних (Флишевых) Карпатах, образовались за счет усилий, вызванных смещениями в древнем фундаменте, и по существу являются производной надвиговых (или подвиговых) перемещений продольных участков фундамента по швам глубоких разломов [1].

Важными являются также вопросы, касающиеся размера общего сокращения первоначальной ширины складчатой области Карпат за счет образования надвиговых перемещений.

Таблица 1

Приблизительная оценка амплитуд надвигов и общего сокращения Карпатской миегеосинклинальной области

Структурная единица	Минимальная амплитуда основного надвига, км	Общая суммарная амплитуда надвигов внутритектонической единицы, км	Предполагаемое сокращение площади, км
Внутренняя зона	15—20	20—25	35—45
Береговая скиба	17—20	—	17—20
Оровская скиба	15—17	2—3	17—20
Сколевская скиба	8—10	—	8—10
Скиба Парашки	6—8	—	6—8
Скиба Зеелянки	5—7	—	5—7
Черногорская зона	6—8	5—7	11—15
Суховская зона	15—20	10—15	25—35
Раховская зона	5—10	3—5	8—15
Мармарошская зона	7—10	4—6	11—16
Пьенинская зона	4—7	4—6	8—13

Как видно из табл. 1, суммарная амплитуда всех надвиговых перемещений примерно равна 144—194 км, то есть можно предположить, что первоначальная ширина Складчатых Карпат, не превышающая сейчас в Надворнянском пересечении 90 км, раньше достигала более 250 км.

В действительности ли имело место подобное резкое сокращение первоначальной ширины геосинклинальной области? В. В. Белоусов приходит к выводу, что полное складкообразование не связано с сокращением геосинклинальных зон, а обусловлено горизонтальным пластическим перераспределением масс в земной коре, с их оттоком из одних мест и скоплением в других под влиянием, главным образом, вертикальных напряжений, тем или иным путем возникающих в земной коре в процессе ее сильно дифференцированных колебательных дви-

жений [6]. Не отрицая в принципе возможности образования складок подобным образом, трудно представить себе формирование покровов с амплитудами перемещения в 20—30 км и больше. Их генезис нельзя объяснить, исходя из гипотезы Е. Хаармана и Р. Беммелена, так как ее основные положения противоречат истории геологического развития Карпат. Логичнее принять за первопричину боковое тангенциальное сжатие геосинклинальной области, возникающее за счет сближения ограничивающих «жестких глыб» (платформенных регионов). В фундаменте в подобных условиях несомненно возникнут блоковые подвижки, произойдет общее сокращение складчатой области, и в пластичном чехле осадочных пород образуется линейная складчатость с чешуями и крупными надвигами. В условиях действующих извне боковых тангенциальных усилий на ход складчатых процессов окажут также влияние разделяющие геосинклинальный бассейн кордильеры, которые могут играть роль местных жестких упоров. Прав О. С. Вялов, предполагая, что вблизи этих упоров возникнут наиболее интенсивные горизонтальные перемещения [33].

В последние годы у некоторых геологов появились тенденции к преувеличению роли глубинных разломов, которые без особого для этого основания выделяются на границе отдельных тектонических зон (например, на границе Силезской зоны и Дуклянских складок и т. д.). Согласно В. И. Славину и В. Е. Хаину, многие пологие надвиги — шарьяжи — на глубине непосредственно переходят в глубинные разломы [155]. С последним утверждением вряд ли можно согласиться. Глубинные и глубокого заложения разломы несомненно сыграли важную роль в формировании Карпатской складчатой области и оказали решающее влияние на распределение литофаций. В завершающую фазу складчатости они способствовали возникновению продольных блоковых перемещений в фундаменте, которые в свою очередь привели к процессу сложного складкообразования. В дальнейшем, однако, в результате складчатых движений глубинные разломы, так же как и кордильерные поднятия, были перекрыты надвинувшимися массами, и в настоящее время нет оснований говорить о прямой связи между поверхностной и глубинной тектоникой, так как многие структурные единицы представляют собой скальпированные покровы.

В. Е. Хаин по характеру обстановки зарождения и начальной стадии развития Карпатское складчатое сооружение относит к вторичным (энспалическим) геосинклиналям, возникающим на территории области с континентальной корой [174]. Такие геосинклинали образуются в условиях раздробления и растяжения литосферы, вызывающих определенного масштаба рифтообразование. Для подобных геосинклиналей характерны небольшие по ширине (не более 100—150 км) эвгеосинклинальные трюги с эвгеосинклинальной корой, широкие эпиконтинентальные окраины (миогеосинклинали) и наличие большого количества срединных массивов — микроконтинентов. Эвгеосинклинальные трюги отделялись друг от друга узкими островными поднятиями (первые десятки километров в поперечнике). Кроме Карпат примером таких геосинклинальных областей могут служить Апеннины, Альпы и Малый Кавказ. В истории развития Карпатской геосинклинальной области

особую роль сыграл Паннонский срединный массив, который испытал частичное надвигание на Карпатский эвгеосинклинальный прогиб, что привело к выжиманию офиолитового выполнения с образованием односторонней для Украинских Карпат северо-восточной вергентности в сторону ближайшей континентальной периферии (то есть в сторону Восточно-Европейской платформы). Эти процессы, несомненно, сопровождались явлениями обдукции — надвигания океанической коры на континентальную, что, в частности, характерно для геосинклиналей Средиземноморского пояса.

Паннонский срединный массив представлял собой достаточно глубоко (до 2—3 км) погруженный блок континентальной коры (точнее, более древней континентальной платформы), который на протяжении мела и палеогена испытал значительную переработку.

Рассматривая Карпатскую геосинклинальную область, нельзя не отметить тех условий, в которых образуются подобного типа эвгеосинклинальные трого с океанической или квазиокеанической корой. Современным аналогом подобных морских бассейнов являются Средиземное и Карибское моря, а также внутренние моря Индонезийского архипелага. Их генезис не вполне ясен, ибо в них часто отсутствуют линейно расположенные «полосовые» аномалии, дающие основание говорить об раздвиговом (рифтовом) происхождении. Как указывает В. Е. Хаин [174], отсутствие полосовых аномалий не служит доказательством против рифтового механизма образования, ибо спокойное магнитное поле может являться результатом маскирующего влияния мощного чехла осадочных образований [239] либо обусловлено очень быстрым заложением подобных трогов на протяжении одной эпохи полярности геомагнитного поля, как это предполагается по отношению моря Леванта и Кипра [237]. Последнее вполне приемлемо для Карпатского трога, возникшего в конце поздней юры. По мнению В. Е. Хаина, скорость спрединга (раздвижения) в этом случае достигает десятка сантиметров в год, что не способствует образованию в таких трогов срединных хребтов. Этап растяжения быстро сменяется периодом сжатия, во время которого по периферии трога зарождаются среднеглубинные зоны Беньюфа (до 1300 км) с образованием под ними и на краю смежных срединных массивов вулканических (андезитовых) дуг и быстрым накоплением мощных флишевых осадков. Общая ширина сформировавшегося трога на океанической коре в Карпатах, по-видимому, не превышала 100 км. К концу океанического этапа формирования трога (эвгеосинклинали) наметились вулканические островные дуги, одна из которых образовалась на периферии окаймляющего его с юга Паннонского микроконтинента (срединного массива). Севернее эвгеосинклинальной области на подводной окраине прилегающего с севера гетерогенностроенного обширного континента (здесь вряд ли уместным будет употребление названия Восточно-Европейская платформа) сформировалась обширная миеосинклинальная область, представленная относительно неглубоким (глубины, по-видимому, не превышали 2—3 км) морским бассейном, расчлененным продольными кордильерными поднятиями.

В процессе общего сжатия, вызванного сближением ограничивающих Карпатскую геосинклинальную область континента и срединного массива, в эвгеосинклинальных узких трогах произошло явление обдукции (obduction), выразившееся выжиманием заполняющих трог

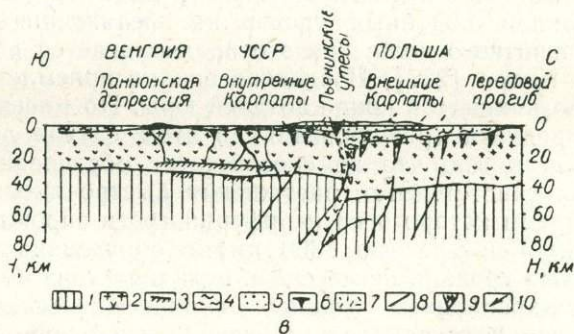
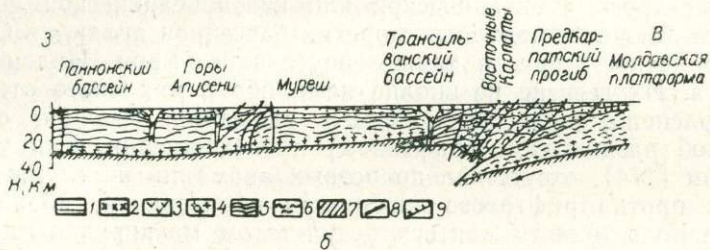
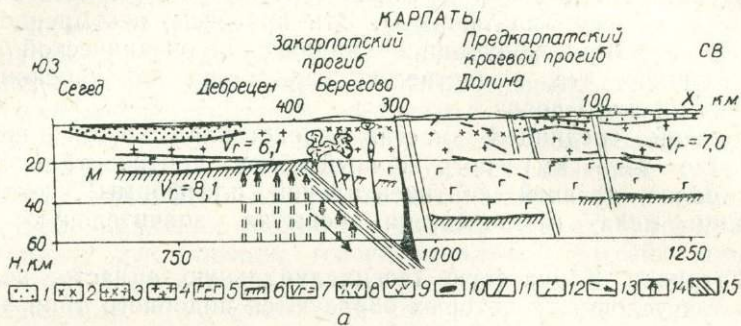


Рис. 11. Интерпретация глубинного строения Карпат с позиций плитовой тектоники.

- а) вариант Л. Г. Данилович [58]: 1 — осадочные образования; 2 — смещенные блоки океанической коры; 3 — палеозойский фундамент Карпат; 4 — «гранитный» слой; 5 — «базальтовый» слой; 6 — поверхность Мохо; 7 — граничные скорости (км/с); 8 — очаги кислых магм и их продукты; 9 — очаги средних магм и их продукты; 10 — очаги основных магм и их продукты; 11 — глубинные разломы; 12 — нарушения в осадочных образованиях; 13 — направления движений океанической литосферы; 14 — высокий тепловой поток (опускающийся край конвекционной ячейки); 15 — возможное положение зоны Беньюфа в период сжатия.
- б) вариант Н. Герца и Г. Саву [200]: 1 — осадочный слой (палеозой-кайнозой); 2 — неогеновые вулканы; 3 — мезозойские офиолиты; 4 — доальпийские граниты; 5 — кристаллические сланцы (средний докембрий-палеозой); 6 — кристаллический фундамент Молдавской платформы; 7 — верхняя мантия; 8 — сбросы; 9 — надвиги;
- в) вариант Р. Нея [212]: 1 — верхняя мантия; 2 — земная кора; 3 — раздел Мохо; 4 — метаморфические породы; 5 — осадочные породы; 7 — зона плавления; 8 — глубинные разломы в коре и верхней мантии; 9 — глубинные разломы в приповерхностном слое; 10 — направление субдукции коры.

масс с образованием надвинутых в сторону миеосинклинали шарьяжей (Пьенинской и Мармарошской зон), с сохранившимися в подошве рудиментами пород офиолитовой формации, образующих местами (бассейн Большой и Малой Угольки) серпентинитовый меланж. Анализ имеющихся данных позволяет говорить о двух самостоятельных офиолитовых швах: Пьенинском, связанном с южной полосой клипповых выходов юры, и более северном Мармарошском, трассирующемся в лобовой части регионального надвига Мармарошской зоны.

Разделяя эту точку зрения на общее формирование Карпатской геосинклинальной области, считаем уместным напомнить, что имеются и иные представления, сторонники которых полагают, что в области Карпат происходила не обдукция, а субдукция, то есть поддвиг океанической коры литосферы под континентальную и ее всасывание вглубь мантии в зоне Беньофа. Сам процесс субдукции (рис. 11) трактуется по-разному. Одни допускают вдавливание (поддвиг) под Карпаты Чешской, Восточно-Европейской или Мизийской платформ. Другие, наоборот, указывают на субдукцию Паннонской плиты, причем зону Беньофа наклоняют в противоположную сторону. Любопытно, что при построениях в качестве доказательства привлекаются материалы геофизических исследований, которые, как это ни парадоксально, не противоречат ни той, ни другой точке зрения.

Несмотря на наметившиеся расхождения во взглядах, применение идей глобальной тектоники для объяснения общей структуры и истории формирования Карпат кажется весьма плодотворным, хотя на данном уровне наших знаний пока лишено убедительных доказательств. Недостаточность аргументов не может, однако, опорочить саму идею, которая для любой геосинклинали разрешает построить простую и логически стройную модель. Такие модели облегчают понимание процессов формирования своеобразных чешуйчато-покровных структур; объясняют сложные торцовые сочленения между отдельными блоками земной коры; облегчают понимание природы таких сложных структурных единиц, как офиолитовые пояса и др. Нет сомнения, что основные положения глобальной тектоники открывают новую страницу в истории развития геологии и в будущем будут использованы при разработке единой всеобъемлющей геологической теории.

## ОЛИСТОСТРОМЫ, ОЛИСТОЛИТЫ И ДРУГИЕ ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ ВО ФЛИШЕ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ

В меловом и палеогеновом флише Карпатской многоэпизодической синклинали встречаются различные по своему типу и характеру следы подводно-оползневых явлений, изучению которых до сих пор не уделялось должного внимания. Это объясняется, с одной стороны, относительно слабой изученностью некоторых районов Карпат, с другой — недостаточным ознакомлением многих геологов с образованиями обвального происхождения. Между тем недооценка или игнорирование древнеоползневых явлений и обвалов, создающих своеобразные структурные взаимоотношения пород, при неправильной интерпретации может привести к серьезным ошибкам как в структурных, так и в стратиграфических и палеогеографических построениях.

В песчаниках и алевролитах флишевой формации нередко наблюдаются следы оползания еще не уплотнившегося осадка, представленные колобчатými текстурами (реоглифами) внутри пласта и замысловатыми механоглифами — знаками внедрения (теггоглифами) на его нижней поверхности. Конволютная слоистость часто приурочена только к верхней и средней частям пласта и полностью исчезает книзу, что указывает на ничтожные амплитуды горизонтального смещения осадка. При более интенсивных смещениях, затрагивающих не один, а несколько слоев, оползание приводит к образованию в породах дисгармонической микроскладчатости типа хаотической гофрировки. Интенсивные оползневые явления могут превратить слоистые осадки в своеобразную брекчию. Особый тип брекчиеподобных образований представляют олистостромы (горизонты с включениями) и связанные с ними олистолиты (глыбовые включения, достигающие иногда больших размеров). Эти своеобразные тиллоидные пластовые тела состоят из осадков, среди которых, как изюм в тесте, залегают глыбовые включения разного размера и возраста. Для олистостромов, как правило, характерна сильная перемятость и общая бесструктурность. Обычно они состоят из глинистой основной массы и включений обломков твердых пород (известняков, песчаников, офиолитов, древних метаморфических сланцев).

В настоящее время олистостромами называют не только оползневые образования, отличающиеся «литологической гетерогенностью материала», но и те, которые имеют монолитологический состав (например, серпентинитовые или диабазовые оползневые тела в мелу Апеннин). При этом различают эндолистостромы и аллолистостромы. Для первой разновидности характерным является то, что обломочный материал происходит из формации, в которую олистостром включен. Второй тип отличается гетерогенностью включений, среди которых часто встречаются «экзотические» породы.

Согласно первоначальному определению Флореса, олистолит обязательно должен быть включен в основную массу или оболочку. В настоящее время многие геологи олистолитами называют также тела, которые непосредственно не связаны с олистостромом, но переместились в результате оползня. Эта точка зрения, на наш взгляд, является более справедливой.

Обычно олистолитами называют глыбовые включения, размер которых больше  $4 \text{ м}^3$  [183]. Все более мелкие включения причисляются к валунному и галечному материалу. В зависимости от размера среди олистолитов различают микроолистолиты (не больше нескольких десятков  $\text{м}^3$ ); мезоолистолиты (сотни тысяч  $\text{м}^3$ ) и макроолистолиты (свыше  $1000.000 \text{ м}^3$ ). Вопрос о максимальных размерах олистолитов остается открытым. В геологической практике известны олистолиты мощностью до 200—300 м и протяженностью до 1—2 км. Более крупные аллохтонные пластины, простирающиеся на десятки километров, рассматриваются уже как тектонические образования. Это показывает, что между образованиями осадочно-оползневого характера и тектоническими (в первую очередь, обусловленными гравитационным тектогенезом) существует тесная связь.

Трудности представляет диагностика таких литологически сходных и по происхождению разных образований, как брекчии седиментационного (олистостромы) и тектонического (меланж) происхождения. Если первые образуются в результате обвально-оползневых явлений, возникающих в процессе седиментации, то вторые формируются при покровообразовании. Для выявления различий между этими сходными образованиями могут быть использованы некоторые характерные особенности. Брекчии седиментационного происхождения обычно залегают внутри одного и того же формационного комплекса. Их основная масса состоит из осадочных отложений более молодого возраста, чем возраст рассеянных в ней включений. Тектонические брекчии (меланж), наоборот, приурочены к границам тектонически аномальных контактов резко различных формационных комплексов. В составе вмятого в основную массу обломочного материала нередко встречаются включения пород более молодых по сравнению с теми отложениями, из которых сформировалась основная масса брекчии.

Наблюдаемые в карпатском флише следы подводно-оползневых явлений принадлежат к двум основным группам. Первая из них включает все тектурные знаки, возникающие при оползании по наклонному дну (уклоны могут не превышать  $1-2^\circ$ ) диагенетически еще не уплотнившегося осадка под воздействием его тяжести или в результате сотрясений, вызванных сейсмическими толчками.

Вторая группа подводно-оползневых явлений охватывает все образования обвально-оползневых фаций, представленные различными по своему характеру олистостромами («горизонталы с включениями») и олистолитами. В отличие от подводно-оползневых образований первой группы, чаще всего представленных различными реоглифами и тегоглифами, в процессе образования олистолитов и олистостромов, кроме явлений подводного оползания, определенную роль играют обвалы, которые так часто возникают у крутых скалистых берегов морей

котловинного типа. Большие масштабы этих явлений приводят к формированию сложных образований, представляющих интерес как для литологов, так и для стратиграфов и тектонистов.

Из ранневторичных диаглифов механического происхождения более детального рассмотрения заслуживают реоглифы (знаки стекания) и теггоглифы. Реоглифы обычно приурочены к алевролитам и тонкозернистым песчаникам. Только что отложившийся псаммитовый или алевроитовый осадок до стадии диагенеза в большей степени насыщен водой и обладает способностью «плывучести». При наличии хотя бы небольшого уклона дна при сейсмических толчках или под воздействием сил гравитации он легко оползает (речь идет о весьма ограниченном смещении), претерпевая ранневторичную (ее часто называют «сингенетической») деформацию. При этом в осадке возникают причудливые складочки, наличие которых обуславливает «скорлуповатую» или «плёчатую» отдельность породы. Такая плёчатость очень характерна для тонкоритмичных меловых отложений белотисенской свиты Суховской зоны, получивших из-за своих характерных текстурных особенностей у румынских геологов название «курбикортикального флиша».

В поперечном сечении реоглифы нередко напоминают круто поставленные или ориентированно опрокинутые микроскладки. Эта псевдоскладчатость иногда обуславливает образование лежащих синклиналей («колобков»). По характеру опрокидывания складок можно определить направление уклона дна.

К теггоглифам относятся все текстурные знаки, образовавшиеся на нижней поверхности песчаников и алевролитов в результате механического внедрения при оползании диагенетически еще не уплотнившегося песчано-алевроитового осадка в подстилающий глинистый слой.

Многие теггоглифы имеют большое сходство со следами струек (gill marks), возникающими за счет деятельности различных течений (глубоководных донных и течений, вызываемых в прибрежной зоне отливами, приливами и штормовыми волнами). Вполне вероятно, что в некоторых случаях мы имеем дело со знаками смешанного происхождения. В карпатском флише теггоглифы распределяются по разрезу неравномерно: в буркутской, шипотской, менилитовой, кросненской свитах они встречаются довольно часто; в толщах, обладающих отчетливо выраженной ритмичностью (быстрицкая и манявская свиты, тонкоритмичный эоцен Мармарошской зоны), — редко.

Из генетически родственных ранневторичных образований интерес вызывают редко встречаемые нептунические дайки. В Покутских Карпатах их можно наблюдать в обрывистом обнажении по реке Черемош около села Рожен Великий (антиклиналь Карматуры). Дайки (мощность 10—15 см, длина 1,0—1,5 м) перпендикулярно секут тонкоритмичные кремнистые породы манявской свиты (нижний эоцен) и, по существу, представляют собой зияющие трещины, возникшие в осадках во время сейсмических сотрясений и затем заполнившиеся верхним слоем песка, насыщенным водой.

Все рассмотренные выше текстурные формы возникают в осадке до стадии диагенеза (или в ее начальной стадии) и их образование обу-

словлено незначительными по масштабу оползневыми явлениями. В отдельных случаях оползневые процессы становятся более интенсивными, и оползать начинают, кроме верхнего насыщенного водой осадка, также нижележащие слои, претерпевшие уже определенные диагенетические изменения. Мощность оползающих слоистых осадков (в большинстве случаев это тонкоритмичные алеврито-глинистые образования) может достигать нескольких метров, а иногда и больше. При этом в породах не только возникают поздневторичные текстурные знаки, но и образуются мелкие хаотические складки, осложненные микронарушениями; плотные прослои песчаников и алевролитов рвутся, и их отдельные куски вминаются в общую пластичную массу.

Подводно-оползневые образования подобного типа по сравнению с рео- и теггоглифами встречаются гораздо реже. В качестве примера можно сослаться на громадный обрывистый выход эоценового флиша, наблюдаемый в правом борту долины Ужа у шоссе в окрестности села Соль (Дуклянская зона). В обнажении вскрывается двадцатиметровая пачка тонкопереслаивающихся зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов и редко мергелей. На общем фоне пологого, почти горизонтального залегания в разрезе местами наблюдается интенсивная дисгармоническая гофрировка слоев, сопровождающаяся микроразрывами. Общий характер складчатости свидетельствует о том, что она является следствием подводно-оползневых явлений, возникших во время осадконакопления.

Аналогичные по характеру, но несравненно более интенсивные подводно-оползневые явления фиксируются в Дуклянской зоне в бассейне реки Шепот. В приустьевой части ручья Воеводин и в нескольких километрах ниже его устья в русле основной реки вскрываются выходы темно-серой мергельно-глинистой брекчии олигоценного возраста, мощность которой достигает 100 м. Судя по литологическому составу обломочного материала и цементирующей глинистой массы брекчии, она образовалась во время осадконакопления в результате интенсивного подводного сползания по дну слоистых мергельно-глинистых отложений дусинской свиты. Подводно-оползневые явления привели к образованию сбрекчированной глинистой массы, переполненной различными по величине обломками мергелей, алевролитов и тонкослоистых песчаников, литологически не отличающихся от пород дусинской свиты. Брекчия представляет собой типичный эндолистором, возникший в результате подводного оползания мощной пачки слоистых осадков с различной степенью диагенетических преобразований (от рыхлых и насыщенных водой осадков в верхах разреза до диагенетически уплотненных внизу). Эндолисторомовые глинистые брекчии подобного типа в польской геологической литературе нередко именуется «окаменелой грязью» (skamieniałe błoto).

От эндолисторомов значительно отличаются аллолисторомы, в которых часто встречаются обломки (нередко окатанные) более древних (в том числе «экзотических») образований. Как правило, аллолисторомы представляют собой образования обвально-оползневых фаций, которые отлагались у крутых берегов флишевого трога или вблизи кордильерных поднятий. Многие исследователи полагают,

Что аллолисторомы могут возникать за счет оползней с фронтальных частей продвигающихся покровов при шарьяжных перемещениях. Вероятно, подобные образования формируются и на тех участках флишевого бассейна, где сильные морские течения вызывают эрозию дна, приводя в отдельных случаях к размыву подстилающего донные осадки субстрата и накоплению в отдельных местах грубообломочного, частично окатанного материала. Такие явления, в частности, наблюдаются в морях котловинного типа на перегибе шельфа в материковый склон. Накопившийся грубообломочный материал при благоприятных условиях начинает сползать по материковому склону и, перемешиваясь с осадками батнали, складывает образование тиллоидного типа (подводно-оползневые конгломераты и горизонты с включениями).

На территории Украинских Карпат выходы олистостромов и олистолитов группируются в три полосы. Одна из них приурочена к району развития серого ритмичного флиша олигоценного возраста и прослеживается в приводораздельной части южного склона между селениями Ужок—Подполозье—Воловец к северу от Дуклянской зоны. Эту часть складчатой области нередко выделяют в самостоятельную структурную единицу (Преддукляньские складки), считая ее еще составной частью Силезской зоны.

Отдельные небольшие выходы олигоценых глинистых конгломератов обвального-оползневого происхождения известны и севернее этого района, в частности, они фиксируются в окрестностях Битли в верховьях реки Гнилая. Постепенное исчезновение из разреза в северном направлении обвального-оползневых образований дает основание предполагать, что они образовались у кордильерного поднятия, разделявшего в олигоцене Дукляньскую и Силезскую структурно-фациальные зоны осадконакопления. Упомянутая Силезская кордильера в основном состояла из зеленовато-серых гнейсово-сланцевых пород, литологически напоминающих метаморфические образования Мармарошского массива, и располагалась гораздо южнее современной северной границы Дукляньского покрова (амплитуда надвига Дукляньской зоны на Силезскую превышает 10—12 км). В настоящее время она находится на глубине и перекрыта надвинутым комплексом пород Дукляньской зоны.

Второй район развития аналогичных по характеру обвального-оползневых явлений находится в зоне сочленения Складчатых Карпат с Предкарпатским краевым прогибом (имеются в виду Береговая скиба и глубинные складки Бориславско-Покутской подзоны), в пределах которой олистостромов и олистолитов встречаются в эоценовых (попельская свита) и олигоценых (поляницкая свита) образованиях. Формирование этих образований проходило в северной прибортовой части флишевого трога.

Третья полоса выходов олистостромов и олистолитов приурочена к Мармарошской кордильере, отделяющей в мелу и в палеогене Мармарошскую и Пьенинскую зоны от остальной части Карпатского флишевого трога. Следы древних подводно-оползневых явлений фиксируются по обеим сторонам этого поднятия. Они известны в нижнемеловом флише Раховской зоны [16] и часто встречаются среди меловых

отложений Мармарошской зоны (бассейн Малой и Большой Угольки и Боржавы).

Для литологов и стратиграфов большой интерес представляет «горизонт с включениями и фауной», отдельные выходы которого встречаются к северу от Дуклянской зоны между Буковцом (Польша) и Нижними Воротами (УССР). Олистостромы представлены мощными (от нескольких метров до десятков метров) линзовидно выклинивающимися пластоподобными глинистыми брекчиями (аллолистостромами), залегающими среди серых песчано-глинистых пород кросненского типа, выделенных О. С. Вяловым в самостоятельную веревку свиту (олигоцен). Отдельные олистостромовые тела отличаются между собой как литологическим составом включений, так их размером и степенью окатанности. В одних олистостромах обломков мало, они мелкие и как бы рассеиваются в основной темно-серой глинистой массе. В других количество и размер обломочного материала резко увеличивается, и местами он преобладает над вмещающей глинистой массой. Подобные изменения наблюдаются также по простиранию одной и той же брекчии. Если обломочного материала много и в его составе преобладает окатанная и слабо окатанная галька, порода приобретает сходство с глинистым конгломератом. Такие образования вслед за Д. Н. Андрусовым [1] считаем целесообразным называть «олистостромовыми конгломератами».

Ниже остановимся на описании «горизонта с включениями и фауной», вскрывающегося в Нижних Воротам (верховья Латорицы), возраст которого еще недавно вызывал большие споры: одни исследователи относили его к олигоцену, другие — к эоцену. Аллолистостром (мощность 20—25 м) представлен темно-серыми, обычно карбонатными, перематыми глинистыми породами с фауной латорфских моллюсков и олигоценых мелких фораминифер. Глинистая масса содержит в большом количестве угловатые и полуокатанные обломки (их размер колеблется от 1—2 до 10—15 см, достигая в отдельных случаях 20—30 см и больше) зеленовато-серых и кварцево-серицитовых сланцев, кварцитов, молочно-белого жильного кварца и верхнеюрских известняков. Наблюдаются линзовидные включения серых мергелей и глинистых известняков со смешанной средне- и верхнеэоценовой фауной нуммулитов и дискоциклин, а также зеленоватых аргиллитов с фауной эоценовых глобигеринид. В отдельных известняковых глыбах встречаются скопления раковин солоноватоводных моллюсков.

Наличие эоценовых нуммулитов не дает оснований отнести весь горизонт с включениями к эоцену, поскольку занимаемое этим горизонтом стратиграфическое положение указывает на его несомненный олигоценый возраст. Кроме того, комплекс всей фауны имеет смешанный эоцен-олигоценый характер и в одном случае характеризует условия литорали, в другом — сублиторали, в третьем указывает на бракические условия осадконакопления. На эту фаціальную пестроту пород «горизонта с включениями и фауной» давно уже обратили внимание О. Ганс и Г. Гильтерманн, которые в районе Буковца в его составе выявили пять разновидностей [191]: 1. Кросненские слои с бедными остатками морской фауны (лагенид, радиолярий, спикул губок);

2. Темно-серые известковые слагцеватые глины с птероподовой фауной (*Spiralis*) глубокого моря; 3. Серые и темно-серые глинистые породы с морской бентосной фауной мелких фораминифер, нуммулитов и дискоциклин; 4. Зеленоватые и темно-серые мергелистые породы с линзовидными включениями известняков с солонатоводной фауной моллюсков, остракод (*Cytheridea* sp.) и оогониями хар; 5. Зеленовато-серые и грязно-серые глинистые известняки с фауной литорали (*Ostrea multicostata* Desh, баланиды).

В результате детального изучения окрестностей Буковца А. Съленча пришел к правильному выводу о подводно-оползневой природе этих образований [228]. Аналогичное происхождение имеет «горизонт с включениями и фауной» района Ужка и Нижних Ворот. На олистостромовый характер этого горизонта, залегающего среди кроснеподобных слоев, в частности, указывают: 1) сравнительно быстрое выклинивание «горизонтов с включениями» по простиранию (отдельные тела прослеживаются на протяжении 1—2 км); 2) наличие интенсивной перемятости внутри подводно-оползневого горизонта, не соответствующей относительно спокойному залеганию вмещающих пород; 3) резкая верхняя и нижняя границы контакта «горизонта с включениями» с окружающими верецкими слоями и 4) различный литолого-фациальный состав пород, слагающих «горизонт с включениями», наличие включений обломков древних образований (в том числе «экзотического» материала), состав фауны, пестрый как по возрасту, так и по среде обитания.

Наблюдаемые в районе Ужка и Нижних Ворот олистостромы залегают среди так называемых «верецких слоев», занимающих промежуточное стратиграфическое положение между менилитовыми слоями и маркирующим головецким (ясельским) горизонтом полосчатых известняков. «Горизонты с включениями» в разрезе верецкой толщи в общем тяготеют к ее средней части, но строго не приурочены к одному и тому же уровню. Есть все основания полагать, что в отдельных разрезах имеется несколько олистостромовых горизонтов. Так, например, в бассейне Латорицы в районе Нижних Ворот и Подполозья отмечается наличие по крайней мере трех олистостромовых горизонтов.

Особый интерес вызывают олистолиты слоистых пестроцветных (красных, зеленых, темно-серых до черных) глинистых пород нижнего и среднего эоцена, прослеживающиеся в бассейне Жденевки среди смятых в мелкие складки отложений верецкой свиты (нижний олигоцен) в виде быстро выклинивающихся линз (мощность 10—30 м, редко 50—60 м; длина сотни метров).

По левым притокам Ужа (Тихий, Полонинка, район села Суха) среди верецких слоев наблюдаются глыбовые включения оползших нижнемеловых (шипотская свита) и верхнемеловых (яловецкая и березнянская свиты) отложений. В этом же районе в селе Волосянка среди верецких слоев известен олистолит палеоцен-нижнеэоценовых пестроцветных глинистых пород. Простирание и падение олистолитовых тел, как правило, согласуется с залеганием вмещающих олигоценовых пород (падение очень крутое), и поэтому неудивительно, что их выходы в прошлом нередко принимались за выжатые ядерные части антикли-

нальных складок или изображались в виде узких круто поставленных чешуй. О подводно-оползевом характере этих образований впервые упоминалось в работах [50, 14]. По характеру залегания олистолиты напоминают глыбовые включения в «слоях Гука» (рис. 12), но отличаются от последних более крупными размерами.

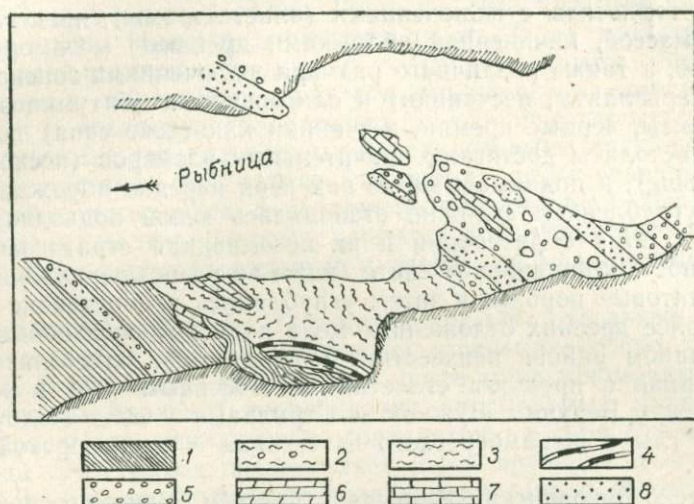


Рис. 12. Выход (длина 12 м) олистостромового горизонта среди верхнеолигоценых образований на окраине Косова по реке Рыбница.

1 — серые мергели и плотные плитчатые аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников; 2 — конгломерат, сложенный из обломков черных и темно-коричневых менилитовых аргиллитов и окатанной гальки зеленых метаморфических пород (филлитов); 3 — сильно перемятые черные рассланцованные битуминозные менилитовые аргиллиты; 4 — тонкие прослой черных кремней; 5 — конгломераты и гравелиты, сложенные галькой и гравием древних зеленых метаморфических пород и светло-серых юрских известняков; 6 — линзовидные включения сидероплезита; 7 — глыбовые включения голубовато-серых глинистых известняков с фауной среднеолигоценых нуммулитов; 8 — грубослоистые полимиктовые разноразмерные песчанники.

Горизонты с включениями подводно-оползевом происхождения фиксируются также в палеогеновом флише Береговых Карпат и в пределах Бориславско-Покутской подзоны Предкарпатского краевого прогиба. В Бориславе по реке Тызменица в разрезе польской свиты (средний (?)—верхний эоцен) отмечается наличие нескольких горизонтов (мощность 3—10 м) «бесструктурных» песчано-глинистых пород землисто-серого цвета (при выветривании пепельно-серых), переполненных различными по размеру (в основном 1—5 см) остроугольными, полукатанными и окатанными обломками зеленых метаморфических и других «экзотических» пород. Эти брекчие- и конгломератоподобные образования (их следовало бы называть конгломератовыми олистостромами и олистолитовыми конгломератами) сформировались в прибрежной части флишевого трога за счет оползания прибрежных мелководных (литоральных и сублиторальных) осадков в более глубоководные части бассейна. Это предположение подтверждает содержащаяся в породах верхнеэоценовая фауна фораминифер, пелеципод и

гастропод, обитавшая в прибрежных частях открытых морских бассейнов [136].

Интенсивные подводно-оползневые явления наблюдаются также в отложениях поляницкой свиты (верхний олигоцен). По данным глубокого бурения, в районе Воли Блажевской в нижней части поляницкой свиты глубинных складок Бориславско-Покутской подзоны фиксируются мощные горизонты с включениями (олисторомы), представленные глинистой массой, начиненной обломками древних метаморфических образований, а также различного размера включениями эоценовых (зеленоватые аргиллиты, песчаники) и олигоценовых (битуминозные черные аргиллиты, черные кремни, песчаники кливского типа) пород. Отдельные олистолиты достигают значительных размеров (несколько метров и больше), и поднимаемый из них керн нередко порождал споры. Однако с углублением скважин становилась ясной подводно-оползневая природа этих образований и их несомненная стратиграфическая принадлежность к поляницкой свите (ниже по разрезу скважины вскрывали менилитовые породы, а затем углублялись в попельские слои эоцена). В более древних отложениях мела подводно-оползневые образования в данном районе неизвестны. По-видимому, олистолитом являлась описанная в прошлом столетии Ф. Посепным [14] в верховьях Днестра между Верхним Лужком и Стрилками у села Подбуж десятиметровая глыба штрамбергского известняка с верхнеюрской фауной аммонитов.

В Покутско-Буковинских Карпатах (бассейн Выжницы, район Краснопутны) к горизонту мелко- и среднегалечных конгломератов, прослеживающихся в основании поляницкой свиты, местами приурочиваются глыбовые включения верхнеюрских светло-серых известняков и древних зеленых метаморфических пород, размер которых превышает одно- и двухэтажные здания. В прошлом эти относительно крупные олистолиты ошибочно принимались за коренные выходы фундамента [73]. В частности, дискуссии вызывали «утесовые» выходы верхнеюрских известняков в селе Краснопутна (река Серетель), которые еще не так давно местное население разрабатывало на известь. В действительности «краснопутненские утесы» не что иное, как крупные олистолиты, входящие в состав базальных конгломератов поляницкой свиты, залегающих на размывтой поверхности менилитовых отложений [85].

Громадный размер некоторых глыб в конгломератах и наблюдаемое закономерное уменьшение обломочного материала к юго-западу вкостростираания Покутско-Буковинских складок дают основание предполагать, что до образования надвига поляницкий бассейн осадконакопления располагался гораздо южнее современного распространения поляницких отложений и с севера окаймлялся приподнятой грядой (древним складчатым сооружением), сложенной зеленовато-серыми метаморфическими породами и известняками (юра). Учитывая амплитуду горизонтального перемещения покрова Покутско-Буковинских складок, можно предположить, что эта гряда находится сейчас в 20—30 км южнее села Краснопутна (в настоящее время она погребена под чехлом молассовых образований и перекрыта Покутско-Буковинским покровом).

Глибовые включения более древних пород приурочены к нижней части разреза поляницкой свиты и во многих других районах Предкарпатья. Среди них особый интерес представляют «слои Гука», в составе которых по реке Рыбница (Покутские Карпаты) глибовые включения менилитовых сланцев и кремней нижнего олигоцена образуют своеобразные «вкладки» мощностью до нескольких метров. В окрестностях Косова в разрезе «слоев Гука» по Рыбнице отчетливо выделяются три пачки. Нижняя (мощность около 70 м) представлена тонкопереслаивающимися серыми и голубовато-серыми алевролитами, песчаниками и мергелями, переходящими кверху в мощный горизонт гравелитов и конгломератов. Средняя (20—25 м) сложена сильно перемьятыми черными рассланцованными менилитовыми аргиллитами, в общей массе которых выделяются отдельные глыбы черных кремней и менилитовых аргиллитов с ненарушенной текстурой. Верхняя пачка (30 м) состоит из тонкослоистых серых алевролитов и песчаных мергелей, местами переслаивающихся с прослоями мелкогалечных конгломератов.

В пределах Борнславско-Покутской подзоны отдельные олистолиты отмечаются также в полосе развития нижнемолассовых образований (миоцен). В частности, олистолитом среди грубообломочных пород загорской свиты является неоднократно описываемый в геологической литературе выход менилитовых аргиллитов на горе Глорьетта около Трускавца. Этот выход представляет собой крупную глыбу, сползшую (в загорское время) в бассейн осадконакопления с лобовой части надвигавшегося с юга покрова Береговой скибы. В. Г. Корнева [77] подобным образом объясняет образование «менилитового останца» в окрестностях Текучи (Покутские Карпаты).

Большое количество микро- и мезоолистолитов зеленоватых метаморфических сланцевых пород, доломитов, юрских известняков, гранодиоритов, офиолитовых образований и пестроцветных терригенных пород фиксируется в Мармарошской зоне в полосе развития отложений соймульской свиты (альб—сеноман). Наиболее крупные олистолиты (их размер доходит до нескольких сотен метров) наблюдаются в бассейнах Угольки и Теревли. К диагностике олистолитов в этой структурно-фациальной зоне необходимо подходить осторожно, ибо некоторые «утесовые» выходы представляют собой типичные тектонические отторженцы, вмятые в меловой осадочный чехол. Их выходы в основном приурочены к фронтальной части Мармарошского покрова, имеющего все признаки покрова основания.

Большие трудности представляет выявление природы образования часто встречаемых в Мармарошской зоне «известняковых утесов», возраст которых еще не так давно считался верхнеюрским. Последние исследования показали, что большинство из них в действительности являются баррем-аптскими биогермными образованиями и совместно с окружающими их одновозрастными терригенными породами составляют своеобразную «ургонскую фацию каменеллинской свиты» [177].

Формирование нижнемеловых биогермных образований несомненно было связано с Мармарошской кордильерой. Благоприятные условия для поселения колониальных организмов (кораллов и др.) имелись

по обеим сторонам этого поднятия. Периодически возникающие обвалы рифогенных построек приводили к образованию отдельных олистолитов как к югу в осадках соймульской свиты, так и к северу в тонкоритмичном курбикортикальном флише белотисенской свиты (баррем—альб), где они встречаются очень редко. В частности, один из таких микроолистолитов (размер около 10 м) серого известняка, переполненный кораллами и издающий при ударе молотка сильный запах нефти, известен среди альбских пород белотисенской свиты по реке Лужанка у поселка Посич.

Не совсем ясной остается природа глыбовых выходов диабазовых пород и «юрских» известняков, полоса развития которых приурочена к надвигу Буркутской подзоны на Черногорскую и другие структурно-фациальные единицы и прослеживается от Черного Черемоша на востоке до Тересвы на западе. Отдельные выходы афировых и миндалекаменных порфиroidных диабазов и их туфов, а также ассоциирующих с ними серых и розовых известняков известны в устье Великого Керничного, по ручьям Выпчинке, Гропенцу, Богдану, Говерле, на вершине и склонах Петроса, по ручью Тростянцу, рекам Косовской, Шопурке, Краснишоре.

Изучение структурных взаимоотношений вулканогенных пород тростенецкой толщи с окружающими их меловыми флишевыми образованиями убеждает нас, что они в большинстве случаев (верховья Лазещины, ручей Великий Керничный и другие места) залегают стратиграфически ненормально, образуя среди вмещающих пород микро- и мезоолистолиты. Ассоциирующие с вулканогенными образованиями глыбы известняков или являются ксенолитами (ручей Выпчинка), или образуют самостоятельные олистолиты (устье ручья Великого Керничного). Возраст известняков обычно считается верхнеюрским. Проведенные в последние годы исследования показывают, однако, что часть из них (ручей Выпчинка) имеет баррем-аптский возраст [107]. Наличие в лавах ксенолитов подобного возраста свидетельствует о том, что интересующие нас вулканические явления не могли проходить раньше апта. Эти данные диктуют необходимость дополнительного изучения как природы, так и возраста всех выходов тростенецкой вулканогенной толщи и находящихся с ними в ассоциации известняков.

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПОСТСИДЕМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение условий, в которых формировались осадочные породы, а также дальнейших процессов постседиментационных изменений позволяет выяснить общие закономерности размещения среди них полезных ископаемых. На территории Украинских Карпат в этом отношении большой интерес представляют мел-палеогеновые флишевые отложения, имеющие наиболее широкое площадное развитие.

### Условия осадкообразования карпатского флиша

На переломе познетитонского и валанжинского времени в жизни лептогеосинклинальной области, охватывавшей всю территорию Складчатых Карпат, происходят важные события. В зоне Пьенид и Мармароша возникает узкое поднятие, которое разделяет лептогеосинклиналь на две части: северную и южную. Северная (внешняя) превращается во флишевой трог шириной свыше 200 км, в котором на протяжении всего мела и палеогена идет интенсивное накопление мощного комплекса терригенного флиша. Эта область обладает всеми признаками типичной миогеосинклинали. В пределах южной (внутренней) полосы, глубоко опущенной по разрывам и в настоящее время перекрытой молассовыми отложениями Закарпатского прогиба, в раннем мелу возникают условия, близкие к эвгеосинклинальному режиму (зачаточный тип). Эта область отличалась от расположенной к северу миогеосинклинали небольшими размерами и значительно меньшей интенсивностью прогибания.

В истории жизни северного флишевого трога важную роль сыграли ограничивавшие его с севера и юга глубинные разломы: Предкарпатский и Закарпатский (Перипьенинский). На характер распределения осадков решающее влияние оказали зародившиеся в его пределах кордильерные поднятия и в первую очередь так называемые Срединная (Силезская) и Куманская кордильеры. Кордильерные поднятия ограничивались глубокими разломами, периодическое обновление которых способствовало возрождению уничтоженных денудацией поднятий.

Область Украинских Карпат в начале раннемелового времени прогибалась медленно, и средняя скорость осадконакопления в Скибовой, Силезской, Дуклянской, Черногорской, Мармарошской и Пьенинской зонах колебалась от 0,4 до 2,0 см в 1000 лет. Максимальные прогибания испытывали Раховская и Суховская зоны, где в течение 1000 лет накапливалось 6—6,4 см осадка. Со временем интенсивность прогибания и осадконакопления постепенно увеличивается, достигая рекордных цифр в Силезской и Скибовой зонах в олигоцене (до 35 см). Прогибание дна флишевого трога было неравномерным, и максимальные

значения нисходящих движений во времени постепенно перемещаются с юга на север, то есть из Раховской зоны (ранний мел) в Силезскую и Скибовую зоны (олигоцен).

Флишевая формация представляет собой циклически сложно построенный комплекс, в разрезе которого отмечается повторение двух основных литологических толщ: а) толщи черных битуминозных песчано-глинистых пород (спасская и шипотская свиты, менилитовые слои и др.); б) толщи ритмично переслаивающихся песчано-глинистых отложений серого, зеленовато-серого и пестрого цвета. Каждая из них знаменует определенный цикл осадконакопления более низкого порядка, чем флишевая стадия в целом (последняя охватывает отрезок времени от зарождения флишевого трога до складчатых движений на переломе олигоцена и миоцена), и может рассматриваться в качестве самостоятельной подформации. Отдельные подформации, по существу, представляют собой тесно сопряженные фациальные разности, которые могут друг друга замещать (например, черные битуминозные менилитовые отложения замещаются серыми кросненскими слоями и наоборот).

В разрезе подформаций на фоне закономерного переслаивания небольшого количества составных элементов (песчаник, алевролит, мергель, аргиллит) намечаются отдельные, небольшие по мощности и повторяющиеся по разрезу многослой (циклотемы, ритмы). Ритмичная слоистость флиша обусловлена какими-то периодически повторяющимися явлениями. Расчеты показывают, что для карпатского флиша эта периодичность колеблется от 1200 до 20000 лет, причем большинство ритмов вкладывается в периоды продолжительностью 4000—7000 лет. Отчетливо выраженное асимметричное строение отдельных ритмов (гемицикличность), состоящих только из трансгрессивной части циклотемы, свидетельствует о том, что основная часть терригенного флиша образовалась мутьевыми потоками. Попутно уместно напомнить, что карпатская флишевая формация представляет собой полифациальное образование, в составе которого принимают участие как глубоководные, так и мелководные осадки.

На переломе позднемиоценового и палеогенового времени Срединная кордильера значительно приподнимается и подвергается интенсивной денудации. Тенденцию к общему поднятию испытывают также и другие части геосинклинальной области (Пьениды и Мармарошский массив). С этим периодом связано накопление мощных толщ грубообломочных пород (песчаники, гравелиты и конгломераты лютской свиты в Дуклянской зоне, груборитмичный песчаниковый флиш в Черногорской зоне и т. д.) и возникновение местных перерывов в осадконакоплении в области развития подгальского флиша, на Мармарошском кристаллическом массиве, а также локально в Пьенинской зоне.

Имеющиеся материалы дают основание полагать, что в датском веке — раннем палеоцене — внутренняя часть Карпатской геосинклинали подверглась довольно интенсивным складчатым движениям. Особенно сильно они проявились в области Татровепорид, тектоника которых еще более осложняется, так как происходит окончательное оформление их покровно-чешуйчатой структуры. Приподнятые участки Мар-

марошко-Пьенинской области интенсивно размываются и служат дополнительными источниками сноса. Об этом свидетельствует присутствие в пестроцветных эоценовых отложениях зоны Магуры переотложенной фауны глоботрунканид, часто встречаемой в породах пуховской свиты.

Отсутствие признаков складчатости между мелом и палеогеном к северу от области Мармароша и Пьенид свидетельствует о том, что вся эта обширная территория на протяжении верхнего мела и палеогена испытывала непрерывное осцилляционное погружение, компенсирующееся образованием мощных толщ палеогенового флиша.

Палеоэоценовая и эоценовая часть разреза флишевой формации представляет собой полифациальное образование, в состав которого входят осадки различных глубин, начиная от мелководья и кончая батинальными и, возможно, даже абиссальными условиями. Примером осадков сублиторали могут служить песчаные мергели и известняки выгодского горизонта (нижний—средний эоцен) Покутско-Буковинских складок и района Пасечной, в которых в большом количестве встречается фауна нуммулитов дискоцилин и моллюсков. В аналогичных условиях образовались в районе Борислава верхнеэоценовые попельские слои, в которых наблюдаются хорошо выраженные явления подводного оползания и в большом количестве присутствуют обломки зеленых метаморфических пород.

В более внутренних частях флишевого трога на распределение и изменение литолого-фациального характера эоценовых осадков повлияла Срединная кордильера. Обновляясь, она временами поставляла в бассейн дополнительные порции обломочного материала, в связи с чем вблизи поднятия формируются мощные пачки пестроцветных глинистых пород и разнозернистых песчаников (Ставнянский тип разреза). Подобные, но более мощные песчано-глинистые флишевые отложения с пачками толстослоистых песчаников и пестроцветных пород формируются на юге вблизи Пьенинской кордильеры в зоне Магуры.

Посередине между упомянутыми выше полосами на протяжении всего эоцена накапливаются тонкоритмичные алевролитно-аргиллитовые отложения с редкими и маломощными пакетами пестроцветных пород (Сольский тип разреза). Направление морских течений в Дуклянской зоне было северо-западным (азимут направления около  $300^\circ$ ). Интересно, что в южной части зоны Магуры морские течения имели противоположное юго-восточное направление ( $115^\circ$ ).

Весьма своеобразно происходило осадконакопление в Мармарошской зоне. В приподнятой части (Чивчины, Мармарошский кристаллический массив) палеогеновые отложения или вообще отсутствуют, или представлены относительно небольшой по мощности трансгрессивной толщей средне- и верхнеэоценовых грубообломочных, карбонатных и песчано-глинистых образований (кобылецкая и шопурская свиты, великобанские слои). В прогнутой части, известной под названием Драговской подзоны, верхний мел, палеоцен и эоцен представлены единой громадной толщей тонкоритмичного и ритмичного пестроцветного песчано-глинистого флиша, в разрезе которого нет следов перерыва.

В конце позднеэоценового времени Срединная кордильера опять приподнимается, и к северу от нее образуется мощная толща ужокских слоев, представленных толстослойными песчаниками с пачками тонкоритмичных алевролитов-аргиллитовых пород кросненского типа. Приподнимаясь, кордильера вздернула непосредственно прилегающие к ней диагенетически уже оформившиеся осадки, которые в некоторых местах крупными глыбами сползают далеко вглубь бассейна осадконакопления (олисторомы в районе Подполозья и Ужа). На ее склонах временами под воздействием сейсмических толчков и под собственным весом оползают только что образовавшиеся осадки, в результате чего формируются мощные пачки глинистых брекчий.

В начале олигоцена на всей территории Украинских Карпат начинается новый цикл осадконакопления и резко меняются условия осадкообразования. Мармарошская, Пьенинская, Раховская и Суховская зоны испытывают общее поднятие и местами выходят из-под уровня моря. В области сочленения Оровской и Сколевской скиб намечается продольное поднятие, к северу от которого в нижнем и среднем олигоцене отлагаются черные битуминозные песчано-глинистые породы менилитовой свиты. Южнее поднятия накапливается мощный комплекс серого песчано-глинистого кросненского флиша, который местами почти полностью замещает черные битуминозные породы нижнеменилитовой свиты. На юге вблизи Срединной кордильеры продолжается осадконакопление серых слюдистых песчаников (ужокские слои), которые кверху сменяются тонкоритмичным алевролитов-аргиллитовым комплексом кросненского типа. В северной части Дуклянской зоны олигоцен представлен маломощными менилитовыми слоями, переходящими кверху в мощную тонкоритмичную толщу кросненских слоев. В южной части той же тектонической единицы и в Бачавской зоне дно бассейна испытывало менее интенсивное прогибание, и в этом районе отлагаются черные мергели, аргиллиты и темно-серые песчаники дусинской свиты. Весьма близкие к породам дусинской свиты осадки накапливаются также в Мармарошской зоне (разрез ручья Свиного в окрестностях Великого Бычкова).

Интересно, что на всей территории Дуклянской зоны и в районе Верховины морские течения в олигоцене имели юго-восточное направление (азимут направления 100—150°), то есть противоположное эоценовому времени. На территории Береговой скибы морские течения в то же время имели северо-западное направление (азимут направления 290—300°).

Говоря о климате в палеогеновое время, необходимо подчеркнуть, что в палеоцене и эоцене он был теплым, близким к субтропическому. Это подтверждается присутствием в эоценовых отложениях теплолюбивой фауны нуммулитов и моллюсков. Аналогичные климатические условия господствовали в эту эпоху на большей части средне- и восточно-европейской территории.

Резкое изменение условий осадкообразования в Карпатской геосинклинальной области на границе эоцена и олигоцена отвечает периоду ее интенсивного расчленения на небольшие, полуизолированные бассейны, в которых возникают благоприятные условия для накопле-

ния богатых органическим материалом отложений менилитовой и дусинской свит. Карпатский бассейн получает прямое сообщение с северным бореальным бассейном. В связи с этим несколько меняются климатические условия в сторону общего похолодания и в олигоцене водоем буйно развивается фитопланктон (диатомовые водоросли).

В последние годы большой интерес вызывают условия образования менилитовых отложений. Многие ученые считают, что менилитовые и кросненские слои образовались в условиях неглубокого (не более 500—600 м) морского бассейна с нормальной соленостью. Среда осадконакопления [38] была щелочной или слабощелочной. Во время образования сидероплезитов (последние часто встречаются в нижнеменилитовой подсвите и в переходных слоях) она могла становиться нейтральной. Наличие в черных менилитовых аргиллитах пирита и большого количества органического вещества указывает на то, что битуминозные породы образовались в условиях резко восстановительной среды. С другой стороны, присутствие в песчаниках аутигенного глауконита свидетельствует о слабоокислительных условиях осадкообразования. Это дает основание полагать, что окислительно-восстановительная граница в менилитовом бассейне меняла свое положение. Она то уходила в осадок, то поднималась в придонный слой воды.

Обилие органического вещества в менилитовых аргиллитах тесно связано с пышным расцветом фитопланктона в море. Восстановительные условия содействовали захоронению органики.

Причинами высокого окремнения менилитовых пород, как выяснилось в результате изучения минералогии, являются:

а) перекристаллизация в процессе диагенеза диатомовых панцирей, спикул губок и раковин радиолярий;

б) выделение свободного кремнезема при процессах преобразования вулканического пепла в монтмориллонит. Основную роль, безусловно, играет первый фактор [38].

Менилитовый бассейн в основном снабжался кремнеземом из действующих гидротерм, возникающих в олигоцене в результате поствулканических процессов. Наличие в олигоцене интенсивных проявлений вулканизма подтверждается присутствием дацитовых туфов в верхнеменилитовой свите (бассейн реки Чечвы) и в кросненских слоях района Верховины. Кроме того, небольшое количество кремнезема приносилось реками. Обилие кремнезема в менилитовом бассейне способствовало интенсивному развитию диатомовых водорослей, губок и радиолярий, служивших в дальнейшем исходным материалом для образования халцедонолитов и окремнения битуминозных аргиллитов. Центры вулканических извержений, несомненно, были приурочены к Предкарпатскому глубинному разлому, ограничивавшему флишевой трог с севера. На юге проявления магматической деятельности в мелу и палеогене в основном были связаны с Закарпатским глубинным разломом.

В позднем олигоцене центральная часть Скибовой зоны приподнимается, и флишевый трог распадается на два мелких бассейна. К северу от возникшей суши в северных скибах Скибовой зоны и во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба отлагаются близкие к молассовым

образованиям глинистые отложения поляницкой свиты. Южнее продолжается накопление серого тонкоритмичного красненского флиша.

В раннем миоцене море с территории Украинских Карпат отступает и вся складчатая область значительно приподнимается. По обе стороны формирующейся горной страны зарождаются Предкарпатский внешний и Закарпатский внутренний прогибы, на территории которых на протяжении всего неогена идет накопление мощных молассовых образований. При этом приподнятая флишевая область подвергается интенсивному размыву и служит одним из основных поставщиков обломочного материала для молассовых бассейнов. Общее поднятие сопровождается процессами складчатости и магматической деятельностью. Благодаря трем основным этапам карпатской фазы складчатости, имевшим место на границе олигоцена и миоцена (добурдигальское время), в тортоне и в среднем плиоцене, формируется сложная покровно-чешуйчатая область Украинских Карпат.

В позднеорогенную стадию развития в Закарпатском прогибе возникают многочисленные очаги вулканических извержений, благодаря деятельности которых образуется мощный комплекс эффузивных отложений (андезитов, базальтов, липаритов и их туфов) Выгорлат-Гутинского вулканического хребта.

## **Постседиментационные изменения во флишевых отложениях**

Советскими учеными установлены основные литолого-минералогические критерии отдельных стадий литогенеза, более детальное изучение которых позволило разделить каждую стадию на этапы. Каждый этап стадии отличается своим комплексом аутигенных минералов (стадия диагенеза) и определенными изменениями слоистых гидросиликатов, цеолитов, терригенных минералов и органического вещества (стадия катагенеза). Стадия диагенеза включает три этапа: окислительный, восстановительный и перераспределения вещества [163]. Стадию катагенеза разделяют на два этапа: начальный (ранний) и глубинный (поздний) катагенез. Л. Б. Рухин среди вторичных изменений осадочных пород различает изменения, связанные с погружением осадочных толщ (прогрессивный эпигенез), и изменения, связанные с поднятием этих толщ (регрессивный эпигенез) [150].

Рассматриваемые флишевые осадки относительно молодые и формировались на протяжении мелового и палеогенового периодов. Проще всего в них постседиментационные изменения в значительной мере определялись условиями геосинклинального режима, для которого характерны: 1) активные тектонические движения бассейна седиментации; 2) относительно быстрое накопление осадков; 3) глубокое погружение осадков, которое затем в конце олигоцена и в начале миоцена сменилось подъемом их в результате процессов горообразования.

Отмеченные тектонические факторы существенно отразились на вторичных изменениях флишевых пород на стадии катагенеза и определи-

ли изменения в слоистых гидросиликатах, полевых шпатах, карбонатах, цеолитах, органическом веществе и т. д.

В геосинклинальных бассейнах седиментации накопление и погружение осадков происходит значительно быстрее, чем в платформенных. Поэтому в геосинклинальных условиях осадки на стадии диагенеза имеют более свежий и менее разложенный характер, а в платформенных бассейнах седиментации они претерпевают более значительные диагенетические изменения.

На стадии диагенеза минералого-геохимические процессы определяются также и литологическими особенностями осадка, в первую очередь обогащенностью его рассеянным органическим веществом и продуктами вулканической и поствулканической деятельности, степенью аэрации или анаэробности и т. д.

Н. М. Страхов доказал, что деятельность биоса в осадке в основном влияет на интенсивность процессов минералообразования и перераспределения вещества [164]. Во флишевой формации Карпат толщи пород, наиболее обогащенные рассеянным органическим веществом — менилитовая, дусинская, спасская, шипотская, — отличаются наибольшим содержанием карбонатных конкреций. Для этих толщ характерна также высокая пиритизация.

Диагенетические карбонатные конкреции более или менее развиты во многих других толщах карпатского флиша, и в общем балансе аутигенного минералообразования их роль значительна. В одних флишевых толщах доминируют кальцитовые конкреции с примесями доломита, в других — доломитовые с примесями сидерита и кальцита, в третьих — олигонитовые или сидероплезитовые с примесями доломита и кальцита и т. д. Из других аутигенных минералов в конкрециях часто встречаются пирит, железистый хлорит, глауконит, иногда франколит.

Наряду с этим в карпатском флише выделяются толщи осадков, в которых конкрециеобразование было развито слабо или вовсе не развито, например, песчаниковый флиш буркутской (сеноман—турон), бачавской (коньяк—даний), ямненской и лютской (палеоцен), выгодской (средний эоцен) и драговской (верхний и средний эоцен) свит.

Условия оживленных тектонических движений способствовали усилению расчлененности рельефа в областях сгюса, что, в свою очередь, определило ускоренную седиментацию в геосинклинальном бассейне песчаного и отчасти гравийного материала. Ускоренная седиментация и псаммитовый характер осадков резко ослабляли развитие диагенетических процессов и особенно карбонатное конкрециеобразование, которое в песчаниковом флише отсутствует. В наиболее опущенных глубоководных участках бассейна в условиях замедленной седиментации карбонатное конкрециеобразование имеет свои особенности и отличается развитием карбонатов марганца. Сюда относится тонкоритмичный песчанико-глинистый и алеврито-глинистый флиш яловецкой (сеноман—турон), манявской (нижний эоцен) и быстрицкой свит (верхний эоцен).

В глинистых пачках флишевых ритмов с малым содержанием рассеянного органического вещества карбонатные конкреции развиты сла-

бо, имеют размер 15—30 см и эллипсоидную, шаровидную или неправильно овальную формы. В песчаниковом флише их нет или они образуют единичные тонкие (2—3 см) линзочки среди аргиллитовых прослоев. Карбонатные конкреции и конкреционные прослои имеют различную структуру. Для конкреций и конкреционных прослоев, в которых главным конкрециеобразующим минералом является кальцит, характерна пелитоморфная структура. Доломитовые и сидероплезитовые конкреции и конкреционные прослои мелкозернистые, скрытокристаллические. Текстура конкреций массивная, а в конкреционных прослоях массивная, иногда переходящая в слонстую благодаря скоплению обломочного материала в отдельные микропрослойки.

По морфологическим признакам во флише Карпат можно выделить три группы карбонатных конкреций:

1. Конкреции шаровидной и неправильной округлой формы небольших размеров (10—30 см). В их составе преобладает олигонит или родохрозит. Приурочены они к глубоководным флишевым фациям.

2. Конкреции в виде крупных линз и линзовых тел. Они приурочены к флишевым толщам, обогащенным дисперсным органическим веществом. Преобладающим карбонатным минералом в этих конкрециях является доломит, анкерит или сидерит, иногда кальцит.

3. Пластовидные тела и тонкие конкреционные прослойки карбонатов. В составе крупных пластовидных конкреционных образований могут доминировать анкерит или сидероплезит (фации битуминозных толщ флиша), кальцит или доломит. В тонких прослойках доминируют олигонит, родохрозит (глубоководные фации флиша), кальцит (фации ритмичного известковистого песчано-глинистого флиша).

По минеральному составу карбонатные конкреции делятся на кальцитовые и доломит-кальцитовые, доломитовые и кальцит-доломитовые, анкеритовые и сидероплезитовые, олигоценовые и родохрозитовые (табл. 2, 3).

Кальцитовые конкреции характерны для известковых флишевых пород раховской, головнинской, стрыйской, лютской, яменской, выгодской свит. В спасской свите (нижний мел) кальцитовые конкреции содержат значительное количество сидерита. Поскольку осадки спасской свиты обогащены дисперсным органическим веществом, конкреции, в составе которых доминирующий кальцит находится в парагенезисе с сидеритом, могли образоваться на границе щелочной и нейтральной или слабощелочной геохимической среды.

Доломитовые и кальцит-доломитовые конкреции характерны для флишевых осадков центральных частей олигоценового бассейна (кросненские слои); в северо-восточной части бассейна — для осадков лопянецкой подсвиты и поляницкой свиты.

В позднемеловое время доломитовые конкреции образовались в осадках березнянской свиты. Здесь они периодически, зависимо от содержания в осадках дисперсного глинистого и органического вещества, сменялись сидеритовыми конкрециями. В составе доломитовых конкреций иногда в парагенезисе с доломитом наблюдаются кальцит, небольшое количество сидерита и пирита. Обломки раковинок микрофауны встречаются очень редко. Конкреции сидероплезитовые и анкеритовые

развиты в основном во флишевых осадках, обогащенных рассеянным органическим веществом, и достигают больших размеров. Сидероплезитовые конкреции приурочены в основном к битуминозным флишевым породам шипотской свиты (нижний мел) и кремнистым горизонтам менилитовой свиты. Они свидетельствуют о существовании в осадках в период перераспределения карбонатов нейтральной и слабощелочной геохимической среды (рН 6,6—7,2, реже 7,2—7,8). В парагенезисе с сидероплезитом в конкрециях в подчиненных количествах находится кальцит, доломит, пирит и единичные включения битумоидов.

В яловецких осадках образование шаровидных конкреций в самом начале стадии диагенеза происходило в условиях глубоководной морской фации. Осадок имел активную связь с морской водой и, возможно, многие небольшие шаровидные конкреции были перенесены течением на незначительные расстояния, структура осадка при этом нередко нарушалась.

Часть конкреций в яловецких слоях образовывалась на более позднем этапе диагенеза. Такие конкреции, размещаясь по наслоению осадка, имеют большие размеры и сплюснутую линзовидную форму. Вмещающие их глинистые осадки содержат меньше карбонатов, чем в первом случае. Они, очевидно, образовывались на этапе активного перераспределения карбонатов, подобно конкрециям шипотской и спасской свит, и водными течениями по дну бассейна не перемещались, так как образовались внутри осадка.

Пересчет химических анализов (табл. 2) легкорастворимой в 10%-ной HCl части породы на соответствующие карбонаты, определенные по рентгеновским данным, показывает, что в составе конкреций яловецкой свиты преобладает манганосидерит (олигонит), реже сидероплезит. В подчиненном количестве в конкрециях находятся доломит (0,5—16,59%) и кальцит (6,40—39,90%). Карбонатная часть в таких конкрециях составляет 51,9—76,5%.

Характер диагенетического минералообразования в глинистых осадках яловецкой свиты показывает, что большая часть стадии диагенезиса отличалась восстановительной обстановкой.

Марганцово-железистые конкреции и прослои в глинистой толще мощностью 40—80 м нижней половины яловецкой свиты свидетельствуют о своеобразных геохимических процессах в этих осадках на стадии диагенеза. Диагенетическая миграция марганца и рост отношения Mn:Fe особенно характерны для пелагических осадков, где более четкому проявлению такой миграции соответствует медленное накопление. Изучение осадков современных морских бассейнов показало, что марганец больше связан с тонкими илами глубоководных осадков моря.

Флишевый бассейн в начале позднемелового времени в своей центральной части становится более глубоководным, о чем свидетельствует минеральный состав карбонатных конкреций нижней части яловецкой свиты. Здесь создались условия для развития глинистой толщи осадков с пестроцветными глинистыми пачками и включениями небольших конкреций и прослоев карбонатов марганца и железа. Верхняя часть яловецкой свиты представлена глинисто-песчанистыми флишевыми

Минеральный состав растворенной части (в 10%-ной соляной кислоте) диагенетических карбонатных стяжений во флише Советских Карпат

Номер пробы	Форма, размер конкреции и мощность прослоев, м	Глубина взятия пробы, м	Нерастворимый остаток	Содержание в породе, %						Остаток в растворимой части, %		δС <sub>13</sub> ‰										
				CaCO <sub>3</sub>	CaMg (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	(Fe, Mg, Mn) CO <sub>3</sub>	(Fe, Mn) CO <sub>2</sub>	Fe CO <sub>3</sub>	Mn CO <sub>3</sub>	MgO	FeO											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13										
Поляницкая свита (верхи олигоцена—нижний миоцен)																						
713	Прослой, 0,15	1068	22,12	16,18	55,47	—	—	4,47	0,57	—	—	—										
715	» 0,10	1166	32,26	15,42	47,25	—	—	2,87	—	—	1,70	—										
719	» 0,12	1628	29,88	10,09	57,29	—	—	1,96	—	—	0,35	—										
Верхнемелилитовая подсвита (олигоцен)																						
283	Прослой, 0,20	2102	21,32	3,50	70,81	—	—	2,09	—	—	0,30	—										
2035	Буханковидная,	Обнаже- ние																				
	0,3×0,15 (верхняя часть)												18,72	5,90	67,31	—	—	1,27	0,12	—	1,70	+0,60
	0,3×0,15 (промежуточная часть)												22,31	3,20	70,44	—	—	3,01	0,30	—	0,20	+0,75
	0,3×0,15 (центральная часть)												8,37	7,60	79,85	—	—	—	3,56	0,05	1,70	+0,90
Лопянецкая подсвита (олигоцен)																						
298	Прослой, 0,10	2300	20,32	7,00	68,05	—	—	3,48	—	—	0,70	—										
736	» 0,15	2056	26,75	7,60	61,22	—	—	4,52	—	—	0,15	—										
741	» 0,15	2065	26,12	7,00	61,78	—	—	3,48	—	—	1,95	—										
Нижнемелилитовая подсвита (олигоцен)																						
776	Прослой, 0,12	2341	—	8,10	14,07	—	—	5,23	—	—	1,00	—										
983	» 0,12	2856	9,34	20,70	35,78	—	—	26,06	4,14	—	0,65	—										
997	» 0,16	2917	9,26	17,90	67,31	—	—	1,27	0,34	—	0,50	—										

153	»	0,10	121	49,04	8,70	28,40	—	—	11,01	0,11	—	0,35	—
187	»	0,10	203	34,40	5,80	46,10	—	—	9,73	0,11	—	1,15	—
197	»	0,15	230	16,80	13,20	62,15	—	—	5,10	0,11	—	—	—

## Головецкая свита (олигоцен)

2185	Линзовидная, 1,0×0,23	—	8,61	13,10	69,12	—	—	4,29	0,23	—	3,04	—
------	-----------------------	---	------	-------	-------	---	---	------	------	---	------	---

## Быстрицкий горизонт (эоцен)

838	Прослой, 0,22	2560	58,35	—	8,38	—	31,87	—	—	0,38	—	—
878	» 0,18	2788	64,88	—	5,70	—	28,13	—	—	0,80	—	—
932	» 0,25	2178	45,73	8,70	—	38,56	—	—	—	—	2,10	—
933	» 0,18	2178	34,32	20,00	39,60	23,94	—	—	—	—	—	—
361	» 0,23	210	31,79	22,85	41,49	—	—	—	—	—	—	—
24	» 0,04	116	37,85	—	16,21	—	45,98	—	—	—	—	—
2200	Линзовидная, 15×3	Обнаже- ние	29,71	66,50	—	2,33	—	—	—	—	—	—
2201	» 10×1,8	»	26,50	67,80	—	3,67	—	—	—	—	—	—
2043	Прослой, 0,06	»	19,58	15,00	18,43	—	42,77	—	—	4,28	—	-0,4
2184	Линзовидная, 1,5×0,25	»	41,57	48,90	2,95	—	—	0,23	0,23	—	0,90	—
141	Прослой, 0,10	Обнаже- ние	9,46	10,31	27,26	—	—	7,03	45,48	—	—	-0,7
190	» 0,005	»	9,60	13,50	14,16	—	—	7,86	4,65	—	—	-0,7

## Выгодский горизонт (эоцен)

935	Прослой, 0,18	2195	6,07	80,80	11,43	—	—	—	0,46	0,25	0,20	—
934	» 0,20	2195	23,18	67,90	7,38	—	—	—	—	0,15	0,25	—
937	» 0,09	2215	27,18	64,80	6,75	—	—	—	—	0,10	0,20	—
942	» 0,12	2247	52,05	39,00	4,98	—	—	—	—	0,35	0,50	—
2038	Линзовидная, 0,5×0,2	Обнаже- ние	30,58	63,21	0,18	—	—	1,28	0,35	—	—	-0,4
2039	» 1,2×0,28	»	23,80	35,80	33,38	—	—	—	—	6,70	6,70	-0,5

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Манявский горизонт (эоцен)												
984	Прослой, 0,12	3233	28,70	2,60	9,22	—	54,30	—	—	—	2,63	—
85	» 0,20	351	22,82	68,41	6,27	—	0,66	—	—	—	0,42	-0,7
93	» 0,18	371	23,56	68,92	4,24	—	1,73	—	—	—	0,22	-0,8
2033	Буханковидная, 0,28×0,13	Обнаже- ние	54,50	+	+	—	+	—	—	—	+	-1,1
2034	» 0,20×0,12	»	29,00	+	+	—	+	—	—	—	+	-1,4
852	Прослой, 0,20	1776	49,67	20,10	7,38	—	—	17,84	0,69	—	1,70	—
2194	Буханковидная, 0,18×0,10	Обнаже- ние	31,17	12,11	—	—	40,37	—	—	3,92	1,90	—
Ямненский горизонт (палеоцен)												
2166	Линзовидная, 0,5×0,35	Обнаже- ние	27,06	37,70	0,92	—	—	22,48	0,98	—	2,06	-0,9
Стрыйская свита (верхний мел)												
1899	Прослой, 0,15	1934	9,10	64,40	10,88	—	—	8,80	0,46	—	2,45	—
Березнянская свита (верхний мел)												
874	Прослой, 0,18	28	67,56	13,01	—	—	—	12,03	0,11	2,66	2,44	—
875	» 0,12	28	14,73	15,19	62,85	—	—	5,49	0,12	—	0,10	—
879	» 0,12	38	53,84	30,02	—	—	—	4,52	0,23	0,71	3,50	—
897	» 0,15	76	58,03	8,63	10,25	—	—	17,32	0,12	—	0,50	—
1741	» 0,20	42	32,36	9,29	—	—	—	29,19	0,48	4,35	6,90	—
2048	» 0,14	Обнаже- ние	37,40	45,30	7,38	—	—	0,70	0,11	—	2,45	—
2049	» 0,18	»	18,00	72,80	—	—	—	3,40	0,35	1,33	0,46	—
Пуховская свита (турон—сенон)												
809	Прослой, 0,14	946	19,20	67,90	4,98	—	—	0,70	—	—	1,50	—
810	» 0,12	949	22,14	70,10	1,66	—	—	—	—	1,20	1,10	—

## Тисальская свита (мел)

751	Прослой, 0,20	118	22,00	69,40	5,90	—	—	—	—	—	1,10	—
789	» 0,20	514	27,20	65,70	2,77	—	—	0,70	—	—	1,10	—
795	» 0,12	612	62,39	3,80	27,48	—	—	3,13	—	—	1,00	—

## Яловецкая свита (сеноман—турон)

2136	Прослой, 0,06	Обнаже- ние	38,64	6,40	0,55	—	—	10,55	4,37	5,25	—	-1,1
2137	Линзовидная, 0,24×0,06	»	52,26	39,90	—	—	—	1,16	1,38	1,31	—	-2,1
2148	» 1,20×0,22	»	24,48	27,90	16,59	—	—	22,94	1,27	—	—	-0,9
2149	Линзовидная, 2,30×0,25	Обнаже- ние	17,65	7,41	7,37	61,72	—	—	—	1,12	—	-0,8
2150	Прослой, 0,16	»	33,35	9,70	6,27	—	—	38,21	1,15	4,86	—	-1,0

## Верхнешипотская подсвита (альб)

2151	Линзовидная, 5,0×0,80	Обнаже- ние	10,27	11,12	5,34	69,01	—	—	—	0,46	—	-0,9
------	-----------------------	----------------	-------	-------	------	-------	---	---	---	------	---	------

## Нижнешипотская подсвита (баррем—апт)

2156	Линзовидная, (верхняя часть)	Обнаже- ние	12,48	47,66	13,64	—	—	19,46	0,92	1,68	—	-0,9
	» 4,20×1,60	»	12,30	65,12	12,17	—	—	5,33	0,92	—	2,06	-0,8
	» (средняя часть)	»	13,12	54,46	17,14	—	—	4,98	0,81	—	4,96	-0,8
	» (нижняя часть)	»	23,43	13,50	41,10	—	—	15,64	0,69	—	2,50	-1,3
2159	Прослой, 0,30	»	28,65	12,02	3,13	48,84	—	—	—	0,97	—	-1,3
2160	Линзовидная, 1,0×0,22	»	21,48	24,63	30,41	—	—	13,90	0,92	—	2,03	-1,2
2161	Прослой, 0,24	»	13,12	11,80	—	70,33	—	—	—	1,45	—	-1,0
2172	Линзовидная, 2,50×0,40	»	40,29	13,90	4,79	35,96	—	—	—	1,58	—	-0,9
2173	» 2,50×0,30	»	13,04	12,51	—	70,18	—	—	—	1,06	—	—
2202	Прослой, 0,30	»	13,18	12,30	—	71,11	—	—	—	0,74	—	—
2203	» 0,20	»										

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----

## Спасская свита (баррем—альб)

2045	Линзовидная, 2,50×0,26	Обнаже- ние 283	11,74	50,70	13,82	—	—	23,05	0,35	—	—	—2,1
1870	Прослой, 0,24		9,38	51,10	10,88	—	—	22,82	0,35	—	—	—

## Раховская свита (неоком)

2046	Прослой, 0,15	Обнаже- ние »	19,66	75,00	1,48	—	—	1,85	—	1,10	—	—
2047	» 0,12		25,66	67,07	0,92	—	—	—	—	1,46	1,87	—

Примечание. 1) Места отбора образцов: Предкарпатский прогиб. Район села Верхний Струтынь, скв. 23: обр. 713, 715, 719, 736, 741; скв. 5: обр. 283, 298; скв. 14: обр. 776; скв. 8: обр. 838; обнажение в селе Верхний Струтынь по реке Чечва, обр. 2035; район села Воля Блажевская, скв. 31: обр. 983, 997; скв. 1: обр. 932, 933, 934, 935, 937, 942; район села Ольховка, скв. 4: обр. 878, 984. Село Тюдов, обр. 2201. Село Соколовка по реке Рыбница: обр. 2042. Северный склон Карпат. Село Подгорцы, скв. 1: обр. 153, 187, 197; поселок Верховина, скв. 7: обр. 24, 33, 85, 93; скв. 12: обр. 361; город Борислав: обр. 2044; бассейн Турянки: обр. 2184, 2185; село Шешоры по реке Пистынка: обр. 141, 190, 2043, 2200; село Тершов, скв. 9: обр. 1870, 1899, обнажение: обр. 2045; обнажения по реке Черный Черемош: район села Зеленое: обр. 2136, 2137, 2151, 2156, 2159, 2160, 2161; район села Шибеник: обр. 2148, 2149, 2150; район села Пробийное: обр. 2172, 2173; река Белый

Черемош: район села Яблонца: обр. 2202, 2203. Южный склон Карпат. Река Веча, селение Воловец: обр. 2041; ручей Абранка: обр. 2037; село Подполосье: обр. 2038, 2039; бассейн реки Уж, село Турья Ремета: обр. 2033, 2034; район села Великий Березный, скв. 66: обр. 874, 875, 879, 897; район села Малый Березный, скв. 18: обр. 1741; город Свалява, скв. 1: 809, 810, 852, 751, 789, 795; река Боржава, село Керецкое: обр. 2194; район села Дубовое: обр. 2048, 2049, 2046, 2047. 2) Химические анализы карбонатных конкреций и прослоев выполнены в проблемной геохимической лаборатории Львовского университета инженерами-химиками Цвик С. М., Гиндой О. Ю. Пересчеты анализов выполнены автором. 3) В размерах конкреций указана видимая длина и наибольшая мощность. 4) В образцах 2033 и 2034 обнаружены, кроме карбонатов, франклит, хлорит и гидрослюда. В химический состав конкреций входит фтор (0,02 и 0,69%).

осадками, которые накапливались уже в условиях мелководного бассейна.

Соотношение минералов в карбонатных конкрециях шипотской свиты несколько иное. Прежде всего в составе сидеритовых конкреций шипотской свиты часто присутствует магний, который изоморфно замещает в сидерите закисное железо.

Пересчеты химических анализов карбонатной части конкреций показывают, что эти сидериты содержат 15,4—25,0%  $MgCO_3$  и 1,2—4,5%  $MnCO_3$ , то есть они являются сидероплезитами (обр. 2156, 2160, 2172, 2173, 2202, 2203). В составе рассматриваемых конкреций кальцит и особенно доломит имеют резко подчиненное значение.

Реже в нижнешипотских слоях встречаются сидерит-доломит-кальцитовые конкреции, в составе которых доминирует кальцит (47,66—65,12%), а доломит составляет всего 1,17—17,14%. В пластовидных карбонатных стяжениях (обр. 2159, 2161) нижнешипотских битуминозных слоев доминирует доломит (30,41—41,10%), кальцит составляет 13,50—24,63%, а сидерит — 13,90—15,64%. Сидерит в этих пластах, а также в кальцитовых конкрециях содержит изоморфную примесь марганца. Пересчет на карбонат марганца показывает, что эти сидериты содержат последнего 4,3—6,2%.

В спасской свите обнаружены только доломит-сидерит-кальцитовые конкреции караваевидной формы. В их составе преобладает кальцит (51,1—50,70%), доломит составляет всего 22,82—23,05%, а сидерит — 10,88—13,82%. Рентгеновский и термический анализы, так же как и химический, показывают в большинстве конкреций шипотской свиты преобладание сидероплезита, а в конкрециях спасской свиты — кальцита.

В большинстве случаев на дифрактограммах конкреций с преобладанием сидероплезита (как и на дифрактограммах конкреций, где сидероплезит имеет подчиненное значение) фиксируется основной диагностический рефлекс 2,78—2,76 Å. Для сидерита этот рефлекс имеет значение 2,79 Å. Благодаря изоморфной примеси магния в сидеритах этот рефлекс перемещен в сторону основного диагностического рефлекса магnezита на величину, которая определяется количеством в его составе изоморфной примеси магния.

Кроме сидероплезита, на дифрактограммах этих конкреций фиксируются еще рефлексы кальцита (3,03 Å), доломита (2,85—2,88 Å), гидрослюды (9,9; 4,93 Å), железистого хлорита (13,6; 7,0; 4,67; 3,56 Å) и нередко кварца (4,23; 3,32 Å). Присутствие хлорита в конкрециях подтверждается рентгеновским анализом, проведенным после их термической обработки.

В некоторых конкрециях шипотской свиты рентген отмечает резкое преобладание доломита, а в конкрециях спасской свиты — кальцита с примесью сидерита и небольшого количества доломита. Сидерит конкреций спасской свиты, судя по рентгеновским данным, почти не содержит изоморфной примеси магния.

Таким образом, проведенные минералогические исследования наиболее распространенных конкреций среди битуминозных пород шипотской свиты показывают, что в большинстве они являются сидеропле-

Возраст		Свита, подсвита и тип разреза флиша		
Палеоген	Олигоцен	Нижний миоцен	Поляницкая, серый известковистый, разноритмичный	
		Верхний	Кросненская, серый известковистый, разноритмичный	
			Mpl <sub>3</sub> черные аргиллиты с прослоями песчаников	
		Средний	Mpl <sub>2</sub> среднеритмичный, аргиллиты с прослоями песчаников	
		Нижний	Дусинская Mpl <sub>1</sub> Черные битуминозные аргиллиты с прослоями песчаников	
	Кремнистый горизонт			
	Эоцен	Верхний	Среднеритмичный флиш южного склона	Быстрицкая, тонкоритмичный
		Средний	Крупноритмичный и ритмичный флиш южного склона	Выгодская, песчаниковый, крупноритмичный
		Нижний	Манявская, тонкоритмичный	
	Палеоцен	Лютская, песчаниковый, крупноритмичный	Ямненская, песчаниковый, крупноритмичный	

карбонатных конкреций в меловом и палеогеновом флише Украинских Карпат

Главные карбонатные минералы конкреций		Второстепенные карбонатные минералы конкреций		Другие аутигенные минералы конкреций					
Железистый доломит	Доломит, кальцит	Доломит слабожелезистый, кальцит	Кальцит	Кальцит, сидерит	Пирит, глауконит				
		Железистый доломит				Кальцит	Глауконит, пирит, гидрослюда		
	Доломит, кальцит	Железистый доломит	Кальцит	Пирит, халцедон, битумоид					
	Железистый доломит (анкерит)				Кальцит	Глауконит, пирит			
	Сидероплезит	Железистый доломит	Пирит, халцедон, битумоид, гидрослюды						
	Кальцит			Доломит	Доломит, кальцит	Пирит, глауконит	Пирит, халцедон, битумоид, гидрослюды		
		Олигонит, родохрозит, кальцит с марганцем	Доломит, кальцит					Пирит, глауконит, железистый хлорит	Пирит, гидрослюда, иногда с литием
	Олигонит, сидероплезит		Доломит, кальцит с марганцем	Железистый хлорит, гидрослюда, франколит, кремнезем					
	Кальцит		Доломит	Пирит, глауконит					

МЕЛ	Верхний	Даний— верхний турон	Березнянская, разноритмичный, песчано-глинистый, преобладают черные аргиллиты, а в кровле — песчаники	Стрыйская, разноритмичный, известковистый <i>песчано-глинистый</i>
		Нижний турон— сеноман	Яловецкая, тонкоритмичный, алевроито-глинистый	Головининская, тонко- и среднеритмичное чередование мергелей, аргиллитов, алевролитов и песчаников
	Нижний	Альб— баррем	Шипотская, разноритмичный, флиш. Преобладают черные аргиллиты, а в кровле — кварцитовидные песчаники	Спаская, известковистый, разноритмичный флиш. Черные аргиллиты с прослоями песчаников и алевролитов
			Свалаявская, белые пелитоморфные известняки с кремнями	Раховская, среднеритмичный, известковистый песчано-глинистый <i>черный флиш</i>
		Готерив— валанжин		
		Берриас		

Примечание. Мп<sub>1</sub> — нижнемелитовая подсвита, Мп<sub>2</sub> — среднемелитовая (лопа битуминозными мергелями и известковистыми аргиллитами с прослоями песчаника).

Железистый доломит, сидерит	Кальцит, доломит	Кальцит	Доломит, сидерит	Пирит, глауконит	Глауконит
Олигонит, сидероплезит	Кальцит	Кальцит с марганцем, доломит	Доломит	Пирит, железистый хлорит, гидрослюда	Глауконит
Сидероплезит	Кальцит, сидерит	Доломит, кальцит	Доломит	Пирит, железистый хлорит, битумоид	Пирит, битумоид,
Кальцит		Доломит	Сидерит, доломит	Гидрослюда, халцедон	Пирит, железистый хлорит, гидрослюда

нецкая) подсвита,  $MnI_3$  — верхнеменилитовая подсвита. Дусинская свита представлена черными

зитовыми с примесями кальцита и доломита. Реже встречаются кальцитовые конкреции с примесями сидероплезита и доломита. Кальцитовые конкреции приурочены к глинисто-песчаным толщам, размещаясь в их глинистых слоях со значительно меньшим содержанием рассеянного органического вещества, чем глинистые слои с сидероплезитовыми конкрециями.

Кальцитовые конкреции встречаются в верхнешипотской подсвите, где слои и прослой песчаника значительно преобладают над аргиллитом.

З. Суйковский [226] в нижнешипотских слоях отметил прослой песчаника с сидеритовым цементом и сидеритизированные прослой сланцеватого аргиллита — очень твердых пород с раковистым изломом, при выветривании покрывающихся буровато-красным налетом гидроокислов железа. Он указал на наличие в шипотских слоях марганцевых, марганцево-железистых и кальцитовых конкреций. Марганцевые конкреции мало распространены и встречаются не во всех разрезах этих пород.

Геохимическая среда в осадках шипотского бассейна по сравнению с менилитовым (олигоцен) отличалась меньшими значениями рН. В северной части Карпатского бассейна в битуминозных осадках спаской свиты значения рН изменялись в пределах 7,2—8,0.

Поскольку в шипотских глинистых осадках преобладают сидероплезитовые конкреции, то, согласно схеме геохимических фаций субаквальных отложений, формирование данных конкреций происходило в восстановительной обстановке с рН 6,6—7,2. Во вмещающих глинистых осадках из аутигенных минералов широко развит пирит, отчасти железистый хлорит, которые образовались раньше конкреций, в условиях щелочной среды. Следует отметить, что в битуминозных осадках на стадии диагенеза были слабо развиты геохимические условия для образования железистого хлорита, часто они вообще отсутствовали. Отмеченный в этих породах хлорит большей частью формировался на стадии катагенеза за счет монтмориллонита. Рассматриваемые глинистые осадки с сидероплезитовыми конкрециями можно отнести к сидеритовой геохимической фации со значительным количеством сульфидов железа. В этих условиях происходило также образование битумоидов нефтяного ряда, которые мы отмечали не только во вмещающих глинистых осадках, но и в виде примазок, различной формы включений в самих конкрециях.

Конкреции железистого доломита и анкеритовые широко развиты в битуминозных породах менилитовой и дусинской свит (олигоцен). Здесь их линзовидные тела достигают нескольких метров в длину. В парагенезисе с железистым доломитом в конкрециях находится кальцит, пирит, иногда сидерит, примазки и единичные комковидные включения битумов.

Битуминозные породы менилитовой свиты содержат значительно больше дисперсного вещества (в аргиллитах среднее количество  $C_{орг.} = 5-8\%$ ), чем породы шипотской свиты, и, несмотря на это, щелочность битуминозных осадков менилитового бассейна выше, чем шипотского. За счет того, что последний был более глубоковод-

ным, дисперсное органическое вещество в его осадках более окисленное.

Подобно осадкам шипотского бассейна, в кремнеземовых осадках менилитового бассейна также была нейтральная и слабощелочная геохимическая среда, в условиях которой формировались сидероплезитовые конкреции. Обе эти битуминозные толщи относятся к геохимическим фациям, в условиях которых происходило образование нефтяных битумов. Однако в менилитовых глинистых осадках такие условия были более благоприятными.

Олигонитовые и родохрозитовые конкреции приурочены к глубоководным тонкоритмичным флишевым осадкам с пачками пестроцветов (яловецкая, манявская, быстрицкая свиты). В этих осадках также встречаются тонкие (3—4 см) конкреционные прослойки, состоящие из карбонатов железа и марганца.

Как правило, в флише железо-марганцевые конкреции небольших размеров и приурочены к тонкоритмичному алеврито-глинистому, реже песчано-глинистому флишу с пестроцветными глинистыми пачками. На основании изучения литологических особенностей этого флиша и включений карбонатных конкреций, а также парагенезиса карбонатных минералов конкреций можно предположить, что данные флишевые осадки с железо-марганцевыми карбонатными конкрециями формировались в условиях замедленной седиментации в наиболее глубоководных частях Карпатского бассейна.

Выше и ниже глинистой толщи с пестроцветными слоями и железо-марганцевыми конкрециями нередко встречаются единичные, иногда очень крупные кальцитовые линзовидные конкреции длиной до 12 м (быстрицкие слои, село Шешоры), сформировавшиеся в периоды некоторого увеличения скорости седиментации в бассейне. Благодаря этому в осадки попадало в большом количестве менее окисленное органическое вещество, которое усиливало активность диагенетических процессов. Постепенное появление кальцитовых конкреций в кровле толщ свидетельствует также о некотором нарастании скорости седиментации и уменьшении глубины бассейна.

Исследования изотопного состава углерода карбонатов диагенетических конкреций флиша Карпат показали, что они формировались в осадках при участии  $\text{CO}_2$ , выделенного из органического вещества во время его преобразования на стадии диагенеза. Изотопный состав углерода карбонатов этих конкреций характеризуется значениями  $\delta\text{C}^{13}$  от 0 до  $-3,5\%$ .

На формирование карбонатных конкреций во флишевых осадках в период диагенеза имели существенное влияние продукты вулканической деятельности. Например, сидероплезитовые конкреции в нижнеэоценовом флише Дуклянской зоны содержат значительные количества  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до  $8,97\%$ ), который, как показали рентгеновские исследования, связан с карбонат-фтор-апатитом. В нижнеэоценовой толще (манявская свита) встречаются единичные кремнеземовые линзовидные конкреционные образования. Аргиллиты этой же толщи, особенно в пачках пестроцветов, содержат  $20\text{--}40\%$  монтмориллонита, а алевриты — меди  $0,06\text{--}1,20\%$ . Все это можно объяснить привнесом

в раннеэоценовый Карпатский бассейн пеплового материала и других продуктов вулканической деятельности.

В карбонатных конкрециях из пачки битуминозных аргиллитов, залегающей в кровле туфового горизонта менилитовой свиты, изотопным анализом установлено повышение количества  $C^{13}$  по сравнению с количеством такого же углерода в карбонатных конкрециях среди битуминозных пород, залегающих ниже этого горизонта в данной свите. В туфах обнаружено наличие значительного количества цеолитов группы гейландита. На основании этого можно предположить, что источник вулканического пепла был расположен недалеко от места их нахождения.

Некоторая насыщенность воды шипотского и спасского, менилитового и дусинского бассейнов продуктами вулканической (эруптивные) и поствулканической (гидротермы) деятельности способствовали интенсивному развитию в этих бассейнах планктонных организмов, которые и определили высокую битуминозность осадков. Особенно высокая насыщенность дисперсным органическим веществом шипотских и менилитовых осадков обусловила высокую активность диагенетических процессов, результатом которых явилась почти полная декарбонизация и образование в них по наслоению крупных карбонатных конкреций, включений микроконкреций и икроподобных агрегатов пирита и рассеянных битумов.

Анализ имеющегося материала позволил сделать следующие выводы:

1. Развитие диагенетических карбонатных конкреций во флише и парагенезис карбонатных минералов в этих конкрециях определяются фациальными условиями формирования осадков. Минеральный состав конкреций зависит от физико-географических условий, тектонического режима и геохимической среды в осадках бассейна седиментации. Эта взаимосвязь важнейших генетических условий в образовании диагенетических конкреций дает возможность использовать их в качестве дополнительного критерия корреляции флишевых толщ.

2. В карпатском флише диагенетические карбонатные конкреции приурочены к аргиллитовым пачкам и слоям. В песчаниках они не отмечены.

3. Песчаниковый флиш, почти не содержащий карбонатных конкреций, формировался в условиях ускоренного привноса песчаного материала. Последним было сведено на нет диагенетическое карбонатное конкрециеобразование.

4. Тонкоритмичный алеврито-глинистый флиш с олигонитовыми и родохрозитовыми конкрециями и слоями пестроцветов формировался в условиях замедленной седиментации глубоководного бассейна. Сюда относятся яловецкая (сеноман—турон), манявская (нижний эоцен) и быстрицкая (верхний эоцен) свиты.

5. К битуминозным флишевым породам менилитовой и дусинской (олигоцен) свит приурочены крупные конкреции железистого доломита—анкерита, а к шипотской и спасской (нижний мел) — сидероплезита и сидерита с кальцитом и доломитом. По характеру диагенетиче-

ского минералообразования эти толщи флиша относятся к геохимическим фациям, способствующим образованию нефтяных битумов.

Среди флишевых отложений Карпат развиты кремнеземовые конкреции, линзовидные прослойки, пласты и целые пачки пластов кремнеземовых осадков. Наибольшим развитием кремнеземовые осадки пользуются во флишевых толщах, обогащенных дисперсным органическим веществом (менилитовая, дусинская, спасская и шипотская свиты пород). Присутствие в их составе дисперсного органического вещества, включая битумонды, придает им темный, темно-серый или коричневый цвет. В составе рассматриваемых силицитов имеются примеси глинистого вещества. Слабо развиты небольшие кремнистые конкреции и единичные линзовидные прослойки кремней в сваявской (валанжин—баррем), раховской (валанжин—готерив) и манявской (нижний эоцен) свитах. В последней они имеют серовато-зеленый цвет из-за примеси гидрослюда и железистого хлорита.

Рассматриваемые в меловом и палеогеновом флише Карпат кремнеземовые осадки являются первичноседиментационными и относятся к типу фтанитов (лидитов), спонголитов, гезов и диатомитов. Значительно реже (сваявская и отчасти яловецкая свиты) отмечаются постседиментационные силициты — конкреции кремней. Диатомиты развиты только в нижнем олигоцене флише (нижнеменилитовая подсвита и головецкая свита).

В зависимости от минеральной формы породообразующего кремнезема силициты флиша Карпат делятся на: кварцево-халцедоновые, халцедоновые и кристобалитово-опаловые. К последним относятся диатомиты. На южной окраине Добромиля в нижеменилитовой подсвите они образуют среди темно-коричневых битуминозных аргиллитов пачку (1,6—2,0 м) светло-коричневой слоистой некрепкой, легкой, псевдосланцеватой породы высокой пористости с землистым изломом. Различная окраска прослоев объясняется неодинаковой их обогащенностью глинистым и органическими веществами. Под микроскопом видно, что порода состоит из множества удлиненных спиралевидных панцирей диатомовых *Pennularia* и их обломков, среди которых встречаются округлые формы *Coscinodiscus*, *Actinocyclus*, *Melosira* и др. Встречаются также единичные экземпляры кремневых жгутиковых (по определению Д. В. Гуржия и М. Б. Рипун из группы *Mesacena*) и опаловые спикулы губок. Панцири диатомовых и их обломки составляют 40—80%. Диатомиты содержат часто значительную примесь глинистого вещества. Структура их органогенно-детритовая, органогенно-обломочная, реже органогенная. Текстура сланцеватая или слоистая [56].

Кварцево-халцедоновые и халцедоновые силициты (фтаниты) во флише Карпат в большинстве твердые с раковистым изломом. В кремнистых горизонтах менилитовой свиты кремнистые слои часто при выветривании распадаются на мелкие кусочки благодаря окислению их дисперсного органического вещества и пирита. В кремнистых слоях нередко содержатся включения зерен пелитоморфного кальцита или даже его микрослои. В силицитах менилитовой свиты хорошо прослеживаются переходы от основной высококремнистой части породы до

сильноизвестковых полосок, которые часто располагаются по краям пласта. Здесь отмечаются также пласты окремненного глинистого известняка с включениями линзочек кремнезема.

Изучение шлифов показало, что кремнистые конкреции, линзовидные прослои и пачки пластов силицитов состоят из микро- и криптокристаллического кремнезема, среди которого часто отмечаются включения спикул, раковинок и обломков раковинок радиолярий, реже остатки панцирей диатомовых.

Для изучения на электронном микроскопе из образцов кремнистых конкреций и слоев изготовлялись одноступенчатые угольные реплики с оттенением платиной под углом 10—45°. Платиноугольная пленка отделялась от породы химическим путем. Под электронным микроскопом установлено, что микроструктура рассматриваемых фтанитов неоднородна и изменяется в пределах препарата, причем преобладают агрегатно-глобулярная и агрегатно-кристалломорфная структуры. Диатомиты имеют хлопьевидную и колломорфную микроструктуру. Во фтанитах менилитовой и шипотской свит часто отмечаются участки с кристалломорфной и глобулярной микроструктурой (рис. 13). Глобулярная микроструктура распространена реже. Она наиболее характерна для белых опоковидных кремнеземных полосок в пластах коричневых фтанитов менилитовой свиты. Тип репликовой поверхности под электронным микроскопом во всех рассматриваемых фтанитах флиша бугорковый и мелкобугорковый, новакулитовый и субновакулитовый, субпланарно-мелкобугорковый, реже друзовый. Последний наиболее часто отмечается в силицитах кремнистых горизонтов битуминозной менилитовой свиты и в некоторых кремнистых пластах битуминозной шипотской свиты. У диатомитов тип поверхности лопастевидный, натековидный.

Форма залегания силицитов во флише Карпат различна. В сваяльской свите среди известняков диагенетические конкреции кремней имеют обычно удлинненную вытянутую форму в соответствии со слоистостью. Мощность их 10—25 см, длина 0,5—2 м. В отдельных слоях известняков количество кремней достигает 10—15% объема пород. В раховской свите отмечаются пачки окремненных черных аргиллитов. Силициты черного цвета с примесью глинистого материала слабо развиты в нижней подсвите, где они образуют местами единичные тонкие (3—5 см) прослойки и линзы в пачках черных аргиллитов.

Среди битуминозных окремненных аргиллитов шипотской свиты размещаются единичные диагенетические конкреции кремней неправильной изометрической формы размером 5—20 см. В основании верхней шипотской подсвиты развиты пласты силицитов, которые являются часто удлиненными линзами. Мощность пластов до 10 см, длина их достигает иногда нескольких сот метров. Пласты силицитов (фтанитов) встречаются также среди стекловидных песчаников. Количество прослоек силицитов в основе верхней подсвиты непостоянное: в одних разрезах пород прослои силицитов очень редкие, а в других — их количество достигает 35—40. Суммарная их мощность не превышает 1,0—1,5 м.

Небольшие линзовидные прослойки силицитов спасской свиты единичны и изредка располагаются в аргиллитовых пачках в верхней части нижней подсвиты.

Единичные прослои фтанитов дусинской свиты мощностью 3—12 см размещаются в ее основании. Они часто содержат значительные примеси глинистого материала.

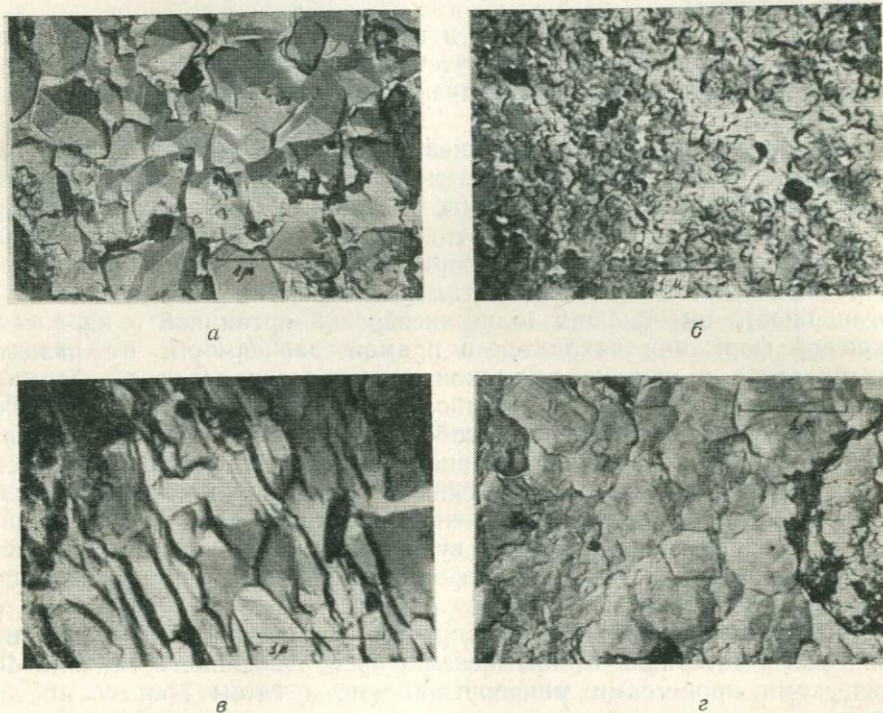


Рис. 13. Структура силицитов под электронным микроскопом (снимки получены методом реплик).

*а* — друзовый тип поверхности. Кристалломорфная микроструктура. Отдельные идиоморфные кристаллы кварца. Силицит коричневатый, образующий пачку слоев в основании верхней менилитовой подсвиты (верхний олигоцен) в селе Розгирче на правом берегу реки Стрый;

*б* — мелкобугорковый, губчатый тип поверхности. Стругово-глобулярная микроструктура. Белая опоквидная полоска по краям пласта в том же коричневатом силиците;

*в* — субвовакулитовый (неправильноблоковый) тип поверхности (разрез наслоения). Субкристалломорфная микроструктура. Между отдельными блоками и их сочетаниями нитевидные выделения (черные) битумоида. Единичные включения гидрослюды (черные удлиненные чешуйки). Силицит черный с включениями глинистого и органического вещества, образующий единичные прослои (3—10 см) и линзы в низах верхнешипотской подсвиты (альб) южнее 3,5 км села Шибеник на левом берегу реки Черный Черешом;

*г* — субвовакулитовый тип поверхности (в плане наслоения). Субкристалломорфная микроструктура. Битумоиды (черное) в микропрожилке. Кристалл пирита (черный квадрат). Силицит черный из того же прослойка в низах верхнешипотской подсвиты.

Наибольшим развитием силициты (фтаниты) пользуются в менилитовой свите. В основании нижней подсвиты размещается горизонт седиментогенных слоев силицитов мощностью 4—12 м. Мощность увеличивается с юга на север. Этот горизонт имеет региональное развитие

и залегает в основании олигоценового флиша в Предкарпатском прогибе, Скибовой и Силезской структурно-фациальных зонах. В кровле нижней подсвиты размещается второй силицитовый горизонт мощностью 0,5—1,0 м. Этот горизонт пользуется развитием в северных скибах Скибовой зоны и постепенно переходит в горизонт полосчатых известняков в южных скибах и в Силезской зоне. Третий горизонт пластов силицитов мощностью 4—6 м развит в основании верхней менилитовой подсвиты.

Степень раскристаллизованности кремнезема во флишевых осадках прямо пропорциональна его количеству среди этих осадков. Поэтому наивысшей степенью раскристаллизации отличаются силициты менилитовой свиты.

Все рассмотренные толщи флишевых осадков, содержащие силициты (фтаниты), обогатились кремнеземом в результате вулканической и поствулканической (гидротермы, подводные выбросы и излияния и т. д.) деятельности. В осадок этот кремнезем поступал через развитие кремнеземсодержащих микроорганизмов и особенно диатомовых водорослей. Интенсивность развития кремнеземовых осадков, а также обогащенность вмещающих толщ дисперсной органикой в карпатской флишевой формации находятся в прямой зависимости от развития вулканической и поствулканической деятельности во время формирования вмещающих осадков. Наиболее развиты осадочно-вулканогенные образования в олигоцене и особенно вдоль северной части Карпат. В табл. 4 показано распространение кремнеземовых осадков и окремненных пород во флише Украинских Карпат и характер вулканизма во время их образования. Отмечена очевидная связь кремнеземовых осадков и окремненных пород с вулканизмом. Последний свою связь с силицитами скрывает биогенной формой и различием во времени перехода кремнезема в осадок.

В ископаемом состоянии фиксируется естественное отделение вулканического материала от кремнезема, преобразованного сначала биологическими процессами микроорганизмов, а затем процессами диагенеза.

Во флишевых осадках Карпат на стадии диагенеза имели место также минералого-геохимические процессы, в большей или меньшей мере определившие монтмориллонитизацию гидрослюды (в битуминозных осадках), образование монтмориллонита из вулканического пеплового материала в тонких (0,6—3,0 см) прослоях (менилитовая свита), а также монтмориллонита, рассеянного в глинистых осадках пестроцветных горизонтов яловецкой, манявской, быстрицкой свит, конкреций карбонатных, кремнеземовых и пиритовых, глауконита и железистого хлорита, отчасти рассеянных битумоидов и т. д.

Глауконит является типичным диагенетическим минералом и довольно широко распространен во многих песчаных слоях флишевых ритмов. Изредка отдельные зерна глауконита встречаются в прослоях аргиллитов и чаще всего в местах с обломочным кварцем. В глинистых осадках глауконит является перенесенным донными водными течениями из песчаных осадков; и в меньшей мере он образовывался в самих глинистых осадках на первом этапе стадии диагенеза.

Наиболее благоприятные для образования глауконита геохимические условия были в песчаных осадках шипотской и спасской (нижний мел), березнянской (верхний мел), дусинской и особенно менилитовой свит (олигоцен), в которых глинистые прослой флишевых ритмов очень обогащены рассеянным органическим веществом. Содержание глауконита в песчаниках этих свит достигает 1—2%, а в песчаниках менилитовой свиты — до 8% (особенно в толще глинистых песчаников, нижней менилитовой подсвиты по реке Быстрица Надворнянская у села Пнев). Глаукониты в песчаниках имеют отношение  $Fe^{3+}:Fe^{2+}=5,6—7,1:1$ , а в сколите ямненских песчаников — 2,1:1. В зависимости от содержания железа показатели преломления глауконитов изменяются:  $n_g'=1,609—1,617$ ;  $n_p'=1,590—1,507$ . По данным К. Смуликовского, сколит из ямненских песчаников у Сколе имеет, как и глауконит, зеленый цвет, удельный вес 2,44, твердость около 2. Показатели преломления  $n_g=1,586$ ;  $n_m=1,582$ ;  $n_p=1,559$ ;  $n_g \cdot n_p=0,027$ . Минерал оптически отрицательный, удлинение положительное. Угол оптических осей колеблется от 0 до 90°, но чаще 35—65°. У. И. Феношина и В. А. Дриц установили, что этот сколит представляет собой смешанослойное образование гидрослюды и монтмориллонита. Преобладают пакеты гидрослюды\*. Под действием растворенного в воде кислорода глауконит и сколит разрушаются до вишнево-красных гидроокислов железа [173].

Итак, в карпатской флишевой формации наибольшим содержанием глауконита отличаются песчаники битуминозных флишевых толщ, в которых этот минерал является цементирующим веществом. Наиболее битуминозная флишевая толща — менилитовая свита — содержит наибольшее количество рассеянного органического вещества и продуктов вулканической и поствулканической деятельности (бентонитовые прослойки, туффиты, кремнеземовые осадки и т. д.). Следовательно, здесь были наиболее благоприятные условия для обогащения растворов осадков К, Si, Al и ферроорганическими соединениями.

Судя по количественному распространению глауконита во флишевых осадках, между количеством диагенетического глауконита и содержанием вулканического материала и рассеянного органического вещества осадков существует прямая зависимость. В тех осадках, где кластический вулканический материал отсутствует, глауконита нет или он развит в осадках единичными зернами. В ряде случаев во флише часть глауконита, очевидно, имеет аллотигенное происхождение и принесена в эти осадки при разрушении глауконитосодержащих осадков шельфа бассейна.

В Береговой скибе Советских Карпат по реке Чечве, в верхней менилитовой подсвите размещается довольно мощный (до 40 м) горизонт кислого туфа с витрокластической структурой, претерпевшего незначительные диагенетические изменения. В этом туфе обнаружен цеолит группы гейландита — клиноптилолит, содержание которого в породе не превышает 10—15%. Среди битуминозных глинистых осадков ме-

\* Глауконит относится к политипу I М.

Распространение кремнеземовых осадков, окремненных пород и продуктов  
геновом флише Советских Карпат

Свита	Возраст	Форма кремнеземовых образований (силициты)
Свалявская	Валанжин—баррем	Конкреции
Раховская	Валанжин—готерив	Линзы, прослой
Шипотская	Баррем—альб	Конкреции, линзовидные прослой
Спасская	Баррем—альб	Линзовидные прослой
Яловецкая	Сеноман—турон	Прослой силицитов (микушевицкие) в основании свиты
Головининская	Сеноман—нижний турон	Единичные разрозненные линзовидные прослой радиоляритов и спонголитов
Манявская	Нижний эоцен	Линзовидные прослой в кровле свиты
Подгальский флиш Хохоловские слои	Нижний олигоцен	Включения линзовидных прослоев
Лугская	Нижний олигоцен	Единичные линзовидные прослой
Дусинская	Нижний олигоцен	Единичные линзовидные прослой
Головецкая	Нижний олигоцен	В основании пачка слоев силицитов
Менилитовая	Олигоцен	Пачки слоев силицитов в основании нижней и верхней подсвит

вулканической деятельности в меловом и палео-

Окремненные свиты пород	Характер проявления вулканизма	Примечание
—	В основании свиты дайки диабазов, туфы, туфобрекчии	
Окремненная битуминозная свита пород	Включения диабазов и диабазовых порфиритов, туфы, туфобрекчии	Включения этих эффузивов обнаружены на границе Черногорской и Суховской структурно-фациальных зон. Время их образования: апт-сеноман
Окремнены отдельные пачки черных битуминозных аргиллитов	Прослой кислых туфов, туффитов, бентонитов	В Польских Карпатах отмечены прослой радиоляриевых аргиллитов с прослоями отмеченных пирокластических пород
Слабоокремненные зеленовато-серые аргиллиты, особенно в верхней половине свиты	Туфы	
Отдельные окремненные прослой черных битуминозных аргиллитов	Прослой кислых туффитов и бентонитов	Прослой пирокластических пород отмечены в Польских Карпатах
Прослой окремненных черных битуминозных аргиллитов в карбонатной толще	Прослой бентонитов	
Пачки окремненных черных битуминозных аргиллитов, прослой диатомитов	Горизонт кислых туфов, прослой бентонитов	Окремнены породы нижней и верхней подсвит

нилитовой свиты на стадии диагенеза вулканический пепел преобразовался в монтмориллонит и гидрослюду в одних прослоях частично, в других, более тонких, почти полностью. Иногда еще встречаются в этих глинах небольшие количества железистого хлорита.

В обнажениях в результате активного окисления больших количеств органического вещества и пирита в толще битуминозных пород образуется мощная зона окисления, в условиях которой монтмориллонит и хлорит частично разрушаются до каолинита (в растворах углекислота преобладает над сульфатными ионами). Поэтому бентонитовые глины, образцы которых взяты из обнажений, кроме монтмориллонита и гидрослюды иногда содержат примесь каолинита.

В тех случаях, когда в растворах сульфатный ион преобладает над карбонатным, разрушение сложных гидросиликатов сопровождается образованием в зоне окисления ярозита, галотихита, фиброферрита, мелантерита, керамогалита и даже аллофана (в некарбонатных битуминозных толщах) и гипса (в карбонатных битуминозных толщах).

На дне морского бассейна преобразование пепла в монтмориллонит путем гидролиза происходит одновременно с его накоплением и сопровождается гидратацией разложенного материала.

Монтмориллонит образуется при разложении вулканического пепла в условиях среды с рН равным 6—8. Благодаря газовым включениям вулканический пепел в процессе накопления несколько подкисляет водные растворы осадка и придонную воду, что ускоряет его разрушение. Затем среда постепенно восстанавливается до щелочной (рН—8), в условиях которой образуется монтмориллонит. В результате гидролиза вулканического пепла выход окиси и гидроокиси кремния значительно выше, чем алюминия. В среде, содержащей повышенные количества Mg, Fe, Ca, это способствует формированию слоистых гидросиликатов с высоким  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Сначала образуется высококоллоидальный монтмориллонит, а затем по мере совершенствования кристаллической структуры — гидрослюда.

Гидратация и гидролиз разрушающегося пеплового материала должны происходить в условиях отсутствия интенсивного выщелачивания, то есть в таких условиях, где бы калий и натрий выносились, а необходимые для образования монтмориллонита магний, железо и кальций удерживались и активизировались. Такие условия должны характеризоваться слабой циркуляцией воды в осадках.

Разрушенный обводненный пепловый материал приобретает в большей или меньшей мере вид коллоидной глинистой субстанции с примесью коллоидального и растворенного кремнезема. В дальнейшем ходе процессов диагенеза из этой разрушенной и обводненной массы формируются монтмориллонит и кристобалит.

Скорость преобразования вулканического пепла в монтмориллонит путем его гидролиза на дне морского бассейна обратно пропорциональна скорости накопления. При этом прослойки и маломощные прослои вулканического пепла должны, как уже отмечалось, постепенно промываться морской водой с тем, чтобы между водой и растворенными компонентами пепла не устанавливалось равновесие и пепловый материал все время подвергался гидролизу. Этот процесс приводит

к, превращению вулканического пепла в монтмориллонитовую глину.

В тех случаях, когда на дне бассейна быстро накапливается большое количество вулканического пепла, гидролизу подвергается пепел верхней покрывающей части всей туфовой толщи. После перекрытия туфовой толщи другими осадками между водой и растворенными компонентами туфа наступает равновесие. Вода насыщается химическими элементами, вытесненными из туфа (пеплового материала), дальнейшее разрушение которого путем гидролиза прекращается. Резкое ослабление, а нередко даже исчезновение минеральных преобразований на стадии диагенеза в мощных толщах вулканического пепла отмечается при отсутствии в них органического вещества. В связи с этим Н. М. Страхов отмечает: «...чем ярче проявляется эффузивно-осадочная природа осадка, т. е. чем ближе подходит он к вулканическому туфу, тем сильнее ослабевают, замирают в нем диагенетические превращения веществ» [163, с. 24].

В дальнейшем развитии диагенетического процесса на втором и особенно третьем его этапе в преобразованной гидролизом части вулканического пепла проходит совершенствование кристаллической структуры монтмориллонита, которое на последнем этапе диагенеза и затем в начальном катагенезе (эпигенезе) приводит к частичному переходу монтмориллонита в гидрослюду (в зависимости от концентраций калия в растворах и скорости погружения осадка). Избыток свободного кремнезема в бентонитовых глинах участвует в развитии дальнейших диагенетических процессов, окремняя подстилающие бентонит глинистые и песчаные осадки.

На стадии катагенеза совершенствование структуры глинистого вещества продолжается, и часть монтмориллонита на этапе раннего катагенеза преобразуется в гидрослюду, железистый и железисто-магнезиальный хлорит. На этапе позднего катагенеза монтмориллонит постепенно исчезает и глинистое вещество представлено в основном гидрослюдой и хлоритом. Такие прослои глин (преобразованного вулканического пепла до гидрослюды и хлорита) являются характерными для нижнемелового флиша битуминозной толщи пород шипотской свиты.

Пестрота фациальных обстановок осадконакопления и геохимической среды во флишевых осадках приводит к появлению на стадии диагенеза различных по структуре и химизму слоистых гидросиликатов — глауконита, монтмориллонита, железистого хлорита, смешанослойных образований монтмориллонита-гидрослюды, монтмориллонита-хлорита, гидрослюды-хлорита и т. д.

Диагенетический хлорит во флише Карпат является железистым и магнезиально-железистым. В отличие от глауконита, основная часть его приурочена к глинистым осадкам. Во фракциях меньше 0,001 мм, выделенных из аргиллитов, количество хлорита в основном не превышает 25%. Во многих фракциях глинистых пород этот минерал отсутствует или составляет несколько процентов.

Шамозит образуется в геохимической среде осадка с рН равным 7,0—7,8 и  $Eh = +0,1—0,01$ , а в присутствии рассеянного органического

вещества —  $pH=7,8$ ;  $Eh=0,0-(-0,1)$  и  $pH=7,0$ ;  $Eh=0,0-(-0,2)$  [45].

Общий анализ парагенезиса и ассоциаций аутигенных минералов в породах Карпатской флишевой формации показал, что на стадии диагенеза этих осадков минералообразование происходило в основном в восстановительных условиях и особенно в осадках, обогащенных рассеянной органикой. Окислительный этап диагенеза у большинства осадков формации был непродолжительным, а в обогащенных органикой чаще вообще отсутствовал. Наиболее продолжительным был окислительный этап в глубоководных осадках с гидроокислами железа (пестроцветные осадки). В песчаных осадках окислительный этап был несколько продолжительнее, чем в глинистых, и здесь в переходных от окислительных к слабовосстановительным и восстановительным условиям формировался глауконит.

В железистых и магнезиально-железистых хлоритах аргиллитов флиша преобладает закисное железо, что подтверждает существование восстановительной обстановки во время их формирования. На втором этапе диагенеза, когда в растворах глинистых осадков преобладала щелочная среда (благодаря присутствию рассеянных карбонатов кальция и магния и отсутствию свободного  $CO_2$ ), в которой растворимые магний, кальций и железо занимают ведущую роль, вместо карбоната закисного железа (сидерита), который образуется в нейтральной среде, формируется новообразование силиката железа (хлорит), а также смешанослойные сростки железистого хлорита и монтмориллонита.

Преобразованная процессами глубинного катагенеза глинистая порода приобретает гидромусковит-хлоритовый состав иногда с примесью каолинита. Железистый хлорит изменяется до магнезиально-железистого. Из ассоциации слоистых гидросиликатов исчезают смешанослойные сростки.

Если на стадии диагенеза главной движущей силой процессов минералообразования является органическое вещество, которое преобразуется под действием химических и биологических факторов и этим направляет изменения легкорастворимой минеральной части, особенно с ионами, имеющими переменную валентность, то на стадии катагенеза минеральные новообразования зависят от характера растворов, циркулирующих в породах, температуры, давления и времени действия этих трех факторов. По мере погружения пород данные факторы, определяющие возникновение минеральных новообразований, изменяются в зависимости от геологических структур и тектонических условий. Наиболее высокий геотермический градиент (табл. 5) характерен для Закарпатского прогиба (в районе Ужгорода  $5,2^\circ C/100$  м, в Залуже  $5,0^\circ C/100$  м), где широко развиты эффузивные породы, а самый низкий — на платформе, в районе Луцка ( $1,36^\circ C/100$  м) и Горохова ( $1,65^\circ C/100$  м). С приближением к Предкарпатскому прогибу геотермический градиент увеличивается, достигая в районе Долины  $2,4^\circ C/100$  м. Следует отметить, что геотермический градиент толщи пород может увеличиваться, если в этой толще заключены скопления нефти и газа.

С глубиной повышение температуры и давления увеличивает химическую активность воды и водных растворов. Давление обычно определяется нагрузкой вышележащих пород, но в связи с тем, что с глубиной пористость уменьшается, определение давления нужно вести по объемному весу. По данным Н. В. Логвиненко, на глубине ниже 9000 м давление в связи с большим уплотнением пород и незначительной пористостью рассчитанное по удельному весу и объемному весу пород, почти одинаковое [108].

Таблица 5

Геотермический градиент по определениям температур в скважинах Карпатского региона

Место расположения скважины	Пределы глубин, м	Средний геотермический градиент, °С/100 м	Температура на наибольшей глубине, °С
Юго-восточная окраина Восточно-Европейской платформы			
Луцк	25—2240	1,36	40
Горохов	25—3000	1,65	60
Великие Мосты	25—2500	2,1	61
Нестеров	23—2100	2,4	60
Предкарпатский прогиб			
Воля Блажевская	23—2500	1,8	53
Оров	25—2500	2,3	68
Долина	25—2500	2,4	72
Струтын—Ольховка	25—2500	2,1	61
Карпаты			
Сколе	25—4000	2,4	104
Ломна	25—2900	2,5	84
Луги (скв. 1)	4826—5525	2,28	131,5
»	5525—5000	2,25	133,5
»	6045—6260	2,22	146
Закарпатский прогиб			
Ужгород	25—1940	5,2	108
Свалява	25—3000	3,4	110
Залуж	25—1600	5,0	84
Теребля	25—3000	3,4	119

В геосинклинальных областях к гравитационному давлению во время складкообразования прибавляется давление тангенциальное (стресс), которое не поддается определению. Тангенциальное давление накладывается на давление нагрузки и в зависимости от температуры и характера водных растворов значительно изменяет минеральный состав, структуру и текстуру пород. Обычно о давлениях стресса судят по косвенным данным, в частности, по характеру поверхности кливажа разрыва.

На этапе начального катагенеза процессы минералообразования и преобразования происходят при температуре, не превышающей 100° С и давлении  $1 \times 10^8$  Па [108]. Эти процессы характеризуются слабым изменением слоистых гидросиликатов в глинистых породах и в цементе зернистых пород. На этапе начального катагенеза не происходит осо-

бенных изменений и со структурой и текстурой осадочных пород. На этапе глубинного катагенеза, по данным того же исследователя, процессы минералообразования характеризуются термодинамической обстановкой с температурой  $100\text{--}200^\circ\text{C}$  и давлением  $1 \times 10^8\text{--}3 \times 10^8$  Па.

Н. М. Страхов отмечает, что стадия катагенеза характеризуется термодинамической обстановкой, где давление не превышает  $8 \times 10^7\text{--}9 \times 10^7$  Па, а температура —  $90\text{--}100^\circ\text{C}$  [164]. Как показали исследования осадочных пород, вскрытых в Карпатах сверхглубокими скважинами, эти данные значительно занижены.

Например, в Предкарпатье в районе села Шевченково в скв. 1 на глубине 7022 м температура в толще спасских пород (нижний мел) равна  $160^\circ\text{C}$ . В этих термодинамических условиях породы более уплотнены, чем в условиях, близких к земной поверхности. На данных глубинах в песчаных слоях появляются конформные, реже инкорпорационные, и совсем редко микростилолитовые структуры. Наряду с этим часто отмечаются прослои песчаников с поровым и базальным карбонатным цементом, для которого характерна начальная перекристаллизация пелитоморфных карбонатов. Совсем слабо выражена или вовсе отсутствует начальная перекристаллизация пелитоморфных (седиментогенных и диагенетических) карбонатов в карбонатно-глинисто-кремнистом цементе. На этих глубинах очень развито замещение карбонатного и глинисто-карбонатного цемента кремнеземовым и глинисто-кремнеземовым. Породы секутся под различными углами к наслоению системой трещин, выполненных большей частью кальцитом, реже кварцем. Кварцевые прожилки характерны для окремненных или кремнистых слоев. В этих трещинах часто среди кристаллов кальцита или кварца присутствуют нефтяные битумы. Они окружают частично или в значительной мере кристаллы или их агрегаты, а также в виде еще более мелких микрожилок выполняют центральную часть прожилок. Все это свидетельствует о том, что перемещение битумов в условиях катагенеза происходило вместе с растворами, из которых в трещинах осаждались кальцит или кремнезем.

В составе глинистых пород доминирует гидрослюда с примесью магнезиально-железистого хлорита. Отмечаются также небольшие количества неупорядоченных смешанослойных сростков гидрослюды и монтмориллонита. Количество монтмориллонита в этих сростках не превышает  $5\text{--}10\%$ .

Минералого-петрографические исследования показали, что на глубинах  $7000\text{--}7500$  м битуминозные породы спасской свиты являются типичными осадочными породами и не несут каких-либо признаков метagenеза. Они находятся на более высокой ступени изменения процесса глубинного катагенеза, чем в условиях земной поверхности или близких к ним.

Очень важным индикатором этапов диагенеза и катагенеза является степень углефикации включений гумусовых углей в осадочных породах. Во всех флишевых осадках Украинских Карпат, в том числе в наиболее битуминозных (менилитовых, дусинских, шипотских и спасских), рассеянное органическое вещество является сапропелевым и гу-

мусово-сапропелевым. В последнем сапропелевая органика резко преобладает.

Нами вместе с М. Б. Рипун были изучены угли, которые редко встречаются в виде небольших линзочек и тонких оборванных прослоек в песчаных и алевроитовых слоях в меловом и палеогеновом флише Карпат. Они образовались здесь за счет растительных остатков, привнесенных в бассейн из областей сноса обломочного материала, включая острова гряд. В песчаниках и алевролитах флишевых ритмов отмечаются также включения переотложенного угля.

Исследования химизма и физических свойств (табл. 6) включений угля во флише Украинских Карпат показали, что в олигоценовых флишевых отложениях гумусовый уголь сформирован «in situ» и имеет состав, отражательную способность, показатель преломления (витринита) и т. п., характерные для углей длиннопламенной степени углефикации (Д) и очень близок к газовой, а в Дуклянской структурно-фациальной зоне (в породах дусинской свиты) — газовой (Г) и промежуточной между газовой и длиннопламенной (ДГ). В верхнемеловых флишевых толщах включения гумусовой органики претерпели более сложные термодинамические изменения, отвечающие газовой (Г) степени углефикации, а в нижнемеловых — жирной (Ж). Нами изучены включения окатанных обломков переотложенного угля в песчаниках нижней менилитовой подсвиты. Их элементарный состав, пересчитанный на органическую массу, следующий: С — 80,24%; Н — 5,80%; S — 3,20%. Отношение С/Н — 13,83%; зольность — 19,84%;  $R^a_m$  — 9,1%. Химический состав и отражательная способность включений переотложенного гумусового угля в песчаниках нижней менилитовой подсвиты отвечает коксовой степени углефикации. Его обломки принесены в эти осадки, очевидно, из карбоновых отложений Силезского угольного бассейна.

Таким образом, степень углефикации включений гумусового угля в палеогеновом и верхнемеловом флише Скибовой, Кросненской и Черногорской структурно-фациальных зон отличается показателями, характерными для этапа начального катагенеза, а в битуминозных породах нижнего мела этих же структурно-фациальных зон — для этапа глубинного катагенеза.

Если исходить из трехэтапного деления катагенеза, то изученные нижнеолигоценовые отложения Дуклянской структурно-фациальной зоны (дусинские слои) и верхнемеловые флишевые породы по степени углефикации включений гумусового угля находились в термодинамических условиях, характерных для среднего, а нижнемеловые — для позднего этапа катагенеза.

В дусинской свите битуминозных пород по ручью Облазному (село Поляна, Дуклянская зона) нами вместе с М. Б. Рипун обнаружены кальцитовые прожилки субмеридионального и субширотного простирания. Обе системы прожилков пересекают слоистость флишевых ритмов и имеют явно катагенетическое происхождение. Мощность кальцитовых прожилков 2—5 см. Иногда центральная часть в виде нитевидных образований кальцитовых прожилков выполнена битумом. Встречаются трещинки мощностью 1—3 мм, сложенные одним битумом.

Место положения обнажений	Форма залегания, мощность	Возраст пород, свита
Село Дуба	Линзочки, 1—5 мм	Верхний олигоцен, верхнеменилитовая
Село Сможе	Линзовидный прослой, 3—10 мм	Олигоцен, красненская
Село Космач, скважина 11, гл. 4412—4415	Линзовидный прослой, 1—3 мм	Нижний олигоцен, нижнеменилитовая
Село Тянява, скважина 12, гл. 4014—4022 м	Линзовидный прослой, 4—5 мм	Нижний олигоцен, нижнеменилитовая
Поток Облазний, село Поляна	Линзочки, 2—5 мм	Нижний олигоцен, дусинская
Село Тершов, река Днестр	Прослой, 1—2 мм	Сеноман—нижний турон, головни-ская
Бассейн реки Черный Черемош	Линзочки, 3—6 мм	Коньяк-даний, черногорская
Бассейн реки Белый Черемош (Торниковский поток — левый приток реки Яловец)	Прослой до 5 мм	Сеноман-турон, яловецкая
Бассейн реки Белый Черемош (Торниковский поток)	Линзочки, 5—10 мм	Альб, верхи верхнешипотской
Бассейн реки Белый Черемош (Торниковский поток)	Линзочки до 5 мм	Альб, низы верхнешипотской

Примечание. Элементарный анализ угля приведен в лаборатории УкрНИГРИ геология В. И. Уанюком.

Гомогенный битум в прожилках с кальцитом и без кальцита по физико-химическим свойствам относится к одному типу.

Битум темно-коричневый до черного, хрупкий. Блеск смолистый. Излом оскольчатый. Твердость меньше 1 (по шкале Мооса). В иммерсионных жидкостях этот битум в основном растворяется. Не растворяются темно-коричневые оскольчатые зерна, показатель преломления которых 1,680, что характерно для асфальтенов. Битум хорошо растворяется в хлороформе и спирто-бензоле. Содержание хлороформенного и спирто-бензольного экстракта достигает соответственно 84,3 и 15,7% (на органическую массу).

В кальцитовых прожилках количество указанных фракций изменяется в больших пределах (в пересчете на все вещество). Максимальное содержание двух упомянутых фракций на все минеральное веществ-

## Украинских Карпат

Элементарный состав, вес, % (на органическое вещество)				Зола, %	С/Н	Отражательная способность витринита $R_m^a$ , %	Показатель преломления витринита	Степень углефикации	Этапы катагенеза
С	Н	S	сумма						
						7,2	1,700	Д	
78,02	6,00	3,78	87,80	5,82	13,0	7,4	1,734	Д	Ранний
						7,4	1,737	Д	
74,32	6,56	0,70	81,58	9,70	11,2	7,50	1,747	Д	
79,01	6,22	3,11	88,34	7,32	12,7	7,55	1,757	Г	
						7,75	1,767	Г	Средний
						7,75	1,767	Г	
						8,30	1,770	Ж	
79,74	5,99	3,35	89,08	20,19	13,31	8,70	1,780	Ж	Поздний

Л. Г. Макаровой, а отражательная способность витринита — в лаборатории треста «Артемугле-

во достигает в процентах:  $A_{хл}$ —24,55,  $A_{сп.б}$ —4,61,  $A_{хл}/A_{сп.б}$ —5,4. Битум относится к смолисто-маслянистой группе.

Элементарный анализ битума выявил высокое содержание углерода — 81,3%. Количество водорода равно 7,39%, а гетероэлементов — азота и кислорода — 10,98, серы — 0,33%. Описываемый битум ближе стоит к естественным закированным нефтям. Он выделялся в трещинах при перемещении в самой битуминозной толще углеводородов в однородном, возможно, газово-жидком растворе или совместно с минерализованными карбонатно-кальциевыми компонентами.

Нами исследовано содержание органического вещества ( $C_{орг}$ ) в толще битуминозных аргиллитов и песчаников нижней менилитовой подсвиты из обнажений (шурфы, канавы) и в тех же толщах, но залегающих вблизи обнажений на глубине и вскрытых скважинами кар-

тировочного бурения. Установлено, что в ряде случаев в обнажениях битуминозные аргиллиты рассматриваемой подсвиты содержат больше органического вещества, чем на глубине. В условиях земной поверхности породы обогащаются органическим веществом за счет генерирования на глубине значительных количеств нефтяных битумов и свободной миграции их в породах к поверхности. В этих условиях они частично рассеиваются, а частично задерживаются в различных окисленных и полимеризованных формах, увеличивая таким образом общее содержание органического вещества.

Перемещение нефтяных битумов в битуминозных толщах менилитовой свиты происходит и в настоящее время.

Переходя к характеристике слоистых гидросиликатов, мы отмечаем, что в составе глинистых пород всей флишевой формации Советских Карпат преобладает гидрослюда. Аргиллиты палеогенового флиша северного склона Советских Карпат, кроме гидрослюды, содержат в подчиненном количестве в различных соотношениях монтмориллонит, хлорит, каолинит и неупорядоченные смешанослойные сростки гидрослюды с монтмориллонитом, монтмориллонита с железистым хлоритом и т. д.

В Рожнятовском районе в селе Луги под надвигом Скибовой структурно-фациальной зоны в интервале 5656—6201 м сверхглубокой скважиной вскрыты битуминозные породы менилитовой свиты. Здесь главными породообразующими минералами является гидрослюда с примесью 14 Å железистого хлорита и смешанослойных сростков гидрослюды и монтмориллонита, причем содержание пакетов монтмориллонита в этих сростках не превышает 10%. Гидрослюда, судя по ее рефлексам на дифрактограммах, имеет более совершенную структуру, чем в этих же аргиллитах на глубине до 2,5 км. В песчаниках менилитовой свиты на глубине свыше 6 км хорошо развит глауконит. Содержится он и в песчаниках битуминозной спасской свиты (нижний мел) на глубине 5490—5656 м, а аргиллиты представлены также гидрослюдой с примесью 14 Å железистого хлорита и смешанослойных сростков гидрослюды и монтмориллонита, как и нижезалегающие битуминозные аргиллиты менилитовой свиты.

Минеральная ассоциация и химизм слоистых гидросиликатов в глинистых породах, залегающих на глубине свыше 5 км, указывает на то, что меловые породы в своем развитии вторичных изменений находятся на этапе глубинного катагенеза. Эти изменения более значительны из-за большего геологического времени пребывания пород в данной зоне.

На дифрактограммах фракций аргиллитов палеогенового флиша северного склона Карпат основные рефлексы железистого хлорита имеют слабую интенсивность, нечеткие, осложненные, что вызвано их малым содержанием и несовершенством красталлической структуры. Гидрослюда также имеет несовершенную кристаллическую структуру, вследствие чего ее базальные рефлексы часто осложнены, асимметричны.

Несовершенство кристаллической структуры и ассоциация слоистых гидросиликатов (гидрослюды, монтмориллонита, хлорита, смешанослойных сростков гидрослюды с монтмориллонитом, монтмориллонита с хлоритом, примесей каолинита), а также степень углификации гуму-

сового органического вещества указывает на то, что палеогеновый флиш северного склона Советских Карпат до глубины 4000 м не достиг глубинного этапа стадии катагенеза.

В районе Долины—Струтыня—Ольховки глубина прогибания пород Предкарпатского прогиба была наибольшей. Здесь породы ямненской и манявской свит на глубине 4000—4500 м и менилитовой (6000 м) отличаются ассоциацией глинистых минералов (гидрослюда и железистый хлорит) и текстурно-структурными особенностями, характерными для среднего (местами с признаками глубинного) этапа стадии катагенеза.

Благодаря присутствию монтмориллонита показатели преломления косых срезов агрегатов чешуек колеблются в пределах  $n_g=1,520—1,572$ ;  $n_p=1,516—1,563$  (табл. 7). Уменьшение или полное исчезновение из фракций разбухающего минерала и более высокое совершенство структуры гидрослюда и хлорита отражаются на их оптических свойствах. Так, показатели преломления увеличиваются в агрегатах чешуек, выделенных из аргиллитов мелового флиша ( $n_g=1,574—1,598$ ;  $n_p=1,548—1,586$ ) и особенно из аргиллитов наиболее древней флишевой толщи Советских Карпат — раховской свиты ( $n_g=1,618$ ;  $n_p=1,582$ ).

В Предкарпатском прогибе до глубины 4000 м в составе аргиллитов стрыйской свиты, особенно в ее нижней части, совершенство кристаллической структуры гидрослюда повышается. Количество монтмориллонита (свободного минерала и в сростках с гидрослюдой) с глубиной резко уменьшается. Во многих аргиллитовых пачках он присутствует только в смешанослойных сростках с гидрослюдой. В аргиллитах этой свиты до глубины 3000—3500 м преимущественно доминируют хорошо окристаллизованная гидрослюда (9,9—10,0 Å) и гидрослюда с небольшим количеством (10—20%) неупорядоченных сростков с монтмориллонитом (10,4—11,8 Å). Примесь каолинита не превышает 20%. Железистый хлорит обнаруживается в меньших количествах, чем каолинит, а иногда он вовсе не фиксируется рентгеном. Монтмориллонит в виде свободного минерала имеет подчиненное значение и отмечается до глубины 3400 м в районе Слободы Рунгурской и на меньших глубинах — чаще в районе Воли Блажевской—Стрельбич. Следовательно, ассоциация слоистых гидросиликатов (гидрослюда, каолинит, хлорит, неупорядоченные смешанослойные сростки гидрослюда с монтмориллонитом, где количество последнего не превышает 20%), и характер их кристаллической структуры позволяет утверждать, что эта толща флишевой формации претерпела изменения начального, а с 4000 м и глубже — глубинного этапа стадии катагенеза. В Верхнем Синевидном (скв. 1) на глубине 7001 м в линзочке угля витринит имеет  $R_m=8,5\%$  и  $n=1,775\pm 0,002$ .

В спасской свите глинистые породы состоят\*, согласно рентгеновским данным, из хорошо окристаллизованной гидрослюда и гидрослюда с неупорядоченными смешанослойными сростками монтморилло-

\* На глубине свыше 5000 м — только из хорошо окристаллизованных гидрослюда и магнезиально-железистого хлорита.

Показатели преломления косых срезов агрегатов чешуек слоистых гидросиликатов фракции меньше 0,001 мм, выделенной из глинистых пород палеогенового и мелового флиша Советских Карпат

Порода	Свита	Возраст	$n_g$	$n_p$
1	2	3	4	5
Зеленовато-серые карбонатные * аргиллиты	Поляницкая	N— <sub>1</sub> Pg <sub>3</sub> <sup>3</sup>	1,531—1,545	1,520—1,534
Черные и коричневаточерные некарбонатные аргиллиты	Менлитовая	Pg <sub>3</sub>	1,553—1,556 1,546—1,560	1,542—1,544 1,532—1,535
Черные карбонатные аргиллиты	„	Pg <sub>3</sub>	1,561	1,548
Коричневые некарбонатные аргиллиты	„	Pg <sub>3</sub>	1,559—1,572	1,546—1,563
Зеленовато-серые некарбонатные глины	„	Pg <sub>3</sub>	1,570—1,573 1,556	1,552—1,556 1,546
Бентонитовые глины	„	Pg <sub>3</sub>	1,529—1,530	1,504—1,506
Темно-серые карбонатные аргиллиты	„	Pg <sub>3</sub>	1,572—1,574	1,552—1,556
Черные и темно-серые карбонатные аргиллиты	Дусинская	Pg <sub>3</sub>	1,576—1,585	1,567—1,576
Зеленые карбонатные аргиллиты	Быстрицкая	Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup>	1,538—1,543	1,523—1,535
Зеленовато-серые карбонатные аргиллиты	Выгодская	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>	1,520—1,545	1,516—1,539
Зеленые некарбонатные аргиллиты	Манявская	Pg <sub>2</sub> <sup>1</sup>	1,520—1,550	1,516—1,545
Серые и зеленовато-серые карбонатные аргиллиты	Стрыйская	Cr <sub>2</sub>	1,516—1,574	1,552—1,561
Серые и темно-серые карбонатные аргиллиты	Березнянская	Cr <sub>2</sub>	1,574—1,584	1,554—1,562
Зеленовато-серые карбонатные аргиллиты	Соймульская	Cr <sub>1</sub> — Cr <sub>2</sub>	1,598	1,586
Черные битуминозные аргиллиты	Шипотская, спасская	Cr <sub>1</sub>	1,556—1,568	1,548—1,558
Темно-серые и черные аргиллиты	Раховская	Cr <sub>1</sub>	1,573—1,618	1,553—1,582

\* Освобождение фракций от карбонатов производилось обработкой 2%-ной HCl.

нита в количестве, не превышающем 20%. В наиболее битуминозных (черный цвет) разностях аргиллитов количество монтмориллонита в виде неупорядоченных сростков с гидрослюдой достигает 25%. Вторым главным минералом является магнезиально-железистый хлорит, который отмечается в виде свободного минерала, реже — в виде неупорядоченных сростков с монтмориллонитом. Каолинит присутствует нередко в глинистых породах в виде небольших примесей. Монтмориллонит как свободный минерал в рассматриваемых глинистых породах отсутствует.

Ассоциация хорошо окристаллизованной гидрослюды и магнезиально-железистого хлорита, отсутствие свободного монтмориллонита указывают на значительное их совершенство на стадии катагенеза.

Исчезновение монтмориллонита из ассоциации слоистых гидросиликатов произошло на этапе глубинного катагенеза. Однако высокая битуминозность пород замедлила процесс преобразования монтмориллонита в гидрослюду, и поэтому часть его еще сохранилась в виде сростков с гидрослюдой.

В песчаниках свиты часто отмечаются зерна глауконита.

Несколько другие минеральные комплексы слоистых гидросиликатов отмечены во флишевых толщах южного склона Советских Карпат. Здесь в битуминозных аргиллитах олигоцена (дусинская, лугская свиты) главными слоистыми гидросиликатами являются гидрослюды, монтмориллонит и примеси хлорита и каолинита. Всюду отмечаются неупорядоченные смешанослойные сростки гидрослюды и монтмориллонита.

По рентгеновским данным, совершенство кристаллической структуры гидрослюды и хлорита невысокое. Последнее, а также минеральная ассоциация слоистых гидросиликатов и особенно широкое развитие монтмориллонита в глинистых породах, степень углефикации гумусовой органики в песчаниках битуминозных толщ свидетельствует о том, что породы нижнего олигоцена южного склона не достигли этапа глубинного катагенеза, но претерпели более значительные катагенетические изменения, чем синхронные им битуминозные нижнеолигоценовые породы северного склона Карпат. В эоценовом флише южного склона Советских Карпат среди слоистых гидросиликатов в глинистых породах, особенно верхнего и среднего эоцена, монтмориллонит присутствует только в смешанослойных неупорядоченных сростках с гидрослюдой. На дифрактограммах диагностические рефлексы гидрослюды и хлорита четкие, симметричные, имеют высокую интенсивность. Иногда кроме этих двух минералов отмечаются еще примеси каолинита.

Следовательно, минеральная ассоциация слоистых гидросиликатов свидетельствует о том, что эти породы в своем развитии прошли более глубокие катагенетические преобразования, чем синхронные им породы северного склона Карпат. Однако и на южном склоне олигоценовый, верхне- и среднеэоценовый флиш не претерпел процессов, характерных для этапа глубинного катагенеза. Это подтверждается степенью углефикации включений угля, а также присутствием в аргиллитах монтмориллонита в сростках с гидрослюдой, структурно-текстурными особенностями и характером цемента песчаников и алевролитов.

Верхнеэоценовый флиш южного склона Советских Карпат, судя по ассоциации слоистых гидросиликатов и их окристаллизованности, претерпел примерно такие же катагенетические изменения, как и верхнемеловой флиш северного склона Карпат. В Мармарошской зоне в глинистых породах верхнеэоценового флиша главными слоистыми гидросиликатами являются хорошо окристаллизованная гидрослюда и гидрослюда с небольшим количеством (до 15%) неупорядоченных смешанослойных сростков монтмориллонита и примеси каолинита и железистого хлорита.

В Дуклянской зоне в глинистых породах верхнеэоценового флиша гидрослюда имеет примерно такую же окристаллизованность, только здесь хлорит присутствует чаще и в больших количествах, чем каолинит.

Примерно такой же ассоциацией слоистых гидросиликатов характеризуются аргиллиты среднеэоценового флиша Мармарошской и Дуклянской структурно-фациальных зон. Аргиллиты нижнеэоценового флиша этих же структурно-фациальных зон, а также Магурской зоны отличаются ассоциацией высоко окристаллизованной гидрослюды и магнезиально-железистого хлорита, в Мармарошской зоне к ним еще прибавляются примеси каолинита.

Главными слоистыми гидросиликатами аргиллитов палеоэоценового флиша Мармарошской и верхнемелового флиша Дуклянской структурно-фациальных зон являются гидрослюда и каолинит высокой окристаллизованной структуры.

Итак, в отличие от северного склона в минеральном составе глинистых пород южного склона Советских Карпат наблюдается наложение процессов глубинного катагенеза. Уже начиная с нижней половины среднего эоцена в нижнем эоцене эти изменения привели к сокращению полиминерального состава слоистых гидросиликатов аргиллитов к хорошо окристаллизованным двум—трем минералам — гидрослюде, хлориту или к гидрослюде, каолиниту, хлориту.

Еще более совершенную кристаллическую структуру имеет гидрослюда и магнезиально-железистый хлорит в верхнемеловом флише южного склона Карпат в аргиллитах березнянской и бачавской свит. На дифрактограммах диагностические рефлексы гидрослюды, каолинита и магнезиально-железистого хлорита характеризуются высокой интенсивностью, четкие, имеют форму острых симметричных пиков. Химический состав фракций отличается высоким содержанием щелочей.

По данным рентгена, аргиллиты березнянской свиты включают хорошо окристаллизованную гидрослюда, каолинит, иногда небольшие примеси хлорита, а бачавской свиты — гидрослюда и магнезиально-железистый хлорит, иногда небольшие примеси каолинита. Гидрослюда аргиллитов бачавской свиты по содержанию щелочей близка к гидромусковиту.

Для песчаников и алевролитов березнянской и бачавской свит характерно развитие регенерированных зерен кварца. Полевые шпаты в этих породах очень разрушены серицитизацией. Биотит имеет низкие цвета интерференции благодаря постепенному замещению его хлоритом. В бачавских песчаниках биотит местами почти полностью заме-

щен хлоритом, здесь встречаются олигомиктовые и полимиктовые разновидности. В составе последних количество полевых шпатов достигает 20%, а биотита — 5%. В песчаниках с кремнистым цементом отмечается структура сращивания аутигенного кварца с терригенным, а также встречаются полимиктовые песчаники с хлоритово-кремнистым цементом. В условиях глубинного катагенеза происходило разрушение в зернистых породах бачавской толщи полевых шпатов, биотита и других неустойчивых в этих условиях силикатов, а также карбонатов цемента, и за счет продуктов их разрушения в породах формировались магнезиально-железистый хлорит и кремнезем.

В Мармарошской структурно-фациальной зоне аргиллиты соймульской свиты также состоят из гидрослюда с высоким совершенством кристаллической структуры (гидромусковит) и магнезиально-железистого хлорита, который присутствует иногда в повышенных количествах.

Между зернами кварца в песчаниках нередко развиты конформные и инкорпорационные контакты. Слюда в большинстве случаев имеет пониженные цвета интерференции благодаря постепенному замещению хлоритом. Разрушение биотита сопровождается выделением черного пылевидного рудного минерала-магнетита, который покрывает лейсты разрушающегося биотита, а иногда образует тонкую каемочку по краям зерен кварца. Отмечаются лейсты биотита, которые почти полностью замещены хлоритом. Чешуйки аутигенного хлорита, выполняющие поры песчаника, имеют показатели преломления в пределах 1,609—1,627, а двупреломление 0,004—0,006. Полевые шпаты, как правило, разрушены и часто значительно. Калишпаты, разрушаясь, покрываются пелитоморфными образованиями гидрослюда, а плагиоклазы — глинистыми образованиями или целитом ( $n'_p = 1,507—1,510$ ;  $n'_g = 1,510—1,522$ ). В подошве толщи в прослоях песчаников базальный карбонатный цемент почти полностью замещен кремнеземом.

Как уже отмечалось, нижний мел в Дуклянской зоне представлен черным битуминозным флишем (шипотская свита). Основная часть рассеянного органического вещества сконцентрирована в глинистых слоях. Битуминозность слоев высокая. Их главными слоистыми гидросиликатами являются гидрослюда и магнезиально-железистый хлорит, иногда отмечаются примеси каолинита. Как показали рентгеновские данные и результаты химических анализов, гидрослюда этих битуминозных аргиллитов имеет менее совершенную кристаллическую структуру, чем гидрослюда аргиллитов верхнемелового флиша, что определяется на дифрактограммах появлением некоторого осложнения первого базального рефлекса (10 Å) в сторону меньших углов. Диагностические рефлексы хлорита также менее четкие и имеют осложнения, которые отсутствуют на дифрактограммах хлорита березнянской и бачавской свит. Битуминозные аргиллиты шипотской свиты Черногорской зоны (район Верховины) состоят из гидрослюда, смешанослойных сростков гидрослюда и монтмориллонита, монтмориллонита и хлорита и свободного хлорита. Фракции рассматриваемых аргиллитов содержат меньше щелочей, чем фракции аргиллитов этой же свиты в Дуклянской зоне.

Аргиллиты шипотской свиты Черногорской зоны отличаются более высокой битуминозностью, что и определило слабое совершенство кристаллической структуры гидрослюда и хлорита на этапе глубинного катагенеза.

Такое заметное различие в совершенстве структуры слоистых гидросиликатов глинистых пород одной и той же свиты, но в различных тектонических зонах, свидетельствует о различном развитии тектонического режима. По-видимому, в Дуклянской зоне осадки погружались более глубоко и во время горообразования подвергались большему давлению стресса, то есть осадочные породы этой зоны находились в термодинамических условиях глубинного катагенеза с более высоким давлением и температурой, чем породы Черногорской зоны. В результате этого осуществлялся больший отжим из глинистых пород битумоидов и таким образом создавались условия для лучшего совершенства кристаллической структуры гидрослюда и хлорита.

На примере изучения минеральных преобразований на стадии катагенеза слоистых гидросиликатов глинистых пород палеогенового и мелового флиша Советских Карпат видно, что чем более битуминозны эти породы, тем медленнее поддается совершенству и трансформации структура их слоистых гидросиликатов. Так, в битуминозных аргиллитах нижнемелового флиша (шипотская свита) в Черногорской зоне слоистые гидросиликаты претерпели на стадии катагенеза меньшие изменения, чем в аргиллитах верхнемелового флиша южного склона Карпат вообще.

На стадии катагенеза преобразование структур пород, трансформация слоистых гидросиликатов и минеральные новообразования совершаются с помощью растворов, в составе которых отдельные химические компоненты находятся в ионной форме. Поэтому даже незначительное содержание в породе нефтяных битумов резко тормозит, а иногда и полностью останавливает все процессы катагенетического преобразования пород.

Наиболее древними (валанжин—баррем) флишевыми образованиями Советских Карпат являются породы раховской свиты, претерпевшие наиболее значительные катагенетические преобразования. Глинистые породы свиты состоят из хорошо окристаллизованной гидрослюда, которая по своему химическому составу отвечает гидромусковиту. По определению В. С. Мельникова, гидрослюда относится к политу типу  $2M_1$ . Кроме гидрослюда в глинистых породах всегда присутствует в подчиненном количестве также хорошо окристаллизованный (14 Å) магнезиально-железистый хлорит.

Химический состав фракций глинистых пород раховской свиты в сравнении с другими свитами более поздних флишевых толщ отличается наибольшим содержанием  $K_2O$  (до 6,10%) и  $Al_2O_3$  (до 27,95%). В химическом составе этих фракций резко уменьшается количество низкотемпературной воды. Показатели преломления косых срезов ориентированных агрегатов чешуек увеличиваются с увеличением хлорита во фракциях:  $n'_g$  от 1,573 до 1,618, а  $n'_p$  от 1,563 до 1,586.

Среди зернистых пород флишевых ритмов свиты отмечаются олигомиктовые и реже полимиктовые разности. Они цементированы карбо-

натно-кремнистым, карбонатно-глинисто-кремнистым, глинисто-кремнистым и кремнистым цементом. В цементе кремнезем в основном выкристаллизован до тонкоагрегатного кварца. В цементе зернистых пород свиты хорошо представлено значительное или почти полное замещение карбонатов кремнеземом с появлением структур мозаично-регенерационных и типа «припая». Кальцит, вытесненный из цемента кремнеземом, заполнял трещины, образуя характерные для данной свиты частые кальцитовые жилы и прожилки, пересекающие под различными углами песчано-глинистые флишевые ритмы свиты. Кремнистый цемент и регенерированные зерна кварца чаще отмечаются в полимиктовых песчаниках. Полевые шпаты в большинстве разрушены, замещены глинистым веществом. В некоторых прослоях песчаников встречается замещение калишпата цеолитом (сколицит) с показателями преломления 1,513—1,519. Иногда полевые шпаты настолько разрушены, что постепенно края зерен сливаются с глинисто-кремнистой тонкоагрегатной массой цемента. В песчаниках отмечаются участки с регенерационным кварцевым цементом. В песчаниках и алевролитах с карбонатно-кремнистым цементом зерна кварца имеют неровные зазубренные края в результате растворения. В разновидностях песчаников, где карбонатный цемент в порах почти полностью замещен кремнеземом, кальцит нередко хорошо окристаллизован и отмечается только в зернах обломочного кварца, где он выполняет трещинки или создает тонкую каемочку вокруг зерна. В некоторых слоях песчаников отмечена окристаллизованность остатков карбонатного цемента в порах пород.

В песчано-алебритовых породах свиты слюды также часто разрушены и замещены хлоритом с выделением пылевидных образований магнетита. Особенно это характерно при разрушении биотита. Черные пылевидные и точечные выделения магнетита покрывают разрушенные, с низким двупреломлением, лейсты биотита и нередко образуют тонкие каемочки вдоль краев зерен кварца. Новообразования хлорита отмечаются также в зернистых породах. Его показатели преломления 1,610—1,630.

В зернистых породах раховской свиты встречаются единичные включения вторичного битума, которые часто пиритизированы и имеют нитевидную форму или форму удлиненных комков. Глауконит, как правило, в рассматриваемых зернистых породах отсутствует.

Выделение свободного кремнезема на этапе глубинного катагенеза происходит в процессе гидрослюдизации монтмориллонита, разрушения полевых шпатов, слюд и других минералов, неустойчивых в термодинамических условиях глубинного катагенеза. Геохимические процессы на больших глубинах проходят благодаря диффузии водных растворов, которые связывают химизм разрушения и новообразования минералов. Разрушение калишпата и слюд сопровождается выделением легкоподвижного калия, за счет которого в глинистых породах и цементе зернистых пород происходит гидрослюдизация монтмориллонита. Одновременно плагиоклазы, разрушаясь в условиях гидрослюдизации монтмориллонита, замещаются цеолитами, а биотит—магнезиально-железистым хлоритом и магнетитом.

В породах с повышенным содержанием рассеянного органического вещества в термодинамических условиях глубинного катагенеза происходит дальнейшее его преобразование в битумоиды с выделением  $\text{CO}_2$ . В связи с этим понижается щелочность поровых растворов, которые разрушают полевые шпаты, слюды, рассеянные карбонаты, замещая их кремнеземом и слоистыми гидросиликатами. За пределы толщи выносятся щелочи и щелочные земли. В этих геохимических условиях гидрослюдизация монтмориллонита резко слабеет или исчезает совсем. Только дальнейшее погружение битуминозной толщи выводит ее из ранее наступившего равновесия и благодаря миграции битумоидов и последующей углефикации органического вещества начинается развиваться гидрослюдизация монтмориллонита за счет дальнейшего разрушения обломочных калийсодержащих минералов. В отношении генерации, выделения и перемещения в верхние горизонты жидких углеводородов глубинный этап катагенеза является завершающим. На стадии метакатагенеза оставшаяся рассеянная органика в осадочных породах может незначительно генерировать более простые газообразные углеводороды. И, как показала анализ вторичных изменений в породах мелового флиша, различная степень преобразования слоистых гидросиликатов, изменения аутигенного минералообразования и рассеянного органического вещества характерны для битуминозной толщи флишевых пород шипотской свиты в различных структурно-фациальных зонах — Дуклянской и Черногорской. В Дуклянской зоне даже при наличии хороших коллекторов нефти и газа промышленные скопления жидких углеводородов не встречаются: они почти полностью мигрировали из битуминозной толщи пород шипотской свиты в данной структурно-фациальной зоне. Этому способствовало поднятие пород из более глубокого их погружения, чем в Черногорской зоне.

Завершающий этап генерации жидких углеводородов прошла рассеянная органика в породах раховской свиты. В структурно-фациальной зоне ее распространения только при наличии хороших коллекторов можно ожидать каких-то скоплений горючего газа.

Условия глубинного катагенеза, метакатагенеза и метаморфизма осадочных пород возникают также при внедрении в них интрузий. Этим создаются термодинамические условия для преобразования рассеянного органического вещества. Выделенные при этом жидкие и газообразные углеводороды могут мигрировать в перекрывающие толщи пород, в которых при наличии коллекторов и соответствующих структур могли образовываться скопления углеводородов, а при отсутствии их они рассеивались. Примером таких условий преобразования рассеянного органического вещества во флишевой формации Советских Карпат может быть толща пород раховской свиты, в основании которой имеются штоки и дайки диабазов, лавобрекчии и туфы.

Итак, в породах раховской свиты по сравнению с другими изученными нами флишевыми толщами отмечается самая высокая гидрослюдизация и хлоритизация и полное исчезновение разбухающих слоистых гидросиликатов и каолинита. Источником калия для этого процесса является разрушение слюд и калишпата. В этих породах хорошо

фиксируется хлоритизация биотита и расчленение его на пакеты хлорита и гидрослюда.

Рассеянное органическое вещество в аргиллитах раховской свиты также отличается по сравнению с рассеянной органикой других флишевых толщ наиболее высокой степенью углефикации. И хотя во многих аргиллитовых пачках его содержание не превышает кларковых количеств, аргиллиты имеют черный цвет, а сланцеватая текстура придает им вид углистых сланцев.

Минеральная ассоциация слоистых гидросиликатов и структурно-текстурные признаки пород раховской свиты являются характерными для зоны глубинного катагенеза. Несмотря на заметное видоизменение и исчезновение нестойких обломочных минералов и значительное разрушение слюды, кислого плагиоклаза и калишпата, существенного изменения структуры осадочной породы еще не произошло: общий характер этой структуры остается типично осадочным.

Таким образом, в пределах Карпатской флишевой формации по характеру слоистых гидросиликатов в глинистых породах, структурно-текстурным особенностям песчаников и алевролитов, степени углефикации гумусовой органики можно четко выделить две зоны — начального и глубинного катагенеза. В пределах изученного региона их граница не совпадает с определенными стратиграфическими уровнями в отдельных структурно-фациальных зонах Советских Карпат, что раскрывает специфику формирования этих структур Карпатской геосинклинальной области. Различия эти заключаются в том, что в одних структурно-фациальных зонах Карпат граница или, вернее, переход начального катагенеза в глубинный происходит в кровле нижнемелового флиша (Скибовая и Черногорская зоны), а в других — низах среднего эоцена (Дуклянская, Мармарошская зоны) и нижнем эоцене (Магурская зона).

Различия в характере минералообразования в зоне глубинного и начального катагенеза определяются более интенсивной переработкой пород вследствие более глубоких погружений, времени нахождения в этой зоне и стресса. Парагенезис и ассоциация слоистых гидросиликатов в аргиллитах, структурно-текстурные особенности песчаников и алевролитов, вторичные изменения в их цементе, а также степень углефикации включений гумусовых углей позволяют сделать заключение, что палеогеновый и верхнемеловой флиш Советских Карпат, а также нижнемеловой флиш их северного склона (шипотская и спасская свиты) по своим катагенетическим особенностям (по шкале катагенеза Н. Б. Вассоевича) можно отнести к главной зоне нефтегазообразования. Особенно высокий нефтегазоматеринский потенциал характерен для битуминозного олигоценового флиша (менилитовая и дусинская свиты). Нижнемеловой битуминозный флиш имеет еще достаточно высокий нефтегазоматеринский потенциал в Скибовой, Силезской и Черногорской структурно-фациальных зонах.

## МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

В геологической истории Украинских Карпат значительная роль принадлежит процессам магматизма и метаморфизма. С ними связано образование не только различных горных пород, но и ряда месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. Наиболее широко проявились как в региональном, так и в возрастном масштабе, процессы магматизма. Региональный метаморфизм основную роль сыграл только в древней истории геологического развития. С более молодой геологической историей связаны различные автотематоморфические, контактово-метаморфические и метасоматические явления.

### Магматизм

Почти на всем протяжении геологического развития Украинских Карпат продолжалась, то затухая, то с новой силой вспыхивая, магматическая деятельность. Наиболее широко развиты магматические образования в Закарпатском внутреннем прогибе, где они слагают громадную вулканическую Выгорлат-Гутинскую гряду. В расположенной севернее области Флишевых Карпат и Предкарпатском краевом прогибе магматические породы встречаются реже и образуют стратифицированные залежи и горизонты преимущественно туфового, редко лавового состава, небольшие интрузивные тела, а также иногда тектонические и седиментационные отторженцы.

**Протерозойский и палеозойский магматизм.** Магматические образования докембрия—палеозоя состоят из различных по составу и возрасту пород. Наиболее древние (доверхнепалеозойские) изверженные породы приурочены к белопотокскому и деловецкому комплексам кристаллического фундамента Мармарошского массива. Большинство этих пород претерпели значительные метаморфические преобразования (иногда до полной утраты магматического облика), что затрудняет выявление их первичной природы. Незначительные проявления магматических образований, слабо затронутых процессами метаморфизма, известны среди позднепалеозойских отложений карбона и перми.

В составе *Белопотокского комплекса* изверженные породы имеют ограниченное развитие и представлены образованиями основного (амфиболиты) и кислого (гнейсо-граниты яворникового типа) состава.

Амфиболиты, кроме пластовых залежей и маломощных прослоев, образуют среди слюдяных сланцев и парагнейсов тела дайко- и штокообразной формы. Мелкие их ксенолиты обнаружены в гнейсо-гранитах. Выходы этих пород имеются в потоках Белом, Яворниковом и Лещинка на Раховщине. К этому комплексу относятся, по нашему мнению, гранатовые амфиболиты Чивчинских гор, вскрываемые в междуречье Сараты и Перкалаба, на полонине Прелуки и по потоку Альбин [122].

Амфиболиты характеризуются неустойчивым химическим составом (табл. 8, ан. 1), близким к диабазам и базальтам.

Гнейсо-граниты яворникового типа (катаклазированные граниты, согласно работе [169]), образуют небольшие штокообразные тела среди пород гнейсово-сланцевой (белопотокской) свиты. Гнейсо-граниты представляют собой лейкократовые малослюдистые породы с хорошо выраженной брекчиевой и реже очковой текстурой, катакластической и порфиробластовой структурой. В их состав входят: кварц, плагиоклаз (№ 3—5), микроклин, мусковит, биотит, редко рудные минералы и вторичные минералы (хлорит, серицит). В брекчиевых разновидностях наблюдаются участки с ненарушенной средне- и крупнозернистой гранитной структурой и пространства, характеризующиеся тонкозернистым строением с катакластической и иногда милонитовой структурой. Близки к ним так называемые динамо-граниты и мигматиты, развивающиеся по гнейсовому субстрату [181]. Иногда встречаются также линзы пегматоидного состава и участки, насыщенные гранитоидным материалом. Наиболее крупная пегматитовая жила мощностью до 10 м вскрыта в урочище Обниж на Раховщине.

Гнейсо-граниты яворникового типа характеризуются пересыщенностью кремнеземом и высоким содержанием щелочей, среди которых  $K_2O$  преобладает над  $Na_2O$  или находится в равных соотношениях (табл. 8, ан. 2). Близки к ним по составу очковые (микроклиновые) гнейсы (табл. 8, ан. 3), генетическая природа которых пока точно не установлена.

Более широко развиты изверженные породы в *деловецком комплексе*, которые объединяются в четыре группы: 1) метаморфизованные образования преимущественно основного состава (амфиболиты и основные ортосланцы); 2) метаэффузивы кислого состава и связанные с ними интрузивные тела порфиroidных гнейсов; 3) гранито-гнейсы кормального гранитоидного состава (типа Рарэу—Черный Див); 4) плагиограниты. Стратифицируемые метаэффузивы охарактеризованы в первой части работы, поэтому ниже описываются особенности метаморфизованных образований.

Амфиболиты и основные ортосланцы встречаются в виде небольших, реже более крупных секущих или послойных жил, даек и штокообразных тел. Контакты их с вмещающими породами обычно прямолинейные, иногда неровные, извилистые. На Раховщине дайко- и штокообразные тела амфиболитов обнаружены в бассейнах потоков Малый Берлебаш, Тукало, Бредецель, Довгорунь и в других местах среди различных частей разреза деловецкого комплекса. В частности, в потоке Малый Берлебаш секущие дайкообразные тела эпидотовых амфиболитов встречаются среди кварцито-сланцевой свиты [11]. Амфиболиты деловецкого комплекса отличаются от амфиболитов белопотокского комплекса сохранившимися реликтовыми структурами первичных пород (бласто-офитовой и бласто-габбровой) и интенсивной эпидитизацией и карбонатизацией. В Чивчинских горах (в междуречье Перкалаба и Сараты) выявлены зоны катаклазированных амфиболитов с типичной бластоцементной структурой. В верховьях реки Черный Черемош, по реке Перкалаб и ее левому притоку Минчель

Химический состав метазверженных пород кристаллического фундамента  
Белопотокского (1—3) и Деловецкого (4—9) комплексов

Компонент	1		2		3		4	
	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее
SiO <sub>2</sub>	41,08—52,01	47,96	69,58—76,62	74,43	69,91—72,65	71,20	44,16—60,38	49,97
TiO <sub>2</sub>	0,34— 2,73	1,61	0,11— 0,36	0,18	0,18— 0,36	0,28	0,41— 2,12	1,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,58—18,32	14,68	11,70—16,99	13,87	13,76—15,14	14,34	13,96—26,73	17,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40— 6,37	3,83	сл.— 1,42	0,81	0,24— 1,59	0,91	0,49— 8,78	1,32
FeO	4,42—13,55	8,21	0,17— 2,13	0,88	1,26— 3,47	2,01	1,98—10,05	7,00
MnO	0,00— 2,02	0,02	сл.— 0,07	0,03	0,05— 0,10	0,07	0,08— 0,85	0,17
MgO	3,49—14,32	7,66	0,07— 1,19	0,44	0,38— 0,85	0,63	1,01—12,75	6,06
CaO	6,28—18,48	9,93	0,12— 0,88	0,40	1,00— 2,07	1,53	0,31—14,46	5,27
Na <sub>2</sub> O	0,48— 4,56	2,66	1,15— 4,07	2,92	2,83— 3,82	3,37	1,36— 8,93	2,78
K <sub>2</sub> O	0,14— 2,24	1,14	4,06— 6,26	5,21	3,84— 4,86	4,36	0,13— 1,93	1,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19— 0,47	0,14	0,07— 0,38	0,07	0,09— 0,17	0,28	сл.— 0,82	0,42
H <sub>2</sub> O	0,00— 0,34	0,15	0,06— 0,26	0,11	0,16— 0,99	0,15	0,00— 0,97	0,47
П.п.п.	0,52— 2,93	1,83	0,37— 1,25	0,67	0,72— 1,56	0,91	2,88—11,44	4,14
<i>n</i>	19		13		5		24	

Компонент	5		6		7		8		9	
	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее
SiO <sub>2</sub>	42,78—53,68	48,34	61,74—79,78	69,75	64,48—68,50	67,16	70,02—74,48	71,93	65,24—69,15	67,38
TiO <sub>2</sub>	0,32— 2,71	1,38	сл.— 0,95	0,31	0,09— 1,06	0,65	0,16— 1,47	0,44	0,50— 0,68	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,62—22,00	15,17	9,58—18,34	13,09	12,48—18,63	15,12	12,21—16,63	14,09	12,82—16,97	15,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48— 9,64	3,17	0,60— 7,57	1,84	0,46— 6,24	2,28	0,53— 2,57	1,26	0,18— 3,99	1,96
FeO	1,93—11,26	7,70	0,07— 4,95	1,84	0,31— 4,88	3,15	0,87— 3,34	1,90	3,63— 5,10	4,22
MnO	0,00— 0,53	0,14	сл.— 0,23	0,04	0,02— 0,18	0,06	сл.— 0,08	0,04	0,08— 0,11	0,08
MgO	3,13— 9,84	6,46	0,01— 2,76	0,95	0,86— 3,16	1,79	0,31— 1,34	1,06	1,70— 2,35	2,08
CaO	5,23—12,61	3,08	0,30— 4,68	1,06	0,40— 3,00	1,98	0,53— 1,78	1,33	0,86— 1,20	1,02
Na <sub>2</sub> O	1,15— 4,28	2,18	0,49— 6,39	2,95	1,66— 4,39	3,32	1,72— 3,34	2,60	2,10— 3,10	2,47
K <sub>2</sub> O	0,35— 2,20	0,52	0,60— 9,62	3,24	1,21— 4,04	2,36	2,86— 4,48	4,10	2,80— 3,43	3,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06— 0,37	0,18	сл.— 0,38	0,09	сл.— 0,27	0,06	0,09— 0,18	0,07	0,15— 0,29	0,13
H <sub>2</sub> O	0,13— 1,21	0,68	0,10— 1,04	0,15	0,08— 0,94	0,15	0,08— 0,60	0,11	0,04— 0,22	0,11
П.п.п.	2,08— 8,64	3,85	1,26— 4,13	1,70	1,50— 3,40	1,70	0,60— 1,66	1,25	1,88— 2,63	1,65
<i>n</i>	17		41		16		14		5	

Примечание: 1 — амфиболиты; 2 — гнейсо-граниты яворникового типа (катаклазированные граниты); 3 — очковые (микроклиновые) гнейсы; 4 — метасланцы основного состава; 5 — амфиболиты; 6 — метаэффузивы кислого состава (порфиroidы, туфoidы и др.); 7 — порфиroidные гнейсы; 8 — гранито-гнейсы типа Рарэу—Черный Див; 9 — плагнограниты; *n* — количество анализов. Составлено по данным литературных источников [235, 169, 71, 146, 11, 122, 124 и др.] с учетом 60 неопубликованных анализов.

вскрываются значительные выходы дайкообразных тел эпидотовых и эпидот-хлоритовых сланцев с изменчивым количеством эпидота, хлорита, альбита, иногда биотита и сохранившимися реликтами зернистой (габбровой) структуры [122, 235].

Время формирования основных интрузий точно не установлено. С. Г. Рудаков объединяет их совместно с метаэффузивами основного и кислого состава в единый магматический комплекс [146]. По А. К. Бойко, формирование интрузий происходило по разломам, которые проявились на стадии начальных складчатых движений после накопления пород кварцито-сланцевой свиты [11]. Мы считаем, что среди интрузивных пород основного состава имеются магматические продукты, синхронные эффузивному магматизму сланцево-кварцито-карбонатной свиты, и, вероятно, более молодые гипабиссальные тела, образование которых происходило после формирования всей осадочно-вулканогенной толщи деловецкого комплекса [124]. Возможно, что мы имеем здесь отзвуки основного девонского магматизма, столь характерного для других районов Карпат, особенно Западных.

Химический состав этих пород изменчив и близок к составу основным метаэффузивов (табл. 8, ан. 4, 5). Вместе с минералого-петрографическими и структурными особенностями он свидетельствует о том, что ортосланцы и ортоамфиболиты возникли за счет метаморфизма линзовидных прослоев, пластовых залежей, штоко- и дайкообразных тел диабазов, габбро-диабазов, габбро-диоритов и их туфов.

Порфиroidные гнейсы объединяют blasts-порфировые разновидности ортогнейсов менчульского типа и экструзивные тела порфиroidов, развитых на Раховщине, и метагранит-порфиры Чивчинских гор\*. В первом районе эти породы образуют преимущественно штокообразно вытянутые тела, линзы и дайки. Самые большие выходы их известны на горе Менчул (4,0 км<sup>2</sup>) и на горе Камень Клевка (0,6 км<sup>2</sup>). Здесь устанавливается интрузивный характер контакта и более крутое падение контактовых поверхностей по сравнению с падением вмещающих пород. Местами наблюдаются причудливые извилистые контакты с отходящими прожилками ортогнейсов в окружающие парароды, а также срезание ортогнейсами эпидотовых амфиболитов и наличие ксенолитов последних в гнейсах [11]. Небольшие по размерам изометричные тела штокообразной формы экструзивных порфиroidов выявлены в районе села Костылевка, в междуречье Средней и Малой Шопурки и в ручье Яворниковом. В Чивчинских горах порфиroidные гнейсы слагают небольшие тела, по-видимому, штокообразной формы. Наиболее типичные из них развиты в районе горы Малый Лостунь и на хребте Прелучном. Площадь их выходов на поверхность соответственно равна 0,75 и 0,30 км<sup>2</sup>. Форма залегания, характер трещиноватости и текстурно-структурные особенности говорят о явной первично интрузивной природе этих пород. Это подкрепляется еще тем, что к ним ме-

\* Сходство чивчинских ортогнейсов, описанных польскими геологами, с ортогнейсами Раховского района впервые отмечено Л. Г. Ткачуком и Д. В. Гуржием [169]. В румынской части массива их аналогами являются гнейсо-порфиroidы типа дайки Петросул.

стами приурочены небольшие зоны брекчированных вулканогенных пород. С. Г. Рудаков предполагает, что здесь имеется некковая фация той же вулканогенной толщи, а брекчированные породы представляют собой метаморфизованные лавобрекчии [146].

По составу порфиroidные гнейсы аналогичны порфиroidам, от которых отличаются четкой гнейсовидностью и содержанием во вкрапленниках голубовато-фиолетового или голубовато-серого кварца, реже полевого шпата и биотита, а также наличием бластопорфиroidной с участками бластогранитовой структуры породы в целом, гранолепидобластовой и микрогранобластовой структуры основной массы. Химический состав этих гнейсов (табл. 8, ан. 7) почти аналогичен метаморфизованным эффузивам (табл. 8, ан. 6) и отличается только более низким содержанием кремнезема, что характерно для гранит-порфиroidов.

По данным работ [169, 11], раховские ортогнейсы являются складчатными интрузиями. С. Г. Рудаков относит их к формационному типу гранитных батолитов, что связано с ошибочным объединением этих пород с ортогнейсами Рарэу [149]. По нашим представлениям, ортогнейсы менчульского типа и, в частности, их бластопорфиroidные мелкоочковые разновидности представляют собой субинтрузивные образования, генетически связанные с кислым вулканизмом порфиroidно-сланцевой свиты. Этот вывод подкрепляется также аналогией петрографических и петрохимических особенностей этих пород с порфиroidными гнейсами Чивчинских гор, для которых отмечается постоянная ассоциация с толщей раннепалеозойских метаморфизованных эффузивов [146, 149, 122, 124]. Раннепалеозойский возраст этого магматизма подтверждается данными абсолютного возраста, определенного свинцовым методом по циркону [13].

Гранито-гнейсы типа Рарэу—Черный Див известны в Чивчинских горах. Отдельные изолированные их выходы сосредоточены на хребте Черный и его склонах. Предполагается, что здесь имеется единое общее крупное интрузивное тело, не полностью вскрытое эрозией [149]. Кроме того, в междуречье Перкалаба и Сараты отмечаются небольшие тела линзовидной и, возможно, жилообразной формы, ориентированные по направлению складчатых структур вмещающих пород. Незначительные выходы гнейсов фиксируются также в верховьях реки Черный Черемош. На Раховщине к этой группе можно отнести гнейсо-граниты горы Мегура (выход площадью около 1,24 км<sup>2</sup>) и среднего течения потока Малый Берлебаш (0,3 км<sup>2</sup>), прорывающие породы берлебашской и мегурской свит [11].

Характерной особенностью для большинства выходов гранито-гнейсов является наличие план-параллельной ориентировки слюдястых минералов, крупных порфиroidов кластов полевого шпата (микроклина и плагиоклаза) и выделений кварца, согласующихся со сланцеватостью вмещающих пород. Из второстепенных минералов наиболее распространены гранат и апатит. Часто наблюдаются следы интенсивных катаклизических изменений, с которыми в ряде мест связано образование почти типичных катаклизированных гранитов [122]. Важным для районов развития этих гнейсов является изменение степени метаморфизма вмещающих пород. По данным С. Г. Рудакова, ширина приконтактных

ореолов измеряется первыми сотнями метров. Эти факты, а также наличие реликтов первичной структуры подтверждают, во-первых, интрузивный характер, во-вторых, более молодой возраст по сравнению с предыдущими изверженными породами. Ориентировка ортогнейсовых массивов согласно с направлением основных тектонических структур свидетельствует о синхронности процессов складкообразования и интрузии гранитной магмы.

В химическом отношении гранито-гнейсы отличаются высоким содержанием кремнезема и щелочей, среди которых преобладает калий (табл. 8, ан. 8).

Плагииграниты известны только на северо-восточном склоне хребта Черный в Чивчинских горах в виде коренных обнажений и расположенных вокруг них вниз по склону глыб. Судя по форме выходов на дневную поверхность, эти граниты образуют штокообразные тела [71]. Взаимоотношение плагиигранитов с вмещающими породами не всегда ясно. С. Г. Рудаков указывает на рвущий контакт гранитов с вмещающими породами [149]. Это, а также слабо проявленные следы регионального метаморфизма свидетельствуют о более молодом возрасте плагиигранитов по сравнению с выше описанными изверженными породами. Л. Р. Казаков указывает на возможную связь этих гранитов с раннемеловой фазой альпийского орогенеза [71]. Нами было высказано предположение о палеозойском возрасте плагиигранитов, подтвержденное результатами определения абсолютного возраста (314—339 млн. лет), согласно которым внедрение плагиигранитов происходило в заключительные стадии герцинского метаморфизма, очевидно, в период затухания складчатости [122, 124].

В состав плагиигранитов входит кварц, олигоклаз, мусковит и биотит. Среди аксессуаров много граната и апатита. Структура их гипидиоморфнозернистая, текстура массивная со следами рассланцевания. В химическом отношении плагииграниты пересыщены кремнеземом и глиноземом, богаты щелочами, которые находятся в почти равных соотношениях (табл. 8, ан. 9).

**Петрохимические особенности и формационный анализ.** Химический состав метаизверженных пород представлен в табл. 8. По систематике А. Н. Заварицкого (рис. 14, 15), почти все они относятся к известково-щелочному типу. Большинство пород деловецкого комплекса имеет ридолит-дацитовый состав. Они характеризуются пересыщенностью глиноземом и относятся к известково-щелочным породам типа Пеле и Лассен-Пик (рис. 15). Метаморфизованные породы основного состава имеют более щелочной характер (типы Сан-Франциско и Йеллоустонского парка), а многие точки этих пород из белопотокского комплекса размещены даже правее крайней известково-щелочной кривой (рис. 14). По петрохимическим характеристикам А. Н. Заварицкого, отмечается родство гнейсо-гранитов яворникового типа с очковыми (микроклиновыми) гнейсами белопотокского комплекса (рис. 14) и плагиигранитов с ортоамфиболитами деловецкого комплекса (рис. 15). Эти данные свидетельствуют о возможной генетической связи этих пар пород. Для последней пары они подтверждают предположение о более молодом возрасте части амфиболитовых (проблематичных первично габбро-ди-

абазовых) пород. Такое родство предполагается для плагиогранитов с мелкими дайками ортоамфиболитов окрестностей села Костылевки [96].

Исходя из данных о дометаморфической природе пород стратифицируемых толщ фундамента и характера их сложения, согласно приня-

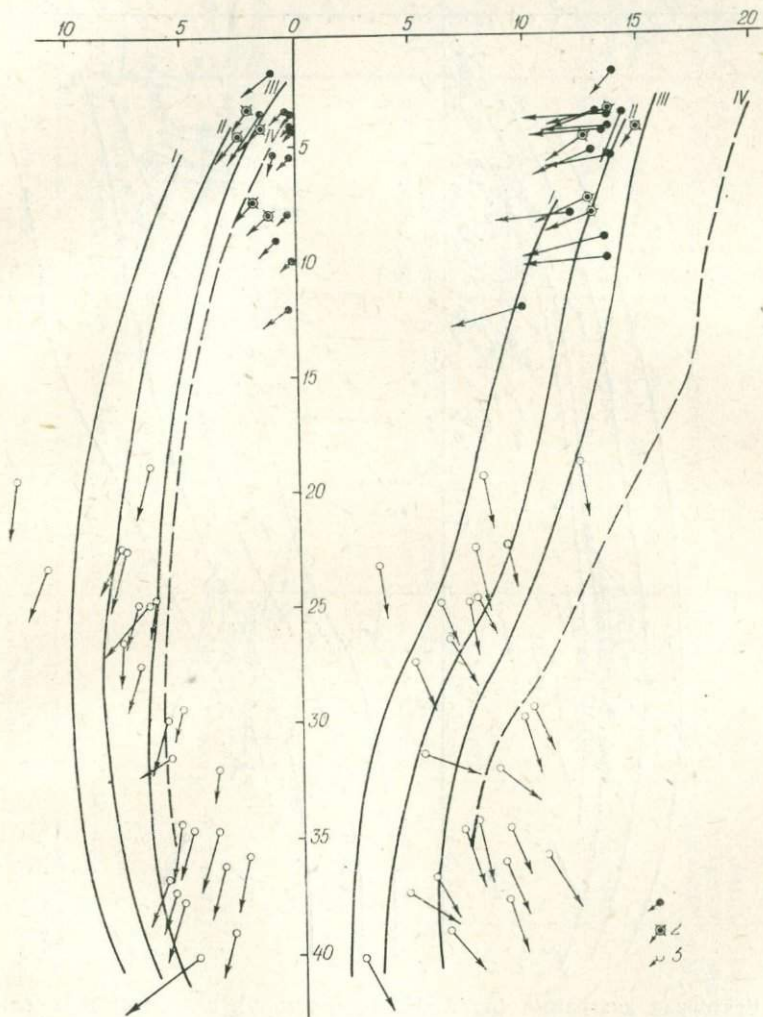


Рис. 14. Векторная диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для метаизверженных пород белопотокского комплекса.

Известково-щелочные типы пород: I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Йеллоустонского парка, IV — Сан-Франциско. 1 — гнейсо-граниты яворникового типа; 2 — очковые (микроклиновые гнейсы); 3 — амфиболиты.

той схеме стратиграфического расчленения выделяется два крупных цикла древней седиментации и магматизма, отличающихся своеобразием осадконакопления и магматической деятельности. Продукты

первого (белопотокского) цикла магматизма можно отнести к однородной (слабодифференцированной) формации (табл. 9). Первичная природа и возраст гнейсо-гранитов яворникового типа остаются ди-

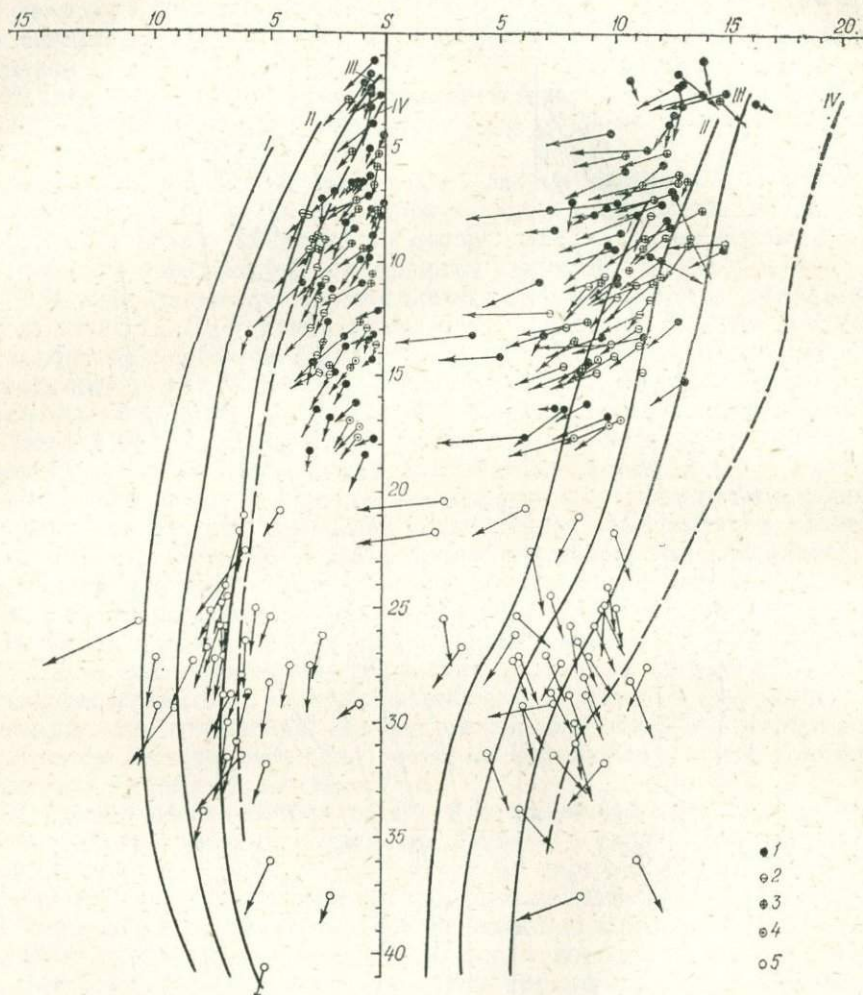


Рис. 15. Векторная диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для метазверженных пород деловецкого комплекса.

Известково-щелочные типы пород: I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Йеллоустонского парка, IV — Сан-Франциско. 1 — метаэффузивы кислого состава; 2 — порфиридные гнейсы; 3 — гранито-гнейсы типа Рарзу—Черный Див; 4 — плагιοграниты; 5 — ортосланцы основного состава и амфиболиты.

скусионными. Их происхождение, как и очковых гнейсов, связывается с процессами ультраметаморфизма, поэтому более детально рассматривается в следующем разделе.

## Доверхнепалеозойские магматические формации

Цикл складчатости	Этап геотектонического развития	Группы формаций	Формация (формационный тип)	Геологическое положение	Возраст	Форма залегания	Состав пород	Связь полезных ископаемых
Байкальский	Геосинклинальный	Спилито-кератофировая	Спилито-диабазовая		Верхний протерозой?	Согласные залежи, штокообразные тела, дайки и жилы	Амфиболиты, редко амфиболовые сланцы	Никель-кобальтовая жильная минерализация (?)
	Орогенный	Ультраматаморфическая	Аллохтонных или реоморфических перемещенных гранитов	Гнейсо-кварцито-сланцевая свита белопоптовского комплекса		Штокообразные тела и согласные инъекции	Гнейсо-граниты яворникового типа, очковые гнейсы (?)	Молибденовая акцессорная минерализация
Каледонно-герцинский	Геосинклинальный	Спилито-кератофировая	Спилито-диабазовая	Сланцево-кварцито-карбонатная свита деловецкого комплекса	Нижний палеозой	Согласные пластовые тела или линзы, дайки	Хлоритовые, эпидот-хлоритовые, эпидот-хлорит-амфиболовые и актинолитовые сланцы, редко амфиболиты	Железо-марганцевые месторождения и рудопрооявления
			Кварц-кератофировая	Порфиroidно-сланцевая свита деловецкого комплекса		Согласные пластовые тела или линзы, редко штоки	Порфиroidы, туфитоиды, порфиroidные гнейсы	Колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопрооявления
	Ранний орогенный	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Субвулканических гранитов	Породы деловецкого комплекса	Нижний карбон	Штокообразные тела	Гранито-гнейсы типа Парзу—Черный Див	Золоторудная минерализация (?)
	Поздний орогенный		Габбро-диорит-гранодиоритовая	Породы деловецкого комплекса		Штоки и дайки	Плагииграниты, ортоамфиболиты (?)	Полиметаллические жильные месторождения и рудопрооявления (?)

Магматические образования второго (деловецкого) цикла представляют собой типичный пример контрастно-дифференцированной (базальт-липаритовой) формации. В пределах этой формации (спилито-кератофировая группа по [83]) выделяются базальтовый (спилито-диабазовый) и липаритовый (кварц-кератофировый) формационные типы (табл. 9). Характерной особенностью контрастной формации является широкое распространение дифференциатов кислого состава при подчиненном значении основных пород, что сближает ее с контрастной базальт-липаритовой формацией Рудного Алтая [178]. Гранито-гнейсы типа Парэу отнесены к формации субвулканических гранитов, а плагиограниты к габбро-диорит-гранодиоритовой формации (табл. 9).

**Карбон—пермский вулканизм.** С поздними стадиями развития герцинской геосинклинали связаны проявления вулканизма в карбоне и перми. Продукты вулканизма в образованиях карбона представлены кластолавами среднего и основного состава, а также их обломками [68], встречаются микропрослойки эффузивного материала с микролитовой структурой, близкого по составу к андезитам. Более распространены вулканогенные образования среди пермских отложений. Они составляют основную часть разреза средней вулканогенно-осадочной подсистемы пестроцветной толщи и представлены класто- и туфолавами кислого состава и туфогенными песчаниками. Основная масса кластолав фельзитового типа состоит из тонко раскристаллизованного и интенсивно измененного (серицитизированного и хлоритизированного) вулканического стекла. Отмечены обломки эффузивов кислого (между риолитом и дацитом) состава с реликтами перлитовой структуры [68]. По классификации Ю. А. Кузнецова [83], позднепалеозойские вулканогенные образования можно отнести к ряду эффузивных формаций базальт-андезит-липаритовой группы.

**Мезозойский магматизм.** Среди мезозойских магматических образований Карпат по петрографическим признакам и в какой-то мере в возрастном отношении выделяется два главных комплекса изверженных пород: офиолитовый и спилито-кератофировый. Существуют также предположения о наличии в Советских Карпатах верхнемелового магматизма банатитового комплекса. К нему относят эксплозивные брекчии с цементом андезитового состава и незначительные инъекции диоритов и диорит-сненитов в Мармарошском массиве [17], а также пластовые и штокообразные интрузии микрогранитов и микрогранодиоритов, прорывающие мел-палеогеновый флиш в районе Дубрыничей, и лампрофиры Раховского и Чивчинского районов [99]. Однако эти данные недостаточно обоснованы и требуют дальнейшего изучения, некоторые из них находятся даже в противоречии с другими фактами.

В *офиолитовом комплексе* объединяются породы основного и ультраосновного состава, взаимоотношения между которыми точно не установлены. Более широко развиты породы основного состава. Главными районами развития пород офиолитового комплекса является Мармарошская зона. По А. Л. Кривину [80], эти породы образуют офиолитовый (Мармарошский) пояс вдоль северо-западной периферии Мармарошского массива, контролирующийся древним тектоническим швом, который он называет глубинным разломом. Данный пояс про-

слеживается от реки Сарата (левые притоки) через вершины гор Попадья, Чивчин, Петрос, Поп Иван, потоки Камеѣный, Челынь, Риноватый до бассейна реки Теребля.

Основные изверженные породы представлены эффузивными, интрузивными и жильными образованиями. Эффузивные породы, пространственно связанные главным образом с карбонатными и кремнистыми толщами, имеют региональное развитие. Интрузивные породы представлены небольшими залежами, дайками и жилами, как правило, незначительных размеров. Крупные интрузивные тела встречаются редко, чаще отмечаются дайки, особенно в пределах Мармарошского массива. В петрографическом отношении эффузивные и интрузивные породы иногда трудно отличимы.

**Эффузивные породы** офиолитового комплекса образуют потоки лав, переслаивающихся с туфами и осадочными образованиями. Они объединены в вулканогенно-осадочную свиту верхней юры, названную чивчинской [112]. Наиболее полный разрез чивчинской свиты прослеживается на северном и северо-восточном склонах горы Чивчин, где по ориентировке подушек в pillow-лавах подтвержден вывод З. Паздро об опрокинутом залегании слоев [235]. С учетом этого была восстановлена нормальная стратиграфическая последовательность выделенных подсвит [112]: нижней (250—425 м), представленной спилитизированными порфиритами, лаво- и туфобрекчиями андезито-базальтового состава с отдельными горизонтами туфов и яшмовидной кремнистой породы; средней (60—100 м), сложенной туфогенными известняками и известковистыми конгломерато-брекчиями с включениями вулканических бомб, а иногда с примесью туфового материала в заполнителе; верхней (25—220 м), состоящей из плитчатых известняков с прослойками глинистых сланцев и туфов. Последняя подсвита на несколько лет раньше была выделена по Каменному потоку в районе Рахова в самостоятельную «каменнопотокскую свиту» и отнесена к верхам юры—низам неокома [89].

По составу (табл. 10, ан. 1, 2) и текстурно-структурным особенностям среди вулканогенных образований выделяются диабазы, диабазовые порфириты, спилиты, туфы и туффиты, туфолавы и туфобрекчии соответствующих пород, а также туфогенные конгломераты и известковистые конгломерато-брекчии с включениями вулканических бомб. В петрографическом отношении эти породы различны только по структурным признакам. Наличие спилитизированных разностей и спилитов подтверждает их повышенной щелочностью (табл. 10, ан. 2) и текстурными особенностями.

Иногда отмечаются породы, близкие к габбро-диабазам, отличительной особенностью которых является повышенное (до 40—45%) содержание темноцветных минералов, представленных в основном моноклинным пироксеном и очень редко оливином. Структура пород обычно офитовая, долеритовая, реже интерсертальная.

В Чивчинах описаны альбитовые диабазы с высоким содержанием амфибола типа уралита, которые в структурном отношении (офито-интерсертальная структура) близки к альбитизированному и уралитизированному долериту [235].

Химический состав мезозойских изверженных пород офиолитового (1—5) и спилито—кератофирового (6—10) комплексов

Компонент	1		2		3		4		5	
	Колебания	Сред- нее	Колебания	Сред- нее	Колебания	Сред- нее	Колебания	Сред- нее	Колебания	Сред- нее
SiO <sub>2</sub>	42,12—53,20	46,28	29,00—54,80	47,37	45,49—49,26	48,45	45,21—49,44	46,41	35,02—40,59	39,40
TiO <sub>2</sub>	0,11— 3,24	1,63	1,24— 3,10	2,04	0,77— 1,95	1,38	1,25— 2,95	2,07	0,05— 0,23	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,39—26,82	16,31	11,51—22,89	16,94	14,69—18,02	15,71	13,36—18,10	15,43	1,81— 3,93	2,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,54— 9,43	5,68	2,49—13,81	6,26	1,38— 5,50	3,18	0,57— 5,13	2,34	3,28— 8,24	5,83
FeO	1,88—10,13	5,90	1,40— 8,68	4,82	5,56— 7,63	7,41	4,92— 9,54	8,04	0,20— 5,05	2,88
MnO	сл. — 0,30	0,22	0,04— 0,35	0,13	0,12— 0,45	0,22	0,07— 0,35	1,15	0,08— 0,26	0,08
MgO	2,55— 9,23	4,97	1,23— 5,62	3,67	4,68— 8,18	0,57	4,45— 8,18	6,37	19,78—38,59	33,77
CaO	1,88—15,60	8,22	2,15—24,19	6,12	4,99—11,79	8,10	4,69— 8,53	7,28	0,26—13,35	3,26
Na <sub>2</sub> O	0,66— 5,88	3,31	2,00—6,97	4,61	2,68— 5,34	4,05	2,91— 5,30	3,74	сл. — 0,38	0,18
K <sub>2</sub> O	0,15— 3,54	0,76	0,18— 3,01	1,11	0,15— 0,94	0,65	0,71— 2,81	1,85	0,06— 0,12	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00— 0,58	0,34	сл. — 1,48	0,48	0,13— 0,93	0,29	0,43— 1,26	0,68	0,00— 0,05	0,01
H <sub>2</sub> O	0,13— 1,27	0,45	0,10— 1,50	0,72	0,29— 0,93	0,51	0,17— 0,47	0,34	1,14— 3,12	1,40
П.п.п.	2,19—11,81	4,11	2,25—19,73	6,65	3,41— 6,71	3,21	1,84— 6,64	3,92	10,42—34,21	14,72
n	22		23		9		8		7	

Компонент	6		7		8		9		10	
	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее	Колебания	Среднее
SiO <sub>2</sub>	38,80—59,68	49,10	29,50—53,71	45,23	47,01—64,71	57,87	30,73—44,73	39,61	30,22—58,48	45,88
TiO <sub>2</sub>	0,41— 1,65	1,22	1,05— 1,90	1,55	0,20— 1,48	0,66	2,10— 4,05	2,49	1,67— 4,10	2,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,26—20,32	15,75	11,07—20,17	18,81	15,58—19,42	16,71	10,38—18,67	14,27	8,68—16,40	13,79
FeO	4,83—11,39	6,37	2,07— 9,83	6,32	1,65— 7,18	4,45	6,87—15,38	8,89	4,61— 9,36	6,88
	0,66— 6,16	3,91	0,50—11,79	3,39	сл.— 5,83	2,40	0,71— 4,30	2,45	0,27— 5,96	2,49
MnO	0,07— 0,24	0,13	0,05— 0,60	0,18	0,06— 0,21	0,13	0,04— 0,27	0,16	0,03— 0,18	0,09
MgO	0,80— 3,51	2,77	0,74— 7,48	2,81	0,12— 3,40	0,79	1,38— 4,76	2,88	0,76— 5,30	2,99
CaO	3,37—11,36	6,21	5,46—23,91	10,08	0,56— 8,23	4,14	6,49—16,90	10,66	3,44—21,56	9,91
Na <sub>2</sub> O	2,23— 6,76	4,55	1,99— 6,19	4,51	4,25— 9,69	6,00	0,20— 2,36	1,62	1,33— 6,34	3,09
K <sub>2</sub> O	0,42— 3,31	1,96	0,62— 2,04	1,18	0,19— 7,05	2,72	2,22— 6,24	4,23	0,62— 5,22	1,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17— 0,37	0,30	0,22— 0,63	0,50	0,05— 0,52	0,26	0,07— 1,88	0,78	0,38— 2,19	0,67
H <sub>2</sub> O	0,24— 1,83	0,74	0,19— 2,23	0,72	0,13— 0,78	0,20	0,23— 3,14	2,68	0,51— 3,14	1,13
П.п.п.	2,27— 8,68	5,50	3,47—17,37	8,34	0,50— 7,58	2,46	3,48— 8,94	10,99	3,67—18,80	9,88
n	10		11		12		9		12	

Примечание: 1 — диабазы, диабазовые порфириты и их туфы вулканогенно-осадочной (чивчинской или каменнопотокской) свиты; 2 — спилиты и спилитизированные диабазы той же свиты; 3 — габбро-диабазы и близкие к ним породы; 4 — амфиболовые лампрофире; 5 — серпентинизированные лерцолиты и серпентиниты; 6 — диабазы, диабазовые порфириты и их туфы так называемой тростянской толщи; 7 — спилиты той же толщи; 8 — кератофиры той же толщи; 9 — калиевые диабазы (включая калиевые спилиты и калиевые андезито-базальтовые порфириты); 10 — породы александровского горизонта (окрестности Горынчево), описанные как спилиты, кератофиры и афировые андезиты; n — количество анализов. Составлено по литературным источникам [168, 78, 81, 95, 124, 104, 235, 112—114] с учетом 40 неопубликованных анализов.

Диабазы, диабазовые порфириды и особенно спилиты местами изменены вторичными процессами настолько, что диагностика породы иногда затруднительна. Чаще всего вкрапленники и микровкрапленники всех минералов альбитизированы и замещены карбонатом либо хлорито-соссюритовым агрегатом. Такие же изменения наблюдаются в микролитах и стекловатом мезостазице, который почти всегда окрашен гидроокислами железа. Местами интенсивно проявляется лейкоксенизация. Названные вторичные минералы, особенно кальцит и хлорит, нередко выполняют миндалины, в которых встречаются также пренит, лотрит, халцедон.

Большая роль в строении вулканогенно-осадочной толщи принадлежит породам смешанного известково-туфогенного состава со строматолитами, которые представлены туфогенными конгломератами, туфобрекчиями с включениями известняка и известковыми конгломерато-брекчиями с включениями вулканических бомб, иногда с примесью туфового материала в заполнителе. Наиболее интенсивно они развиты на горе Чивчие и Каменном Потоке. Туфогенные конгломераты валунные, преимущественно грубослойные с пропластками и линзами туфов. Они сложены главным образом валунами и обломками светло-серого рифогенного известняка, а также глыбами туфа, вулканическими бомбами и лапилями.

**Интрузивные породы** основного состава имеют локальное развитие и обычно представлены небольшими телами габбро-диабазов, габбро-порфиритов, офанитовых диабазов, габбро-диоритов, габбро-долеритов и других типов пород. Основными районами их развития являются Мармарошский массив и подзона Мармарошских утесов.

В подзоне Мармарошских утесов известны многочисленные выходы диабазов, габбро-диабазов, габбро и близких к ним пород, часто совместно с серпентинизированными ультрабазидами, в основном сосредоточенные вблизи ее надвига на более северные структурные элементы Внешних Карпат. Утесовые выходы этих пород тесно связаны с полосой песчаников и алевролитов соймкульской свиты и реже встречаются в районах распространения осадочных отложений каменнопотокской и каменелинской свит. Взаимоотношения этих глыбовых выходов с окружающими породами свидетельствуют о том, что в одних случаях они являются составной частью гигантского тектонического меланжа, в других — типичными олистолитами. Так, в бассейне ручья Монастырского (левый приток Теребли) среди соймкульских псаммито-алевритовых образований наблюдаются глыбовые включения небольшого размера зеленовато-серых диабазов массивной текстуры, представляющих собой несомненные олистолиты, то есть оползшие и захоронившиеся в процессе осадконакопления глыбы. Значительные глыбовые выходы серпентинизированных основных и ультраосновных пород сосредоточены в бассейне Большой и Малой Угольки. В этом сложном по своему геологическому строению районе среди песчаников и алевролитов соймкульской свиты (эльб—сеноман), кроме небольших диабазовых тел, известны два выхода габбровых пород по ручью Каменскому (правый приток Большой Угольки) и на горе Каменной.

Среди основных интрузивов наиболее развиты габбро-диабазы и близкие к ним разновидности. Это зеленые и темно-зеленые породы с диабазовой, диабазово-офитовой, призматически-зернистой и пойкило-офитовой структурой, состоящие из основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, опациitized роговой обманки, аксессуарных минералов (пирита, хромита и титаномагнетита) и целого ряда вторичных минералов (зеленой роговой обманки, биотита, иддингита, серицита, серпентина, хлорита, эпидота и др.). По составу основные интрузивные породы непостоянны и колеблются от кварцевого до ультраосновного габбро [95]. Появляются разновидности, сильно обогащенные моноклинным пироксеном, что сближает их с авгититами. Вместе с тем возникают пересыщенные плагиоклазом вариации, которые соответствуют габбро-лабрадоритам [78]. Большая гамма петрографических разновидностей основных пород, отличающихся минеральным составом и структурой, выявлена в поясе гипабиссальных тел в бассейне ручья Квасный (Мармарошский массив): габбро-диабазы, диабазы, долериты, диабазовые, долеритовые и плагиоклазовые порфириты, конгодиабазы, конгодолериты и др. [74].

**Жильные породы** представлены лампрофирами [124], к которым принадлежат дайко- и жилообразные тела в метаморфических сланцах Чивчинской части Мармарошского массива (река Перкалаб и юго-восточный склон горы Лостунь) и, вероятно, так называемые «баркевикитовые диабазы» хребта Рыжеватый, ошибочно отнесенные к тешенитам [235]. Судя по абсолютному возрасту этих пород (137 млн. лет), их внедрение соответствует нижнему мелу. Это мелкозернистые породы темно-серого до черного в свежем виде цвета, массивные и крепкие. Имененные разности имеют зеленоватый оттенок, а выветрелые — бурый. Главными породообразующими минералами пород являются плагиоклаз андезинового состава (40—50%) и бурая роговая обманка (30—45%). В незначительных количествах содержатся биотит (1—2%), хлорит (2—3%), рудные минералы (3—4%), лейкоксен (3—4%) и апатит (<0,5%). Вторичные минералы представлены карбонатами (3—5%), кварцем (до 1%), серицитом и эпидотом. В измененных разностях количественно-минералогические соотношения, особенно между первичными и вторичными минералами, сильно нарушаются. В них резко увеличивается содержание вторичных минералов (особенно хлорита, карбонатов). Структура породы панидиоморфнозернистая, призматически зернистая и порфировидная (лампрофировая). Эти данные и особенности химизма (табл. 10, ан. 4) являются главным критерием для отнесения жильных пород к лампрофирам.

Ультраосновные породы обычно тесно связаны с породами основного состава офиолитового комплекса. Разобщенные их выходы (преимущественно серпентинитов) прослеживаются вдоль Главного Мармарошского надвига от бассейна рек Малая и Большая Уголька до бассейна реки Сарата и далее продолжают на территории Румынии [113]. Условия залегания серпентинитов разнообразны. Кроме отмеченных тектонических отторженцев и олистолитов, они встречаются также в виде гальки и валунов в конгломератах верхнего мела.

Сейчас наиболее изученным районом развития ультраосновных по-

род является Малая и Большая Уголька. Серпентиниты Угольки образуют многочисленные глыбы и линзовидные тела мощностью до 100 м и протяженностью до 400 м. Они приурочены к полосе тектонических разрывов, зон рассланцевания и смятия, которая протянулась на 7,5 км среди верхнемеловых отложений подзоны Мармарошских утесов. В этой полосе вместе с серпентинитами выступают отдельные блоки диабазов и габбро, а также интенсивно рассланцованные осадочные породы (черные аргиллиты), литологически резко отличающиеся от вмещающих отложений соймульской свиты верхнего мела.

В бассейне ручья Тушак (левый приток реки Апишица) выходы серпентинитов приурочены к лобовой части надвига Мармарошской зоны на Раховскую и Суховскую зоны и представляют собой тектонический отторженец, то есть тело, выжатое из глубины тектоническими процессами и внедрившееся в более молодые осадочные породы в холодном состоянии в процессе формирования покрова. Предполагается, что 350-километровый серпентинитовый пояс Восточных Карпат относится к триасу-верхней юре. Дальнейшие тектонические перемещения и протрузии происходили в раннем—позднем мелу и неогене [113]. Некоторые исследователи считают, что описываемые породы представляют собой продукт самостоятельной ультрамафической магмы, внедрение которой, вероятно, происходило в конце сеномана или чуть позже [74]. Л. Г. Данилович [58], исходя из позиций «глобальной тектоники», весь офиолитовый пояс рассматривает как реликтовые остатки океанической коры, приуроченные к зоне Беньофа (рис. 11).

Среди ультраосновных пород выделяются перидотиты (лерцолиты), пироксениты и различные продукты их изменения. Лерцолиты, впервые описанные В. С. Соболевым и С. М. Беляковой [159], наблюдаются в виде небольших реликтов среди глубокосерпентинизированных разностей. Они представляют собой средне- и крупнозернистые породы, состоящие из оливина (50—55%), пироксена (35—40%), хромшпинелидов (до 5%), вторичного амфибола (до 2%) и серпентина (до 3%). Процессы серпентинизации приводят к возникновению серпентинитов — наиболее широко распространенных массивных или сланцеватых пород с порфиروبластовой решетчатой структурой. По данным [113], они сложены баститом (до 15%), хризотилом (50—60%), серпофитом и антигоритом (8—10%), рудными минералами (до 10%), иногда бруситом (до 2%). Серпентиниты подверглись процессам карбонатизации, в результате которых образовались карбонатизированные серпентиниты и листвениты. Химизм этих пород непостоянный (табл. 10, ан. 5).

В состав *спилито-кератофирового комплекса* входят главным образом эффузивные породы основного и среднего состава со слабым шелочным уклоном. Наиболее подробно они описаны в работе [95]. Выходы пород данного комплекса образуют три полосы с общекарпатским простиранием. В пределах каждой полосы породы характеризуются определенным возрастом и составом.

Первая полоса представлена небольшими разрозненными выходами в виде цепочки вулканических и субвулканических пород, которые приурочены к зонам крупных надвигов и прослеживаются в Суховской и Петросской единицах от Черного Черемоша на востоке до бассейна

Тересвы на западе. Выходы этих пород объединены в самостоятельную «тростянецкую вулканогенную толщу» [110, 112].

По данным М. Г. Ломизе, все выходы «тростянецкой вулканогенной толщи» представляют собой тектонические бескорневые отторженцы, зажатые в виде клиньев в зонах дробления, приуроченных к надвигам различных структурно-фациальных зон. В ее строении удается различать, с одной стороны, вулканические брекчии — порфириты, с другой — туфогенные конгломераты и известняки. Возраст вулканогенной толщи считается верхнеюрским, хотя не исключается возможная принадлежность к валанжину. Но, поскольку некоторые выходы эффузивных образований нормально переслаиваются с включающими их меловыми (в большинстве случаев верхнемеловыми) флишевыми породами и не могут рассматриваться как «бескорневые тектонические отторженцы», подобное заключение вызывает возражения. Сомнительным кажется и верхнеюрский возраст эффузивов. По ручью Выпчине в туфах найдены обломки светло-серых известняков с баррем-аптскими аммонитами [107], что подтверждает предположение о послепаптском времени вулканических процессов [81, 95].

Вторая полоса эффузивных пород приурочена к Пьенинской зоне в районе Драгово—Новоселица. Она пространственно связана с клиповыми выходами верхнеюрских известняков среди пуховских мергелей верхнего мела. Для данной полосы характерно развитие эффузивных пород с большим содержанием калия, впервые выделенных под названием калиевые диабазы [95]. Наиболее полные разрезы этих пород имеются в карьерах Большого Каменца и ручья Вульховчик. Породы первого участка рассматриваются одними исследователями как согласные пластовые интрузивные залежи диабазов [81], другими — как эффузивные образования (лавовые потоки), сложенные калиевыми спилитами [104, 154]. М. Г. Ломизе характеризует эти породы как калиевые андезито-базальтовые порфириты [112]. На горе Большой Каменец с кровельной частью крупного клиппа титонских известняков связано межпластовое восьмиметровое тело массивных миндалекаменных диабазов с лавобрекчией, содержащей включения крупных ксенолитов розовых и кремовых криноидных известняков. Почти аналогичные выходы диабазов с лавобрекчиями и агломератовыми лавами вскрываются по ручью Вульховчик и в районе Драгово, где их мощность достигает 20—30 м. По Э. А. Лазаренко, калиевые диабазы переслаиваются с пуховскими мергелями верхнего мела. По мнению Г. М. Ломизе, эти породы ассоциируют с брекчиевидными известняками верхней юры—нижнего валанжина, которые выступают в виде отдельных скалистых утесов среди верхнемеловых пуховских мергелей.

Третья полоса вулканических пород прослеживается среди палеогенового флиша между Пьенинской зоной и подзоной Мармарошских утесов от села Горынчево к хутору Копашинова Поляна, восточнее на горе Кичерела (севернее села Драгово), в окрестности села Широкий Луг и в ручье Кривуля (левый приток реки Лужанка). Аналогичные породы были встречены также значительно севернее утесовых зон, в одном из правых притоков Лужанки [95]. Установлено, что породы этой полосы образуют в Драговской подзоне александровский горизонт мощ-

ностью до 30 м, который залегает среди фаунистически охарактеризованных глинистых отложений турон-коньякского ярусов, выступающих на поверхность в небольших тектонических клиньях в пределах поля распространения палеогена [114]. Это, вероятно, и послужило основанием для отнесения вулканогенных пород третьей полосы к палеогену [95].

Проявление вулканической деятельности фиксируется также в отложениях Черногорской зоны. В районе села Ясини по реке Лопушанка в 4,5—5,0 км выше ее устья в основании толщи песчаного флиша верхнего мела, залегающего на породах яловецкой свиты, встречаются прослойки андезитовых туфов мощностью 1,0—1,5 м с отчетливой псаммитовой кристаллолитокластической структурой [27]. Аналогичное стратиграфическое положение, очевидно, имеют прослойки туфов в отложениях стрыйской свиты, вскрытые Покутской опорной скважиной. Примеси пирокластического материала отмечены среди верхнемеловых отложений стрыйской свиты (скв. Сколе-1) и головнинской серии (село Тершив) Скибовых Карпат.

В составе второго комплекса выделяются спилиты, кератофиры, калиевые диабазы, туфы и туфобрекчии соответствующих пород, а также туфогенные валунные конгломераты. Они сильно изменены вторичными процессами, что затрудняет их диагностику. В разрезе вулканогенных толщ агломераты и туфы часто преобладают над потоками лав. Среди спилитов и кератофиров широко развиты подушечные лавы.

Спилиты обычно обладают миндалекаменной и очень редко массивной текстурой. Цвет их обычно бурый. Структура породы порфирировая, основной массы — гиалопилитовая, а в более раскристаллизованных разновидностях интересерральная. Порфириновые вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом, часто замещенным карбонатом и хлоритом. Редко отмечаются реликты темноцветных минералов (моноклинный и ромбический пироксен, оливин и роговая обманка), замещенные хлоритом, карбонатами и гидроксидами железа. Количество вкрапленников не превышает 20%, а миндалины составляют 30—50% от общей массы породы. Основная масса породы представлена побуревшим стеклом с микролитами альбита.

Кератофиры\* обнажаются совместно со спилитами и диабазами, но обычно залегают выше последних и содержат их в виде ксенолитов [95]. Они обладают массивной или флюидальной текстурой и столбчатой отдельностью, окраска их зеленовато-серая с сиреневатым оттенком, реже бурая. Структура породы в целом порфирировая, основной массы — пилотакситовая и интересерральная, как правило, хорошо раскристаллизованная. Нередки разновидности с порфиривидной и диабазовой структурой. Порфириновые вкрапленники представлены в основном крупными (от 1,0—1,5 до 2—3 см) выделениями плагиоклаза и редко темноцветными минералами (пироксен и амфибол), местами почти полностью замещенными карбонатом, хлоритом и гидроксидами железа. В некоторых разновидностях среди порфириновых вкрапленни-

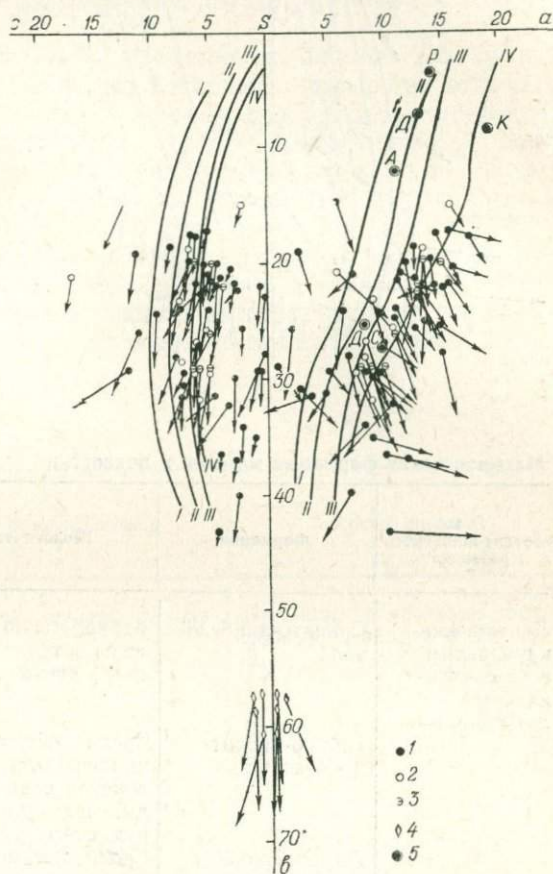
\* Г. М. Ломизе описывает эти породы как андезито-дацитовые разновидности порфиритов.

ков встречается калиевый полевой шпат, который наряду с альбитом отмечается в основной массе. Такие породы, по Э. А. Лазаренко, близки к щелочным трахитам, а при наличии кварца — кварцевым кератофирам. Миндалины в этих породах мелкие (обычно микроскопических размеров и очень редко достигают 0,5 см) и количество их редко превышает 10% общей массы породы. Они выполнены теми же минералами, что и в спилитах.

Калиевые диабазы представлены лавовыми потоками и агломератами. Первые чаще всего перекрываются вторыми. Агломераты обычно превосходят массу лав. Состав и структурные особенности в пределах лавовых потоков изменчивы. В периферийных частях они бурые и миндалекаменные. Под микроскопом наблюдается реликтовая порфиристая структура с вкрапленниками роговой обманки и полевого шпата,

Рис. 16. Векторная диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для мезозойских изверженных пород офиолитового комплекса:

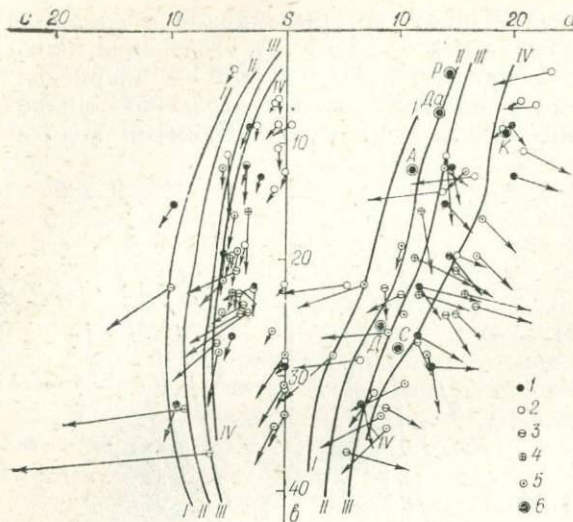
1 — эффузивные диабазы, диабазовые порфириты, порфириты и спилиты; 2 — габбро-диабазы и близкие к ним породы; 3 — жильные породы лампрофирового ряда; 4 — серпентинизированные лерцолиты и серпентиниты; 5 — средний состав пород по Дели: Р — риолиты, Д<sub>а</sub> — дациты, Д — диабазы; К — кератофиры, С — спилиты. Известково-щелочные типы пород: Пеле (I), Лесен-Пик (II), Йеллоустонского парка (III) и Сан-Франциско (IV).



земещенных хлоритом и карбонатом. Основная масса состоит из разложившегося стекла с довольно обильными иголками апатита.

Характерной особенностью описываемых пород является резкое преобладание калия, а иногда почти полное отсутствие натрия (табл. 10, ан. 9). По мнению некоторых исследователей, данное обстоятельство указывает на наличие калиевого метасоматоза [104]. Однако, как отмечают другие авторы [95, 112], этому противоречит постоянство состава диабазов в региональном плане и отсутствие признаков метасоматического происхождения калиевого полевого шпата.

В настоящее время не существует единого мнения и в отношении природы эффузивных пород полосы Горынчево—Широкий Луг (алек-



сандровский вулканогенный горизонт). Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская, впервые описавшие вулканические породы района Горынчево, считают их спилитами, слагающими пластообразную залежь [132]. Е. К. Лазаренко и др. [95] указывают на наличие в этой полосе

Рис. 17. Векторная диаграмма (по А. Н. Заварицкому) для мезозойских изверженных пород спилито-кератофирового комплекса.  
 1 — диабазы и порфиры; 2 — кератофиры; 3 — калиевые диабазы; 4 — афировые андезиты; 5 — спилиты; 6 — средний состав пород по Дели: P — риолиты, Da — дациты, A — андезиты, D — диабазы, C — спилиты, K — кератофиры. Известково-щелочные типы пород: Пеле (I), Лассей-Пик (II), Йеллоустонского парка (III) и Сан-Франциско (IV).

#### Магматические формации мезозоя и палеогена

Этап геотектонического развития	Формация	Геологическое положение	Возраст
Лептогеосинклинальный и геосинклинальный, доорогенный	Спилито-диабазовая	Вулканогенно-осадочная (каменнопотокская или чивчинская) свита	Поздняя юра—валанжин
	Габбро-диорит-диабазовая	Среди осадочных отложений каменнопотокской и каменелинской свит и утесовые выходы, связанные с полосой пород соймульской свиты	Титон—мел
Геосинклинальный, орогенный	Лампрофировая	Среди метаморфических пород деловецкого комплекса	Верхи юры—низы мела
	Гипербазитовая	Тектонические отторженцы и олистолиты среди верхнемеловых отложений	?
	Спилито-кератофировая	Тростянецкая вулканогенно-осадочная толща	Мел
	Калиевых диабазов	Связаны с клипповыми выходами верхнеюрских известняков среди пуховских мергелей	Поздний мел—ранний палеоген (?)
	Спилито-кератофировая	Александровский вулканогенный горизонт	Поздний мел—ранний палеоген (?)
	Андезитовая	Среди отложений стрыйской, головнинской, яловецкой и других свит	Поздний мел
	Липаритовая	Среди отложений менилитовой свиты и кросненских слоев	Олигоцен—низы миоцена

спилитов, кератофиров и их туфов. По данным Г. М. Ломизе [114], вулканиты александровского горизонта обладают структурными и текстурными признаками гиалокластитов и туфов, по составу отвечающих андезитам (табл. 10, ан. 10). Они сложены афировой породой с гиалопилитовой, витрофировой, реже спилитовой микроструктурой, текстуры миндалекаменные с обильным кальцитом, цеолитами и хлоритом в миндалинах.

*Петрохимические особенности и формационный анализ.* По химическому составу (табл. 10) мезозойские изверженные породы отличаются множеством разновидностей. На векторных диаграммах, построенных по методу А. Н. Заварицкого (рис. 16, 17), большинство из них располагается около крайней правой известково-щелочной кривой (в поле ASB), что свидетельствует о щелочном уклоне этих пород. Отмеченный факт трактуется по-разному [235, 160, 78, 95, 124, 112, 17].

По нашим данным, породы офиолитового комплекса образуют на векторной диаграмме два хорошо обособленных поля (рис. 16). Первое обширное поле составляют породы основного состава, которые главным образом сосредоточиваются между кривыми III и IV. На кривой IV и

Таблица 11

Структурная приуроченность	Форма залегания	Состав пород
Мармарошская зона (главным образом вдоль Мармарошского надвига — Радомирской подзоны)	Залежи, пласты, потоки	Диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и их туфы, редко габбро-диабазы
Мармарошская зона (главным образом вдоль Мармарошского надвига — Радомирской подзоны)	Дайки, жилы и штокообразные тела	Габбро-диабазы, диабазы, габбро, габбро-диориты, долериты и др.
Мармарошский массив	Жилы и дайки	Амфиболовые лампрофиры основного состава
Мармарошская зона (главный Мармарошский надвиг)	Штокообразные тела и залежи	Лерцолиты, серпентиниты
Суховская и Петроская единицы	Потоки, пластовые залежи, пласты туфов	Спилиты, кератофиры и их туфы, диабазы, трахиты
Пьенинская зона	Потоки, залежи, нежки, пласты	Калиевые диабазы и их туфы
Пьенинская зона	Пласты туфов, потоки	Спилиты, кератофиры, афировые андезиты
Драговская подзона	Пласты туфов	Туфы андезитового и дацитового состава
Раховская, Дуклянская, Черногорская зоны, Борнславско-Покутская подзона	Пласты туфов	Туфы андезитового и дацитового состава
Береговая и Оровская скибы	Пласты и линзы туфов	Туфы липаритового и дацитового состава

правее (поле ASB) от нее располагаются в основном спилиты, спилитизированные диабазы и жильные породы лампрофирового ряда (табл. 10, ан. 2, 4). Поэтому есть все основания утверждать, что известково-щелочная магма, служившая источником образования офиолитовых изверженных пород жильной фации, имела повышенную щелочность [124]. Второе, очень небольшое, но кучное поле образуют породы ультраосновного состава, которые размещаются между проекциями среднего состава лерцолитов и гарцбургитов по Дели (рис. 16).

По классификации Ю. А. Кузнецова, образования офиолитового комплекса принадлежат к спилито-диабазовой, габбро-диорит-диабазовой и гипербазитовой формациям (табл. 11). Породы лампрофирового ряда, вероятно, также следует относить к самостоятельному формационному типу.

Спилито-кератофировый комплекс в петрохимическом отношении характеризуется наличием не только основных пород, но и дифференциатов более кислого состава со щелочным уклоном (табл. 10, ан. 6—10). Большинство спилитов, кератофиров и калиевых диабазов располагается (рис. 17) между кривой III и IV, на кривой IV и правее от нее (в поле ASB). Некоторый разброс точек и разные направления векторов, очевидно, связаны с интенсивным изменением этих пород. Размещение большинства точек около линии средних составов спилит-кератофир говорит о принадлежности пород второго комплекса к спилит-кератофировой формации. Несколько обособленно стоят калиевые диабазы, которые во всей полосе распространения характеризуются постоянным преобладанием калия над натрием. Это объясняется по-видимому особым составом магмы, и поэтому данные породы целесообразно выделить в самостоятельный формационный тип (табл. 11).

**Палеогеновый и неогеновый магматизм.** Об интенсивной вулканической деятельности в олигоценовое время свидетельствуют находки туфовых прослоев в нижнеменилитовых породах [116], переходных и красненских слоях [27, 64] и, наконец, наличие мощного горизонта дацитовых туфов в верхнеменилитовой свите [31].

А. В. Максимов и Л. М. Рейфман в разрезах Чечвы и Лужанки (Береговая скиба) и по реке Опор (Оровская скиба) в верхней части нижнеменилитовой подсвиты отмечают наличие 1—1,5 м пачки тонко переслаивающихся серых туфов, туфопесчаников и песчаников, при выветривании приобретающих характерный розовый, кирпично-красный и фиолетовый оттенок [116].

Среди отложений верхнеменилитовой подсвиты линзовидный горизонт (максимальная мощность 50 м) светлых голубовато-зеленоватых дацитовых туфов прослеживается по реке Чечва около села Нижний Струтын и в районе нефтепромысла Рыпне. Исходя из условий залегания среди осадочных менилитовых толщ, вулканические породы следует причислять к субаквальным образованиям. Линзовидная форма их залегания (верхнеменилитовые чечвинские туфы образуют короткую толстую линзу) дает также основание для предположения, что центры вулканических извержений находились недалеко. Допустить привнос вулканического материала из отдаленных областей (например, из Закарпатья) нельзя, ибо в этом случае туфы имели бы широкое площад-

ное распространение и вряд ли накапливались бы в виде мощных и быстро выклинивающихся линз.

Г. И. Досин описывает горизонт пирокластических пород мощностью 1—1,5 м среди известковистых аргиллитов верхнекресненских слоев по потоку Рипень [64]. Это мелкозернистые плотные породы синевато-серого цвета с малой темной вкрапленностью. Они состоят из тонкодисперсной основной массы, в которой редко встречаются обломки кристаллов кварца, плагиоклаза № 25—35, рудного минерала, чешуек биотита. Основная масса слабо раскристаллизована, буровато-серого цвета. В ней иногда различаются обломки вулканического стекла. Породы отнесены к пепловым кристалловитрокластическим липаритовым туфам.

Большой интерес представляют туфы, найденные в олигоценых отложениях южнее села Верховина. В левом борту долины Черного Черемоша в 50 м ниже устья ручья Красник среди «переходных слоев» («переходными слоями» называют пачку пород, залегающих у контакта типично менилитовых и кресненских пород) встречаются тонкие (3—5 см) прослойки туфов, переслаивающихся с серыми алевролитами и аргиллитами. Переслаиваясь, эти породы образуют почти пятиметровую, очень характерную в литологическом отношении пачку пород.

Туфы обладают алевролитовой пепельной структурой. Основная масса породы сложена обломками вулканического стекла характерной серповидной формы. Кроме того, в ней содержится значительная примесь обломков плагиоклаза олигоклаз-андезинового ряда. В шлифах местами встречаются единичные зерна глауконита. На некоторых участках туфовых пород встречаются пятнистые скопления окислов железа. Химический состав его (табл. 12, ан. 1) указывает на принадлежность к липарит-дацитово-вой группе туфов. Эти породы, как и рипенские туфы, почти не отличаются от липаритовых туфов чечвинского горизонта верхнемеловой подсветы (средний олигоцен) и имеют много общего с туфами нижнеменилитовой подсветы, обогащенными гидроокислами железа [31].

Петрохимическое изучение предкарпатских и карпатских олигоценых и неогеновых туфов указывает на специфичность химизма этих пород [27]. В поле ASB векторной диаграммы (рис. 18) почти все точ-

Таблица 12

Химический состав олигоценых липаритовых туфов

Компонент	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	76,01	70,16	70,02
TiO <sub>2</sub>	0,23	0,15	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,68	12,41	10,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,38	2,09	2,92
FeO	0,36	—	—
MnO	0,02	—	0,02
MgO	0,86	0,49	1,38
CaO	0,90	2,25	1,80
Na <sub>2</sub> O	2,39	5,48	3,60
K <sub>2</sub> O	1,53	—	1,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,21	—
SO <sub>3</sub>	—	0,16	—
H <sub>2</sub> O-	1,86	1,84	2,60
П.п.п.	3,80	4,88	5,48
Сумма	99,10	100,12	100,44

Примечание: 1 — пепловый туф из кресненских отложений, село Верховина [27]; 2 — пепловый туф из верхнекресненских отложений, поток Рипень [64]; 3 — серый туф из менилитовых отложений, село Чечва [31].

ки располагаются левее линий крайних известково-щелочных серий (тип Мон-Пеле и Лассен-Пик) и линии неогеновых эффузивов Закарпатья.

О более поздней магматической деятельности на территории складчатой области Украинских Карпат свидетельствуют дайки и штоки ан-

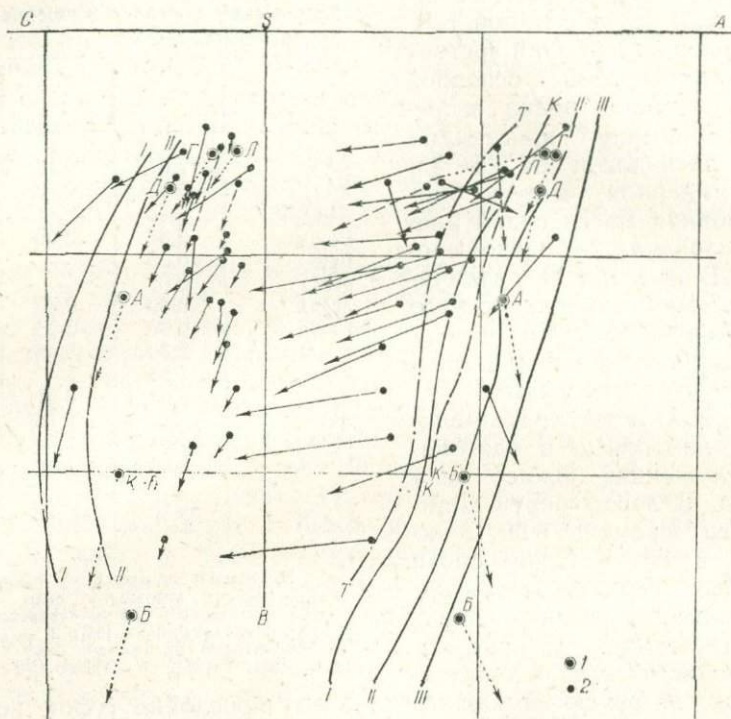


Рис. 18. Векторная диаграмма (по А. Н. Заварнищкому) для олигоценых и неогеновых туфов Советских Карпат и Предкарпатья.

Известково-щелочные типы пород: I-I — Пеле, II-II — Лассен-Пик, III-III — Йеллоустонского Парка IV-IV — Сан-Франциско. 1 — исследованные туфы; 2 — средний состав пород по Дели: Г — граниты, Р — риолиты, Да — дациты, А — андезиты, К-Б — кварцевые базальты, Б — базальты, Т-Т — линия химических составов туфов Карпат и Предкарпатья; К-К — линия химических составов вулканических пород Закарпатья.

дезито-базальтов и оливнивых базальтов в районе Оленево, а также небольшие интрузии микрогранитов и микрогранодиоритов, прорывающие нижнепалеогеновые флишевые породы в окрестностях села Дубричи. Образование этих пород тесно сопряжено с процессами неогенового вулканизма в Закарпатском внутреннем прогибе, который детально охарактеризован в ряде специальных работ.

## Метаморфизм

В формировании пород и оруденения Украинских Карпат значительная роль принадлежит различным процессам метаморфизма: динамотермальному (региональному и локальному), ретроградному (диафторез), контактовому, катакластическому, автометаморфическому, метасоматическому. Наиболее интенсивно они проявились в пределах Мармарошской и Пьенинской зон. С динамотермальным метаморфизмом связано образование мощных толщ разновозрастных метаморфических пород. Другие виды метаморфизма, хотя и выражены довольно четко, в формировании горных пород непосредственного участия не принимали.

С наиболее древней геологической историей связан региональный метаморфизм сравнительно мощной толщи пород, слагающих фундамент Восточных Карпат. Взгляды на эволюцию метаморфических процессов, обусловивших возникновение этих пород, противоречивы [11, 26, 60, 91, 123, 124, 125, 148, 152, 157, 169, 170]. Нами выделяется два древних цикла метаморфизма. С первым (540 млн. лет) связывается образование пород белопотокского комплекса, со вторым (300—330 млн. лет) — пород деловецкого комплекса. В формировании пород фундамента выделяется два этапа: становления и преобразования.

Этап становления включает в себя две стадии регионального метаморфизма: прогрессивную или собственно метаморфическую (в условиях возрастающей температуры) и непосредственно за ней идущую (в условиях падающей температуры) регрессивную или постметаморфическую (гидротермально-метаморфическую). К этапу преобразования относятся различные, преимущественно локальные диафторические, катаклазированные и другие изменения, обусловленные более молодыми тектоническими нарушениями и магматической деятельностью. Следует заметить, что наложенные диафторические изменения нередко трудно отличимы от регрессивных преобразований, происходивших в этап становления. Учитывая это, применительно к региональному метаморфизму следует различать регрессивные преобразования, идущие вслед за прогрессивной стадией (монодиафторез), и низкотемпературные изменения наложенного характера (полидиафторез) [201].

Минералого-петрографическое изучение показало, что в породах кристаллического фундамента развито большое количество как основных породообразующих минералов, определяющих состав породы, так и аксессуарных и второстепенных минералов. По временному и генетическому признакам среди них выделяются: 1) дометаморфические или реликтовые минералы; 2) минералы, образующиеся в период основного регионального прогрессивного метаморфизма; 3) поздние или гистерогенные минералы, образование которых связано с регрессивным метаморфизмом.

Характер метаморфических процессов определяется главным образом минеральными ассоциациями и особенностями состава и свойств минералов двух последних групп. Такие парагенетические ассоциации для равновесно сосуществующих породообразующих минералов представлены в табл. 13.

Прогрессивный региональный метаморфизм обоих циклов сопровождался явлениями метаморфической дифференциации, которая дополняется собирательной перекристаллизацией. В результате этих про-

Таблица 13

Главные парагенезисы породообразующих минералов в метаморфических породах Мармарошского массива

Породы	Минералы прогрессивной стадии метаморфизма	Минералы регрессивной стадии метаморфизма	
	2	3	
Белопотоцкий комплекс			
Слюдяные, слюдяно-гранатовые и другие сланцы, различные пара- и ортогнейсы, кварциты и кварцитовые сланцы	Кв—Пл (№ 15—35)—Би—Гр—	Сер—Хл	
	Му—Ст		
	Кв—Пл (№ 15—30)—Би—Гр—		
	Му—Ст—(Ди)		
	Кв—Пл (№ 25)—Ми—Би—Гр		
	Би—Кв—Пл (№ 15)—Му		
	Би—Кв—Пл (№ 20)—Ми		
	Му—Кв—Пл (№ 25)—Гр		
	Кв—Пл (№ 15)—Ми		
	Кв—Пл (№ 30)—Ми—Му—Би		
Амфиболиты и амфиболовые сланцы	Гр—Би—Му—Пл (№ 30)—Кв—(Кор)	Хл—Кв	
	Кв—Пл (№ 18)—Кшп—Му		
	Рог—Пл (№ 20—25)—Кв—(Гр)		
	Рог—Пл (№ 25—35)—Кв—Гр		
	Рог—Би—Гр—Пл (№ 30)—Кв		
	Рог—Пл (№ 25)—Кв		
Рог—Пл (№ 30)	Кв—Альб—Эп Кв—Альб—Хл Кв—Альб—Хл—Ка Эп—Хл		
Деловецкий комплекс			
Слюдяно-хлоритовые, серицит-хлоритовые и другие сланцы, кварциты и кварцитовые сланцы, метаэффузивы кислого состава, порфиroidные гнейсы и гранито-гнейсы		Кв—Сер—Хл—(Эп—Альб)	Сер—Кв
		Кв—Сер—Хл—Альб—(Эп)	
		Сер—Хл—Кв	
		Сер—Хл—(Эп)	
	Му—Кв—Альб—Кшп		
	Кв—Му—Би—Альб—(Эп)		
	Кв—Му—Би—Хл—(Альб—Эп)		
	Кв—Му—Еи—Альб—Ми		
	Кв—Сер—Субгр—(Альб—Кшп)		
	Кв—Субгр—(Сер)		
Метасланцы основного состава, амфиболиты, известковистые сланцы и мраморы	Кв—Сер—Хл—Гр	Хл—Кв	
	Эп—Хл—Кв		
	Эп—Хл—Альб—Кв—Ка		
	Альб—Хл—(Эп—Сф)		
	Хл—Альб—Ка—Кв		
	Акт—Эп—Хл—Альб—Кв		
	Эп—Альб—Хл—Би—Кв		
	Рог—Альб—Кв—(Эп—Цо—Гр)		
	Рог—Эп—Хл—Акт—Альб—Кв		
	Ка—Кв; Ка—Кв—Сер—Хл;		
Ка—Кв—Дол; Дол—Кв	Кв—Альб—Эп Кв—Ка Эп—Хл—Альб Ка—Ге Альб—Хл—Акт Цо—Хл—Альб Ка—Тр; Ка—Та		

Примечание: Кв — кварц, Пл — плагиоклаз, Би — биотит, Му — мусковит, Ми — микроклин, Кшп — калиевый полевой шпат, Гр — гранат, Ст — ставролит, Ди — дистен, Кор — кордиерит, Сер — серицит, Хл — хлорит, Альб — альбит, Эп — эпидот, Рог — роговая обманка, Сф — сфен, Ка — кальцит, Субгр — субграфит, Акт — актинолит, Цо — цоизит, Та — тальк, Дол — доломит, Тр — тремолит, Ге — гематит. В скобках указаны минералы, редко встречаемые в данном парагенезисе.

цессов обособлялись прослои и линзочки разного состава, придающие породам сланцеватую полосчатую текстуру, а также образовывались порфиробласты полевых шпатов, граната и других минералов.

Прогрессивный метаморфизм первого цикла сопровождался слабыми проявлениями ультраметаморфизма, который выразился прежде всего в образовании очковых (порфиробластических) гнейсов, мигматитов и, возможно, реоморфических гранитоидных выделений. Субстратом этих образований являются плагиогнейсы, подвергающиеся, прежде всего, калишпатизации и окварцеванию. В результате возникают линзы и пластовые залежи очковых гнейсов, близких по составу и другим особенностям к гранитоидам (табл. 8, ан. 3).

Выявленное сходство в морфологии и других особенностях акцессорного циркона из охарактеризованных образований и гнейсо-гранитов яворникового типа дает основание предположить генетическую связь между этими породами. Интрузивный характер залегания гнейсо-гранитов позволяет относить их к аллохтонным или реоморфическим (частично перемещенным) гранитоидам (табл. 9).

Прогрессивный региональный метаморфизм второго цикла дополнялся частичным контактовым метаморфизмом, связанным с воздействием складчатого гранитоидного магматизма. Это явилось одной из причин неравномерности метаморфических преобразований в деловецком комплексе. Наиболее четко они фиксируются в появлении на фоне слабо метаморфизованных сланцев участков более метаморфизованных пород, содержащих порфиробласты граната, биотита, мусковита, редко кордиерита и турмалина, которые располагаются главным образом вокруг гранитоидных интрузий. Ореолы таких изменений наблюдаются на контакте со складчатыми гранито-гнейсами типа Рарэу—Черный Див и с плагиогранитами [123, 124, 147] с абсолютным возрастом 307—340 млн. лет, соответствующими второму циклу регионального метаморфизма.

Регрессивный метаморфизм и диафторез, судя по минеральным парагенезисам, происходил в низкотемпературных условиях фации зеленых сланцев. Он проявляется в довольно широких масштабах, но интенсивность его увеличивается (в частности, полидиафтореза) в зонах тектонических нарушений (рассланцевание, брекчирование, катаклиз).

С регрессивным метаморфизмом связано также возникновение многочисленных и разнообразных по составу жильных образований: кварцевых, кварц-альбитовых, кварц-альбит-хлоритовых, кварц-альбит-эпидотовых, кварц-эпидотовых, эпидотовых, кальцитовых и др., состав которых зависит от характера вмещающих пород. В большинстве случаев эти жилы образуются в регрессивную стадию основного этапа метаморфизма.

Процессы регрессивного метаморфизма нередко сопровождалось явлениями метасоматоза, которые наиболее интенсивно выражены на участках развития различного оруденения. С ними, вероятно, связаны калишпатизация, окварцевание и альбитизация в метаморфических породах, также в основном идущие вслед за прогрессивным метаморфизмом.

Что касается роли диафтореза в метаморфическом минералообразовании, то мы придерживаемся взглядов о локальности их развития в пределах зон тектонических нарушений. Катакластические и диафторические изменения происходили неоднократно, но наиболее интенсивно проявились в мезозойское время и связаны с раннеальпийскими тектоническими и магматическими процессами [171].

Для определения термодинамических параметров метаморфизма были использованы различные геотермометры и результаты экспериментальных исследований по стабильности отдельных минералов. Особое внимание уделялось изучению включений минералообразующих сред. Несмотря на расхождение температур, полученных по разным геотермометрам (табл. 14), отмечаются более низкие их значения для образцовый деловецкого комплекса (300—500°С) по сравнению с белопотокским (450—665°С). Наиболее сопоставимы между собой температуры, определенные по гомогенизации и декрипитации включений, по гранат-биотитовому равновесию и по кривой Ламберта. Максимальные значения температур (600—665°С) для ставролит- и гранатсодержащих пород белопотокского комплекса неплохо согласуются с верхним пределом устойчивости ставролита и мусковита в парагенезисе с кварцем, по данным экспериментальных исследований и теоретических расчетов [61, 117]. Минимальные температуры (300—400°С) для пород деловецкого комплекса близки к верхнему пределу устойчивости осадочных минералов.

Числовое выражение давления при образовании пород фундамента можно охарактеризовать только приблизительно. В породах белопотокского комплекса чрезвычайно редко отмечается дистен, что позволяет оценить верхний предел давления по тройной точке дистен-андалузит-силлиманитового равновесия в 600 МПа. О нижней границе давления судить труднее. Многие породы белопотокского комплекса, очевидно, образовались при повышенных (более 300 МПа) давлениях, о чем свидетельствует широкое распространение альмандинного граната и почти полное отсутствие кордиерита. Правда, в среднетемпературной области (550—650°С) допускается устойчивость альмандина и ставролита до относительно низких давлений (100—200 МПа) [118]. Формирование пород деловецкого комплекса происходило при невысоких давлениях. Об этом свидетельствует широкое распространение граната с

Температуры образования метаморфических пород, оцененные по разным

Метаморфический комплекс	Фашия	По гомогенизации включений		По декрипитации включений в кварце	По геотермометрам Перчука
		в кварце	в гранате		
Белопотокский	Эпидот-амфиболитовая	280—370 (540—620)	320—390 (550—665)	390—460	450—630
Деловецкий	Зеленосланцевая	290—390 (390—470)	—	340—420	410—470

Примечание. В скобках даны температуры с поправкой на давление.

высоким содержанием спессартинового и кальциевого компонентов, устойчивых при более низких давлениях.

Анализ выявленных парагенезисов (табл. 13), особенностей состава и свойств сосуществующих минералов и термодинамических параметров показывает, что породы фундамента имеют неодинаковую степень метаморфизма [125]. Наиболее высокометаморфизованными являются породы белопотокского комплекса. Их метаморфизм отвечает эпидот-амфиболитовой (андалузит-мусковитовых сланцев) фашии [61]. В локальных участках или зонах метаморфизм этого цикла, вероятно, достигал низких ступеней амфиболитовой фашии. Метаморфическое минералообразование в породах деловецкого комплекса в основном происходило в условиях серицит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфашии зеленосланцевой фашии с локальным проявлением контактового метаморфизма.

Типизация прогрессивного метаморфизма в фундаменте Восточных Карпат затруднительна в связи с исключительно редкими находками в составе метаморфических пород полиморфов  $Al_2SiO_5$ . Для этих целей нами использованы более распространенные минералы (биотит, мусковит, гранат), состав которых меняется в зависимости от давления [18, 62] и дает возможность достаточно надежно диагностировать тип метаморфизма (андалузит-силлиманитовый или дистен-силлиманитовый).

Особенности состава названных минералов и другие признаки свидетельствуют о том, что в фундаменте Восточных Карпат имеем дело с зональным (полифашиальным) метаморфизмом [62], который происходил в основном в условиях умеренного давления ( $P_{фл} \approx P_{лит}$ ) и относится к андалузит-силлиманитовому типу. Редкие находки дистена в породах белопотокского комплекса указывают на локальные проявления повышенных давлений (дистен-силлиманитовый тип метаморфизма) при прогрессивном региональном метаморфизме первого цикла.

На роль метаморфизма в изменении химического состава пород существуют противоречивые взгляды. Одни исследователи изменения химического состава пород ставят в зависимость от степени метаморфизма, другие считают, что метаморфизм носит изохимический характер [61]. Сравнение химизма изученных метапелитов и метабазитов из разных комплексов при помощи V-критерия (табл. 15) показывает весьма значимые различия в содержании ряда окислов. Породы белопотокско-

Таблица 14

геотермометрам, °С

По содержанию Sc в биотите (кривая Офтедаля)	По усовершенствованному полевошпатовому термометру Барта	По содержанию парагонитового компонента в мусковите (кривая Ламберта)	По межплоскостному расстоянию линии 0.0.10 в мусковите	По среднему химическому составу метаполитов
560—750		500—650	660—700	493 ± 23
570—700	450—490	300—500	400—600	449 ± 16

## Результаты многомерного дисперсионного анализа (по методу Д. А. Родионова)

Сопоставляемые объекты	Критерий, $V$	Окислы, расположенные в порядке убывания их различающей способности										$\chi^2_{0,05, K}$
------------------------	---------------	---	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--------------------

## В пределах белопотокского комплекса

4—5	44,43	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	SiO <sub>2</sub>	MnO	K <sub>2</sub> O	18,3
-----	-------	------------------	-------------------	-----	--------------------------------	-----	--------------------------------	-----	------------------	-----	------------------	------

## В пределах деловецкого комплекса

14—15	29,48	CaO	MgO	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	FeO					12,6
17—18	12,00											18,3
17—19	55,74	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	MgO	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	TiO <sub>2</sub>	18,3
18—19	22,82	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	CaO	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	18,3
19—21	14,58											12,6
20—21	36,91	FeO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Na <sub>2</sub> O	MgO	SiO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	18,3
21—22	28,29	TiO	FeO	K <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	MnO	18,3
21—24	66,89	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	TiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	MnO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	18,3
22—24	55,78	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	18,3

## Между породами белопотокского и деловецкого комплексов

5—11	43,19	Na <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	SiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	TiO <sub>2</sub>	CaO	K <sub>2</sub> O	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,3
6—12	55,11	Na <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	MnO	SiO <sub>2</sub>				14,1
8—16	33,08	CaO	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			15,5
9—21	66,89	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	SiO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	MnO	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	18,3
9—22	55,78	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub>	18,3
9—24	42,00	K <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	FeO	MgO	Na <sub>2</sub> O	18,3

Примечание. Белопотокский комплекс: 4 — различные гнейсы; 5 — слюдяные сланцы; 6 — гнейсы и слюдяные сланцы; 8 — амфиболиты и амфиболитовые сланцы; 9 — гнейсо-граниты яворникового типа; Деловецкий комплекс: 11 — слюдисто-хлоритовые, хлорит-слюдистые и другие сланцы; 12 — гнейсы и сланцы; 14 — метасланцы основного состава; 15 — амфиболиты; 16 — метасланцы основного состава и амфиболиты; 17 — порфириды липаритового состава; 18 — туфонды; 19 — порфириды дацитового состава; 20 — порфириды и туфонды; 21 — порфиридные гнейсы; 22 — ортогнейсы менчульского типа; 24 — гранито-гнейсы типа Парзу-Черный Див.

го и деловецкого комплексов, как отмечалось выше, отличаются степенью метаморфизма, поэтому имеются все основания утверждать, что химизм метапелитов и metabазитов из этих комплексов зависит не только от химического состава исходных пород, но и от степени их метаморфизма. Выявленное различие в составе гнейсо-гранитов яворникового типа и гранито-гнейсов типа Рарэу—Черный Див еще раз подтверждает их принадлежность к разновозрастным комплексам. Породы отличаются также набором и средним содержанием редких элементов. В частности, образования деловецкого комплекса по сравнению с белопотокским характеризуются повышенным количеством Pb, Zn, Sn, Cu и почти постоянно включают примеси Ag, As, Mo. Это является свидетельством петрогенетического родства этих элементов с данными породами и связи с ними соответствующего оруденения.

В породах чехла Мармарошского массива отмечаются локальные проявления динамотермального метаморфизма. С этим метаморфизмом связано образование мунцелульской (карбон), кузинской (триас), довгорунской и белашевско-головатичской (юра) свит [103]. Для пород этих свит характерны следующие основные минеральные парагенезисы:

для различных сланцев и кварцитов — кварц-серицит (мусковит)-альбит, кварц-хлорит-серицит, альбит-кварц-серицит, кварц-эпидот-хлорит-серицит, альбит-хлорит-серицит;

для мраморизованных известняков и доломитов — кварц-кальцит, кварц-альбит-кальцит, кварц-альбит-кальцит-серицит, кварц-кальцит-доломит, кварц-кальцит-доломит-хлорит.

Приведенные парагенезисы свидетельствуют о низких ступенях метаморфизма зеленосланцевой фации. Судя по абсолютному возрасту, этот метаморфизм имел место в позднем карбоне—ранней перми (302—260 млн. лет), во второй половине триаса (221—196 млн. лет), в поздней юре—нижнем мелу (142—104 млн. лет) и соответствует времени диафтореза пород фундамента.

Термодинамические условия и эволюция этого метаморфизма изучались В. И. Лашмановым. По результатам многочисленных замеров температуры гомогенизации включений в метаморфическом кварце установлено, что температура гомогенизации изменялась в пределах от 130 до 270°С, причем повышенная температура гомогенизации (210—270°С) наблюдалась на участках, прилегающих к разломам. Давление, определенное по устойчивости слюд политипа 1M, оценено в 80—160 МПа. Количественная оценка превращений осадочных пород в метаморфические, проведенная с помощью атомно-объемного метода В. А. Рудника, показала, что интенсивность миграции элементов значительно возрастала с приближением к зонам разломов. При образовании филлитов происходил привнос Si, Fe<sup>+3</sup>, SO<sub>3</sub>, кое-где K и Al, Ca выносился, а остальные элементы характеризовались переменным знаком миграции. Преобразование алевролитов в филлитовые сланцы сопровождалось удалением Si, Fe<sup>+2</sup>, Mg, Ca, привнесом Al, Fe<sup>+3</sup>, Mg, K, Na, H<sub>2</sub>O и иногда SO<sub>3</sub>. Мраморизация как доломитовых, так и кальцитовых известняков происходила с уменьшением количества Si, Al, Mg, с увеличением Fe, SO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O<sup>-</sup> и сопровождалась колебаниями Mg, Ca,

K, Na и CO<sub>2</sub>. Неравномерность метаморфических превращений пород в пределах всего разреза мезозойского чехла, очевидно, связана со специфическими условиями развития района.

Весьма разнообразные и интенсивные метаморфические преобразования характерны для мезо-кайнозойских магматических пород, которые выразились, прежде всего, в различных автометаморфических и метасоматических изменениях [95].

В основных породах офиолитового комплекса устанавливается два типа изменений. Первый из них характеризуется полным замещением темноцветных минералов и, возможно, стекла хлоритом, карбонатами, кварцем и гематитом. Редко в псевдоморфозах по темноцветным минералам встречается эпидот, лотрит и пренит. Плаггиоклазы в этом случае оказываются только альбитизированными. Второй тип изменений отличается свежестью или частичным замещением пироксена и нацело замещенным плаггиоклазом. Изменения первичных минералов в диабазах, габбро-диабазах, диабазовых порфиритах и их туфах с образованием различных вторичных минералов связаны с явлениями автометаморфизма.

Ультраосновные породы в значительной степени преобразованы вторичными изменениями, происходившими, очевидно, в два этапа. Первоначально гипербазитовые породы были интенсивно серпентинизированы и превращены в типичные серпентиниты, в свою очередь, подвергавшиеся процессам карбонатизации, в результате которых образовались карбонатизированные серпентиниты и листвениты.

Породы спилито-кератофирового комплекса также глубоко проработаны послемагматическими процессами, которые привели к изменениям, типичным для спилито-кератофировых формаций вообще. Плаггиоклазы в них полностью альбитизированы, а темноцветные минералы замещены хлоритом, карбонатами и гематитом с сохранившимися местами реликтами моноклинного пироксена. Для этих пород, особенно для спилитов, характерно наличие большого числа миндалин и прожилков, выполненных в основном кальцитом и хлоритом, реже халцедоном и цеолитами.

Вопросы происхождения спилитов и кератофиров остаются до сих пор неизученными. В последнее время почти все исследователи отрицают наличие особых спилитовых и кератофировых магм со специфическим химизмом и связывают образование этих пород с условиями их формирования или преобразованием в своеобразной обстановке геосинклинали складчатой области. По Д. С. Коржинскому, спилитизация представляет собой метаморфический процесс, подобный пропицитизации, который не может осуществляться на малых глубинах. Зеленокаменный (спилито-диабазовый, кератофировый) облик излившихся пород обусловлен не начальным натровым составом магмы и не спецификой излияний в подводной обстановке, а последующим их метаморфизмом [76]. В исследуемом регионе процессы метаморфизма, очевидно, не являлись единственной причиной возникновения спилитов и кератофиров. В их образовании, наряду с метаморфизмом, немаловажную роль играла геологическая обстановка, в которой происходило формирование вулканических толщ.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории Украинских Карпат известны месторождения разнообразных полезных ископаемых, среди которых первостепенное значение принадлежит углеводородам. К нефтегазоносным районам относятся северные скибы Скибовой зоны, с территорией которых связаны такие давно известные нефтегазовые месторождения, как Бориславское и Битковское.

На южном склоне Украинских Карпат известны также рудопоявления железа, марганца, меди, сурьмы, мышьяка, фосфоритов, доломитов, мраморов, известняков и других полезных ископаемых.

Большие перспективы для дальнейшего развития сети курортов и санаториев открывают богатые и разнообразные по составу лечебные источники.

### Горючие ископаемые

**Нефть и газ.** На территории Карпатской складчатой области известны многочисленные поверхностные нефтегазопоявления, а также действующие (Битковский промысел, Сходницкая группа месторождений) и давно заброшенные (Козевское, Лугское и др.) месторождения.

Ниже приводим краткую характеристику нефтегазоносности отдельных структурно-фациальных зон складчатой области Карпат.

На территории Скибовой зоны, кроме Битковского и Бориславского месторождений и действующих промыслов в районе Сходницы и Стрельбич, известны нефтегазоносные структуры (Погар, Побук Великий, Дихтинец и др.) и поверхностные выходы нефти. Скопления углеводородов приурочены к песчаниковым горизонтам мелового и литологического флишевого комплекса, имеющего в области Восточных Карпат широкое территориальное развитие. Битковское месторождение полностью связано с перекрытой покровом Береговой скибы частью Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, и поэтому более подробно остановимся только на освещении Бориславского месторождения, в пределах которого, кроме глубинных складок, объектом эксплуатации служат нефтегазоносные горизонты аллохтона Скибовой зоны.

Бориславский нефтепромысел расположен юго-западнее Дрогобыча на контакте Оровской и Береговой скиб с Внутренней зоной Предкарпатского прогиба. На территории Оровской скибы картируются четыре чешуи; самая северная из них названа Мражницкой и входит в состав

Бориславского месторождения (участки Мириам и Мражница). В плане эта чешуя представляет собой опрокинутую к северо-востоку и надвинутую на палеогеновые породы Береговой скибы антиклиналь, сложенную верхнемеловым флишем и ямненскими песчаниками. Нефтяная залежь в Мражницкой чешуе приурочена к линзовидно выклинивающимся, сильно трещиноватым песчаникам стрыйской свиты. Первый нефтеносный горизонт был вскрыт скв. Стандарт-1 на глубине 202 м.

Несколько позже более глубокими скважинами были обнаружены еще два горизонта: один — на глубине 964 м, второй — 1115 м. Начальные дебиты скважины обычно не превышали 20 т в сутки и со временем стабилизировались в пределах 100—200 кг. Первый период разработки залежи характеризовался упругим режимом, который со временем перешел в режим растворенного газа и, наконец, в гравитационный.

В 50-х годах на участке Мириам предпринята попытка добычи нефти шахтным способом. Незначительные притоки нефти и сравнительно высокая ее себестоимость вскоре заставили отказаться от этого метода добычи.

Нефтегазонасной оказалась вторая чешуя — Оровская, в пределах которой углеводороды приурочены к породам ямненской и стрыйской свит. Дебиты скважин оказались низкими, но весьма постоянными и долговечными. Примером может служить скв. Фаустина-1, которая, находясь в эксплуатации с 1923 по 1935 гг., дала 1030 т нефти.

В строении более северной Береговой скибы принимают участие палеоцен-олигоценные отложения, образующие крупную чешуеобразную антиклинальную структуру, опрокинутую к северо-востоку. Нефть из ямненских песчаников этой структуры получена в 1914 г. на глубине 498 м. В настоящее время здесь находится в эксплуатации промышленный участок МЭП (первые буквы старых промыслов — Мери, Эквивалент и Польшин). Для поддержания добычи на этом участке осуществляется многозабойное бурение, а также с 1954 г. производится закачка воды и пара.

Вдоль фронта надвига Береговой скибы на Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба прослеживается Бориславская глубинная антиклиналь, сложенная на поверхности соленосными отложениями вортыщенской свиты (миоцен), которые совместно с нижележащими глинистыми породами поляницкой свиты играют роль непроницаемой крышки. На глубине Бориславская нефтеносная структура представлена лежащей, надвинутой к северо-востоку складкой, сложенной в ядре менилитовыми отложениями, эоценом и палеоценом. Южное крыло складки очень пологое (угол падения не превышает 15—20°) и далеко уходит под надвинутый комплекс Береговой и Оровской скиб. Северное крыло срезается плоскостью надвига.

К вортыщенским отложениям и частично к верхней части поляницкой свиты приурочено озокеритовое месторождение, которое принесло Бориславу мировую известность. Достаточно напомнить, что уже в 1873 г. добыча озокерита достигла рекордной цифры — 19 650 т. Озо-

керит в Бориславе добывался на различных горизонтах, самый мощный из которых находился на глубине 250 м.

В Бориславской складке углеводороды приурочены как к миоценовым, так и к палеогеновым отложениям. Среднесуточные дебиты отдельных скважин из неогеновых песчаников воротыщенской свиты не превышали нескольких килограммов. Небольшой удельный вес в общем балансе также нефти, получаемой из отложений поляницкой и менилитовой свит. В 1960 г. среднесуточный дебит скважин из этих отложений не превышал 0,6 т [48].

В породах менилитовой свиты нефть содержится в линзовидных песчаниковых пачках, начальные дебиты скважин из которых в прошлом достигали до 200 т/сутки. В 1960 г. суточная добыча из этих горизонтов не превышала 1,2 т.

Основными нефтегазоносными горизонтами Бориславской складки являются эоценовые отложения. Самый мощный горизонт приурочен к кровле верхнего эоцена и известен под названием «бориславского песчаника» (мощность 10—40 м), из которого получено почти половину всей нефти, добытой на Бориславском месторождении. С этим горизонтом связаны дебиты скважин, достигавшие 3000 т/сутки. В процессе эксплуатации месторождения в горизонте «бориславского песчаника» в приводоной части складки образовалась вторичная газовая шапка, занимающая около 30% всей эксплуатационной площади [48]. Вблизи газовой шапки дебит скважин не превышал 3 т/сутки при большом количестве сопутствующих жирных газов. Скважины, расположенные вблизи контакта нефть—вода, в свою очередь, давали 14 т нефти в сутки.

Значительная часть нефти Бориславского месторождения приурочена к песчаникам и алевролитам попельской свиты, из которых за весь период эксплуатации (начиная с 1898 г.) получено около 27% всей нефти, добытой на Бориславском месторождении (общая добыча за все годы оценивается в 30 млн. т).

Нефтегазоносные горизонты, приуроченные к нижезалегающим витвицким слоям и ямненским песчаникам, были вовлечены в эксплуатацию после 1903 г. и в общей сложности дали около 17,7% всей нефти, добытой на месторождении. В витвицких слоях, несмотря на ритмичность чередования песчаников и аргиллитов, начальные дебиты нередко достигали 250 т/сутки.

В 1953 г. на глубине, превышающей 2000 м, под Бориславской складкой была выявлена почти аналогичная, но меньше размером, опрокинутая лежащая складка — Нижнебориславская антиклиналь. К этой структуре приурочена еще одна нефтегазовая залежь.

Стрельбичское месторождение приурочено к Стрельбичской антиклинали (Береговая скиба), выходящей из-под надвига Оровской скибы. Антиклиналь очень крутая (углы падения крыльев 60—70°).

Геологическое строение Береговой скибы в районе Стрельбич и Старой Соли очень сложное и представлено тремя узкими антиклинальными поднятиями: Стрельбичским, Смольницким и Старосольским, сложенными в ядре ямненскими песчаниками. На Стрельбичской антиклинали уже в 1881 г. в верховьях ручья Смолянка, между селами

Стрельбищи и Старая Соль, вблизи поверхностных выходов нефти производилась колодезная добыча. В 1905 г. месторождение было заброшено, эксплуатационные работы возобновились в 1924 г. и продолжаются до настоящего времени. С начала освоения месторождения до 1948 г. пробурено около 90 скважин, из которых 43 отличаются очень постоянными и долговечными дебитами. Все скважины расположены на юго-западном крыле складки, в пределах которого песчаники ямненской свиты являются нефтеносными от поверхности до глубины 300 м. Нефтегазовая залежь с юго-запада ограничивается контурными водами и обладает гравитационным типом режима и растворенного газа. Контур нефть—вода плохо изучен по простираанию, не исключена возможность, что к северо-западной части складки, отделенной сбросом, приурочена отдельная залежь. Неглубокое залегание нефтегазозноного пласта подкашивает возможность применения шахтового способа добычи. В ямненском песчанике была прорыта наклонная штольня длиной до 150 м, однако большой приток пластовых вод заставил прекратить работы.

Сходницкая группа месторождений приурочена к Сходницкой антиклинальной складке, шарнир которой, ундулируя, образует три поднятия: Опакское — на северо-западе, Сходницкое — в центральной части складки, Урычское — на юго-востоке. Общая длина структуры превышает 10 км, ширина — 200—300 м.

В пределах Сходницкой антиклинали расположены три промысла: Сходницкий, Опакский и Урычский.

На Сходницком промысле нефтегазозноными являются ямненские песчаники, песчаниковый горизонт нижнего эоцена, а также породы верхнего мела (Вапнярка). Они залегают на глубине 200—700 м. Мощность нефтегазозноного горизонта, приуроченного к песчаникам ямненской свиты, не превышает 60 м. Начальные дебиты скважин нередко достигли 5—6 т/сутки, но со временем быстро падали до 2—3 т/сутки и на этом уровне держались долгие годы. Максимальная добыча на месторождении зафиксирована в 1889 г. (168—480 т/год).

Отдельного упоминания в Сходницкой группе месторождений заслуживает Урычский участок. Нефтегазозноными являются ямненские песчаники. Дебит скважин в среднем не превышал 1—3 т/сутки, но на этом уровне держался 20—30 лет и больше.

Витвицкая складка расположена северо-западнее Выгоды в Береговой скибе. В 1893 г. в сводовой части антиклинали (район села Витвицы) были пробурены две скважины глубиной до 660 м. За период с 1894 по 1898 г. из этих скважин получено 170 т нефти. Нефть добывалась из верхнемеловых отложений. В 1925—1926 гг. в свод антиклинали на правом берегу реки Лужанка пробурена скв. Людви-1 глубиной 916 м. Скважина прошла ядро, сложенное меловыми отложениями, и углубилась в породы палеогена, подвернутого северо-восточного крыла структуры. В процессе бурения нефтепроявления не отмечались.

В 1960—1967 гг. в районе Витвицкой складки осуществлялось глубокое бурение, так как предполагалось, что под Береговым покровом на относительно небольших глубинах, как это имеет место в районе Биткова, будет вскрыта сложная по характеру строения полоса

глубинных складок поднадвига, то есть Бориславско-Покутской подзоны. Однако, как показало бурение, мощность Скибового покрова здесь очень велика и достигает около 4 км. В процессе осуществляемого бурения в верхнемеловых отложениях Береговой скибы была открыта газовая залежь. В скв. Витвица-66 из глубины 1850 м в стрыйских отложениях получены притоки газа, которые особенно усилились ниже 2450 метров. В каждом долблении во время выхода забойной порции раствора скважина работала газом на боковой выкид с закрытым пре-вентором от 1 до 1,5 ч, в связи с чем при забое 3012 м буровые работы были прекращены. При испытании скважины в интервале 3012—2833,5 м, (фильтр) приток сухого газа достиг дебита 6 тыс. м<sup>3</sup>/сутки. Газовыделения (до 9 тыс. м<sup>3</sup>/сутки) отмечались также при бурении скв. Витвица-67 на глубине 2490—2710 м в отложениях стрыйской свиты.

В более южной части Скибовой зоны еще в 20-е годы внимание польских исследователей привлекли такие структуры, как Побукская и Погара Великого.

Побукская антиклиналь. В 1923—1926 гг. в ее своде пробурены две глубокие разведочные скважины «Эрнуська» и «Валей» глубиной 1123 и 1514 м. В первой скважине в нижнемеловых и эоценовых породах были обнаружены следы нефти и газа. В скв. «Валей» из меловых отложений на глубине 945 м получена промышленная нефть (5,5 бочек за 50 часов). В интервале 1186—1224 м отмечались обильные газопро-явления. В 1925 г. скважина дала 2,78 млн. м<sup>3</sup> газа.

В 1962—1965 гг. на Побукской складке на окраине села Верхнее Синевидное была пробурена глубокая скв. Сколе-1. Предполагалось, что она вскроет глубинные складки Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Скважина, однако, при глубине забоя 4090 м из Скибового покрова не вышла. С глубины 2550 м сильно увеличилось содержание газа в растворе, причем самые сильные газопроявления наблюдались в интервале 4001—4090 м. Скважина длительное время находилась в консервации и при испытании с интервала 4000—3380 м получено воду с газом (дебит 16 м<sup>3</sup>/сутки).

Антиклиналь Погар Великий расположена в окрестностях села Верховина Ивано-Франковской области. В ее пределах давно известны естественные выходы нефти. Один из таких выходов наблюдается в русле Черного Черемоша, чуть ниже устья ручья Выпче, где обнажаются трещиноватые разнородные песчаники нижнемеловитовой свиты. Нефть легкая, беспарафинистая, малосернистая, несмолистая. Вместе с нефтью выделяется газ.

В 1961 г. на антиклинали Погар Великий трест «Львовнефтегазразведка» провел структурно-поисковое бурение. Скв. 7 (глубина 676,5 м), заложённая в ядре, прошла отложения быстрицкой, выгодской, манявской свит и углубилась в ямненские отложения, у которых получила фонтан воды. Палеогеновые образования представлены ритмичным терригенным флишем с отдельными пачками толстослоистых и массивных песчаников.

Дихтинецкая антиклиналь расположена юго-западнее села Дихтинец Черновицкой области. Многочисленные естественные выходы нефти на ее площади привлекли внимание еще в середине прошлого века.

В 1864 г. по реке Дихтинец заложено несколько шурфов глубиной до 40 м, которые давали около 1 т нефти в сутки. Добыча вскоре резко снизилась, и эксплуатационные работы прекратились.

Фоштинская антиклиналь протягивается в районе селений Путила и Сергие Черновицкой области. В начале XX в. на свде Фоштинской антиклинали по потоку Слотинец братья Новак пробурили скв. Якоб глубиной 470,5 м. Во время бурения на различных глубинах отмечались интенсивные нефтегазопроявления.

Довжинская антиклиналь сложена породами палеоцена (ямненский горизонт) до кросненских слоев олигоцена включительно. Длина складки по отложениям палеоцена равна 13,5 км, ширина — от 250 м до 1 км. Структура имеет асимметричное строение (южное крыло относительно пологое, северное — крутое, подвернутое). Прimitивная добыча нефти в районе села Ясиня была начата в 1878 г. В долине реки Черная Тиса пройдено несколько колодцев глубиной 15—20 м, которые давали незначительные притоки нефти. В 1896—1898 гг. в районе Стебны и Лазещины пробурено около 20 скважин глубиной 50—70 м. Добыча из них не превышала 0,5 т в неделю. В начале 30-х годов чехословацкие предприниматели пробурили несколько неглубоких (<100 м) скважин, три из них в долине ручья Стебна сохранились до настоящего времени. Они расположены на юго-восточной периклинали структуры в полосе развития кросненских слоев. Одна из скважин давала до 200 л нефти в сутки. В устьевой части стволов скважин еще и сейчас на поверхности водяного столба наблюдаются скопления нефти.

Интересно, что эоценовые отложения в пределах Довжинской антиклинали в основном представлены толстослоистыми серыми песчаниками, напоминающими песчаники Таркеу Румынских Карпат.

На территории Силезской и Субсилезской зон наиболее перспективным участком для поисков нефти и газа является прогнутая часть Силезской зоны в районе Турки. В ее пределах геологсьемочными работами выявлен ряд узких, линейно вытянутых, гребневидных поднятий (Хашевская, Ломненская, Турковская, Ропавская, Хуторская и другие антиклинали), сложенных в ядре нижнеолигоценовыми отложениями.

Данные буровых работ на Козевской антиклинали, а также результаты сейсмических исследований в районе Ломны подтвердили дисгармоничный характер строения антиклинальных поднятий и позволяют предположить, что на глубине они переходят в более пологие спокойные складки, в строении которых принимают участие толстослоистые и массивные песчаники. Результаты глубокого разведочного бурения показали, что для вскрытия основных песчаниковых горизонтов, приуроченных к низам олигоценовых отложений (кливские песчаники), эоцену и палеоцену, понадобятся глубины в 4—5 км.

В турковской части Силезской единицы и Субсилезской зоне расположено несколько заброшенных промыслов.

Промысел Гронзева приурочен к так называемому Лосинец-Гронзевскому поднятию, которое прослеживается на границе Силезской и Скибовой зон и рассматривается как продолжение Субсилезской зоны.

В полосе развития круто залегающих эоценовых отложений в период с 1914 по 1939 гг. пройдено несколько колодцев и пробурено три скважины глубиной до 350 м. Дебит скважин не превышал 0,1 т/сутки.

Промысел Малая Волосьянка расположен у контакта Силезской и Скибовой зон и связан с небольшой опрокинутой к северо-востоку антиклинальной складкой, сложенной в ядре менилитовыми породами. В 1928—1934 гг. в селе Малая Волосьянка пробурено четыре неглубокие скважины (70—315 м), которые еще и сейчас используются. Дебиты скважин не превышали 0,04 т/сутки.

Промысел Козева находится в полосе сочленения Скибовой и Силезской зон у одноименного селения и приурочен к антиклинальной складке, сложенной в ядре так называемыми «переходными слоями» (олигоцен), перекрывающимися на крыльях кросненскими породами. К поднятию приурочены поверхностные нефтегазопроявления. В 1896—1909 гг. в районе Козевой пройдено пять скважин глубиной до 700 м, которые в общей сумме дали 165 т нефти.

В 1954—1956 гг. трест «Львовнефтегазразведка» для выяснения деталей геологического строения Козевской складки и оценки ее пробурил семь структурно-поисковых скважин (глубины не превышали 862 м), которые не вышли из отложений олигоцена. В процессе бурения по всему разрезу наблюдались слабые нефтегазопроявления. В 1965 г. на Козевской антиклинали была заложена глубокая скважина с проектной глубиной 4500 м. Буровые работы из-за аварии были прекращены в 1967 г. на глубине 3345 м. Скважина пересекла Козевскую антиклиналь вплоть до меловых образований в ее ядре и вошла в отложения поднадвига, принадлежащие к скибе Рожанки. В процессе бурения интенсивные нефтегазопроявления не отмечались.

Погарский промысел находится юго-западнее Козевой и приурочен к крупной, опрокинутой к северо-востоку складке (длина 8—10 км, ширина 600—700 м), сложенной в ядре менилитовыми отложениями, переходящими на крыльях в кросненские слои. Колодезная добыча нефти на Погарском месторождении началась еще во второй половине прошлого столетия. После применения на месторождении бурения (глубины скважин не превышали 150 м) добыча из года в год возрастала, достигнув в 1898 г. 470 т/год. Нефть добывалась из менилитовых песчаников. После 1903 г. добыча резко уменьшилась, что привело к закрытию промысла.

На территории Дуклянской и Бачавской зон известно несколько поверхностных нефте- и газопоявлений, а также имелись сведения о добыче нефти в селе Луг. На Лугской антиклинали разведка в основном была сосредоточена на северо-восточном крыле структуры выше устья правого притока реки Уж—Лубни — в полосе развития менилитовых и кроснеподобных отложений олигоцена. Первые работы были начаты Е. Ридлем в 1870 г. Этим предпринимателем из пяти скважин (колодцев) глубиной до 40 м добыто 120 ц нефти, содержащей большое количество парафина (до 10%). На этом же участке А. Батлин в 1897—1902 гг. пробурил четыре скважины глубиной от 420 до 735 м, из которых за весь период эксплуатации получено 251 т нефти. В 1946—1947 гг. периклинальное окончание Лугской антиклинали вновь вовле-

кается в структурно-поисковое бурение советскими геологами. В процессе бурения скв. 1 и 2, глубины которых не превысили 600 м, в отдельных интервалах были отмечены нефтегазопроявления.

Лугская антиклиналь разорвана сбросовой дислокацией, которая делит ее на два блока. Юго-восточный блок, представляющий собой периклинальную часть складки, расположен по левой стороне реки Уж.

В 1958 г. значительные газопроявления были зафиксированы при бурении скв. 66, заложенной Закарпатской экспедицией в районе Малого Березного. Скважина начала газировать с глубины 50 м, и при дальнейшем ее углублении до 81,3 м газопроявления все время усиливались. Интенсивные притоки горючего газа получены также при бурении гидрогеологической скв. 101, пробуренной в верхнемеловых породах к северу от села Заричево. Изучение газового состава воды из скважины показало присутствие наряду с метаном этана и пропана. В 1957 г. в районе Нелепино в процессе бурения неглубокой скважины на минеральную воду отмечались слабые притоки нефти. Нефтегазопроявления были зафиксированы также во время бурения скважин в долине Великой Пинии в районе Поляны Квасовой. В скв. 94, которая при забое 600 м не вышла из отложений палеогена, газ начал поступать из глубины 450 м. Вместе с водой и газом на поверхность поднимались незначительные количества нефти. Анализ газового состава воды показал, что в воде вместе с метаном и углекислым газом присутствовали тяжелые углеводороды (этан, пропан и бутан).

Мармарошская и Пьенинская зоны отличаются сложным тектоническим строением и отсутствием структур, благоприятных для скопления залежей углеводородов. Обе эти зоны представляют собой гигантскую область смятия, изучение которой затрудняет наличие крупных тектонических отторженцев, олистолитов и подводно-оползневых явлений (олистромов).

В 1955 г. в окрестностях села Драгово (Пьенинская зона) при бурении скважины, заложенной на юрском «утесе», на глубине 120—130 м из титонских известняков был поднят керн со следами жидкой нефти. Два года спустя на северо-восточном окончании Мармарошского массива в окрестностях села Кобылецкая Поляна при бурении картировочных скв. 22 и 31 из песчано-конгломератовых пород триаса (?) на глубине в 130—160 м был получен горючий газ. В 1959 г. в этом же районе скв. 47 из глубины 380 м дала выброс газа, состоящего из метана (до 40,25%), углекислого газа (31,25%) и азота с редкими газами (27,88%). Притоки горючего газа отмечались также в скв. 45 и 43, пробуренных в долине реки Тиса к северо-востоку от села Деловое в гранито-гнейсах. Особого внимания заслуживает скв. 43, расположенная северо-восточнее села Деловое на правом берегу Тисы против ручья Довгорунья. Скважина на глубине 510 м из гранито-гнейсов не вышла и газирует с августа 1959 г. по настоящее время. В газовом составе воды из этой скважины содержится (в %): метана — 24,5, этана — 0,33, пропана — 0,27, бутана — 0,22, углекислого газа — 13,5 и азота вместе с редкими газами — 61,18.

Определенный интерес представляют также данные по неглубокой скважине, пробуренной в 1959 г. в долине реки Косовская в 5 км севе-

ро-восточнее Косовской Поляны. Скважина бурилась в темноцветных графитовых и серицитовых сланцах и дала довольно сильный выброс газа. Несмотря на большой промежуток времени, который прошел от окончания буровых работ, скважина до настоящего времени продолжает газировать. Осенью 1965 г. нами была отобрана проба газа для анализа. Лабораторные исследования показали, что газ состоит из метана (40,45%), углекислого газа (31,28%) и азота (27,91%).

В результате глубокого бурения, осуществленного трестом «Львовнефтегазразведка» в районе Свалявы, установлено сложное чешуйчатое строение Пьенинской зоны и наличие ее надвига на меловые и палеогеновые образования более северных тектонических единиц. Судя по характеру пород, вскрытых глубоким бурением под Пьенинским аллохтоном, они могут принадлежать Мармарошской и ниже Раховской или Суховской зонам. В Пьеинской зоне вблизи Свалявы в 1961—1963 гг. пробурено две глубокие скважины, в которых в поднадвиговом комплексе наблюдались интенсивные газопроявления. В частности, в скв. Свалява-1 при испытании в интервале 1730—1714 м давление на устье достигало 12 МПа. Дебит газа через 1,839 миллиметровую диафрагму не превысил 2,8 тыс. м<sup>3</sup> в сутки. Состав газа: метана — 74,5%; этана — 0,66%, углекислого газа — 0,2%, азота — 24,6% и редких газов — 0,04%. В более верхних горизонтах получено притоки воды с небольшим количеством газа, содержащего повышенное количество азота

Еще более значительными притоками газа отличалась скв. Свалява-3. В интервале 3066—2495 м через фильтр газ поступал с дебитом около 6 тыс. м<sup>3</sup>/сутки на десятимиллиметровой шайбе. Интенсивные газопроявления наблюдались и в более верхних горизонтах (2344—2311 м — 4 тыс. м<sup>3</sup>/сутки; 2258—2000 м — 500—700 м<sup>3</sup>/сутки).

Газопроявления в скважинах, по-видимому, обусловлены поступлением углеводородов по нарушениям из глубины и дальнейшим их локальным накоплением в отложениях мела и палеогена в поднадвиге (параавтохтоне) Пьенинской зоны.

Рассматривая вопросы генезиса и условий формирования нефтегазовых залежей в Карпатах, можно сделать следующие выводы:

1. Нефть и газ находятся во вторичном залегании и, очевидно, генетически связаны с глубоко залегающими горизонтами.

2. Время окончательного формирования нефтегазовых залежей приурочено к последней стадии карпатской фазы складчатости, проявившейся в среднем плиоцене.

3. Основным типом нефтегазовых месторождений являются пластовые сводовые залежи. Редко могут встречаться массивные и литологически ограниченные залежи.

4. Основные скопления нефти и газа приурочены к меловым и палеогеновым флишевым отложениям. Коллекторами являются песчаниковые горизонты, отличающиеся относительно хорошими коллекторскими свойствами, а также горизонты, обладающие вторичной пористостью и проницаемостью в результате трещиноватости.

**Гумолитовые образования типа янтаря.** Мелкие обломки светло-желтых и коричнево-красных образований типа янтаря найдены в палеогеновом флише в районе Верхнего Синевидного, в окрестностях

Космача, а также в бассейнах Свичи и Прута. Ю. Недзведзкий упоминает о находке янтаря весом в 1 кг в менилитовых отложениях окрестностей Делятина [213]. Найденный минерал обладал прозрачным светло-желтым цветом, приобретающим в отраженном свете грязно-зеленый оттенок. Его удельный вес 1,0444, твердость — 2—2,5, элементарный состав: 75,93% углерода, 10,03% водорода и 10,04% кислорода. Из прозрачной разновидности получено 0,79% янтарной кислоты, а из буроватой — 1,67%. Эту разновидность ископаемой смолы типа янтаря называли «делятинитом» [94].

Несколько иную разновидность ископаемой смолы типа янтаря обнаружил И. Шрокингер в эоценовых песчаниках около села Мизуни (район Долины), которую он назвал шрауфитом. Этот обломок прозрачен, красного цвета и обладает раковистым изломом. Его твердость достигает 2—3, удельный вес 1,02—1,09. Состав: 74,26% углерода, 8,57% водорода, 17,13% кислорода и 0,04% серы. Температура плавления 300° С.

В 1965 г. по реке Опор в окрестностях Верхнего Синевидного Ю. Н. Ладыженский в песчаниках шешорского горизонта нашел несколько обломков янтаря размером в куриное яйцо.

Определенный интерес представляют встречаемые на южном склоне Украинских Карпат (район Оленево и др.) органические соединения типа кертисита, карпатита и элькерита, генезис которых, несомненно, связан с вулканическими процессами. Эти образования, с одной стороны, могут рассматриваться как продукты возгона битуминозных веществ угольного и нефтяного рядов из окружающих осадочных пород. С другой стороны, не исключена возможность, что гидротермальные растворы несут эти органические соединения из глубины, что может иметь важное значение при решении спорных вопросов о происхождении нефти.

**Менилитовые аргиллиты как сырье для получения нефтепродуктов.** Возрастающие потребности в жидком топливе и нефтяных продуктах во многих капиталистических странах вызвали необходимость всестороннего изучения битуминозных пород. В Карпатах объектом этих исследований явились менилитовые битуминозные отложения олигоценного возраста. Первые попытки промышленного использования менилитовых аргиллитов для получения масел и парафина путем сухой перегонки производились Е. Ценцолой в 1908 г. в городе Кросно. Высокая стоимость получаемых продуктов привела вскоре к прекращению этих работ. В 1928—1929 гг. исследования по изучению содержания пиробитумов в менилитовых слоях бассейна Опора осуществлялись А. Ружицким, установившим, что содержание пиробитумов в них обычно колеблется от 1,5 до 2,5% [220].

Летом 1938 г. в окрестностях Верхнего Синевидного пройдено штольню длиной 5 м, из которой отобрано 5 т менилитовых битуминозных аргиллитов. Из них в результате сухой перегонки при температуре 400° С получено 6,3% водного дистиллата с удельным весом 1,007, 3,4% масляной фракции с удельным весом 0,930, 3,3% серы и ее соединений и 87,0% кокса (в том числе 19,2% горючих веществ и 67,8% пепла) [219]. Начатые работы были прерваны второй мировой войной.

В послевоенные годы на территории Польских Карпат (район Безмехова—Монастырец) интересную работу в этом направлении провели Ю. Бадак и Ю. Грудзень. В результате выполненных исследований ими установлено: 1. Менилитовые слои почти по всему вертикальному разрезу содержат битуминозное вещество, но его количество колеблется в основном в пределах 1—2%. Местами (чаще всего в подошвенной части разреза) встречаются линзовидные пласты или пачки мощностью до 4—6 м, в которых содержание пиробитумов превышает 4%. 2. Масла, получаемые из менилитовых пород путем сухой перегонки, по составу приближаются к нефтям нафтенного типа. Для них характерно высокое содержание соединений нефтяного ряда, вскипающих при температуре выше 300° С, и низкое содержание парафинов, фенолов и асфальта. По химическому составу масла вполне годятся для совместной переработки с естественными нефтями [187].

На территории Украинских Карпат разносторонние исследования минерального и органического вещества менилитовых аргиллитов проводились в 50—60-х годах в Институте геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР. В результате этих работ установлено, что характерной особенностью менилитовых аргиллитов является высокое содержание органического вещества (до 30%), кремнезема и почти полное отсутствие карбонатов. Основной химический состав аргиллитов (в %):  $\text{SiO}_2$  — 55,83—78,00;  $\text{TiO}_2$  — 0,25—0,72;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 8,10—17,38. Выявлена возможность практического использования менилитовых «сланцев» в качестве сырья для промышленности строительных материалов, автомобильного строительства, производства различных типов пластмасс, а также их применения в сельском хозяйстве и в энергетической промышленности. В частности, аргиллиты оказались пригодными для изготовления разнообразных вспученных материалов (карпалита, агломенилита), заполнителей для легких бетонов, безобжиговых цементов известково-пуцоланового типа и строительных деталей автоклавного твердения на их основе, холодных и горячих асфальтобетонов, крупноразмерных керамических блоков, компонента легкоплавких глазурей, изделий каменного литья (карпалита), высококачественных труб, рубероида, глифталиевых лаков, пластмасс, на базе фенолов и водных экстрактов — стимуляторов роста растений и животных.

При термической (500—600° С) обработке аргиллитов из них выделяются пиролизный газ, подсмольная вода и «сланцевая смола». «Сланцевая смола» является ценным сырьем для химической промышленности. Из нее можно получить 8—15% бензина, 25—40% керосина, 35—45% масел и 8—10% дорожного битума. Большой интерес представляет возможность использования смолы для производства ряда синтетических продуктов, в частности пленкообразующих пластмасс, синтетических дубителей, органических красителей и прочего. Подсмольная вода может быть использована для получения фенолов, пиридиновых оснований, разных карболовых кислот и других органических и неорганических соединений. Выход составляет 10—12% от массы аргиллитов.

Ценной частью сухой перегонки менилитовых аргиллитов является пиролизный газ. Из 1 кг сухого сланца выход его составляет 30 л.

Около половины энергетических расходов, связанных с процессом сухой перегонки, компенсируется собственным газом. Кроме того, он содержит значительное количество водорода и ненасыщенных углеводородов и поэтому представляет интерес как химическое сырье.

В процессе исследования была установлена возможность энерготехнологического использования аргиллитов. Учитывая, что зольная часть их полностью утилизируется, органическая масса битуминозных аргиллитов с ее относительно высокой калорийностью может быть успешно включена в энергетический баланс района.

На северном склоне Украинских Карпат имеется ряд крупных выходов менилитовых аргиллитов на дневную поверхность, которые могут рассматриваться в качестве месторождений, рекомендуемых для разработки. Наиболее полно изучено Верхне-Синевидненское месторождение, на кратком описании которого остановимся ниже\*.

В разрезе нижнеменилитовых отложений Оровской скибы в бассейне рек Опор и Стрый выделяются снизу вверх:

1. Подкремневая пачка битуминозных аргиллитов (15—20 м).
2. Нижний кремневый горизонт (12—15 м).
3. Надкремневая пачка песчаников, переслаивающихся с аргиллитами (8—10 м).
4. Нижняя битуминозная (аргиллитовая) пачка (20—25 м).
5. Переслаивание песчаников кливского облика и аргиллитов (40—50 м).
6. Верхняя битуминозная аргиллитовая пачка (90—120 м).

Наибольший интерес с точки зрения промышленного использования представляет верхняя аргиллитовая пачка, в разрезе которой песчаники и алевролиты встречаются в виде редких маломощных (до 20—50 см) прослоев (суммарное содержание этих пород, лишенных органического вещества, не превышает 13—15% разреза пачки).

Влажность отдельных проб аргиллитов этой пачки колеблется от 1,6 до 4,2%, составляя в среднем 2,0—2,5%. Обычно с понижением зольности отмечается заметное повышение влажности. Зольность рассматриваемых пород в пересчете на сухое вещество колеблется от 68—70 до 85—90%. Причем аргиллиты с зольностью до 78% встречаются в виде небольших линз, невыдержанных прослоев или пластов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 5—10 м. Общая средневзвешенная зольность в пересчете на сухое вещество разреза верхней аргиллитовой пачки, включая все прослои песчаников и алевролитов, составляет 84,5—87,8%.

Содержание минеральной двуокиси углерода в невыветрелых менилитовых аргиллитах колеблется от 0 до 2—3%, составляя в среднем не более 0,7—1,1%. В породах, выходящих на дневную поверхность и поэтому в большей или меньшей степени выветрелых, среднее содержание двуокиси углерода снижается до 0,10—0,15%. Следовательно, в процессе выветривания менилитовые аргиллиты теряют значительную часть углекислоты.

---

\* Очерк Верхне-Синевидненского месторождения менилитовых аргиллитов составлен Г. Д. Досиным.

Содержание общей серы в большинстве случаев равно 1—3%. При этом с падением зольности аргиллитов отмечается рост их серности.

Содержание органического вещества в менилитовых аргиллитах колеблется от 4—5 до 30%. Средневзвешенное содержание керогена в чистых (без включения вмещающих пород) невыветрелых аргиллитах рассматриваемой пачки составляет 14—15%. Анализ проб показал, что при одинаковой зольности содержание органического вещества в затронутых выветриванием породах на 1—2% выше, чем в невыветрелых. Одна из причин этого явления, кажущегося на первый взгляд парадоксальным, — значительное уменьшение содержания сульфидной серы и минеральной двуокиси углерода в характеризуемой породе при ее выветривании.

Расчетная средневзвешенная теплота сгорания неокисленных битуминозных аргиллитов, исключая все прослойки вмещающих пород, достигает 1170—1240 ккал/кг. Те же породы, выходящие на дневную поверхность, имеют теплоту сгорания 1050—1090 ккал/кг. Таким образом, в результате выветривания (окисления органического вещества) средняя теплота сгорания каждого килограмма менилитовых аргиллитов снижается на 120—150 ккал.

Выход летучих веществ от сухой массы невыветрелой породы при зольности последней 75—83% не превышает 10—15%. Для всей верхней пачки этот показатель колеблется от 8,2 до 12,5%, составляя в среднем 10,4% от веса породы или около 47—49% от веса керогена. Такие же выходы летучих веществ характерны для углей, встречающихся среди менилитовых аргиллитов. Для сравнения можно отметить, что эстонские кукурситы дают до 80—85% летучих веществ на органическую массу.

Выходы смол, получаемые при полукоксовании менилитовых аргиллитов, сравнительно низкие. При полукоксовании невыветрелого (неокисленного) материала с зольностью в пересчете на сухое вещество 73—76% (то есть содержащего около 25% органического вещества) получается не более 4,1—5,1% смол, что составляет 15—20% от веса органической массы.

На качественный состав продуктов полукоксования менилитовых аргиллитов также заметно влияет степень окисленности испытуемого материала. Например, выход смол при полукоксовании пород с зольностью 77—80% для неокисленного материала равен 3,2—3,7%, а для материала, затронутого окислением — падает до 1,3—2,0%. В то же время выход подсмольной воды составляет соответственно 1,3—1,6 и 3,0—4,0%.

Смола, полученная из неокисленных аргиллитов, отличается более низким удельным весом, несколько меньшим содержанием кислорода и большим выходом низкокипящих фракций.

Наиболее актуальными направлениями дальнейших исследований менилитовых аргиллитов как полезного ископаемого являются:

1. Разработка оптимальной технологии их использования, в первую очередь сухой перегонки — с целью значительного увеличения выходов смол.

2. Изыскание эффективных и экономичных способов их обогащения и выяснение перспектив использования в народном хозяйстве «хвостов» этого процесса.

3. Научное обоснование предельных количеств твердых остатков (золы, полукокса, «хвостов» обогащения и т. д.), которые реально могут найти применение в народном хозяйстве. При безотходной технологии переработки этой величиной будет лимитироваться мощность предприятия.

4. Выявление вероятного воздействия крупного аргиллитоперерабатывающего комбината на окружающую среду и разработка соответствующих защитных мероприятий (в частности, принципов рекультивации земель, закрепления отвалов, защиты воздушной среды от пыли и газов, охраны поверхностных и подземных вод от возможного загрязнения вредными веществами, например фенолами, и т. д.).

## Металлические ископаемые

В Украинских Карпатах известны многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления металлических полезных ископаемых. На некоторых из них производилась добыча окисленных железных и марганцевых руд.

**Месторождения и рудопроявления марганца и железа.** Среди известных в Украинских Карпатах месторождений и рудопроявлений железа и марганца можно выделить следующие типы: 1) рудопроявления магнетита в различных метаморфических породах; 2) месторождения силикатно-карбонатных марганцевых руд и продуктов их окисления в черных кварцитах; 3) рудопроявления кварц-спессартиновых руд (гондитов); 4) месторождения гематит-магнетитовых руд в мраморизованных известняках; 5) железные и желозомарганцевые руды, связанные с флишевыми и молассовыми отложениями.

*Рудопроявления магнетита в древних метаморфических породах.* Наиболее значительные и интересные выходы магнетитсодержащих пород выявлены в Чивчинах на южном склоне хребта Прелучный, рядом с верховьем ручья Малахитовый (левый приток ручья Большой Прелучный в бассейне Перкалаба). Здесь они были вскрыты канавой среди образований нижней сланцевой (боевской, по С. Г. Рудакову) свиты, которые слагают ядро горстообразного поднятия [124, 128]. Последнее разбито серией продольных (северо-западного) и поперечных (северо-восточного направления) разломов. Магнитная съемка (данные Д. П. Молукалова) обнаружила серию вытянутых в северо-западном направлении линейных аномалий, простирающихся совпадающих с продольным разломом и ограниченных на юго-востоке поперечным разломом. На аномалии были заданы горные выработки. Канавой вблизи поперечного разлома вскрыта довольно мощная пачка магнетитсодержащих пород, простирающихся согласно с вмещающими сланцами. Форма залегания их точно не установлена. Выходы, очевидно, приурочены к зоне тектонического нарушения, ибо породы сильно перемяты. Местами они настолько трещиноваты, что распадаются при легком ударе молотком. В общем виде породы характери-

зуются четко выраженным полосчатым строением. Оно проявляется прежде всего в том, что на фоне основной тонкозернистой слабоарсланцованной массы породы бурого цвета наблюдаются сплошные и линзовидные послойные кварц-полевошпатовые выделения светлого серого цвета мощностью от 1—2 до 3—4 см. Отмечаются также секущие прожилки почти чисто кварцевого состава толщиной до 5 см.

Микроскопическое исследование показало, что основная масса породы также имеет полосчатую текстуру, проявляющуюся в чередовании светлых более крупнозернистых (размер зерен 0,2—1,5 мм) прослоек кварц-альбитового состава с темными тонкозернистыми (0,008—0,015 мм) прослоями разной толщины (0,05—3,0 мм), главным образом гранатового, реже гранато-кварцево-хлоритового состава. Кварц-полевошпатовые прослои характеризуются гранобластовой структурой, гранатовые — микроидиогранобластовой или в случае примесей хлорита — микролепидогранобластовой. Структура породы в целом порфиробластовая, обусловленная в основном наличием многочисленных вкрапленников магнетита размером от нескольких миллиметров до 1—1,5 см. Кроме названных основных прослоев, редко отмечаются тонкие прослои или линзовидные выделения мусковит-хлоритового состава. Последние чаще всего окаймляют порфиробласты магнетита.

В состав породы входят: магнетит, гранат, хлорит, плагиоклаз, мусковит, биотитоподобный минерал, апатит. По содержанию главных минералов порода в целом можно отнести к магнетито-гранато-хлорито-кварцевым сланцам.

Магнетит составляет от 5—10 до 25—30% объема породы. Он образует преимущественно порфиробласты на фоне основной тонкозернистой массы. Размер его кристаллов колеблется от 0,1 до 1,5 мм, форма октаэдрическая, реже неправильная. Чаще всего кристаллы магнетита слабо приплюснуты и ориентированы по сланцеватости. Местами они объединяются в группы, образуя скопления неправильной формы или как бы цепочные выделения. В отраженном свете видно два компонента: кремово-оливковый с повышенной отражательной способностью (20%) и твердостью 382 кг/мм<sup>2</sup> и серый с голубовато-сиреневым оттенком с более низкой отражательной способностью (17—18%) и высшим значением твердости (412 кг/мм<sup>2</sup>). Магнетит отличается сравнительно небольшим содержанием элементов примесей (Ti — 0,001; V — 0,01; Cr — 0,0001; Mn — 0,1; Cu — 0,001; Ni — 0,0003; Co — 0,0003; Zn — 0,0003; Ga — 0,0001).

Гранат слагает основной фон темных полос — 50—90%. В целом же на породу его содержание определить трудно, но оно равно не менее 30—40%. Минерал представлен очень мелкими изометрическими зернами (0,008—0,016 мм), которые образуют или сплошную гранатовую «кашу», или сцементированы кварцевым, кварц-хлоритовым и хлоритовым материалом. Местами гранат залегает в виде тонких цепочек на фоне кварцевой массы. По компонентному составу (пироп — 11,2%; альмандин — 31,6; спессартин — 38,4; гроссуляр — 3,5; андродит — 15,3%) он отвечает альмандин-спессартину. Кварц составляет основной фон светлых полос и представлен зернами изометрической или линзовидной формы, вытянутыми параллельно слоистости.

Размер их в среднем 0,2 мм, отдельные зерна достигают 0,8 мм. Отмечено довольно высокое содержание апатита в форме неправильных, эллипсоидных и изометрических зерен размером от сотых долей миллиметра до 0,2 мм. Содержание полезных компонентов следующее (в %): Fe — 13,79, Mn — 2,96; SiO<sub>2</sub> — 52,1; P — 0,48.

Вместе с магнетитосодержащими породами были вскрыты хлоритобититовые сланцы с гидроксидами железа, которые, по всей вероятности, образуют среди них небольшие прослои. Эти сланцы зеленовато-серые до темно-зеленых, тонко- и среднезернистых с ярко выраженной сланцеватостью. Последняя проявляется в чередовании очень тонких (3—5 мм) светлых кварц-полевошпатового состава прослоев с темно-зелеными хлорит-слюдяными пропластками. На фоне основной массы прослеживается мелкая вкрапленность черного рудного минерала в виде вытянутых табличек и неправильных ксенобластов. Судя по внутреннему рефлексу, цвету и варьирующей твердости (489—545 кг/мм<sup>2</sup>), можно говорить о преобладающем развитии гетита и в меньшей мере лепидокрокита и гидрогематита. От магнетитсодержащих пород они отличаются бедностью MnO.

Другим районом развития магнетитсодержащих пород является междуречье Сараты и Перкалаба. Здесь выявлены мусковитовые сланцы с магнетитом, амфиболиты с мелкой вкрапленностью магнетита, а также магнетит- и гранатсодержащие сланцы. Последние близки по составу к вышеописанным.

На Раховщине, по данным А. А. Волошина, обнаружена магнетитовая минерализация, приуроченная к туфоидам. Она подсечена скважиной среди кварцито-сланцев и серицит-хлоритовых сланцев деловецкого комплекса. Туфоиды состоят из альбита и обломков вулканического стекла, пространство между которым выполнено зернистым магнетитом. Содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> достигает 50,8%, S — 0,27%.

Полный химический состав магнетитсодержащих пород и гетитсодержащих хлорит-бититовых сланцев приведен в табл. 16 (ан. 1—3). По систематике Н. П. Семененко, породы относятся к глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистому ряду. Хлорит-бититовые сланцы с гидроксидами железа характеризуются весьма низким коэффициентом известковости (С=4), а магнетитсодержащие породы имеют заниженный коэффициент магнезиальности (М=8 и 10), повышенный коэффициент С (11,0 и 17,2), особенно характерно для них высокое содержание MnO. Вычисленный для этих пород коэффициент марганцевистости равен соответственно 10,3 и 9,7. На диаграммах Ниггли точки описываемых здесь руд лежат в поле изверженных пород рядом с точками хлоритовых сланцев. Это в какой-то мере свидетельствует о генетической связи первичного состава пород с основным магматизмом. Такое предположение подтверждается пространственной и генетической связью подобных пород с амфиболитами, что особенно наглядно показано на примере рудопроявления Якобень в Румынии. Скорее всего магнетитсодержащие породы образовались в результате метаморфизма осадочно-вулканогенных отложений.

*Марганцевые силикатно-карбонатные руды и продукты их окисления.* Марганцевые руды широко распространены в пределах Марма-

№ п.п.	Руда	Место взятия образца	Источник заимствования данных	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П. п. п.	Сумма	Fe	Mn		
Магнетит- и гетитсодержащие породы																									
1	Магнетит-гранат-хлорит-кварцевый сланец	Рудопроявление Малахитовое в Чивчинах	[128]	52,12	0,56	—	12,40	12,53	6,50	3,82	1,15	3,24	3,11	0,63	1,10	—	0,49	0,31	—	2,18	100,43	13,72	2,96	0,48	
2	Магнетит-гранат-кварц-хлорит-серицитовый сланец	Поток Двурогий в Чивчинах	[128]	53,73	0,70	—	13,57	8,44	7,06	3,50	1,31	4,92	0,19	2,48	1,85	—	0,15	0,14	—	2,52	100,42	11,39	2,86	0,80	
3	Хлорит-гидробиотит-гетитовый сланец	Рудопроявление Малахитовое	[124]	50,51	1,52	—	16,93	5,00	8,55	0,18	6,12	2,28	2,65	1,41	0,57	—	0,12	0,65	—	5,49	100,43	11,05	0,14	0,24	
Силикатно-карбонатные (родонит-родохрозитовые) марганцевые руды																									
4	Глыба силикатно-карбонатной марганцевой руды	Месторождение Прелучное в Чивчинах	[235]	18,16	Следы	—	0,65	1,56	2,02	46,32	1,52	3,50	0,16	0,27	0,35	25,33	—	0,18	0,35	—	100,37	2,66	35,88	0,15	
5	Марганцевые силикатно-карбонатные руды	Там же	[235]	11,28	Не опр.	—	0,00	4,82	Не опр.	18,48	0,00	0,00	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	Не опр.	Не опр.	9,90	—	3,4	14,33	0,00	
6	То же	Рудопроявление Рударня-Глимея на Раховщине	[235]	55,83 11,10 47,83	—	—	8,10	11,59	—	52,23	2,61	4,00 1,63 4,68	—	—	—	—	—	—	—	23,41	—	8,1 10,13 21,99	40,5 10,73 35,27	0,36 0,85 0,28	
Окисленные марганцевые и железные руды																									
7	Окисленная руда	Месторождение Прелучное в Чивчинах	[235]	0,25	—	30,77	0,64	4,30	—	28,01	1,19	1,51	0,20	0,04	Следы	9,71	—	4,46	3,99	—	99,34	3,00	41,15	Следы	
8	Черная сажистая марганцевая руда из трещины	Поток Малахитовый	[124]	8,75	—	60,05	0,55	4,00	—	1,30	0,4	—	0,45	0,46	—	0,42	—	—	7,46	9,10	100,63	2,80	38,93	—	
9	То же	Там же	[54]	2,93	—	61,51	2,45	2,15	—	5,61	0,33	1,94	0,07	0,43	Следы	1,39	—	—	—	—	—	—	—	—	
10	Бурый железняк из зоны окисления колчеданно-полиметаллических руд	Рудопроявление Малахитовое	[124]	5,36	—	—	0,98	—	71,22	—	0,10	0,72	—	—	—	—	0,48	5,44	8,06	—	100,69	2,15	43,21	—	
11	Буровато-черные землистые выделения в зоне окисления колчеданно-полиметаллических руд	Там же	[124]	10,76	—	—	3,86	—	33,07	25,92	3,18	4,80	—	—	—	—	—	—	—	13,14	99,85	71,05	—	—	
Спессартин-кварцевые руды (гондиты) и продукты их окисления																									
12	Гондит (спессартин-кварцевая порода)	Река Перкалаб в Чивчинах	[124]	64,88	0,05	—	10,22	2,82	0,48	15,31	0,18	5,18	0,19	0,34	0,03	—	—	0,16	0,13	—	0,77	100,61	2,34	11,86	—
13	Окисленный гондит	Там же	[124]	50,76	0,08	18,25	3,50	0,96	—	10,93	0,99	6,20	—	0,20	Не опр.	—	—	Не опр.	1,28	—	6,56	99,71	0,70	20,00	—
Гематит-магнетитовые руды																									
14	Железная (гематитовая) руда	Месторождение Кобылецкая Поляна	[53]	2,48	0,07	—	2,76	90,09	4,42	0,03	0,61	Следы	0,08	—	—	—	0,79	0,05	1,24	0,91	100,53	64,72	0,02	—	
15	"	Там же	[53]	2,42	0,07	—	1,58	58,63	7,36	1,10	7,08	1,07	0,77	0,15	0,06	2,13	0,14	1,29	16,59	—	99,55	46,77	0,85	0,02	
16	Гематит-магнетитовая руда	Месторождение Довгуруня	[53]	10,19	0,08	—	3,59	71,36	1,56	—	Следы	6,86	0,90	—	—	4,52	—	0,18	1,00	—	100,34	51,08	—	—	
17	"	Там же	[53]	5,90	0,10	—	3,58	55,38	2,34	0,07	1,37	15,35	0,57	0,15	0,32	14,70	0,04	0,17	0,24	—	100,51	40,51	0,05	0,14	

Дополнение. 8. CuO — 3,70; Pb — 0,70; ZnO — 2,18. 9. SrO — 0,19; CuO — 0,05; PbO — 0,02; SnO — 1,00. 10. CuO — 2,30;

BaO — 1,00. 11. — CuO — 4,96; BaO — следы.

рошского массива, особенно на территории СРР. В Советских Карпатах марганцевые руды развиты в Чивчинских горах, а также встречаются в Раховском районе.

В Чивчинских горах к настоящему времени проявления марганцевых руд установлены на склонах хребта Прелучный, на северо-восточном склоне хребта Прелуки и верховьях ручья Серебристого (правый приток ручья Маскатын), в верховьях ручья Попадынец и на горе Лостунь Малый.

Наиболее крупное и детально изученное в этом районе месторождение хребта Прелучный. Оруденение приурочено к черным кварцитам и кварцитовым сланцам. Рудоносная зона расположена на границе двух разновозрастных толщ кристаллических образований, надвинутых одна на другую. На юго-восточном окончании хребта Прелучный, где ее выходы были наиболее хорошо изучены, она падает вместе с вмещающими кварцитами в северо-западном направлении (азимут падения 335°) под углом в 33°. Южнее по склону угол падения становится более крутым, достигая 60°. Местами отмечается северо-восточное падение. Рудоносная зона, судя по геологической карте, приводимой в работе Ю. Токарского, прослеживается вдоль правого склона долины Маскатына на протяжении примерно 3 км. Полоса ее заканчивается к северо-западу в верхней части бассейна Прелук [235]. Форма и размеры рудных тел, а также запасы марганцевых руд точно не установлены. По [235] они образуют пластовые рудные залежи, запасы которых оценены в 30 712 500 т по данным [205], марганцевые руды в рудоносном горизонте залегают в виде гнезд и линз различной величины, их суммарные запасы равны всего лишь 16 555 т. Исследования последних лет подтверждают линзообразный характер рудных залежей.

Долгое время считалось, что марганецсодержащие породы в Мармарошском массиве венчают разрез метаморфического комплекса. В последние годы установлено, что они залегают в верхах нижней части разреза деловецкого комплекса и перекрываются мощной толщей метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород [21].

Среди черных кварцитов часто встречаются линзовидные прослои мраморов и метаэффузивов основного состава. На месторождении хребта Прелучный марганцевые руды расположены в кровле главного горизонта черных кварцитов, который повсеместно подстилается серицито-хлорито-кварцевыми сланцами нижней сланцевой боеровской свиты и перекрываются массивными или рассланцованными порфиридами (рис. 19). Их залегание осложнено рядом поперечных разломов. Данные разведочных работ Р. Краевского свидетельствуют о том, что некоторые линзы находятся на различных расстояниях, причем отчетливо выявилась неоднородность их строения, сильная изменчивость мощностей и размеров. Обычно мощность рудных залежей колеблется от 1 до 5—10 м; протяженность их по простиранию достигает первых десятков метров. Объем рудных тел варьирует от нескольких десятков до 3220 м<sup>3</sup>, что характерно для главного рудного тела. Контуры рудных тел очень неровные, наблюдается их выклинивание по простиранию и падению, а также постепенный переход во вмещающие породы.

В Раховском районе наиболее крупным марганцевым рудопроявлением является Рударня-Глимея. Оно находится в зоне дробления, приуроченной к надвигу Мармарошской зоны на Раховскую. На протяжении 200 м с северо-запада на юго-восток прослеживается, постепенно выклиниваясь на флангах, линзовидное рудное тело, максимальная мощность которого в средней части достигает 9 м. Аналогичное выклинивание рудной залежи наблюдается также на глубину, однако на глубине 100 м прослеживается слабая омарганцованность пород.

Оценивая общие перспективы рудопроявления Рударня-Глимея, многие геологи пришли к выводу, что руды в основном пригодны для получения гипогеля и силикоапигеля. Однако запасы их небольшие и поэтому в настоящее время они не представляют практического интереса.

Месторождения Мармарошской зоны характеризуются небольшим разнообразием типов марганцевых руд. Отчетливо выделяется два главных типа: силикатно-карбонатный (первичный) и окисленный (вторичный) [124]. Второй тип возникает в результате окисления силикатно-карбонатных руд, образуя в верхних частях рудных тел марганцевые шляпы разной мощности. Их формирование связано с процессами гипергенеза, степень развития которых в значительной мере зависит от трещиноватости пород и уровня грунтовых вод. Более интенсивно эти процессы проявляются на некоторых месторождениях Румынии. Там возникли мощные скопления окисленных руд, давно служивших предметом эксплуатации. К таким относятся месторождения Якобени и Броштени с зонами окисления мощностью до 30, а иногда и 50 м [210].

Окисленные руды часто встречаются в Раховском районе, где они разрабатывались в небольших карьерных выработках на рубеже XIX и XX вв. Силикатно-карбонатные руды, не затронутые процессами выветривания, складывались в штабеля, которые сохранились до настоящего времени.

В Чивчинских горах окисленные руды играют подчиненную роль и обычно развиваются в верхних частях рудных тел в виде маломощной марганцевой шляпы либо по трещинам. Цвет окисленных руд черный или коричневый. Они в основном состоят из окислов и гидроокислов марганца (пиролюзит, псиломелан, вернадит, голландит и манганит), образующих обычно тонкую механическую смесь с небольшой примесью реликтовых минералов (родохрозит, родонит, кварц и др.). В отдельных местах, особенно около кварцевых жил, наблюдаются скопления гидроокислов железа.

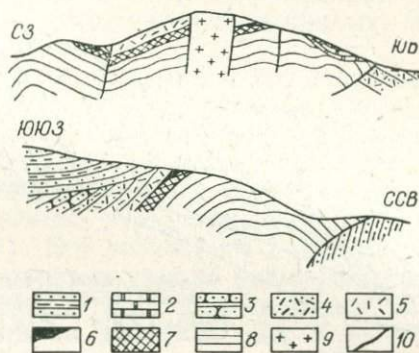
Первичные марганцевые руды при выветривании чаще всего покрываются коркой толщиной от нескольких миллиметров до 2—4 см, состоящей из плотных черных выделений окислов и гидроокислов марганца. Иногда, особенно в местах сильной трещиноватости, вторичная марганцевая минерализация охватывает более обширные зоны. В последнем случае для окисленных руд характерны каркасные текстуры.

Своеобразные выделения окисленных марганцевых руд встречены по ручью Малахитовому, где горными выработками прослежена мощная (до 15—20 м) субмеридиональная тектоническая зона и узел ее пересечения с нарушением субширотного и северо-западного прости-

рания. Зона представлена разрушенными сланцами серицит-кварцевого состава со значительной примесью глинистого материала. Окисленные марганцевые руды приурочены к тектоническому узлу сопряжения субмеридиональной зоны с нарушениями субширотного простирания (рис. 20). Субширотное нарушение (азимут падения  $190-200^\circ < 45-60^\circ$ ) представлено несколькими тектоническими швами мощностью 0,15—0,30 м, выполненными черной сажистой массой марганцевой

Рис. 19. Геологические профили хребта Прелучный и водораздела ручья Маскатын и Прелуки (по Н. С. Видякину и С. Г. Рудакову, 1966 г.).

1 — отложения раховской свиты; 2 — триасовые отложения; 3 — отложения лостунской свиты; 4 — туфоды верхнебаласинувской подсвиты; 5 — порфириды нижнебаласинувской подсвиты; 6 — залежи марганцевых руд; 7 — горизонт черных кварцитов; 8 — сланцевая толща боеровской свиты; 9 — метаморфизованные гранит-порфиры; 10 — разрывные нарушения.



руды. Марганцевые минералы, входящие в состав руды, представляют собой плохо раскристаллизованную смесь псиломелана, вернадита и рансьеита [124].

Главную массу запасов месторождений Чивчин и других районов массива составляют силикатно-карбонатные руды неоднородного строения и состава. В большинстве это массивные тонко- и мелкозернистые породы светло-серого и серого цвета с розовым или оливковым оттенком, часто пятнистые. Текстура их массивная, реже полосчатая и сетчатая.

По строению, величине зерен и другим признакам среди силикатно-карбонатных руд Чивчинских гор выделяются: 1) микрозернистые до пелитоморфных (размер зерен менее 0,01 мм) массивные руды неоднородного, иногда пятнистого сложения, состоящие в основном из пелитоморфной преимущественно родохрозитовой массы, местами пронизанной сетью тонких кварцевых, кварц-карбонатных и других микропрожилков; 2) тонкозернистые (0,01—0,1 мм), переходящие в мелкозернистые (0,1—0,25 мм), сахаровидные и мраморовидные руды серого цвета с розовым оттенком, в строении которых принимают участие тонко- и мелкозернистый карбонат, состоящий обычно из мелких округлых зерен, и выделения родонита, кварца, марганцевого амфибола и других минералов. В последних разновидностях иногда четко выражена гранобластовая структура.

На фоне основной микро- и мелкозернистой массы силикатно-карбонатных руд часто отмечаются прожилковые и линзовидные выделения разной толщины (от микроскопических до 4—5 см), а также гнезда и пачки (до 8—10 см в диаметре), выполненные кварцем, родо-

нитом, пирохмангитом, даннеморитом, спессартином, бементитом, пиритом и др. Эти минералы встречаются в различных парагенезисах, местами в их распределении наблюдается зональность. На некоторых участках прожилки, особенно мелкие, размещены вдоль и поперек настолько густо, что руда приобретает сетчатую текстуру. Все это свидетельствует о том, что процессы метаморфизма марганцевых руд сопровождались значительными метасоматическими преобразованиями.

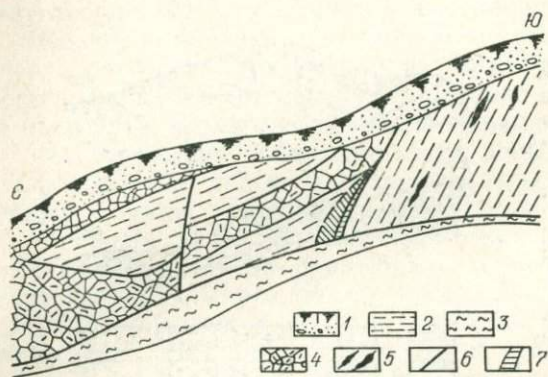


Рис. 20. Зарисовка расчистки в верховьях ручья Малахитовый:

- 1 — почвенно-растительный покров;
- 2 — серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые сланцы;
- 3 — голубовато-серая глина;
- 4 — брекчированные серицит-кварцевые обохренные сланцы;
- 5 — линзовидные кварцевые прожилки;
- 6 — тектонические нарушения;
- 7 — порошокватая черная марганцевая руда.

Главными минералами силикатно-карбонатных руд всех месторождений являются родохрозит, родонит, кварц. Местами в значительных количествах отмечаются пирохмангит, спессартин, даннеморит и иногда марганцевый ферростильпномелан. Количественные взаимоотношения между названными минералами неодинаковы даже в пределах отдельных рудных тел. Особенно это касается силикатных и карбонатных минералов. В одних местах преобладают руды, бедные силикатными минералами, в других — состоящие из них полностью. Это объясняется как неоднородностью первичного состава, так и различной степенью их метаморфической и метасоматической переработки.

Главные компоненты окисленных руд хребта Прелучный — окислы марганца с небольшой примесью углекислых соединений и окислы железа (табл. 16, ан. 7). Нерастворимый в HCl остаток составляет 14,67%. Руда содержит: Mn — 41,15%; Fe — 3,04% и следы P, то есть является высококачественной. Примерно такое же количество этих компонентов (Mn — 38,93%; Fe — 2,80%; P — нет) есть в марганцевой руде ручья Малахитового, в которой отмечается высокое содержание меди, цинка, свинца, бария и других компонентов (табл. 16, ан. 8).

В составе силикатно-карбонатных руд основными компонентами являются MnO, SiO<sub>2</sub> и FeO (табл. 16, ан. 4—6) и в незначительных количествах CaO, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Содержание главных окислов, особенно двух первых, колеблется в очень широких пределах. Некоторые отклонения наблюдаются в рудах Рударня-Глимея Раховского района, характеризующихся минимальным количеством марганца. Чивчинские силикатно-карбонатные руды наиболее близки по химизму к рудам месторождения Даду в Румынии.

Румынские геологи, сопоставляя химизм марганцевых руд кристаллического массива Быстрицы и руд различного первичного происхождения, установили на треугольной диаграмме  $\text{FeO}-\text{SiO}_2-\text{MnO}$ , что марганецсодержащие породы Восточных Карпат по составу занимают промежуточное положение между морскими донными конкрециями мелководных зон и осадочно-вулканогенными рудами Шоимуша—Бучавы, тяготея больше ко вторым [224]. На эту диаграмму мы и нанесли точки исследуемых руд. Все они сосредоточиваются в правом краю поля марганецсодержащих пород румынской части Восточных Карпат и в поле осадочно-вулканогенных руд (рис. 21).

Из результатов анализа следует, что в среднем в рудах содержится (в %):  $\text{Mn} - 32,5$ ;  $\text{Fe} - 5,8$ ;  $\text{SiO}_2 - 23,6$ ;  $\text{P} - 0,14$ , то есть они относятся к нормальным марганцевым рудам, но с повышенным содержанием кремнезема. Интересные данные по химизму этих руд приводит Р. Краевский [205], отдельно анализируя крупные рудные залежи, мелкие рудные тела, сильно окварцованные руды, тонкослоистые руды и рудовмещающие породы (табл. 17). Его результаты подтверждают данные о постепенном переходе марганцевых руд во вмещающие черные кварциты. Спектральным анализом в марганцевых рудах выявлены следующие аксессуарные элементы (в %):  $\text{Ti} - 0,03$ ;  $\text{V} - 0,001$ ;  $\text{Co} - 0,01$ ;  $\text{Ni} - \text{менее } 0,01$ ;  $\text{Cu} - 0,1$ ;  $\text{Zn} - 0,3$ ;  $\text{Cd} - 0,001$ ;  $\text{Rb} - 0,03$ ;  $\text{Sb} - 0-0,01$ ;  $\text{Mo} - 0,01$ ;  $\text{Sn} - 0,0001$ ;  $\text{Ba} - 0,5$ . Обращает на себя внимание постоянное и сравнительно высокое содержание молибдена.

В составе марганцевых руд выделяются три главные группы минеральных ассоциаций (табл. 18), в соответствии с которыми их формирование расчленяется на три этапа: 1) первичное накопление; 2) метаморфические и метасоматические преобразования; 3) гипергенное изменение [124].

Строгая приуроченность рудных залежей к определенному стратиграфическому горизонту, линзообразная форма рудных тел, согласное их залегание с вмещающими породами, пространственная и генетическая связь с метаморфизованными магматическими образованиями, отсутствие резких фациальных изменений и особенности химизма подчеркивают, что первичное накопление марганца происходило вулканогенно-осадочным путем. Все эти особенности и прежде всего связь с кварцитами и метаэффузивами дают основание относить эти руды к метаморфизованной вулканогенно-кремнистой формации [179].

Во втором этапе первичные накопления марганца совместно с вмещающими породами испытали воздействие процессов метаморфизма и метасоматоза. С ранней прогрессивной стадией этого этапа связана перекристаллизация первичных руд и образование родохрозит-родонит-спессартинового и ферристильпномелан-спессартинового парагенезисов с небольшой примесью даннеморита.

В более поздний период этой стадии начинается метасоматическое замещение вышеназванных минеральных парагенезисов мономинеральным, преимущественно прожилковым, агрегатом пироксмангита и даннеморита.

В дальнейшем возникает новый парагенезис минералов (эпидот, бементит и кальцит), который сменяется образованием прожилков кварца, бементита, родохрозита и манганокальцита, а также выделением сульфидов железа, меди, свинца и цинка.

Процессы метасоматоза, в частности гидротермального, здесь преимущественно связаны с региональным метаморфизмом (регрессивной

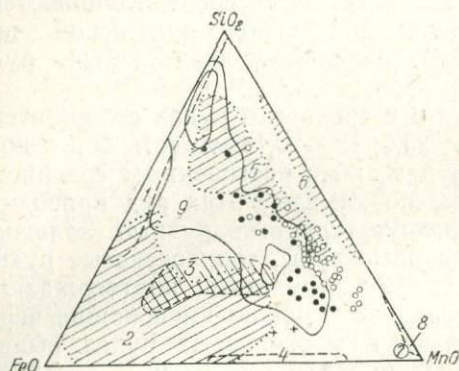


Рис. 21. Положение силикатно-карбонатных марганцевых руд Чивчинских гор (а) и района Даду (б) на диаграмме полей химизма железомарганцевых руд различного первичного накопления.

1 — химизм накопления (по теории Корренса); 2 — железомарганцевые озерные руды; 3 — морские донные конкреции мелководной; 4 — морские конкреции на большой глубине; 5—6 — руды осадочно-вулканогенного происхождения Шонмуша—Бучавы (5) и Пырнешты (6); 7 — озерные плиоценовые руды Голконды; 8 — руды Чиатуры; современные отложения проточных вод; 9 — поле химизма марганецсодержащих пород Румынских Карпат.

стадий) вмещающих пород и руд, который всегда сопровождается явлениями гидротермального порядка.

В условиях гипергенеза марганцевые первичные метаморфизованные руды подвергаются окислению, в результате которого возникают вторичные окисленные или полуюкисленные руды марганца.

Таблица 17

Содержание основных компонентов в составе марганцевых руд и вмещающих пород, %

Характер анализируемых пород и руд	Mn	Fe	SiO <sub>2</sub>
Крупные линзовидные залежи	30	8	23
Мелкие линзовидные тела	20	13	30
Сильно окварцованные руды	25	7,4	34
Тонкослонистые руды	16,9	17,2	43,8
Рудовмещающие породы	8,1	8,5	67,8

Марганцевые месторождения советской части Мармарошского массива с точки зрения их эксплуатации пока не представляют практического интереса. Они заслуживают специального исследования с точки зрения их золотоносности, цветных и редких металлов. При поисках последних необходимо учитывать результаты биогеохимического изучения, которыми в золе растений на месторождении хребта Прелучный установлены такие элементы, как никель, медь, свинец, серебро, цинк, барий, хром, молибден, цирконий, стронций и др. [180]. Марганцевые

силикатно-карбонатные руды также легко поддаются полировке и могут быть использованы для изготовления художественных и декоративных изделий.

*Кварц-спессартиновые руды (гондиты)* выявлены недавно по левому склону реки Перкалаб в Чивчинских горах [124]. Они образуют линзовидные тела среди сильно окварцованных сланцев и кварцито-видных порфиридов, пронизанных множеством линзовидных и тонких жильных выделений серовато-белого кварца. Залегание тела согласное вмещающим породам (рис. 22), азимут падения СВ 75°, <82°. Ему присущи раздувы и пережимы, максимальная мощность равна 80 см.

Т а б л и ц а 18

**Минеральные ассоциации в марганцевых рудах**

Предполагаемые минералы, образовавшиеся в процессе седиментогенеза и диагенеза	Минералы, возникшие в результате процессов метаморфизма и метасоматоза		Минералы зоны окисления
	главные	редкие	
Родохрозит Опал Халцедон	Родохрозит Родонит Кварц	Бементит Хегбомит Манганокальцит Эпидот	Пирролюзит Псиломелан Вернадит
Глинистые минералы Сульфиды	Спессартин  Марганцевый ферростильпномелан Пироксмангит Даннеморит	Пирит Халькопирит Галенит Сфалерит Магнетит	Лимонит  Манганит Голландит Рансьеит

На контакте с вмещающими породами отмечается слюдисто-хлоритовая или слюдисто-хлорито-кварцевая оторочка толщиной от 1—2 до 4—5 см. Кварц-гранатовое тело, как и вмещающие породы, сильно разбито трещинами, которые покрыты черной и буровато-черной коркой окислов и гидроокислов марганца. Последние нередко пронизывают раздробленный кварцевый и кварц-гранатовый материал. При этом возникают брекчированные участки, в которых обломки граната или граната с кварцем как бы плавают в черно-буром цементе. Местами отмечаются порошковатые выделения окислов и гидроокислов марганца, возникающие в результате окисления марганцевого граната. Гранат в них образует пятнистые тонкозернистые выделения, окрашенные в желтовато-зеленый цвет, местами с буроватым оттенком. Подобные руды встречены также в Рударня-Глимея Раховского района.

Микроскопическое исследование показало, что основными минералами описываемых руд являются кварц и гранат. Первый образует сплошные выделения, состоящие из зерен кварца разной формы и величины. Размеры большинства зерен составляют 0,1—1 мм, редко больше.

Гранат представлен сплошными выделениями и отдельными кристаллами или их небольшими агрегатами, рассеянными в кварцевой массе. По составу и свойствам гранат близок к спессартину.

Характерной особенностью химического состава гондитов (табл. 16, ан. 12) является прежде всего высокое содержание марганца, подтверждающее спессартиновый состав граната. Окисленные руды отличаются от первичных более низким содержанием кремнезема и высоким количеством  $MnO_2$  (табл. 16, ан. 13).

Рис. 22. Кварц-спессартиновое линзообразное тело в метаморфических сланцах:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — кварцитовидные туффонды; 3 — серицит-кварцевые сланцы; 4 — кварц-спессартиновая порода; 5 — линзовидные прожилки кварца; 6 — слюисто-хлоритовая оторочка.

Гондиты по составу выявляют некоторое сходство с марганцевыми силикатно-карбонатными рудами и отличаются от них полным отсутствием карбонатного материала, а также наличием в силикатной части исключительно кварца и граната.

*Гематит-магнетитовые руды в мраморизованных известняках* образуют узел в окрестностях села Деловое Раховского района, где известны рудопроявления Лихая Трава, Довгоруня, Головатич. Почти чисто гематитовые руды известны в окрестностях Кобылецкой Поляны. Гематит-магнетитовое оруденение приурочено, в основном, к контакту метаморфических сланцев и мраморизованных известняков. Для них характерна линзо- и пластообразная форма рудных тел мощностью от 0,5 до 1—2 м и протяженностью до 100—150 м. Наблюдаются также гнездо- и штокоподобные тела, прожилки и импрегнации. Текстура руд массивная, полосчатая, иногда вкрапленная и прожилковая. Структура первичных руд тонкозернистая, а вторичных — гелевая и коломорфная. Основными первичными рудными минералами являются гематит и магнетит, которые находятся в разных соотношениях на разных рудопроявлениях. Местами отмечаются небольшие количества галенита, сфалерита, халькопирита и пирита. Из других минералов встречаются кварц, сидерит, хлорит, кальцит, серицит. В зоне окисления развиваются гидрогематит, гетит, гидрогетит, лепидокрокит, пиролюзит и гидроокислы марганца. Количество чистого железа в рудах достигает 60—65% (табл. 16, ан. 14—17). Спектральным анализом в составе руд выявлены повышенные количества Pb, Zn, Mo и других элементов.

Рудопроявление Довгоруня является наиболее ярким примером гематит-магнетитовых руд. Оно расположено по левой стороне реки Тиса на юго-западном склоне хребта Довгоруня. Рудопроявление известно давно и начало разрабатываться со второй половины XIX в.

Линзовидные рудные тела приурочены к нарушению в верхнеюрских мраморизованных известняках, переслаивающихся с кварц-серицитовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами. Вскрытые здесь рудные тела мощностью 0,3—0,4 м в отдельных местах почти полностью состоят из гематита и частично магнетита. В химическом отношении (табл. 16, ан. 16—17) они характеризуются высоким содержанием окисного железа. По падению и простиранию они быстро выклиниваются и постепенно переходят в ожелезненные (гематитизированные) известняки. Следы обвалившихся горных выработок наблюдаются по склону потока Лихая Трава. В этом районе в отвалах еще и сейчас встречаются обломки высококачественных железных руд.

В 60-х годах месторождение детально изучалось Л. К. Курячим, Л. В. Высоцким и А. К. Бойко. По данным этих исследователей, содержание железа в руде колеблется от нескольких до 65%,  $\text{SiO}_2$  — от 13 до 72%. В бедных железных рудах установлено высокое количество цинка (до 1,37%), а также незначительное содержание молибдена (до 0,03%). По минеральному составу железные руды состоят из магнетита, гематита типа железистой слюдки, сидерита и гидроокислов железа. Из нерудных минералов присутствует кварц, серицит и хлорит, кальцит двух генераций. На основании микроскопических исследований установлены такие формы проявления гематита: а) мельчайшие петельчатые, точечные, червеподобные выделения в основной массе породы. Нередко эти выделения, концентрируясь в отдельных участках, приобретают ленточную, прожилковую, линзовидную и другие формы; решетчатые и прожилковые агрегаты, возникшие в результате мартизации магнетита; б) параллельно-пластинчатые, плейчатые, веерообразные агрегаты гематита, развивающиеся по хлориту и слюде. Преобладает первый вид.

В отдельных местах в значительных количествах присутствует магнетит, иногда преобладая над гематитом, что выявлено в полированных шлифах под микроскопом. Обычно он развит в мелкозернистом известняке в виде мелких метакристаллов (от 0,35 до 0,004 мм) и их агрегатов.

Другим интересным оруденением гематит-магнетитовых руд является рудопоявление Головатич, разрабатывавшееся в прошлом веке. Оруденение приурочено к верхнеюрской толще, которая находится в сложных тектонических взаимоотношениях с другими метаморфическими породами фундамента. Рудное тело имеет линзовидную форму и залегает согласно в известняках, содержащих прослой хлоритовых сланцев. Падение его северо-северо-восточное под углом 50—60°. Мощность 1—2 м, по простиранию прослежено на расстоянии 150 м. Рудные минералы представлены гематитом (железистой слюдкой) и магнетитом. Текстура руд полосчатая, характерно чередование магнетит-гематитовых участков с хлорит-серицитовыми. Химический состав следующий (в %): Fe — 40,16; Mn — 0,44; P — 0,57; S — 2,7;  $\text{SiO}_2$  — 24,98.

По данным большинства исследователей, гематит-магнетитовые руды Раховского района имеют гидротермально-метасоматическое происхождение [106]. В последнее время А. А. Волошиным высказано

предположение, что это метаморфизованные первично-осадочные или осадочно-вулканогенные образования.

*Железные и железомарганцевые руды, связанные с флишевыми отложениями*, широко распространены в складчатой области Восточных Карпат. Они представлены главным образом карбонатами (сидеритом, сферосидеритом, железистым доломитом, анкеритом, родохрозитом) и приурочены в основном к верхним горизонтам мела, эоцена и олигоцена (менилитовая серия). С. Ольшевский указывает на наличие линз и линзовидных прослоев сидеритов мощностью от 0,6 до 1,0 м среди аргиллитов спасской свиты (нижний мел), обнажающихся в районе Добромилля [216]. Содержание железа в них иногда достигает 55%. Форма залегания рудных тел пластовая, линзовидная и в виде караваеподобных тел. Мощность пластовых залежей колеблется в пределах от 0,2—0,3 мм до нескольких сантиметров, реже — до 1 м. Структура от мелко- до тонкозернистой, алевритовой. По минералогическому составу эти руды неоднородны: чаще преобладает сидероплезит, но в ряде случаев значительное количество составляют доломит и анкерит, реже кальцит. Эти руды содержат 5,8—51,8% железа, 20—40% кремнезема.

Сидеритовые руды, встреченные в осадочных породах мелового флиша в районе Чивчинских гор по рекам Сарата и Перкалаб, образуют овальные, округлые, линзовидные скопления диаметром от 5 до 30 см [168]. Химический состав их в весовых процентах ( $\text{SiO}_2$  — 28,72,  $\text{TiO}_2$  — 0,14;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 7,86;  $\text{FeO}$  — 18,39;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 9,91;  $\text{MnO}$  — 0,14;  $\text{MgO}$  — 3,66;  $\text{CaO}$  — 9,28;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,32;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,44;  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 4,82; п. п. п. — 16,01;  $\Sigma$  — 99,69) свидетельствует о наличии примесей глинистого материала.

Железомарганцевые руды, связанные с флишевыми отложениями, найдены в Добромильском районе, в окрестностях села Ямна-Нижняя. Оруденение приурочено к толще эоценовых аргиллитов. Руда в виде овальных конкреций размером 4—30 см залегает в основании серии пиритиносных прослоек. В ней содержится до 30% марганца и до 10% кремнезема. Вблизи этого района на польской территории (район города Санок) И. Гемпель нашел в верхах разреза эоцена марганцевую руду родохрозитового состава в виде прослоек мощностью 2—18 см.

И. Д. Гофштейн выявил гальку родохрозита размером 1—12 см на территории северо-восточного склона Украинских Карпат среди современных аллювиальных отложений в верховьях Днестра, а также по рекам Рыбница, Пыстынка и Лючка. Происхождение этой гальки он связывает с марганцевыми проявлениями в эоценовом флише [52].

Среди эоценовых аргиллитов по р. Тысменица О. Ф. Ткаченко выявила два прослоя железомарганцевых руд мощностью 10—25 см, то выклинивающиеся, то раздувающиеся по простиранию. По данным химического анализа, руда состоит из карбонатов марганца (38,64%), железа (25,5%) и кальция (17,64%). Генезис этого оруденения связывается с осадочной химической дифференциацией [167].

Своеобразные проявления марганцевой минерализации выявлены в отложениях шипотской свиты бассейна реки Белый Черемош [143]. Она представлена небольшими окатышами аллохтонного происхожде-

ния, которые по составу и строению аналогичны рудам Чивчин. Проявления марганцевого оруденения в эоценовом флише не пригодны для промышленного освоения. Для окончательного решения этого вопроса следовало бы провести специальные поисковые работы.

**Рудопроявления хромита.** Отдельные зерна хромита встречаются при шлиховом опробовании в аллювиальных отложениях междуречья Теремли и Лужанки, а также в виде аксессуарных минералов в меловых и палеогеновых отложениях [95].

В 1960 г. небольшая линзообразная жила хромита была выявлена геологами Закарпатской геологической экспедиции по Малой Уголке, где она приурочена к трещинам остывания, секущим тело серпентинита в юго-западном направлении (азимут падения  $180-200^\circ < 30^\circ$ ). Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в рудной жиле достигает 31,6%;  $\text{FeO}$  — 17,89%.

А. А. Волошин, исходя из соотношения  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ , равного 1,8, приходит к выводу, что эта руда может применяться как огнеупорное и химическое сырье. Незначительные выходы серпентинитовых тел не дают основания предположить возможность расширения находок хромитовых руд. Поэтому они (тела) представляют только минералогический интерес.

**Золоторудная минерализация.** Самородное золото в Украинских Карпатах известно давно [95, 202], но по сегодняшний день остается нерешенной проблема золотоносности этого сложного в геологическом и металлогеническом отношении региона. Материал, полученный в последние десятилетия, свидетельствует о наличии коренной и россыпной золотоносной минерализации в пределах разных структурно-фациальных зон [101]. Коренная минерализация связана с древними метаморфическими породами Мармарошского массива, а также сосредоточена среди более молодых образований Закарпатского внутреннего прогиба и генетически связана с неогеновым магматизмом. Россыпная минерализация золота выявлена как среди четвертичных, так и более древних терригенных отложений. Последние являются промежуточными коллекторами этого минерала.

**Коренная золоторудная минерализация.** В Карпатском регионе можно выделить следующие возрастные группы и типы коренной минерализации: 1) доальпийская — колчеданно-полиметаллический, полиметаллический, марганцеворудный, золото-кварцевый и золото-кварц-карбонатный; 2) юоальпийская — золото-полиметаллический, золото-колчеданно-полиметаллический, золото-кварц-гематитовый и золото-кварц-адуляровый. На описываемой территории коренная минерализация золота приурочена в основном к древним образованиям Мармарошского массива.

В колчеданных и полиметаллических рудах видимое золото не выявлено. Оно фиксируется многочисленными пробирными анализами в медно-колчеданных рудопроявлениях, связанных с зонами дробления и хлоритизации, в колчеданно-полиметаллических рудах, приуроченных к зонам окварцевания и серицитизации. Следы его отмечаются в кварц-баритовых жилах с полиметаллическим оруденением, в колчеданных рудах, а также в гидротермально измененных породах. Установлена прямо пропорциональная зависимость количества золота от содержа-

ния сурьмы и мышьяка, что, по мнению Н. С. Видякина, указывает на генетическую связь золота с колчеданно-мышьяковой фазой рудного процесса [20]. Не найдено видимого золота и в зоне выветривания сульфидных руд. Так, в пробе, взятой из хорошо выраженной зоны окисления колчеданно-полиметаллической залежи, после промывки видимого золота не оказалось [54, 124]. Очевидно, в этих рудах золото находится в незначительных количествах и в тонкодисперсном состоянии.

Коренная золотоносная минерализация обнаружена также в марганцевых и железомарганцевых рудах различного генетического типа. В этом отношении интересны находки золота в окисленных марганцевых рудах [54]. Пробирным анализом золото выявлено также в железомарганцевых силикатно-карбонатных рудах.

Наиболее интересной является золотоносная минерализация, связанная с кварцевыми жилами, прожилками, зонами окварцевания и кварц-карбонатными породами.

Почти повсеместно она приурочена к породам деловецкого комплекса и размещается преимущественно в нижней части разреза (сланцево-кварцито-карбонатная свита).

Кварцевые жилы, прожилки и зоны окварцевания с сульфидной минерализацией залегают среди хлорит-серицитовых, кварц-серицитовых и альбит-хлорит-серицитовых сланцев. Они вместе с вмещающими породами интенсивно раздроблены и брекчированы. Распределение золота в них очень неравномерное. Встречается оно как в секущих, так и послойных прожилках, причем содержание его в них нередко почти одинаковое. В местах интенсивного дробления наблюдается глинка трения и зеркала скольжения.

Самородное золото мелкое и неправильной формы, находится в обломках лимонитизированных пород и кварца. Изредка встречаются тонкие прожилки золота в кварце. Местами подобные прожилки разорваны вместе с кварцем, что свидетельствует о послерудных тектонических подвижках.

В составе минерализации этого типа среди жильных минералов преобладает кварц, отмечаются карбонаты, барит, альбит. Из рудных минералов, кроме золота, присутствуют пирит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит. Содержание сульфидов составляет не более 5—15%. Эти данные позволяют отнести описываемую минерализацию к убого-сульфидной золото-кварцевой формации в понимании Н. В. Петровской [141].

Возраст золотого оруденения, по данным некоторых геологов, нижнемеловой. Генетически оно связывается с дайковым поясом афанитовых диабазов. Однако этот вывод не согласуется с приведенным фактическим материалом. По нашему мнению, золотое оруденение в Мармарошском массиве является одновозрастным и сингенетичным с вмещающими метаморфическими породами. Его формирование связано с процессами регионального метаморфизма [130, 101].

Наиболее благоприятны для золотого оруденения породы деловецкого комплекса, формировавшиеся в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, весьма благодатной для концентрации

золота [15]. Источником металла могли служить первичные осадочно-вулканогенные образования. Возможность мобилизации золота с кварцем в процессе метаморфизма из диспергированного в осадочных толщах при седиментации установлена экспериментально [22]. Не исключено также в этом процессе влияние соскладчатого гранитоидного магматизма.

Подтверждением высказанных предположений о сингенетичности золотого оруденения с вмещающими породами служит послойная кварцевая жила с золоторудной минерализацией, вскрытая среди сланцев деловецкого комплекса (рис. 23). Сверху жилы — это углистые серицит-хлоритовые сланцы с линзовидными выделениями кварца, снизу — кварцитовидные серицит-хлоритовые сланцы с послойными линзовидными выделениями кварца и тонкими секущими прожилками. Жила обрывается зоной дробления, выполненной тектонической брекчией, в которой обломки вмещающих сланцев сцементированы карбонатным материалом. Карбонат в этой зоне образует также прожилки (от 2—3 мм до 15—20 мм в раздувах) и гнезда (до 4—5 см в диаметре). Он обычно представлен игольчатыми, лучистыми и шестоватыми агрегатами арагонита.

Кварц в основной жиле различный: молочно-белый с гнездами желтовато-бурых гидроокислов железа, голубовато-серый сливной сильно трещиноватый и обычно золотиносный, брекчиевидный пятнистый с участками розовато-бурого и голубовато-серого. Золото образует мелкую вкрапленность, тонкие прерывистые прожилки и гнезда в самом кварце и на контакте его с вмещающими серицит-хлоритовыми сланцами. Встречено оно также в протолочных пробах из вмещающих сланцев. Золото преимущественно мелкое, неправильной формы, объемное, с неровной кавернозной поверхностью, нередко в виде листоватых, пластинчатых, комковидных, проволокообразных и дендритовидных агрегатов. Встречены единичные кристаллы кубического и октаэдрического габитуса и их сростки. Золото имеет высокую отражательную способность и сравнительно низкую твердость (55—65 кг/мм<sup>2</sup>), что согласуется с весьма высокой пробой (931—933), вычисленной по результатам микросондового анализа. Определение пробы с помощью пробирных игл для отдельных золотинок из углистых серицит-хлоритовых сланцев также дает высокое, но переменное ее значение: 870—880 и 975.

Своеобразной является золотая минерализация, связанная с линзовидными послойными телами кварц-карбонатного состава, также залегающими среди слюдисто-хлоритовых сланцев деловецкого комплекса. Вмещающие сланцы сильно перемяты и в различной степени окварцованы. Породы разбиты продольными и поперечными трещинами. В их составе основными минералами являются кварц и доломит, которые в количественном отношении распределены неравномерно. Они образуют или совместные тонкозернистые, иногда мраморовидные агрегаты, или же почти мономинеральные прослой и линзы. Структура кварц-карбонатных пород тонкозернистая массивная, реже среднезернистая, текстура сплошная и нередко полосчатая, пятнистая и сетчатая. С поверхности они окислены.

Из рудных минералов обнаружены галенит, редко — сфалерит, пирит, халькопирит, гетит, золото. Преобладает, галенит, образующий мелкую вкрапленность (до 5 мм), тонкие прожилки (до 3—4 мм) и гнезда (2—3 см в диаметре).

*Золотоносная минерализация промежуточных коллекторов.* В ряде мест установлено наличие локальных ореолов механического рассеяния золота в области развития меловых терригенных пород Мармарошской

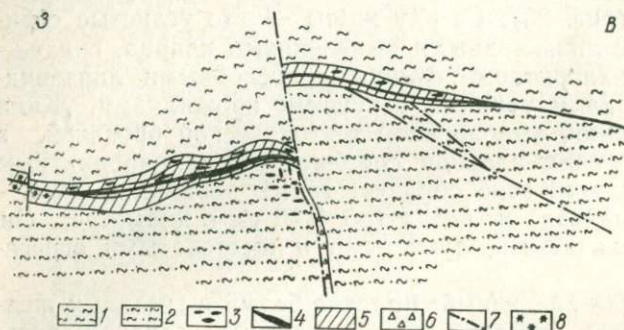


Рис. 23. Золотоносные кварцевые жилы в сланцах деловецкого комплекса.

1 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 2 — углистые серицит-хлоритовые сланцы; 3 — секущие и позднейшие кварцевые прожилки; 4 — кварцевые жилы; 5 — рудное тело; 6 — тектоническая брекчия, сцементированная арагонитом; 7 — участки лимонитизации.

зоны и химическим анализом выявлены следы золота во всех литологических типах пород [20].

Детальным шлиховым опробованием мелких ручьев, дренирующих терригенные отложения, установлено, что ореолы рассеивания золота сосредоточены в основном у выходов конгломератов. В протолочных пробах конгломератов также обнаружены единичные мелкие золотины. В ассоциации с золотом в этих ручьях часто находится барит, рутил, куприт, пирит, реже — самородные свинец и медь, киноварь. Золото в основном объемное, неокатанное, с включениями кварца и темного рудного минерала.

Таким образом, меловые конгломераты, пользующиеся широким развитием в Мармарошской зоне, представляют большой интерес только как источник сноса золота в современных отложениях. Причем в них можно предположить не только терригенное золото, но и наложенные гидротермальные его образования [55]. Заслуживают внимания в этом плане конгломератовые толщи триаса и юры.

*Золотоносная минерализация четвертичных отложений.* Шлиховым опробованием установлено самородное золото в различных рыхлых образованиях. Чаще всего оно отмечается среди аллювиальных отложений [9, 54, 98, 124].

В местах развития метаморфических пород и меловых отложений золото, как правило, приурочено к скоплениям крупных глыб и валунов, сложенных кварцем, кварцитами и кварцитовыми конгломератами. Распределение шлихов с золотом по рекам неравномерное.

В местах вскрытия пород мел-палеогенового флиша золото концентрируется на плотике, сложенном тонкослойными крепкими породами с почти вертикальным падением и простираем поперек речных

долин. В результате этого образуется «ребровик» с глубиной западин до 0,4 м, являющийся хорошим естественным трафаретом, задерживающим металл. Характерно преобладание крупной фракции золота.

Изучение россыпного золота из разных мест показывает, что оно отличается размерами, формой, степенью окатанности, внутренним строением, физическими свойствами и составом (табл. 19).

В современных аллювиальных отложениях встречаются золотины сравнительно небольших размеров. По форме, которая мало зависит от места нахождения, больше всего отличаются между собой золотины разной крупности. Выделяется три основных морфологических типа этих золотин: 1) золотины с более или менее четко выраженной окантовкой; 2) золотины с правильным внешним очертанием; 3) золотины неправильной формы. Количество пластинчатого золота в отдельных районах неодинаково.

Самородное золото имеет различную степень окатанности. Наиболее низкий коэффициент окатанности свойственен золоту верховьев речных долин, вскрывающих древние метаморфические породы.

Изучением внутреннего строения и микрорельефа частиц золота выявлена неоднородность строения минерала даже в пределах отдельных зерен. Это подтверждается также и результатами измерения твердости [55, 129].

По данным С. В. Яблоковой, для большинства золотин характерна полиэдрическая зернистая структура с крупными размерами зерен, что свойственно золоту из месторождений средних и больших глубин (табл. 19). В ряде случаев выявляются высокопробные межзерновые прожилки. В краевых частях золотин и при неглубоком их поперечном срезе видны участки мелкозернистого высокопробного золота, образовавшегося при электрохимической коррозии поверхности золотин в условиях россыпи. Судя по незначительной глубине коррозии и наличию борозд скольжения, перенос золота от коренных источников незначительный.

Россыпное золото на описываемой территории преимущественно высокопробное. Редко отмечаются золотины низкой и средней пробы (табл. 19).

В составе тяжелой фракции шлихов из современных аллювиальных отложений преобладают порообразующие и акцессорные минералы горных пород и в меньших количествах встречаются рудные и сопровождающие их жильные минералы. Исследованные золотоносные отложения почти не отличаются в этом отношении ассоциациями порообразующих и акцессорных минералов. Среди минеральных ассоциаций рудных и жильных минералов, наряду с общностью, имеются и некоторые отличия. Общим является наличие в значительных количествах пирита и псевдоморфоз по нему и постоянное присутствие киновари. Из часто встречаемых минералов характерны магнетит, галенит и пироморфит. Больше отличаются между собой золотоносные отложения по редко встречаемым ассоциациям минералов, в частности, сфалериту и самородному серебру, самородному свинцу и другим минералам.

Особенности самородного золота и шлиховых минеральных ассоциаций дают основание говорить о сравнительно малом расстоянии переноса аллювиального золота на исследованной территории, причем в отдельных местах его источник, вероятно, находился на разном расстоянии и имел различную первичную генетическую природу [101].

В областях развития метаморфических пород и меловых терригенных толщ, в современных аллювиальных отложениях основным источником золота, вероятно, служили кварцевые жилы и кварц-карбонатные тела с золоторудной минерализацией. Значительная дисперсия

Обобщающие данные по морфологии, свойствам и составу самородного золота

Местонахождение	Генетический тип отложений	Морфология
В пределах развития древних метаморфических пород и меловых отложений	Современные аллювиальные отложения	Слабоокатанные и иногда неокатанные комковидные выделения неправильной, губчатой, изометричной и слабоуплощенной формы, несовершенно выраженные кристаллы и толстопластинчатые золотины с неровной поверхностью
	Конгломераты соймульской свиты мела	Неокатанные объемные комковидно-жилковидные выделения, реже пластинчатые, дендриты, тонкие пластины и несовершенно совершенные монокристаллы с ячеистой поверхностью
В пределах развития пород мел-палеогенового флиша	Современные аллювиальные отложения	Хорошо и идеально окатанные тонкие и толстопластинчатые, лепешковидные и чешуйчатые золотины и редко палочковидные выделения
	Современные аллювиальные отложения	Слабо-средне- и хорошо окатанные изометричные комковидные и толстопластинчатые выделения, несовершенно выраженные кристаллы и их сростки. Отдельные золотины покрыты пленками амальгамы
В пределах развития моласовых отложений Предкарпатского прогиба	Слободские конгломераты миоцена	Средне и слабоокатанные эллиптические и округлые таблички, пластинки и крупинки, редко палочковидные и каплевидные выделения, одиночные кристаллы кубооктаэдрического габитуса
	Современные аллювиальные отложения	Среднеокатанные толстопластинчатые золотины с овальной конфигурацией и ямчатой поверхностью
Стык флишевой области с эффузивной грядой неогена	Современные аллювиальные отложения	Среднеокатанные толстопластинчатые золотины с овальной конфигурацией и ямчатой поверхностью

Примечание. Проба золота определялась с помощью пробирных игл, а структура — в соляной кислоте. (Определения выполнены в лаборатории ЦНИГРИ С. В. Яблоковой). Для в скобках — количество измерений.

пробы золота, очевидно, связана не с различным характером его источников, а с неоднородностью золота, обусловленной наличием его разных генераций: более раннего высокопробного и позднего низкопробного.

Вопрос о первоисточнике россыпного золота в пределах развития мощных толщ мелового и палеогенового флиша является наиболее сложным. Здесь пока неизвестны коренные гидротермальные рудопроявления, не найдены достоверные промежуточные коллектора самородного золота. Судя по особенностям состава и свойств большинства зо-

Таблица 19

из россыпной минерализации

Структура	Твердость, кг/мм <sup>2</sup>	Параметр ячейки, А	Проба
Крупно-, средне- и мелкозернистая, иногда деформированная и зональная. Низкопробное золото более мелкозернистое зональное. Отмечаются высокопробные прожилки и каймы	58,5—103,0 69,3	4,069±0,01	600 (2) 735—870 (6) 802 910—980 (11) 950
	Преобладает разнозернистая структура перекристаллизации. Для более низкопробного золота характерны межзерновые прожилки и каймы		77,8—82,8 80,0
Мелкозернистая с неяснвыраженной зональностью для весьма низкопробного золота, крупнозернистая со следами мелкозернистой структуры перекристаллизации с зональной низкопробной каймой	71,5—97,0 84	4,066±0,001	600 (1) 825—865 (3) 850 900—960 (3) 927
	Мелкозернистая структура перекристаллизации с высокопробными каймами и прожилками		37,0—78,0 55
Не изучено	46,6—69,9 59	4,073±0,001	960—980
Мелкозернистая с одинаковой ориентировкой зерен и разнозернистая с более крупными субиндивидами в центре золотины. Отмечаются межзерновые высокопробные прожилки	—	—	950—970

на монтированных полировках, протравленных царской водкой и раствором хромового ангидрида пробы золота даны: в числителе — пределы колебаний, в знаменателе — среднее значение.

лотин и минеральных шлиховых ассоциаций, можно допустить связь его с образованиями убогосульфидной золото-кварцевой формации. Более крупные размеры золотин, высшая степень их окатанности и уплощенности, вероятно, связаны с преобразованиями и изменениями золота в условиях гипергенеза и механических воздействий. В этих местах не исключено поступление золота из каких-то промежуточных коллекторов.

**Минерализация серебра.** В пределах Украинских Карпат можно выделить три формы проявления серебра: 1) самородное серебро; 2) сульфиды и сульфосоли серебра; 3) изоморфная примесь серебра в галените.

Самородное серебро представлено тонкими пластинками, образующими дендритовидные агрегаты по трещинам, что указывает на образование его в одну из последних стадий гипогенного этапа рудообразования [95]. Серебро отмечается также в мономинеральных концентратах пирита и галенита.

Минералогическое изучение показало, что серебросодержащие минералы находятся в тонкодисперсном состоянии и только изредка образуют мелкие (до 0,01 и реже до 0,05 мм) выделения. В основном они представлены аргентитом и фрейбергитом, находящимися в парагенетической ассоциации с галенитом, халькопиритом и сфалеритом. Размер вкрапленников аргентита и фрейбергита колеблется от 0,005 до 0,25 мм.

Местами встречается аргентит в тесном парагенезисе с пруститом и пираргиритом, образуя совместные мелкие выделения неправильной формы в галените [95].

**Колчеданные и полиметаллические рудопроявления.** Руды меди, свинца и цинка на территории Украинских Карпат представлены в основном колчеданной и полиметаллической формациями и сосредоточены главным образом в Мармарошской зоне. По минеральному составу выделяются четыре типа руд: колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые. Отдельные типы руд встречаются самостоятельно, но чаще они находятся в комплексе. Минеральный состав, характер вмещающих пород, морфология рудных тел и другие особенности этих руд освещаются в табл. 20.

Н. С. Видякин в пределах Чивчинского района возводит выделенные типы руд в ранг разновозрастных рудных комплексов, которые образуются в разные этапы минерализации и связаны с различными магматическими комплексами [19].

Нашими исследованиями показано, что эти выводы не согласуются с большим фактическим материалом как по району Чивчинских гор, так и особенно по прилегающим районам [124].

Рудопроявления Мармарошского массива можно разделить на две большие группы [124, 131]. К первой относятся сульфидные в различной степени метаморфизованные и связанные с кристаллическими породами массива. Вторая группа включает неметаморфизованные рудопроявления залегающие как в кристаллических сланцах, так и среди более молодых образований, в том числе и извержениях неогенового возраста.

Среди сульфидных рудопоявлений первой группы выделяется два комплекса: 1) стратиформный колчеданно-полиметаллический, объединяющий колчеданные, медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические типы руд, связанные с первичным формированием и процессами метаморфизма вмещающих кристаллических пород; 2) жильный полиметаллический или барит-полиметаллический, приуроченный к зонам тектонических нарушений в метаморфических породах (табл. 20).

*Стратиформный колчеданно-полиметаллический комплекс.* Все колчеданные, медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические рудопоявления в советской части Мармарошского массива размещаются в кристаллических породах, преимущественно в хлорит-кварцевых, серицит-кварцевых сланцах и метаэффузивах. Среди них выделяются: а) сплошные серноколчеданные рудопоявления, приуроченные к сильно раздробленным хлорит-серицитовым, хлорит-кварцевым и серицит-кварцевым сланцам нижней свиты верхнего комплекса (Прелуки, Б. Веснарка, В. Банский, Пиритовое и др.); б) прожилково-вкрапленные медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые, связанные с кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и кварц-карбонатными жилами, приуроченными к хлорит-кварцевым и слюдяным сланцам нижней сланцевой свиты (Лостунец, Сауляк и др.); в) сплошные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические рудопоявления в зонах дробления и хлоритизации пород порфиroidно-сланцевой и кварцито-сланцевой свит верхнего комплекса (Баласинув, Малахитовое и др. табл. 20).

Минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд отличаются большим разнообразием. В серноколчеданных рудах почти единственным рудным минералом является пирит с небольшими примесями для Чивчинского района меди, а для Раховского района цинка, свинца, ртути, молибдена, бария.

Медноколчеданные руды сложены пиритом, халькопиритом с небольшой примесью галенита, сфалерита, пирротина, марказита, арсенопирита и др. Главным полезным ископаемым является медь, содержание которой изменяется в широких пределах, к попутным компонентам относятся цинк и свинец. Отмечаются также мышьяк, сурьма, висмут и кобальт. Текстура руд вкрапленная, прожилковая, массивная и полосчатая; структура — мелкозернистая, катакластическая.

Колчеданно-полиметаллические руды состоят главным образом из пирита, сфалерита и галенита. В сплошных рудах преобладает пирит (25—90%), а последние два минерала развиты примерно в равных соотношениях. Очень редко попадаются рудопоявления с высоким содержанием арсенопирита. В прожилково-вкрапленных рудопоявлениях на первом месте обычно стоят галенит или сфалерит. В небольших количествах отмечаются халькопирит и пирротин, блеклые руды и др. (табл. 20). Из полезных компонентов в колчеданно-полиметаллических рудах преобладают цинк и свинец, в меньших дозах обнаружена медь. В незначительных количествах встречаются кадмий (в сфалерите), висмут и олово. Текстура руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная, массивная и полосчатая; структура — мелкозернистая, аллотриоморфнозернистая, местами реликтовая, метаколлоидная. Содер-

жание меди, цинка и свинца в пределах одного и того же рудного тела-пласта меняется: обычно лежащий бок обогащен медью, а висячий — свинцом и цинком; иногда рудные тела в центральной части сложены преимущественно пиритом, а по периферии обогащены сульфидами свинца, цинка и меди.

Взгляды на условия образования и возраст рудопроявлений советской части массива противоречивы. В. И. Чулочников и Г. Т. Сакеев относили колчеданно-полиметаллические рудопроявления к гидротермальным образованиям, генетическим связанным с верхнетретичным

#### Основные особенности колчеданных и полиметаллических рудопроявлений

Рудный комплекс	Тип руд	Вещающие породы	Морфология рудных тел
Стратиформный колчеданно-полиметаллический (осадочно-вулканогенно-метаморфогенный)	Колчеданный	Главным образом породы сланцево-кварцито-карбонатной свиты (серпичито-хлоритовые, серпичито-хлорито-кварцевые, хлорито-кварцевые сланцы, черные субграфитовые сланцы и кварциты) редко отложения порфиroidно-сланцевой и кварцито-сланцевой свит	Послойные пластообразные и линзовидные залежи, вкрапленные выделения и минерализованные зоны
	Медно-колчеданный	Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы в метаморфических сланцах сланцево-кварцито-карбонатной свиты, зоны дробления и метасоматического замещения в породах порфиroidно-сланцевой и кварцито-сланцевой свит	Прожилки, гнезда, мелкие линзообразные тела и минерализованные зоны
	Колчеданно-полиметаллический	Продольные зоны нарушений в породах порфиroidно-сланцевой и кварцито-сланцевой свит	Линзообразные и пластовые залежи, гнезда и минерализованные зоны
Секущий барито-полиметаллический (гидротермальный)	Свинцово-цинковый	Кварцевые, кварц-баритовые, баритовые, кварц-барит-карбонатные жилы, брекчированные метаморфические породы, сцементированные кварц-барит-карбонатным цементом	Прожилки, жильные тела и гнезда

магматизмом. Н. С. Видякин также считает, что эти рудопроявления сложились гидротермальным путем в несколько стадий минерализации, но среди них имеются четыре разновозрастных комплекса, генетически связанных с различными магматическими образованиями [19]. Э. А. Лазаренко и др. [96] отмечают, что залежи, обогащенные пиритом, лишь условно могут связываться с постмагматическими процессами, возможно, это глубокометаморфизованные первично-осадочные образования.

Т а б л и ц а 20

Структурно-текстурные особенности	Минеральный состав			Примеры рудопроявлений
	Первичные минералы		Вторичные экзогенные минералы	
	главные	второстепенные		
Структуры зернистые, порфиробластовые, порфирукластические и катакластические; текстуры массивные, прожилково-вкрапленные, полосчатые, колломорфные	Пирит, марказит, пирит-мельниковит, кварц	Пирротин, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, барит	Гидроокислы железа (гидрогематит, гетит, лепидокрокит), фиброферрит, гипс, халькозин, ковеллин, самородная сера	Прелуки, Чемурный, Большая Веснярка, В. Банский, Пиритовое и др.
Структуры мелкоаллотриоморфно-зернистые, катакластические; текстуры мелко-вкрапленные, прожилковые, полосчатые	Халькопирит, пирит, марказит, кварц	Пирротин, галенит, сфалерит, арсенопирит, кубанит, альбит, фрейбергит (?)	Халькозин, борнит, ковеллин, гидроокислы железа, водный сульфат железа (язозит), малахит, англезит, смитсонит	Альбин, Перкалб Чемурный, Большой Прелучный, Малахитовое, Полонское и др.
Структуры зернистые, катакластические; текстуры массивные, прожилково-вкрапленные, полосчатые	Сфалерит, галенит, пирит, арсенопирит, халькопирит, кварц	Пирротин, тетраэдрит, буланжерит, касситерит, барит, сидерит	Гидроокислы железа, халькозин, церуссит, англезит	Баласинув, Лостунец, Сауляк и др.
Структуры аллотриоморфнозернистые; текстуры прожилково-вкрапленные, брекчиевидные, реже массивные, полосчатые и бурундучные	Галенит, сфалерит, пирит, кварц, барит, анкерит, сидерит, кальцит	Марказит, халькопирит, пирротин, арсенопирит, фрейбергит, прустит, пираргирит, самородное серебро	Гидроокислы железа, церуссит, англезит, халькозин, аргентит, ковеллин, смитсонит, малахит, азурит	Лостуень, М. Прелучный, Раховское, Кобылецкая Поляна, Обниж и др.

Согласно работе [124], стратиформные сульфидные руды относятся к осадочно-эксгалационным и субвулканическим эксгалационно-гидротермальным образованиям (по классификации В. И. Смирнова [156]), генетически связанных с кварц-кератофировым геосинклинальным вулканизмом нижнего палеозоя. Главным первоисточником рудного вещества служили в основном вулканические эксгалации и частично, вероятно, гидротермальные растворы, с которыми связано образование пластовых колчеданных залежей, небольших прожилковых выделений и зон импрегнации. Вкрапленные почти чисто пиритовые или пирит-марказитовые рудопроявления в углеродсодержащих сланцах, вероятно, образовывались только осадочным путем.

Не исключен в некоторых случаях смешанный источник рудного материала.

В процессе регионального метаморфизма происходит не только собирательная перекристаллизация сульфидных руд, сопровождавшаяся образованием порфиробластов пирита, но и переотложение и новообразование рудных минералов. Причем главная мобилизация рудного вещества (особенно меди, свинца и цинка), очевидно, происходила в регрессивную (метаморфогенно-гидротермальную) стадию метаморфизма. Источником растворов и рудных компонентов служили осадочно-вулканогенные породы, подвергшиеся прогрессивному метаморфизму. Возможность мобилизации металлов растворами, образующимися в процессе метаморфизма осадочных и вулканогенных пород, подтверждается экспериментально.

Сравнение медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудопроявлений советской части и подобных месторождений румынской части Мармарошского массива, приуроченных к кристаллическим породам, указывает на их сходство: а) в условиях залегания (приуроченность к региональным разломам северо-западного общекарпатского простирания и стратиграфический контроль руд); б) в формах рудных тел (в основном, стратиформные залежи); в) в близости качественного минерального состава руд и содержания полезных компонентов; г) в текстурных и структурных особенностях; д) в степени метаморфизма руд и их образовании. Они создают единую металлогеническую колчеданную формацию Восточных Карпат.

Большинство медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Румынии и рудопроявлений советской территории расположены в зоне, протягивающейся вдоль восточного края Мармарошского массива на расстоянии около 200 км [131, 207]. Они залегают только среди верхнего комплекса (серия Тульгеш) и контролируются выходами метаморфизованных вулканогенных образований, которые могут служить важным поисковым признаком для месторождений подобного типа.

В медноколчеданных (Бэлан, Фундул-Молдovej) и колчеданно-полиметаллических (Лешул-Урсулуй) месторождениях рудные залежи располагаются в пределах рудоносной зоны на различных стратиграфических уровнях. Устанавливается первичная вертикальная и горизонтальная зональность как для месторождений в целом, так и для отдельных рудных тел. Поэтому вывод Н. С. Видякина о том, что в Чи-

вчинских горах сохранились «корневые части» медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических рудопроявлений, вызывает сомнение [19].

В генетическом отношении стратиформные сульфидные месторождения и рудопроявления выявляют раннюю связь рудных концентраций с вулканогенно-осадочными процессами и более позднюю — с последующими метаморфическими явлениями. Они представляют собой типичные полигенные образования.

*Рудопроявления и месторождения жильного полиметаллического комплекса* не имеют регионального распространения в Мармарошском массиве. Они обычно связаны с кварц-баритовыми и кварц-барит-карбонатными жилами, гнездами и прожилковыми зонами, приуроченными к продольным и секущим разрывным нарушениям в метаморфических породах фундамента. Нередко свинцово-цинковое оруденение бывает наложенным на стратиформные колчеданные залежи и минерализованные зоны.

Мелкие полиметаллические рудопроявления известны в пределах Раховского района (Кобылецкая Поляна, Раховское, Обниж и др.) и в Чивчинских горах (Лостунь, Малый Прелучный и др.). На румынской территории мы склонны отнести к этому типу месторождения Слетюара и Джемени [124, 131].

Жильное полиметаллическое оруденение имеет более широкий диапазон распределения в стратиграфическом разрезе, чем рудопроявление стратиформного комплекса. Причем оно, как правило, не выходит за пределы метаморфических пород кристаллического фундамента. Наиболее четкая закономерность в распределении полиметаллического оруденения выявлена в пределах Раховского района [67]. В верхней части нижнего (белопотокского) и низах верхнего (деловецкого) комплексов локализовано полиметаллическое оруденение рудопроявлений Обнижской группы\*. Оно представлено жильобразными полого падающими телами, секущими по отношению к вмещающим породам, гнейсам и сланцам, катаклазированными и прорванными метабазами. В жильной кварц-карбонатной массе встречаются ксенолиты метабазитов и вмещающих метаморфических пород фундамента. Мощность жил изменчива, длина небольшая. Главные рудные минералы — сфалерит и галенит, количественное соотношение которых колеблется от почти равного до резкого преобладания галенита над сфалеритом и наоборот; пирит и арсенопирит играют второстепенную роль, слабо распространены пирротин и халькопирит. Мильные минералы представлены кварцем, кальцитом и анкеритом. Среди них резко преобладает кварц. В руде содержатся свинец и цинк в переменных количествах. Текстура руд прожилковатая, вкрапленная и гнездовая, структура аллотриоморфнозернистая, среднезернистая, идиоморфнозернистая и эмульсионная.

---

\* Согласно работе [96], на рудопроявлении Обниж свинцово-цинковая минерализация наблюдается также в известняках триаса и в дайке диабазы мезозойского офиолитового комплекса, в связи с чем данные авторы склонны относить это рудопроявление к более молодым (мезозойским) образованиям.

В верхах сланцево-кварцито-карбонатной свиты верхнего комплекса размещаются рудопроявления Раховской группы. По А. А. Волошину они приурочены к субмеридиональным зонам дробления и брекчирования в биотитовых ортогнейсах и хлорит-серицитовых сланцах (рис. 24). Основное рудное тело состоит из двух параллельных кварц-баритовых жил переменной мощности, разделенных участками прожилково-вкрапленного оруденения. Рудное тело прослежено по падению на глубину и по простиранию. Встречаются брекчии, сцементированные кварцем, с гнездами сульфидов.

Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, реже — арсенопиритом, халькопиритом, пруститом. Среди жильных минералов преобладает кварц и барит, реже отмечается кальцит, сидерит, анкерит, доломит. Для рудных тел Раховского рудопроявления характерны большие колебания в содержании свинца и цинка. По составу выделяется три типа руд: свинцовые с отношением  $Pb : Zn > 2$ ; 2) цинковые с отношением  $Pb : Zn \leq 0,5$ ; 3) смешанные. Форма выделений рудных минералов прожилково-вкрапленная, гнездообразная, линзовидная, редко бурундучная.

К верхам кварцито-сланцевой свиты приурочены рудопроявления Кобылецкополянской группы. Они размещаются среди сильно перемятых серицит-хлоритовых и хлорит-кварцевых сланцев и кварцитов, надвинутых на черный флиш раховской свиты. Рудные тела представлены обрывками кварц-баритовых с сульфидами (при ведущей роли барита) или сульфидно-баритовых жил мощностью более 1 м. Состав руд весьма разнообразный с преобладанием галенита над сфалеритом. Характерно высокое содержание пирита (марказита) и небольшое количество халькопирита, арсенопирита, аргенита, прустита, пираргирита, самородного серебра, магнетита и гематита. Из жильных минералов преобладает барит и реже встречаются кварц, кальцит и сидерит. Руды характеризуются наличием в их составе серебра, свинца и цинка. Текстура руд прожилково-вкрапленная, полосчатая, структура мелкозернистая и графическая.

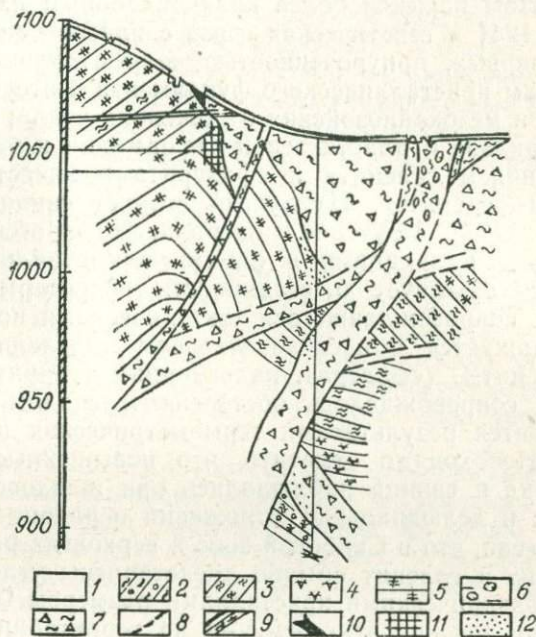
В Чивчинских горах наиболее представительным является рудопроявление Лостунь. Оно приурочено к хлорит-кварцевым и серицит-хлорит-кварцевым сланцам нижней свиты верхнего комплекса, которые слагают ядро крупной антиклинальной складки северо-западного простирания. Породы сильно перемяты и осложнены дополнительной складчатостью. К осевой части складки приурочена зона повышенной трещиноватости пород, с которой связано оруденение. Она прослеживается вдоль ручья Лостунь на значительном расстоянии. Мощность ее различная. Породы в зоне сильно передроблены, серицитизированы и окварцованы, местами превращены в тектоническую глинку трения, что свидетельствует об интенсивных пострудных подвижках вдоль этого нарушения. К этой зоне приурочена прожилково-вкрапленная колчеданная минерализация, представленная в основном пиритом, характеризующимся весьма интенсивным катаклизом, выщелачиванием и замещением гидроксидом железа.

Свинцово-цинковое оруденение обычно связано с брекчированными породами, состоящими из обломков серицито-кварцевых и серицито-

хлоритовых сланцев, а также с баритовыми, барит-кварцевыми и кварц-барит-карбонатными жильными образованиями. Последние часто цементируют обломки названных пород, содержащих местами колчеданную минерализацию. Свинцово-цинковые минералы, как правило, парагенетически связаны с процессом баритизации, то есть мы имеем типичное барито-полиметаллическое оруденение, основным минералом которого является галенит, находящийся в тесной ассоциации со сфа-

Рис. 24. Разрез Раховского полиметаллического рудопроявления.

1 — суглинки; 2 — мегурская свита; хлорито-серпичитовые сланцы; 3 — деловецкая свита; хлорито-серпичитовые графитизированные сланцы; 4 — хлоритовые сланцы; 5 — ортогнейсы биотитовые; 6 — крупнообломочные тектонические брекчии; 7 — тектонические брекчии и милониты; 8 — разломы предполагаемые; 9 — разломы установленные; 10 — кварцево-баритовые жилы с полиметаллическим оруденением; 11 — прожилково-вкрапленное оруденение; 12 — рассеянная полиметаллическая минерализация.



леритом, пиритом и халькопиритом. Они образуют вкрапленность, гнезда и чаще всего тонкие извилистые прожилки в барите или выполняют трещины в окварцованной породе. Химический анализ бороздовых проб показал, что данное рудопроявление содержит свинец, цинк и медь.

На всех полиметаллических рудопроявлениях заметны следы динамометаморфизма различной интенсивности, которые проявились в перекристаллизации и деформации как рудных, так и нерудных минералов. В пределах Раховского района, в отличие от Чивчинского, отмечается преобладание рудопроявлений полиметаллического типа над различными колчеданными рудами. Здесь же фиксируется вертикальная зональность полиметаллического оруденения, которая выражается в постоянном увеличении вверх по разрезу содержания свинца, серебра и бария [67].

Приуроченность полиметаллических руд к зонам тектонических нарушений, в которых обломки метаморфических пород сцементированы кварц-барит-карбонатным материалом, бесспорно свидетельствует об их гидротермальном генезисе. Более сложными являются проблема возраста этих рудопроявлений и вопрос о первоисточнике рудоносных

растворов. Несомненно, что полиметаллические рудопроявления имеют более молодой возраст по сравнению с рудами колчеданно-полиметаллического комплекса, их формирование происходило после основного этапа метаморфизма, то есть после становления метаморфического комплекса. Н. С. Видякин приводит факты, которые, по его мнению, свидетельствуют о возможной связи полиметаллических рудопроявлений с верхнетретичным магматизмом [19].

Нам кажется более правдоподобным их палеозойский возраст [95, 96, 124] и генетическая связь с плагиигранитами, что подтверждается; во-первых, приуроченностью полиметаллической минерализации к породам кристаллического фундамента и отсутствием достоверных ее следов в мезокайнозойских отложениях чехла; во-вторых, наличием следов катаклаза и пластической деформации в барите и галените; в-третьих, наличием галенита и сфалерита в качестве аксессуарных минералов плагиигранитов. Изотопный возраст свинца галенитов весьма изменчив [137]. Изучение минеральных парагенезисов и взаимоотношений между минералами в барито-полиметаллическом рудном комплексе свидетельствует о стадийности гидротермального минералообразования, сопровождавшегося тектоническими подвижками. Эта стадийность выражается в последовательном выделении минералов: кварц-барит-галенит± (сфалерит, халькопирит и пирит)-сидерит-анкерит, — которое сопровождалось постепенным спадом температуры, что подтверждается результатами термометрических исследований.

Необходимо отметить, что повышенные концентрации сульфидов цинка и свинца наблюдались при шлиховом опробовании аллювиальных и делювиальных отложений в районе Борислава—Трускавца. Интересно, что в Скибовой зоне в верховьях рек Воротыще и Лошень сфалерит и галенит обычно представлены угловатыми обломками и реже тетраэдрическими кристаллами размером 0,2—1,0 мм. В более нижней части течения этих рек уже на территории внутренней зоны Предкарпатского прогиба те же минералы приобретают окатанность, свидетельствующую о некотором транспортировании. Отсюда логичным кажется вывод о том, что данные минералы сносятся с северного склона Украинских Карпат. Особый интерес в этом отношении представляют Береговая и Оровская скибы, в пределах которых развиты лопянецкие и поляницкие отложения, содержащие в рассеянном состоянии (мелкая вкрапленность) незначительные количества сфалерита и галенита.

**Медно-молибденовая минерализация.** С верхнепалеозойскими отложениями Мармарошской зоны связаны небольшая медная и медно-молибденовая минерализация. В частности, прожилково-вкрапленная минерализация сульфидов меди встречена в красноцветных верхнепалеозойских отложениях Раховского района. К этой же возрастной группе условно относят медно-молибденовую минерализацию, представленную прожилками сульфидов молибдена, меди и железа (молибденит, халькопирит, пирит).

Примером этой минерализации является участок Малахитовое в Углянском районе, расположенное в долине Большой Угольки, в 300—350 м ниже утеса Альдемирово [96, 137]. Это оруденение приурочено к мощной (до 30 м) зоне разлома северо-западного простирания, вы-

полненной обломками и глыбами кварцевого песчаника и филлитов пермо-триаса (?). Медная минерализация представлена окисленными или полуокисленными сульфидами меди, образующими прожилки или вкрапленности в песчаниках и иногда в небольших кварцево-кальцитовых жилах и гнездах. Среди рудных минералов установлены борнит, халькозин, халькопирит, ковеллин, куприт, малахит, гематит и гетит.

В последние годы выявлены многочисленные точки с медной минерализацией среди меловых и палеогеновых отложений флиша.

Спектральными анализами пестроцветных песчано-глинистых пород мела, вскрытых в бассейне реки Белый Черемош, установлена медь. Причем наиболее высокое ее содержание выявлено в слюдистых песчаниках яловецкой свиты, в которых обнаружены самородная медь, халькозин и по трещинам примазки малахита. Из других рудных минералов в пестроцветной толще преобладают пирит и марказит, которые местами образуют мономинеральные скопления в породах и небольшие выделения в кальцитовых прожилках.

Особого внимания с точки зрения меденосности заслуживают пестроцветные отложения ямненской свиты палеогена в Скибовой зоне, вскрываемые рекой Прут. По данным химических анализов, выполненных И. П. Мудрык, содержание меди в этих отложениях составляет от 0,5 до 0,65% (в среднем 0,1%). Представлена медная минерализация халькопиритом, халькозином, борнитом, ковеллином и малахитом.

**Медно-никелевая минерализация** приурочена к Мармарошской зоне. В бассейне Большой Угольки выявлено небольшое инъеక్షивно-гидротермальное рудопоявление типа краевой залежи по ручью Подкаменному на горе Каменной. Рудное тело приурочено к системе трещин, наблюдаемой в приконтактной зоне с юго-западной стороны небольшого тела серпентинитов, вытянутого в виде дайки с северо-запада на юго-восток и претерпевшего интенсивные процессы лиственитизации. Основные трещины, так же как и линейно вытянутые зоны лиственитизации, протягиваются параллельно контакту серпентинитовой дайки с вмещающими породами и в общем повторяют его простирание. К этим трещинам почти перпендикулярно направлена вторая система трещин подчиненного значения.

Рудное тело представлено жилообразной залежью, которая протягивается вдоль эндоконтакта серпентинитового тела. Мощность рудного тела непостоянна. От центра к периферии она постепенно уменьшается. Падение рудной залежи в общем совпадает с падением дайки серпентинитов, и зона оруденения, по-видимому, прослеживается далеко на глубину\*. Однако это предположение требует дополнительного изучения. Неясной остается также генетическая природа оруденения.

Подкаменское медно-никелевое оруденение, по данным А. А. Волошина, представлено брекчиевыми и сплошными рудами. Основным рудообразующим минералом является никельсодержащий пирит (бра-

\* Залежи подобного типа иногда прослеживаются на глубину до 1 км. По своему характеру они напоминают краевые залежи инъеక్షивно-гидротермального происхождения Монче-Гундры и Печенеги.

воит), в состав которого входит до 5% и более никеля и около 0,3% кобальта. Из других гидротермальных минералов встречаются миллерит, халькопирит, галенит и сфалерит. Из минералов, имеющих второстепенное значение, заслуживают упоминания ильменит, магнетит, гетит и лепидокрокит. По данным немногочисленных анализов, соотношение в руде никеля к меди равно 3:1. Сульфидное оруденение сопровождалось интенсивным изменением вмещающих пород, которое привело к образованию мощной зоны лиственитизации. Интересно, что никель устанавливается также в незначительном количестве в основной массе серпентинита, вероятно, за счет тонкой вкрапленности в них никелистого пирита.

В результате процессов окисления и выветривания на сульфидном никелевом оруденении по ручью Подкаменному образовалась довольно мощная шляпа, из-под которой первичные сульфидные руды вскрываются только в промоине русла ручья. Железная шляпа в основном сложена охристым рассыпчатым и реже плотным ячеистым лимонитом, а также псиломеланом, пиролюзитом и асболоном. В ее верхних горизонтах встречаются обломки лиственитов, скопление и прожилки кварца и карбонатов (в основном кальцита), а также отмечается присутствие ревдинскита, гарниерита и нонтронита. Нижний горизонт, приуроченный к контакту с первичным сульфидным оруденением, представлен сажистыми рудами с пестрым минералогическим составом. Здесь, кроме первичных сульфидных минералов (пирит, миллерит и др.), наблюдаются вторичные сульфиды (марказит, минералы зоны окисления (эпсомит и др.) и минералы коры выветривания вмещающих рудное тело лиственитизированных серпентинитов (гарниерит, монтмориллонит и др.), а также первичные минералы тех же вмещающих пород.

Железная шляпа практического интереса не представляет, так как содержание в ней основных рудных элементов незначительно (количество никеля колеблется от следов до 1%, меди — от 0,1 до 0,5%, кобальта — от 0,02 до 0,04%).

**Бокситы.** В Мармарошской зоне отмечены мелкие линзовидные и пластообразные бокситовые тела, приуроченные к закарстованной поверхности триасовых и юрских известняков.

Рударенское рудопроявление расположено по дороге Рахов—Кобылецкая Поляна. Оно приурочено к закарстованной неровной поверхности светло-серых и розовых брекчированных пелитоморфных известняков триаса (мощность около 25 м), которые кверху трансгрессивно перекрываются пачкой (7—8 м) темно-серых до черных известковистоглинистых песчаников, известняков и аргиллитов с юрскими белемнитами. На контакте обеих толщ прослеживается линзообразная бокситовая залежь, представленная снизу вверх: а) светло-желтыми охристыми бокситовыми глинами, постепенно переходящими в зеленовато-красные бокситы; б) красным до шоколадного бокситом, состоящим из едва заметных мелких оолитов, сцементированных криптокристаллическим диаспором; в) зеленовато-серой (местами с шоколадно-красными пятнами) каменистой разностью боксита, переходящей в зеленоватый хлорито-диаспоровый боксит. Представление о химическом составе отдельных разновидностей бокситовой руды дает табл. 21.

Кривые нагревания бокситов и дебаеграммы показывают, что бокситовая руда состоит из диаспора, гидраргиллита, хлорита, каолинита, кварца, а также гелеобразных окислов железа [95].

Форма бокситовой залежи линзовидная, и ее мощность различная. Исходя из положения рудного тела, наиболее вероятным кажется отнесение времени образования бокситовой залежи к тоару—низам байоса.

Черемошское рудопроявление выявил в 1951 г. И. Д. Гофштейн в верховьях Черного Черемоша на вершине горы Ротундул. В этом районе картируется небольшое пятно желтовато-серых скрытокристаллических известняков, к закарстованной поверхности которых приурочены гнезда и карманы красных бокситовых глин. В одном из углублений установлен следующий состав породы (в %): кремнезема — 39,5; глинозема — 39,72; окиси железа — 8,18; окиси кальция — 0,56; п. п. п. — 10,62. Судя по кривым нагревания, породообразующими являются диаспор и каолинит. Небольшой размер известнякового массива в районе вершины горы Ротундул исключает возможность выявления оруденения промышленного значения.

Исследованные бокситоносные породы находятся в своеобразной геологической обстановке и поэтому трудно ожидать подобных образований с более высоким содержанием окиси алюминия. Бокситоносные залежи, подобные описанным выше, могут быть выявлены и в других местах трансгрессивного залегания темноцветных пород байоса и каменнопотокской свиты.

**Ртутно-мышьяковые, ртутно-мышьяково-сурьмяные и ртутные рудопроявления.** Рудопроявления данного типа известны на южном склоне Украинских Карпат в области развития мелового и палеогенового флиша. Образование рудопроявлений тесно связано с неогеновой вулканической деятельностью. Структурные и металлогенические особенности этого региона позволяют выделить две зоны: 1) Внутривосточную с Углянским мышьяково-ртутным и Драговским сурьмяно-ртутно-мышьяковым рудопроявлениями; 2) Внешнекарпатскую с ртутными (Оленево, Дубриничи) и мышьяково-сурьмяными (Соймы, Черноголово) рудопроявлениями.

Ртутно-мышьяковое и ртутно-мышьяково-сурьмяное оруденения первой зоны известны в районе села Драгово, в бассейне Большой и Малой Угольки [95]. Оруденение приурочено как к продольным, так и к поперечным сбросовым дислокациям и связано в основном с кварц-по-

Таблица 21

**Химический состав бокситов**

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	П. п. п.
Бокситовая зеленая	36,72	1,10	34,63	13,51	11,20
Боксит темно-красный, шоколадный	21,04	2,22	40,41	19,67	10,90
Боксит шоколадно-красный	23,34	2,02	41,52	18,60	11,48
Бокситовая желто-бурая	36,40	1,83	34,12	12,85	12,06

левошпатовыми песчаниками мелового и нижнепалеогенового возраста. Отмечается локализация ртутно-мышьякового оруденения в туфах калиевых диабазов, залегающих среди флишевых образований, в зоне разлома субмеридионального простирания. Главными минералами являются киноварь и реальгар, образующие гнездовые скопления, прожилки, корочки и налеты. Реже встречаются антимонит и аурипигмент, в незначительных количествах в протолочных пробах выявлены киноварь, галенит, сфалерит.

Углянское рудопроявление расположено в междуречье Теребли и Лужанки. В его пределах особого внимания заслуживают Лужанское и Драговское рудопроявления.

Драговское сурьмяно-ртутно-мышьяковое рудопроявление приурочено к линии сочленения Пьенинской зоны с Закарпатским внутренним прогибом. Участок рудопроявления сложен интенсивно дислоцированными пуховскими мергелями (мел), среди которых залегаёт линза алгомератового туфа «калиевого» диабазомощностью до 30 м, прослеживающаяся на протяжении 300 м [96]. Ртутная минерализация связана с мелкими дислокациями северо-восточного простирания. Здесь отчетливо прослеживается избирательное рудоотложение в туфах диабазов.

В пуховских слоях отмечается убогая ртутная минерализация в трещинах мергелей и туфов, которые образуют небольшие прослои в мергелях.

Киноварь наблюдается в виде тонких корок на стенках трещин в пуховских мергелях, ассоциируя с преобладающим марказитом. Вблизи зоны выброса в Новоселицком туфе (неоген) киноварь залегаёт в виде мелких гнезд, здесь же встречаются мелкие жилки кальцита с галенитом, сфалеритом, халькопиритом.

В восточной части участка по трещинам в песчаниках выделяются прожилки крупнокристаллического реальгара. Для Драговского рудопроявления характерна парагенетическая ассоциация реальгара, аурипигмента и антимонита с метациннабаритом [95]. Реальгар встречается на стенках трещин в песчанике в виде кристаллов, нередко покрывающих кристаллы метациннабарита.

Аурипигмент распространён преимущественно в верхних горизонтах рудопроявлений. Наиболее крупные его образования найдены в участках тектонических нарушений среди глинистого материала. Ассоциируя с реальгаром, антимонитом и кварцем, аурипигмент образует шаровидные радиально-лучистые агрегаты размером 0,5—0,6 см, а также плоские розетки по трещинам в песчаниках.

Лужанское ртутное рудопроявление прослеживается по среднему течению Большой Угольки, а также в районе развития глыб юрских известняков, диабазов, габбродиабазов, серпентинитов и пестроцветных песчаников триаса. В зоне дробления шириной около 80 м наблюдается несколько ртутных рудопроявлений в виде редкой вкрапленности, корочек и примазок киновари по трещинам. С киноварью ассоциируют метациннабарит, марказит, горный хрусталь.

Рудопроявления Внешних Карпат беднее. Ниже остановимся на описании наиболее значительных.

Сойменское сурьмяно-мышьяковое оруденение связано с Голятинским антиклинальным поднятием, сложенным в ядре меловыми и нижнепалеогеновыми породами, нарушенными крупными продольными дислокациями. В селе Соймы в мелонитизированной зоне нарушения, выполненной обломками песчаника и перетертым глинистым веществом, наблюдаются относительно крупные (0,5—1 см) кристаллы реальгара, которые обычно находятся в тесном парагенезисе с антимонитом и аурипигментом. Местами рудных минералов столько, что они образуют рудную брекчию, состоящую из обломков песчаника, сцементированных реальгаром, антимонитом, аурипигментом и кварцем (руда с брекчиевидной текстурой). Кроме того, часто встречаются друзовые скопления тех же минералов.

Аурипигмент обычно приурочен к верхним горизонтам рудопроявления. В районе Сойм он прослеживается на значительной площади по трещинам эоценовых песчаников на левом склоне долин Рики и Репинки, образуя мелкие единичные кристаллы и сростки в виде радиально-лучистых розеток (2—3 мм).

Антимонит образует призматические кристаллы, которые, срастаясь, дают шестообразные и спутанно-волоконистые агрегаты. Размер кристаллов обычно не превышает 1 см, хотя отдельные достигают 10 см длины и 1—2 см ширины. Редко встречаются друзовые агрегаты антимонита с включениями зерен реальгара четких прямолинейных очертаний. Наряду с кристаллами антимонита наблюдается иногда порошкообразная, сажистая разновидность этого минерала (например, во вторичном кварците по ручью Рудавцу).

Данные термометрического изучения первичных включений в обломках кристаллов реальгара из Сойменского оруденения показали, что их гомогенизация имела место при температуре 130—135° С [95]. Гомогенизация включений в кристаллах метациннабарита, найденных по трещинам эоценовых песчаников в районе Драгово, произошла при температуре 150—210° С. Это дает основание полагать, что процессы рудной минерализации протекали при температуре 130—210° С.

Многие кристаллы антимонита на этом рудопроявлении под воздействием вторичных процессов в зоне окисления замещаются гидроромеитом, который образует местами в кварцево-глауконитовых эоценовых песчаниках 2—10 сантиметровые рудные жилки и линзы. Цвет гидроромеита белый или кремово-желтый. Минерал хрупкий в виде ячеисто-пористых корок либо сплошных агрегатов. Часто встречаются псевдоморфозы по антимониту шестоватой или игольчатой формы.

Несколько северо-западнее Сойменского рудопроявления в пределах Голятинского поднятия на левом склоне долины ручья Рудавца в нижнемеловых песчаниках верхнешипотской подскиты можно наблюдать жилу вторичного кварцита мощностью около 1,5 м со слабым прожилково-вкрапленным сурьмяно-мышьяковым оруденением и следами ртутной минерализации. Подобные вторичные кварциты возникают как за счет гидротермальных растворов, связанных с глубинными и гипабиссальными интрузиями гранитоидов, так и за счет газогидротерм, выделяемых магматическими телами, которые выведены на по-

верхность или залегают в субвулканических условиях глубинности [95]. Это предположение подтверждается наличием углекислых источников.

Черноголовское сурьмяно-мышьяковое рудопроявление более значительно, чем Сойменское, но также не представляет практического интереса. В горных выработках этого рудопроявления выявлены реальгар, антимонит, аурипигмент и реже киноварь, которые приурочены к песчаниковой толще, сильно раздробленной системой трещин разного направления. Вмещающие породы притерпели слабые вторичные изменения (преимущественно окварцевание).

В песчаниках в виде вкрапленности, а также по трещинам, встречаются мелкие и более крупные полупрозрачные оранжево-красные и темно-красные кристаллы, величина которых иногда достигает 2—3 см. По стенкам трещин часто наблюдаются крупнокристаллические агрегаты в виде корок. Реальгар образует гнезда размером от 0,5—1 до 5 см, тонкие прожилки и редкую вкрапленность. Он выступает в тесном парагенезисе с горным хрусталем и антимонитом, иногда создавая с ними крупные друзы. Антимонит встречается в виде скоплений игольчатых кристаллов, достигающих 5 см в длину. Ширина трещин обычно колеблется от 1—2 мм до 1,0 см. Расстояние между отдельными трещинами в различных местах разное и изменяется от 10 до 40 см и больше. Местами проявления сурьмяно-мышьяковой минерализации столь интенсивные, что они приводят к образованию вкрапленно-прожилковой руды с характерной текстурой пересечения или разлома. Такая руда обычно мономинеральна, представлена одним реальгаром. Подобный тип оруденения очень характерен для Черноголовского рудопроявления. В протолочных пробах устанавливается небольшое количество метациннабарита, единичные зерна киновари, галенита, сфалерита и других минералов [96].

На отдельных участках рудопроявления трещиноватость в песчанике сильно возрастает и порода приобретает вид брекчии, состоящей из обломков песчаника, сцементированных антимонитом, реальгаром и кварцем (руда с брекчиевидной текстурой).

Из других типов текстур распространена друзовая разновидность. В рудах с друзовой текстурой встречаются реальгар, аурипигмент, антимонит, горный хрусталь и изредка метациннабарит и киноварь. Величина и формы друзовых скоплений полностью зависят от размера полости трещин.

Следы мышьякового оруденения выявлены по ручью Монастырскому (левый приток Теремли) в Мармарошской зоне. Рудная минерализация приурочена к тектогенному нарушению, фиксируемому в полосе развития песчано-глинистого эоценового флиша, которое имеет характер крутого надвига. Это нарушение, несомненно, связано с глубинным разломом, который отделяет Пьенинскую и Мармарошскую зоны и в настоящее время замаскирован мощным чехлом палеогеновых отложений. Участок рудопроявления сложен пестроцветными флишевыми отложениями эоцена и гравелитоподобными песчаниками мел-палеогенового возраста. Наблюдаются мелкие поперечные разрывы северо-восточного простирания, с которыми связана мышьяково-ртутная минерализация. Наиболее высокие концентрации ртути отмеча-

ются в небольших прослоях конгломератовидных песчаников, где киноварь и метациннабарит образуют мелкие гнезда и прожилки.

Проявления мышьяковой минерализации в бассейне ручья Монастырского связаны с рудопроявлениями ртути. Они представлены реальгаром, который в эоценовых песчаниках образует тонкие прожилки и иногда встречается в виде довольно крупных, четко ограниченных оранжево-красных кристаллов, выполняющих центральные части полостей трещин. Оруденение бедное и практического интереса не представляет. Распределение минерализации неравномерное, среднее содержание ртути низкое.

Оленевская группа мелких ртутных рудопроявлений приурочена к верхнемеловым и палеогеновым флишевым отложениям, интенсивно смятым в складки. Вся площадь разбита продольными и поперечными нарушениями на отдельные блоки. Непосредственно на участке ртутных рудопроявлений Оленево основная роль принадлежит крутопадающим разломам северо-восточного направления.

Основной рудораспределяющей структурой является Оленевский разлом. К разломам приурочены субвулканические базальтовые и андезито-базальтовые дайковые тела, штоки и некки. Размеры штоков достигают 30—50 и редко 100 м в поперечнике. Дайки прослеживаются обычно на протяжении нескольких сотен метров при мощности 1—5 м. Контактный метаморфизм выражен слабым обжигом и незначительным ороговикованием пород. Вокруг штокообразных тел обычно наблюдаются взрывные брекчии.

Рудопроявления Оленевской группы в основном представлены штоковыми и реже линзообразными залежами. Оруденение обычно приурочено к взрывным брекчиям (Каменный карьер, Буковый) или к эндоконтакту даек и штоков андезито-базальтов (Малый, Центральный, Смереков и др.), а также встречается в окружающих песчаных породах флиша (Квасное).

Наиболее интересное рудопоявление Каменный карьер расположено в центральной части Оленевского разлома и связано со штоком эллипсоидной формы андезито-базальта, который прорывает окружающие флишевые породы. Вокруг круто падающих, почти вертикальных, контактов прослеживается взрывная брекчия, мощностью 0,2—12 м. Обломочный материал брекчии состоит из андезито-базальта, песчаников, аргиллитов и редко мергелей, сцементированных перетертым материалом тех же пород или андезито-базальтовой массой.

Киноварь встречается в виде гнездовидных скоплений, прожилков и вкрапленности. Она обычно сопровождается пиритом, марказитом и реже метациннабаритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом и мельниковитом. Оруденение связано с андезито-базальтовым, сильно каолинизированным телом и окружающей его взрывной брекчией. Оруденелые участки имеют небольшие размеры и обычно отличаются высоким содержанием киновари. Среднее содержание ртути по рудопоявлению низкое. Жильные минералы представлены сидеритом, кальцитом, кварцем, карпатитом и другими. Из гипергенных обычно встречаются окислы марганца, каолинит, окислы железа и опал.

В пределах Оленевского тектонического блока имеются рудопроявления, приуроченные к мелким субвулканическим штокам и дайкам андезитобазальта в осадочных породах палеогенового флиша. С дайками и особенно с окружающими их эруптивными брекчиями тесно связано ртутное оруденение, представленное тонкой вкрапленностью киновари. Редко наблюдается метациннабарит, который часто замещается киноварью.

Сульфиды ртути находятся в тесной ассоциации с кварцем, карбонатами, баритом, кертиситом, карпатитом и аморфными битумами, с которыми иногда образуют друзы. Термометрическое изучение двухфазовых (жидких и газовых) включений в баритах показало, что гомогенизация минералообразующей среды проходила при температуре 80—120° [95]. Минералогический состав ртутных руд относительно простой, и большинство исследователей выделяет две стадии минерализации: первая представлена марказитом, метациннабаритом и баритом, вторая — кальцитом и киноварью.

Метациннабарит обычно (каменный карьер в районе Оленево) встречается в виде колломорфных, радиально-лучистых стяжений, которые постепенно с периферии к центру замещаются киноварью. Попадают также идиоморфные кристаллы метациннабарита в карбонатах. Эти данные указывают на первичный характер образования метациннабарита по отношению к киновари. Термометрическое изучение включений в кристаллах метациннабарита показало, что их гомогенизация наступала при температуре 150—200° С.

По сравнению с этим рудопроявлением более значительная и интенсивная ртутная минерализация наблюдается в средне- и мелкозернистых песчаниках эоценового флиша, прослеживающегося в верховьях ручья Короткого. Песчаники разбиты системой тонких трещин, по плоскостям которых наблюдаются тончайшие корочки киновари. Киноварь, кроме того, в виде мелкой убогой вкрапленности встречается также в самой породе.

В эоценовых песчаниках по Малой Уголке на северном склоне горы Крутой (Мармарошская зона) оруденение представлено гнездовыми скоплениями, корочками и примазками киновари и метациннабарита. Это рудопроявление слабо изучено и требует дополнительных исследований.

Ртутному оруденению области Украинских Карпат обычно свойственны простые минеральные ассоциации. Сложные взаимоотношения наблюдаются только в случае наложения ртутной минерализации на более раннюю полиметаллическую стадию рудообразования, что часто встречается в пределах Закарпатского прогиба.

Дубрыничское ртутное рудопроявление приурочено к небольшому штоку каолинизированного микрогранодиорита, образовавшегося на пересечении двух разломов. Контакты штока с вмещающими породами очень крутые (до 80°) и сопровождаются взрывчатой брекчией мощностью 0,2—1,5 м. В микрогранодиорите встречается импрегнация киновари с небольшой примесью марказита. Оруденение по своему характеру может быть отнесено к штокверковому типу. Оно представлено дисперсным пропитыванием (импрегнация) каолинизированной породы

киноварью, прожилками и редко вкрапленностью. Текстура руды грубополосчатая. Размер рудоносного штока незначительный, на глубине он выклинивается. Оборванная тектоническим нарушением нижняя часть штока залегает на глубине 75 м и представляет собой небольшую вытянутую по вертикали глыбу. Ртутное оруденение представлено мелкокристаллической и скрытокристаллической разновидностями киновари, встречающейся в виде гнезд, прожилков и рассеянной вкрапленности. Здесь более широкое развитие по сравнению с ртутным оруденением получили процессы каолинизации, которые, по всей видимости, являются более древними. Подводящими путями для гидротермальных растворов служили разрывные нарушения, одно из которых привело к отрыву нижней части штока.

Ртутные рудопроявления бассейна ручья Монастырского (приток реки Теремли) находятся в пределах Мармарошской зоны и группируются на трех участках: а) в средней части течения ручья Левого (приток Монастырского); б) в верховьях ручья Левого; в) в верховьях ручья Короткого. Слагающие район меловые и палеогеновые породы сильно дислоцированы и в южной части прорваны мелкими дайками плагиоклазовых порфиритов.

В средней части течения ручья Левого ртутная минерализация представлена небольшими гнездами или гнездовидными скоплениями и вкрапленностью киновари и метациннабарита, приуроченными к тонким (от 1—2 до 10—12 мм) трещинам, секущим разнозернистые песчаники эоцена. Местами киноварь и метациннабарит по плоскостям стенок трещин образуют корочки, толщиной до 3 мм. Киноварь находится в ассоциации с метацинобаритом, марказитом, кальцитом, сидеритом, доломитом, баритом, кварцем и органическими минералами (кертиситом и карпатитом). Вмещающие породы подвергались каолинитизации и карбонатизации.

В Пьенинской зоне в туфах калиевых диабазов, залегающих в районе Драгово среди пуховских мергелей, находится ртутная минерализация (киноварь с реликтами метациннабарита) [95]. Несколько восточнее этого рудопроявления в песчаниках няговского горизонта (миоцен) отмечались выделения реальгара.

В тесной связи с ртутной минерализацией нередко встречается наличие давсонита, образующего белые налеты и скопления тонкоиглочатых агрегатов по полосам трещин в песчаниках флиша (рудопроявление Лужанское) и реже в микрогранодиорит-порфирах Дубриньского района [43].

## Неметаллические ископаемые

Среди неметаллических полезных ископаемых по ресурсам и разнообразию на первый план выдвигаются месторождения строительных и облицовочных материалов (мрамор и мраморизованные известняки), а также горнорудного, химического и цементного сырья.

**Высокометаморфизованные углистые (метаантрацитовые) образования.** В Чивчинских горах месторождения графитоподобных метаантра-

цитов впервые были открыты в 1927—1933 гг. [235]. Выходы метаантрацитовых пород выявлено в верховьях ручья Альбин, в ручье Попадынец, в верхней части правого притока потока Лостунь, на горе Лостунь Великий, в нижней части ручья Чимурный и в других местах. Все они приурочены к горизонту черных кварцитов и сланцев боеровской свиты и кверху перекрываются толщей метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований [147].

«Графитовые» руды залегают преимущественно в виде пластов среди кристаллических сланцев, а также образуют гнезда и линзы. Всего установлено 16 пластов, отличающихся изменчивой и невыдержанной по простиранию мощностью (от долей сантиметра до нескольких метров). Судя по условиям их залегания, можно предположить, что складчатые процессы обусловили раздавливание и разрыв первичных угловых пластов, позднее превратившихся в графитовые породы.

Графитоподобные антрациты характеризуются темно-серой до черной окраской и мелкочешуйчатым сложением. В их составе основным компонентом является графитоподобное вещество; в качестве примесей выявлены зерна кварца, натёки бурого железняка, мелкие кристаллы пирита, чешуи слюды.

Руды, залегающие в линзах, значительно отличаются от среднего состава «графитовых» пород из пластовых залежей (табл. 22). Для последних характерно сравнительно низкое (13,86%) содержание углерода по сравнению с количеством этого компонента (57,80%) в линзах.

По данным Ю. Токарского, запасы чивчинского «графита» довольно значительны, так как выработками и штольнями по потоку Альбин вскрыто несколько пластов мощностью 0,4—2,5 м [235]. На одном из участков на площади 2 км<sup>2</sup> запасы «графита»-сырца определяются в 1 000 000 т. Линзовидный характер залегания руд и сложные тектонические условия вызывают, однако, сомнение в правильности этих подсчетов.

В районе Рахова графитоподобные метаантрациты выявлены в ряде мест в верхней части деловецкого комплекса, а также в образованиях мунцелульской и кузинской свит. Они представлены тонкими прослойками и линзовидными выделениями мощностью 1—15 см, гнездами диаметром 10—20 см и тонкораспыленной примесью в метаморфических сланцах, кварцитовых сланцах и карбонатных породах. Наиболее широко подобные углистые образования развиты в окрестностях села Деловое и в верховьях ручья Кузя.

В 1955—1957 гг. проявления «графита» были обнаружены в окрестностях Кобылецкой Поляны и в седловине гор Берлебашка-Квасная. В Кобылецкой Поляне рудные тела образуют так называемую «графитизированную полосу», представляющую собой брекчированную и окварцованную зону шириной 15—20 м, которая прослеживается на расстоянии 500—600 м. Эта зона приурочена к надвигу палеозойских отложений на меловые. В ее пределах отмечаются линзообразные и пластовые залежи невыдержанной мощности. Отдельные из них мощностью до 10—15 м залегают согласно с вмещающими меловыми породами. На площади в 1—1,5 км<sup>2</sup> установлено около пяти «графитовых» пластов.

Углеродсодержащие сланцы темно-серого и серого цвета довольно плотные или слабо рассланцованные. Угlistое вещество представлено мелкочешуйчатым и скрытокристаллическим графитом (его содержание не превышает 30%), а также высокоуглеродистым агрегатом. В линзовидных телах содержание графита иногда достигает 60—70%, причем наряду с мелкочешуйчатым и скрытокристаллическим графитом отмечается наличие его аморфной разновидности — шунгита [95]. Из других минералов в сланцах часто наблюдаются кварц и серицит, реже — хлорит и карбонаты, очень редко — акцессорные минералы (турмалин, пирит, циркон и др.). Содержание углерода колеблется от 3 до 18% (среднее 8%). По мнению Л. Р. Казакова, «графитовые руды» Кобылецкой Поляны залегают неглубоко и могут быть легко освоены.

Таблица 22

Химический и минеральный состав чивчинских метаантрацитов, весов. %

Компоненты	I			II			Компоненты	I			II			III		
	Химический состав			Минеральный состав												
SiO <sub>2</sub>	42,40	17,29	23,74	«Графит»	14,28	59,67	63,77									
TiO <sub>2</sub>	1,05	0,16	0,03	Слюда	49,28	20,72	11,24									
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,32	9,22	2,39	Пирит	0,95	0,93	0,28									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,75	2,72	2,45	Кальцит	1,71	1,89	1,88									
FeO	0,90	0,12	—	Магнезит	3,34	2,09	2,53									
Fe	0,50	0,50	0,13	Ильменит	1,95	0,28	—									
MnO	Сл.	Сл.	0,6	Ксолоинит	5,94	3,09	—									
MgO	1,58	0,99	1,21	Бурый железняк	3,24	3,23	—									
CaO	0,96	1,05	1,04	Кварц	17,33	6,48	19,06									
Na <sub>2</sub> O	0,10	—	—	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,28	2,14	1,63									
K <sub>2</sub> O	5,68	2,41	1,25	Сумма	100,30	100,52	100,39									
CO <sub>2</sub>	2,51	1,84	2,16													
C	13,86	57,80	62,78													
S	0,45	0,43	0,09													
N	0,03	0,14	0,07													
H	0,39	1,73	0,92													
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,54	1,88	0,47													
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,28	2,14	1,63													
Сумма	100,30	100,52	100,48													

Примечание. I — среднее для «графитовых» пород из пластовых залежей верховья ручья Альбин; II — «графитовая» руда из линзовидных тел, верховье ручья Альбин; III — графитовая руда из Штирийского месторождения, Альпийские горы [235].

Некоторые исследователи считают, что углеродистые образования урочища Гандал в Кобылецкой Поляне представлены аморфным веществом, близким каменным углям и антрацитам [28].

Как видим, природа карпатских графитоподобных метаантрацитов и возможности их практического использования не вполне выяснены и требуют дальнейшего изучения. Заслуживает также внимания наличие в этих образованиях ванадия и хрома. Особенно интересен в этом отношении ванадий, количество которого достигает 0,03—0,07% [28], а в черных кварцитах марганцевого месторождения хребта Прелучный доходит даже до 0,36%.

**Асбестовая минерализация.** Выявлена в пределах Мармарошской зоны и представлена амфибол-асбестом и хризотил-асбестом.

Амфибол-асбест встречается среди марганцевых карбонатно-силикатных руд хребта Прелучного в Чивчинах в виде прожилков толщиной до 4—5 см и гнезд диаметром 8—10 см. Он образует преимущественно плотные тонковолокнистые агрегаты, вытянутые перпендикулярно, параллельно или косо по отношению к стенкам трещин. Нередко отмечается сильная деформация волокон и спутанно-волоконистое строение.

По степени прочности волокон выделяются ломкие и слабоэластичные (пушистые и плотные) амфибол-асбесты. Химические, кристаллооптические, рентгенометрические и термические исследования названных разновидностей амфибол-асбеста показали, что они соответствуют чрезвычайно редкой марганцевой разновидности амфибола куммингтонитового ряда — даннемориту, то есть являются даннеморит-асбестами [124].

Хризотил-асбест распространен более широко. Различные по интенсивности рудопроявления приурочены к глыбовым выходам серпентинитов в бассейне Большой Угольки. В данном районе на горе Каменной А. А. Волошин в 1961 г. обнаружил двенадцать зон дробления мощностью 1—10 м и длиной 60—200 м, с хризотил-асбестовой прожилковой минерализацией. Содержание асбеста в серпентинитах местами достигает 3,5%. Предполагается, что оруденение прослеживается на глубину 50—70 м.

В данном рудопоявлении различаются крупносетчатые, мелкосетчатые и мелкопрожилковые типы руд. В крупносетчатых рудах мощность прожилков хризотил-асбеста достигает 5—10 мм и длина колеблется от нескольких десятков сантиметров до 1—1,5 м. Этот тип оруденения встречается редко. Более распространенными являются мелкосетчатые руды, представленные густо пересекающимися тонкими прожилками (1—3 мм) хризотил-асбеста. Для мелкопрожилкового оруденения свойственно наличие серии густо расположенных параллельных прожилков (мощность 1—3 мм, редко 5 мм), секущих тела серпентинитов полосами мощностью 0,5—1,5 м. Основным рудообразующим минералом является хризотил-асбест следующего состава (в %):  $\text{SiO}_2$  — 39,88;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,93%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 5,81;  $\text{FeO}$  — 0,20;  $\text{MgO}$  — 35,90;  $\text{CaO}$  — 0,49;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  — 0,17;  $\text{H}_2\text{O}^+$  — 13,63;  $\text{H}_2\text{O}^-$  — 3,71.

Рудопоявление горы Каменной обладает незначительными запасами, и его руды по качеству волокна принадлежат к низкосортным разновидностям.

Небольшие проявления хризотил-асбеста встречены также среди глыбовых выходов карбонатизированных серпентинитов бассейна реки Сарата в Чивчинах. Здесь он представлен в виде сплошных агрегатов параллельно-волоконистого строения, образующих тонкие прожилки мощностью до 3—4 мм.

**Рудопоявления барита.** Сравнительно широкое распространение барита в Украинских Карпатах стало известно только в послевоенные годы [95, 124]. Баритовая минерализация связана преимущественно с породами метаморфического комплекса. Она встречается в виде баритовых, кварц-баритовых и кварц-барит-карбонатных жильных образований. Небольшие скопления барита вместе с карбонатами наблюдают-

ся в бассейне Большой и Малой Уголки на контакте сильно измененных ультраосновных пород с юрскими известняками. Баритовая минерализация сопровождается сульфидами, в связи с чем рудопроявления имеют комплексный состав.

В Чивчинских горах рудопроявления барита приурочены к крупным тектоническим нарушениям продольного характера, в которых метаморфические породы превращены в тектоническую брекчию, сцементированную кварцевым, кварц-сульфидным, сульфидным, кварц-баритовым, баритовым, барит-карбонатным и карбонатным цементом. Брекчированные участки часто сопровождается тектоническая голубовато-серая глина и белая кварцевая мука с обломками вмещающих пород, кварца, барита, рудных минералов, что указывает на интенсивные пострудные (альпийские) разрывные движения, возобновлявшиеся по ослабленным участкам более древних (домезозойских) тектонических зон с колчеданно-баритовой или полиметаллически-баритовой минерализацией.

На участке Прелуки барит образует жилы, жильные, линзовидные тела и выделения неправильной формы, как самостоятельные, так и в ассоциации с кварцем и пиритом. Размеры неправильных выделений от нескольких сантиметров до 0,5—1,0 м. Мощность жильных тел колеблется от микроскопических прожилков до 0,5 м и очень редко до 1 м. Барит находится в тесной ассоциации с кварцем и пиритом.

На участке Лостунь баритовая минерализация приурочена к зоне продольного тектонического нарушения, идущего вдоль ручья. Зона представлена брекчированными породами, состоящими из обломков вмещающих сланцев и кварцитов, сцементированных кварц-барит-карбонатным цементом. Кроме того, барит встречается в виде самостоятельных жил мощностью до 0,5 м, кварц-баритовых жил и линзовидных тел такой же мощности, а также гнезд и выделений неправильной формы. Жилы по простиранию прослеживаются на расстоянии 20 и более метров. Барит сопровождается карбонатами типа анкерита и сидерита, сульфидами железа и свинца. Формирование этого рудопроявления происходило стадийно, однако баритовая минерализация не была завершающей, так как на нее наложилась еще карбонатная стадия минералообразования.

На Раховщине кварц-баритовые выделения также приурочены к зонам дробления и вертикальным или крутопадающим трещинам широтного или северо-западного простирания [169]. Жильные кварц-баритовые тела, мощность которых в раздувах достигает 2—3 м, имеют отчетливую брекчиевую или полосчатую текстуру, а также однороднозернистое и массивное строение. Брекчиевидные и полосчатые руды состоят из участков или полос разной зернистости, но обычно мелко- (0,1—0,2 мм) и тонкозернистых (0,02—0,04 мм). Мелкозернистые участки или полосы состоят из зерен кварца неправильной формы, а также чешуек серицита, идиоморфного пирита и неправильных зерен барита.

Кварц-баритовые массивные руды являются в большинстве средне- или крупнозернистыми и состоят из кварца, барита и различного количества сульфидов, иногда с небольшой примесью карбонатов (анкерита и доломита). В некоторых местах мелкозернистый барит, иногда со-

вместно со сфалеритом, заполняет мелкие секущие трещинки, ориентированные в разных направлениях.

На всех рудопрооявлениях барита четко наблюдаются следы катаклаза и пластической деформации, что является одним из важнейших доказательств домезозойского возраста баритовой минерализации.

Кроме жильной массы, в правом борту потока Малый Розис среди слюдисто-хлоритовых сланцев вскрыто послойное кварц-баритовое тело мощностью 0,3 м при среднем содержании барита 63,3%. Условия залегания, структурно-текстурные особенности (полосчатое строение) оруденения, а также значительная зараженность баритом вмещающих сланцев (0,1—0,2%) позволяют рассматривать указанное рудопрооявление в качестве сингенетического образования, одновозрастного с вмещающими сланцами. Проведенные на этом участке специальные работы по поиску баритовых залежей пока не увенчались успехом.

Барит выявлен в шлихах почти всех бассейнов рек и их притоков, прорезающих метаморфические породы, что указывает на необходимость дальнейшего изучения баритоносности Мармарошской зоны.

**Каолиновое сырье.** Небольшие скопления каолина известны в окрестностях Дубрынич (Магурская зона) и в районе Оленево (Дуклянская зона), где они тесно переплетаются с ртутной минерализацией (каолинит является одним из главных пороодообразующих компонентов околорудных измененных пород).

В районе Дубрынич процессы каолинизации связаны со вторичными изменениями интрузии микрогранодиорита. На отдельных участках наблюдаются довольно крупные скопления каолинита с незначительной примесью кварца, которые могут быть использованы в промышленных целях.

В районе Оленево каолинит выступает в парагенезисе с киноварью, кальцитом, халцедоном, кварцем, гидрослюдой и органическими минералами (кертиситом, карпатитом).

**Фосфориты** встречаются в Мармарошской и Пьенинской зонах, на территории которых, кроме двух незначительных месторождений фосфоритов в районе села Кобылецкой Поляны и по ручью Кузя, известны повышенные содержания фосфора в доломитах среднего триаса (ручей Малый Розис, ручей Кузя, Кобылецкая Поляна, гора Соймул), известняках верхней юры (окрестности Приборжавского, район Свалявы и Перечина), а также в эксплозивных брекчиях мелового возраста по речке Большой Берлебаш. В других районах Складчатых Карпат, сложенных меловым и палеогеновым флишем, повышенное содержание фосфора отмечается только в небольших конкрециях, обычно приуроченных к пестроцветным породам яловецкой свиты (сеноман—турон).

Кобылецко-Полянское фосфоритовое месторождение расположено в 1,3 км северо-западнее вершины горы Кобылы в небольшой седловине хребта, разделяющего ручьи Боркут и Сельский. Месторождение состоит из трех мелких горизонтальных залежей, расстояние между которыми не превышает 30—70 м. Самая крупная залежь по форме напоминает овал размером не более 20×40 м. Рудные тела (мощность 0,25—0,4 м) залегают на размытой поверхности триасовых пород, трансгрессивно перекрывающих кристаллические сланцы.

По минералогическому составу фосфоритовые руды Кобылецко-Полянского месторождения состоят из тонкодисперсного апатита (27—29%), серицита (до 65%) и кварца (до 7%). Апатит под микроскопом представляет собой мучнистое непрозрачное вещество, в котором наблюдаются очень мелкие прозрачные кристаллы фторапатита. Несмотря на благоприятную качественную характеристику руд, их незначительные запасы (около 1500 т) не позволяют рекомендовать месторождение для промышленного освоения.

Кузинское фосфатное рудопроявление расположено по правому склону ручья Кузя (приток Тисы) в 850 м выше устья. По генезису и минералогическим особенностям оно существенно отличается от известных в СССР месторождений фосфатов. Рудопроявление приурочено к небольшому вбросовому нарушению, вдоль которого сильно раздробленные темно-серые (почти черные) кварцитовидные сланцы надвигаются на доломиты среднего триаса. Вблизи нарушения в сланцах, практически в своем составе не содержащих соединений фосфора, наблюдаются мелкие гнезда, линзы и тонкие (0,5—1,5 см), пересекающиеся в самых различных направлениях прожилки белого мелоподобного вещества, в основном состоящего из водных алюмофосфатов с примесями серицита (до 16%), апатита (до 4%) и кварца (до 2%). Алюмофосфатный характер оруденения подтверждают данные химического анализа очищенной от вмещающих пород руды, в составе которой, кроме нерастворимого остатка (6,12%), содержится (в %):  $P_2O_5$  — 30,97; CaO — 2,01;  $Fe_2O_3$  — 1,42;  $Al_2O_3$  — 35,00;  $CO_2$  — 0,24;  $SiO_2$  — 5,23; F — 0,4.

Скопления рудных минералов образуют линзовидные тела мощностью 0,2—2,0 м, отделенные друг от друга пустой породой.

Зона алюмофосфатного оруденения прослеживается на протяжении 50 м. Мощность залежи в центральной части достигает 5,5 м, постепенно выклиниваясь к периферии. На глубину она относительно полого (20—30°) погружается по плоскости нарушения в северо-западном направлении.

О характере поведения рудной залежи на глубине в настоящее время нет данных, что затрудняет общую оценку запасов. Бороздование опробование рудной залежи показало, что содержание  $P_2O_5$  в рудных телах в среднем колеблется от 0,2 до 7,5%.

**Строительные материалы и облицовочные камни.** На территории Украинских Карпат известны крупные месторождения различных строительных материалов и облицовочных камней, промышленное освоение которых во многом зависит от потребностей народного хозяйства.

Большой интерес вызывают менилитовые и дусинские битуминозные аргиллиты, из которых путем сухой перегонки можно получить масла (1—3% от общего объема породы), а оставшуюся массу использовать для изготовления легких строительных материалов. Как установлено исследованиями сотрудников Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, менилитовые аргиллиты могут применяться как минеральная составляющая асфальтобетонов, добавка к портландцементу, а также как сырье для получения легкого вспученного материала типа керамзита — заполнителя бетона. Для невыветрелых аргиллитов (пробы ядра скважин) средняя температура вспучивания

составляет 1130—1210° С, а для тех же пород, несколько выветрелых (пробы из естественных обнажений), — до 1260—1300° С. В настоящее время назрела необходимость детального изучения битуминозных пород олигоцена (их запасы практически неисчерпаемы) с целью выявления горизонтов (мощностью не меньше 10—15 м), пригодных для эксплуатации. Параллельно необходимо продолжить исследования по разработке эффективного и экономически выгодного процесса их промышленного освоения.

В разрезе мелового и палеогенового флиша имеются мощные песчаные горизонты, которые вблизи дорог разрабатываются карьерным способом и используются в дорожном и железнодорожном строительстве. В долинах рек встречаются довольно значительные скопления четвертичных галечников и гравийных песков, удовлетворяющих местные запросы в строительном песке и балластовом материале.

*Мраморы, мраморизованные известняки и доломиты.* Наиболее ценные и значительные по запасам месторождения мраморизованных известняков приурочены к южному склону Украинских Карпат, на территории которого прослеживаются две мрамороносные зоны: северная — Мармарошская и южная — Пьенинская.

В Мармарошской зоне мраморы и мраморизованные карбонатные породы встречаются на различных стратиграфических уровнях. В бассейне Тисы (Раховский район) они приурочены к домезозойским метаморфическим породам деловецкой свиты (карьер мраморов в селе Деловое) и связаны с триасовыми, а также верхнеюрскими карбонатными образованиями (ручей Довгоруня), претерпевшими значительный динамометаморфизм в мелу. К этой группе относятся также проявления мраморов, мраморизованных известняков и доломитов в верховьях Белого и Черного Черемоша (Чивчинские горы). Вторая группа месторождений в этой зоне сосредоточена в междуречье Лужанки и Теребля и в основном связана с меловыми отложениями.

На территории Раховской части Мармарошского массива известно около 10 крупных месторождений (Деловецкое, Гора Соколиная, Малый Розис, Ягдтсклош, Довгорунокское, Полунское и др.) палеозойских, триасовых и юрских мраморов [151].

Деловецкое месторождение представлено пластом белого (местами серовато-белого) мрамора (мощность 60 м), приуроченного к деловецкой свите слюдяных сланцев и прослеживающегося на протяжении 1,5 км от Полунского на юго-западе до ручья Белого на северо-востоке. Пласт падает в западном направлении под углом 25—30° (местами углы падения увеличиваются до 60—80°). Дизъюнктивные нарушения разбивают полосу выходов мрамора на три участка: Сауляк, Центральный (наиболее удобный для освоения) и Полунский.

Деловецкие мраморы обладают высокими физико-механическими показателями, хорошей декоративностью и представлены двумя кристаллическими разновидностями: сахарно-белой и серовато-голубоватой. Они относительно хорошо поддаются полировке и обработке. Выход блочного мрамора составляет 10% при средней величине блоков 0,2—0,5 м<sup>3</sup>.

Деловецкие мраморы пригодны для внутренней и наружной от-

делки зданий, изготовления плит для полов и лестничных ступеней. Месторождение интенсивно разрабатывается (годовая добыча мрамора превышает 50 тыс. м<sup>3</sup>). Выветрелый мрамор используется для получения крошки. Балансовые запасы мрамора по категориям А+В+С<sub>1</sub> превышают 1300 тыс. м<sup>3</sup>.

Бутыньское месторождение представлено белым микрозернистым мрамором, приобретающим при полировке цвет слоновой кости. Порода хорошо полируется и обладает хорошей блочностью. В минералогическом отношении она состоит на 90% из кальцита и 10% из кварца. Общие запасы полезного ископаемого оцениваются в 60 тыс. м<sup>3</sup>.

Месторождение Малый Розис представлено белыми мраморами и доломитами триаса, образующими обрывистые скальные выходы в долине ручья Малый Розис (левый приток Белого Потока). Породы при полировке дают красивый рисунок. Предполагаемые геологические запасы превышают 0,5 млн. м<sup>3</sup>.

Месторождение горы Соколиной представлено серыми и белыми мраморами, аналогичными деловецким и приуроченными к породам деловецкой свиты. Предполагаемые геологические запасы 0,6 млн. м<sup>3</sup>.

Месторождение Ягдтсклош (Охотничий Домик) находится в селе Деловое на правом склоне долины Тисы и сложено темно-серыми мелкозернистыми мраморами (азимут падения  $250^\circ < 10-25^\circ$ ) триасового (?) возраста. Периодически кустарно разрабатывается для обжига извести и для получения дорожного баласта. Геологические запасы 1,5 млн. м<sup>3</sup>.

Довгорунское и Головатичское месторождения представлены серыми, светло-серыми и зеленовато-серыми мраморизованными известняками юрского возраста. Геологические запасы очень большие.

Полунское месторождение темно-серых и черных мраморов триасового (?) возраста, залегающих либо на палеозойских кристаллических породах, либо на светло-серых доломитах. Расположено на юго-западном склоне горы Полунской в 1,5 км северо-западнее села Деловое. Падение пород довольно крутое, западное или юго-западное (азимут падения  $245-270^\circ < 40-50^\circ$ ). Запасы по категории С<sub>2</sub> превышают 3,0 млн. м<sup>3</sup>.

Кроме месторождений мрамора на территории Раховщины и Чивчинских гор в ряде мест выявлены залежи доломитов. Удельный вес доломитов 2,3—2,7, временное сопротивление сжатию 600—1000 кг/см<sup>2</sup>. Ориентировочные запасы по Белопотокскому месторождению оцениваются в 300 млн. т и на участке Кузя в 160 млн. т. Значительные ресурсы и близкое расположение залежей около железной дороги Рахов—Сигет выдвигают на повестку дня вопрос об их практическом использовании.

Большие скальные выходы мраморизованных верхнеюрских известняков и мраморной брекчии (нижний мел) сосредоточены в междуречье Лужанки и Теребли [151], где они образуют пять полей: 1) Лужанское в бассейне Лужанки; 2) Зиброволужское и Большеугольское по реке Большой Угольке; 3) Каменеллинское по ручью Каменелли (бассейн Большой Угольки); 4) Малоугольское по реке Малой Угольке; 5) Тереблянское в районе села Заброд. Общие запасы известняков

на этих полях до глубины 15 м ориентировочно оцениваются в 10 млн. м<sup>3</sup>.

Зиброволужское месторождение расположено на левом склоне долины Большой Угольки между ее левыми притоками Ветвистым и Известковистым. Мощность пластовой залежи мраморной брекчии достигает 35 м. В бассейне Большой Угольки брекчия трансгрессивно залегает на древних метаморфических и триасово-юрских отложениях. Ее возраст условно считается нижнемеловым. Обломочный материал брекчии в основном сложен светло-серыми и голубовато-серыми мраморами триасового возраста. Редко встречаются обломки серых коралловых известняков титона и мелкая галька кристаллических сланцев. Цементирующее вещество представлено темно-серой, почти белой или красновато-розовой, кальцитовой массой. Породу пронизывает густая сеть кальцитовых прожилков, придающих ей в полированном виде красивый рисунок. Мраморная брекчия Зиброволужского месторождения отличается высокой прочностью (показатель на сжатие равен 1000 кг/см<sup>2</sup>), хорошо пилится и полируется. Она содержит 51,83—55,80% CaO и 0,28—1,20% SiO<sub>2</sub>. Брекчия вполне пригодна для внутренней облицовки зданий и сооружений. В послевоенные годы, в частности, делаются попытки использовать мраморные плиты из Зиброволужского месторождения для внутренней облицовки некоторых зданий в Киеве. Отходы от добычи мраморных блоков с успехом могут быть использованы для получения мраморной крошки, а также, учитывая благоприятный химический состав брекчии, извести и известкования кислых почв. Значительные запасы разведанной части Зиброволужского месторождения, которые оцениваются в 483 тыс. м<sup>3</sup> (в том числе по категории А+С<sub>1</sub> 460 тыс. м<sup>3</sup>), позволяют рекомендовать его к широкому промышленному освоению.

Вторым по своему значению и запасам месторождением мраморизованных известняков является Каменеллинская залежь ургонских известняков, расположенная в бассейне Большой Угольки по ручью Малому Подмолочному. Породы отличаются хорошей блочностью и красивым рисунком.

Пьенинская мрамороносная зона связана с южной (Пьенинской) зоной утесовых выходов верхнеюрских розовых, красных и желтоватых мраморизованных известняков. На ее территории в прошлом велась карьерная добыча известняков на горе Большой Каменец у села Новоселица Верхняя (бассейн Лужанки), в районе Перечинна и в настоящее время ведется в селе Приборжавское (долина Боржавы). Приборжавские известняки отличаются высоким качеством (53,0—54,0% CaO, 0,2—0,5% MgO) и большими запасами. Самыми высокими потенциальными возможностями обладает междуречье Лужанки и Тербли, где намечаются четыре основные поля выходов кристаллических верхнеюрских известняков.

1. Новоселицкая группа месторождений, расположенная в бассейне ручья Вульховчика (правый приток реки Лужанка). В их число входит известняковый карьер на горе Большой Каменец, на котором разрабатывались красные, розовые, бледно-розовые и желтоватые известняки, легко поддающиеся полировке и пригодные для внутренней облицовки

зданий и сооружений. Применение их для внешней облицовки нецелесообразно, так как они не устойчивы к действию атмосферных факторов. Известняки содержат 53—54% CaO и небольшое количество кремнезема (до 1,8%). Общие запасы Новоселицкого месторождения мраморизованных известняков (балансовые запасы Новоселицкого месторождения на 1 января 1970 г.) по категориям A+B+C<sub>1</sub> — 348 тыс. м<sup>3</sup>, Вульховчикского месторождения по категориям A+B+C<sub>1</sub> — 432 тыс. м<sup>3</sup>.

2. Карпиновская группа месторождений, сосредоточенная в районе поселка Карпиново (Карпиновский ручей, Термоксинское месторождение по реке Большой Угольке). Здесь в основном развиты красные и розово-красные, хорошо полирующиеся известняки с красивым пестрым рисунком, вполне пригодные для использования в качестве облицовочного материала. Местами они содержат несколько повышенное количество кремнезема, что отрицательно сказывается на их свойствах. В частности, содержится (в %): CaO — 47,10; MgO — 0,28; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub> — 0,95; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,10; SiO<sub>2</sub> — 14,28; п. п. п. 37, 57.

3. Малоугольская группа выходов мезозойских известняков, приуроченная к реке Малой Угольке и ручью Кривцу.

4. Крычевская группа выходов юрских известняков, расположенная на левом склоне долины реки Теребли севернее села Крычево.

Широко развитые в Пьенинской зоне известняки и мергели свальвской свиты (верхи титона—низы валанжина) обладают средней крепостью (410—430 кг/см<sup>2</sup>) и по химическому составу вполне пригодны для известкования кислых почв. Наиболее мощные пачки однородных мергелей («натуралов»), которые могут использоваться в цементной промышленности, выявлены на северо-западной окраине Перечина, где вскрывается толща мощностью 100 м сильно дислоцированных мергелей, пригодных для получения портланд цемента марки 150. Мергели неоднородные и часто содержат много кремнезема (30—45%). В среднем в них содержится (в %): SiO<sub>2</sub> — 28—44; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 7—10; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 1,8—3,2; CaO — 24—36; MgO — 1,5—3,5; п. п. п. 18—29. Глиноземный модуль 2,0—4,0, силикатный, 2,8—3,6.

*Песчаники и кремни.* На территории Украинских Карпат известно очень много мелких песчаниковых карьеров, которые периодически действуют в зависимости от потребности в строительном материале. Обычно используются пачки толстослоистых и массивных песчаников мелового и палеогенового возраста. Песчаниковые горизонты обладают довольно высокой крепостью и хорошо поддаются обработке. Кроме мелких карьеров разработок, на территории Украинских Карпат имеется несколько крупных постоянно действующих песчаниковых карьеров (село Ямна, Святославский карьер, город Турка и др.).

В окрестностях Турки (Силезская зона) объектом промышленной разработки служит пачка (20—30 м) серых мелкозернистых песчаников, залегающих в кровле нижнекросненских слоев и отличающихся повышенной прочностью. Качественная характеристика песчаников следующая: удельный вес — 2,72 г/см<sup>3</sup>, объемный вес — 2,60 г/см<sup>3</sup>, водопоглощение — 2,53%, предел прочности при сжатии в сухом состоя-

нии — от 950 до 1475 кг/см<sup>2</sup>, в водонасыщенном состоянии — от 650 до 1200 кг/см<sup>2</sup>.

В Покутско-Буковинских Карпатах по долинам Рушора, Пистынки, Черемоша, Серета ведется полукустарная добыча мономинеральных кварцевых кливских песчаников, которые применяются в дорожном строительстве. При выветривании кливские песчаники разрушаются, образуя скопления кварцевого песка. В Румынии (Вэлени де Мунтэ) подобные пески используются в качестве стекольного сырья.

Из кремней и кремнистых мергелей нижнего кремневого горизонта менилитовых отложений, отличающихся высокой механической прочностью, можно изготавливать щебень, пригодный для дорожного строительства, производства железобетонных конструкций и других целей. Основными их химическими компонентами являются двуокись кремния (13,6—96,3%), окись кальция (0,1—46,6%) и двуокись углерода (от следов до 35,6%); в незначительных количествах присутствуют полоторные окислы (0,7—7,6%) и окись магния (0,1—1,3%).

**Самоцветные и поделочные камни.** В Украинских Карпатах известны небольшие проявления и месторождения самоцветных и поделочных камней, представленных горным хрусталем и родонит-родохрозитовыми породами. Региональное развитие имеет горный хрусталь, известный под названием «мармарошских диамантов».

*Мармарошские диаманты* обнаружены среди флишевых отложений окрестностей Климца и Жупаны в долине реки Стрый [234], окрестностей Кобылецкой Поляны на Раховщине [2], верховьев рек Белого и Черного Черемоша в Чивчинских горах [120], окрестностей Подпозья в Закарпатье [120] и в других местах. Кроме того, в последнее время [151] в Закарпатской области выявлено ряд небольших россыпных месторождений среди аллювиальных отложений рек Рика (Репиненское), Веча (Воловецкое), Славка (Верхневоротское), Латорица (Нижневоротское).

Коренные проявления мармарошских диамантов приурочены к меловым и палеогеновым пачкам серых массивных песчаников и парагетитически тесно связаны с кальцитом и иногда органическими минералами [2]. Диаманты обычно бесцветны; редко встречаются кристаллы с коричневым и серым оттенками. Преобладают хорошо образованные одиночные кристаллы с двумя головками; иногда попадаются их сростки и сильно разъеденные кристаллы. Размеры кристаллов по главной кристаллографической оси составляют обычно от 1 до 12 мм. Редко встречаются кристаллы размером 15—30 мм. Они столбчатые и изометрические, габитус их призматический и дипирамидальный. О. И. Матковский выделяет три типа мармарошских диамантов: 1) хорошо ограненные прозрачные и блестящие кристаллы без внутренних дефектов, обычно мелкие; 2) хорошо образованные трещиноватые; 3) обломанные, плохо образованные и мутные крупные кристаллы со сглаженными ребрами [120].

Огранка кристаллов представляет собой комбинацию гексагональной призмы  $m \{10\bar{1}0\}$  и двух ромбоэдров:  $R \{10\bar{1}1\}$  и  $r \{110\bar{1}\}$ . Развитие этих форм обуславливает вариацию габитусов: часто грани развиты неравномерно. Штриховка на гранях призмы отмечается не всегда.

Среди мармарошских диамантов встречаются монокристаллы правого и левого кварца, а также двойниковые сростки, чаще всего по дофинейскому закону. Показатели преломления кварца, измеренные методом наименьшего отклонения в лучах Na, равны  $n_e=1,5534$ ,  $n_o=1,5441$ ;  $n_e-n_o=0,0093$ . Плотность минерала колеблется от 2,6269 до 2,6701 г/см<sup>3</sup>, абсолютная твердость, измеренная на гранях призмы, составляет 1338—1574,8 кг/мм<sup>2</sup>. В кристаллах содержатся следующие элементы-примеси (в %): Mn (0,006—0,07), V (0—сл.), Cu (0,0003—0,0005), Ti (0,006—0,4), Fe (0,2—0,4), Al (0,3—1,0), Mg (0,06—0,3), Ca (0,1—0,5).

В мармарошских диамантах выявлены твердые, однофазовые (жидкие) и двухфазовые (жидкость—газовый пузырек) включения. Последние гомогенизируются в жидкую фазу при температуре 140—185° С. По-видимому, эта температура является минимальной при образовании мармарошских диамантов. Недавно в них выявлены так называемые взорванные включения, ореолы субмикроскопических «дочерних» включений, а также включения нефти.

Мармарошские диаманты обладают высокими декоративными качествами [151]. Основным их дефектом является наличие сколов по вершинам и ребрам, которые могут быть устранены при соответствующей обработке. Изготовленные из мармарошских диамантов серьги получили высокую оценку. Непосредственный практический интерес представляют некоторые россыпи, обладающие значительными запасами. Задержка в их разработке связана с тем, что процесс извлечения кристаллов из аллювиальных отложений весьма сложен.

*Родонит-родохрозитовые породы.* Среди марганцевых силикатно-карбонатных руд встречаются родонит-родохрозитовые разновидности, которые могут быть использованы как поделочный материал. Они мелкозернистые, плотные, разнообразной окраски (малиновой, красной, коричнево-красной, серовато-коричневой зеленоватой, синеватой), с интересными брекчиевидными рисунками. В них прослеживаются яркие полосы и пятна малиново-красного родонита, прожилки (иногда тонкие, сетчатые) родохрозита и кварца, пятнистые выделения окислов и гидроокислов марганца.

Родонит-родохрозитовые породы хорошо режутся, шлифуются и принимают зеркальную поверхность. Характеристика цвета полированной поверхности следующая [151]: длина волны ( $\lambda$ ) равна 495 мμ (голубой), насыщенность ( $P$ ) — 3, светлота ( $p$ ) — 13,3% (серый). Их можно использовать для изготовления разнообразных изделий (ваз, торшеров, канделябров и др.), а также в качестве облицовочного материала.

## Минеральные воды

По богатству и многообразию минеральных вод Украинские Карпаты занимают одно из ведущих мест в Советском Союзе. Обилие углекислых и сероводородных источников вод, по своим лечебным свойствам аналогичных минеральным водам прославленных курортов, позволяет сравнивать эту область с Кавказом. Изумительная красота гор, покрытых вечнозелеными, дремучими хвойными лесами и чистый горный

воздух прекрасно дополняют бальнеологические ресурсы этого живописного уголка Украины и открывают огромные возможности дальнейшего развития сети курортов, санаториев и домов отдыха.

**Углекислые минеральные воды.** На территории Украинских Карпат, особенно на южном склоне, в большом количестве встречаются углекислые источники, называемые местным населением «боркутами», большинство из которых пригодно для использования в лечебных целях (содержание углекислого газа превышает  $0,750 \text{ г/дм}^3$ ). Четко выраженное линейное расположение минеральных источников указывает на их связь с крупными продольными нарушениями, секущими фундамент. Наиболее обильные и многоводные источники сосредоточены в местах пересечения продольных и поперечных дислокаций (районы Драгово, Сойм и др.) в так называемых «тектонических узлах». Большинство выходов приурочено к долинам рек, где вскрываются водовмещающие горизонты. Наблюдаемые местами (районы Сойм, Оленево) небольшие тела молодых (неогеновых) эффузивов, прорвавшие складчатый комплекс флиша, указывают на тесную взаимосвязь минеральных вод с вулканическими процессами.

Согласно предложенной в 1958 г. В. В. Ивановым классификации углекислых вод, основанной на особенностях их минералогического состава и температуры, а также учета геологических условий формирования, на территории Украинских Карпат известны все типы, кроме пятигорско-железноводского [70]. Эти воды с успехом применяются для лечения органов пищеварения (хронические гастриты, колиты, энтериты и др.), заболеваний почек (пиелиты, почечнокаменная болезнь и др.), печени и желчных путей, сердца, кровеносных сосудов, а также при нарушении обмена веществ. Особого внимания заслуживают углекислые воды, содержащие железо в лечебной норме и даже выше ( $0,012—0,030 \text{ г/дм}^3$ ). Особенно ценными в этом отношении являются источники села Келечин (район Межгорья) и Кобылецкой Поляны. Минеральная вода «Кобылецкая Поляна» по химическому составу близка к таким водам, как «Аршан» Бурятской АССР и «Криница» Польской Народной Республики, а содержание железа в ней даже выше. Растворенные в минеральных водах газы в основном (90—99%) представлены  $\text{CO}_2$ . В отдельных источниках фиксируется примесь метана, иногда достигающая 10%.

**Углекислые воды типа «Нарзан».** Воды этого типа на территории Украинских Карпат встречаются наиболее часто и известны в Петроской, Силезской и Мармарошской зонах. По своему химическому составу они обычно гидрокарбонатные магниевно-натриево-кальциевые и магниевно-кальциевые (табл. 23). В отличие от кавказских нарзанов, им свойственно невысокое содержание сульфатного иона. Содержание углекислого газа колеблется в довольно широких пределах — от 0,8 до  $2,9 \text{ г/дм}^3$ . По вкусовым качествам карпатские нарзаны обычно солоноватые или пресные. Концентрация минеральных солей в них составляет  $2,5—3 \text{ г/дм}^3$ . Присутствие в водах некоторых источников таких биологически активных компонентов, как железо, фтор, мышьяк и борная кислота, повышают их ценность. Особый интерес представляют воды источников «Келечин» и «Кобылецкая Поляна», обогащенные железом.

Большие запасы вод типа кисловодских нарзанов, выявленные в районе села Келечин, позволяют на их базе создать крупный курорт — Украинский Кисловодск. Перспективными являются район Кобылецкой Поляны и особенно окрестности поселка Попытник. Благоприятная база для строительства курорта имеется также в селе Ужок, расположенном в живописной приводораздельной части Карпат.

Таблица 23

Важнейшие углекислые воды типа «Нарзан»

Источник	Температура вод, °С	Содержание СО <sub>2</sub> , г/дм <sup>3</sup>	Формула ионного состава	Биологически активные компоненты
Петросская зона				
Поселок Боркут в районе села Верховина Ивано-Франковской области	8,0	1,9	M <sub>2,5</sub> $\frac{\text{HCO}_3 89 [\text{Cl}10]}{\text{Mg}41\text{Ca}37\text{Na}22}$	Fe
Мармарошская зона				
Село Красный Плес в районе Рахова Закарпатской области	8,8	1,7	M <sub>2,6</sub> $\frac{\text{HCO}_3 75\text{Cl}24}{(\text{Na}+\text{K}) 48\text{Ca}43}$	HBO <sub>2</sub> , As
Село Кобылецкая Поляна Закарпатской области (источник «Боркут»)	10,8	1,8	M <sub>1,9</sub> $\frac{\text{HCO}_3 96}{\text{Ca}74(\text{Mg}13)}$	Fe
Село Кобылецкая Поляна, буровая скважина	9,2	2,9	M <sub>2,7</sub> $\frac{\text{HCO}_3 93}{\text{Ca}70(\text{Na}+\text{K}) 17}$	Fe
Село Устье-Рики в районе Рахова Закарпатской области (источник Красный Плес)	8,0	1,4	M <sub>1,2</sub> $\frac{\text{HCO}_3 92}{\text{Ca}76(\text{Na}+\text{K}) 12\text{Mg}12}$	
Раховский район (источник 1)	8,6	1,6	M <sub>2,6</sub> $\frac{\text{HCO}_3 69\text{Cl}22}{\text{Na}50\text{Ca}41}$	
Силезская зона				
Село Ужок Закарпатской области	9,0	1,4	M <sub>1,8</sub> $\frac{\text{HCO}_3 99}{\text{Ca}68[\text{Mg}12]\text{Na}11}$	
Село Келечин в районе Межгорья	8,1	2,09	M <sub>0,4</sub> $\frac{\text{HCO}_3 95}{\text{Ca}57[\text{Mg}18,0]\text{Na}17}$	Fe, F
Село Келечин (источник № 3)	8,4	2,07	M <sub>1,6</sub> $\frac{\text{HCO}_3 99}{\text{Ca}71\text{Mg}16\text{Na}11}$	

**Углекислые воды типа «Боржом».** Основные месторождения вод этого типа расположены в Бачавской зоне к северу от Свалявы в долине реки Латорица и в бассейне ее правого притока — реки Великая Пиния. На их базе в Квасовой Поляне работает курорт «Поляна», а также водоразливные заводы «Поляна Квасова», «Лужанская», «Свалява» и «Плосковская». Санаторий «Поляна» работает на базе старого минерального источника «Поляна купель» и двух новых мощных ко-

лодцев с аналогичной гидрокарбонатной хлоридно-натриевой (содовой) водой, которая используется для внутреннего применения, а также для ванн при заболеваниях органов пищеварения, сердечно-сосудистой и нервной систем. Карпатские боржоми, в отличие от кавказских аналогов, холодные. По составу минеральных солей они являются гидрокарбонат-натриевыми (табл. 24). У них наблюдается несколько повышенное общее содержание минеральных веществ, которое обычно колеблется от 7,2 до 11 г/дм<sup>3</sup>. В их составе встречаются такие важные биологически активные ионы, как фтор (его содержание в водах источников «Свалява», «Поляна Квасова» и «Лужанская» достигает лечебной нормы), бор, реже бром.

Таблица 24

Углекислые воды типа «Боржом» района Свалявы Закарпатской области

Источник	Температура воды, °С	Содержание CO <sub>2</sub> , г/дм <sup>3</sup>	Формула ионного состава	Биологически активные компоненты
Бачавская зона				
Село Плоское (буровой колодец минеральной воды «Плосковкая»)	11,00	1,4	M <sub>8,1</sub> $\frac{\text{HCO}_3 88[\text{Cl}12]}{\text{Na}92}$	HBO <sub>2</sub> , F, SiO <sub>2</sub>
Село Поляна Квасова (буровой колодец «Поляна Квасова»)	12,8	2,1	M <sub>9,5</sub> $\frac{\text{HCO}_3 89}{\text{Na}95}$	HBO <sub>2</sub> , F
Село Поляна Квасова (источник завода минеральных вод)	12,6	2,1	M <sub>10,9</sub> $\frac{\text{HCO}_3 88}{\text{Na}95}$	HBO <sub>2</sub> , F
Село Поляна Квасова (буровой колодец № 1 курорта «Поляна»)	11,6	2,9	M <sub>9,5</sub> $\frac{\text{HCO}_3 87[\text{Cl}11]}{\text{Na}93}$	HBO <sub>2</sub> , F

Углекислые воды типа «Ессентуки». Основная часть источников этой ценной разновидности углекислых вод сосредоточена в Силезской зоне в бассейне Рики около села Соймы и в районе села Верхнее Быстрое, а также они встречаются в Мармарошской зоне к северу от Драгово. По химическому составу и степени минерализации (табл. 25) эти воды близки водам курорта Ессентуки (источники № 17 и № 7), польского курорта Шавница и чехословацкого Лухачовица.

Наиболее мощные источники вод типа «Ессентуки» наблюдаются в долине Рики в окрестностях Сойм. Состав минеральных солей сойменских хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод отличается повышенным содержанием кальция, а также небольшим количеством бора. Незначительная концентрация сероводорода в воде придает ей особые вкусовые качества и запах. Общая минерализация вод сойменских источников составляет 6,6—7,2 г/дм<sup>3</sup>. Содержание метаборной кислоты в воде скважин санатория «Соймы» достигает 76 мг/дм<sup>3</sup> и железа — 6,7 мг/дм<sup>3</sup>. Воды ессентукского типа содержат много микроэлементов.

## Важнейшие углекислые источники типа «Ессентуки» в Закарпатской области

Источник	Температура воды, °С	Содержание CO <sub>2</sub> , г/дм <sup>3</sup>	Формула ионного состава	Биологически активные компоненты
Силезская зона				
Город Соймы (буровой колодец санатория «Верховина»)	12,5	2,1	$\frac{\text{HCO}_3\text{52Cl 48}}{\text{Na67Ca27}}$	Fe, HBO <sub>2</sub> , Mn
Село Мерешор (источник по ручью Квасовец)	10	1,65	$M_{8,0} \frac{\text{HCO}_3\text{60Cl 40}}{\text{Na69Ca22}}$	Fe=0,002
Село Мерешор (буровой колодец водолечебницы)	11	2,5	$M_{6,6} \frac{\text{HCO}_3\text{64Cl 36}}{\text{Na55Ca38}}$	Fe, HBO <sub>2</sub> , Mn
Село Верхнее Быстрое в районе Межгорья	15,6	1,8	$M_{10,5} \frac{\text{Cl70HCO}_3\text{30}}{\text{Na68Ca22}}$	Sr, As, HBO <sub>2</sub> , Fe
Магурская и Бачавская зоны				
Село Заричево в районе Перечина	11,8	1,2	$M_{14,0} \frac{\text{HCO}_3\text{72Cl 28}}{(\text{Na} + \text{K}) 97}$	B, Br, Fe (F, SiO <sub>2</sub> )
Село Заричево (буровой колодец)	12,6	2,4	$M_{8,2} \frac{\text{HCO}_3\text{90Cl10}}{\text{Na91}}$	HBO <sub>2</sub> , F
Село Луги (буровой колодец № 2, минеральная вода «Лужанская»)	11,5	2,5	$M_{7,9} \frac{\text{HCO}_3\text{96}}{\text{Na90}}$	F
Село Голубиное (буровой колодец № 2-р санатория «Голубиное»)	12,3	2,2	$M_{8,1} \frac{\text{HCO}_3\text{96}}{\text{Na89}}$	HBO <sub>2</sub> , F
Город Свалява (буровой колодец, минеральная вода «Свалява»)	11,6	1,4	$M_{6,9} \frac{\text{HCO}_3\text{95}}{\text{Na90}}$	F
Город Свалява	12,6	1,5	$M_{9,4} \frac{\text{HCO}_3\text{96}}{\text{Na91}}$	Br, F,
Село Плоское	11,0	1,3	$M_{7,2} \frac{\text{HCO}_3\text{88}}{\text{Na90}}$	F
Мармарошская зона				
Район села Драгово (минеральная вода «Драговская»)	9,8	2,0	$M_{5,6} \frac{\text{HCO}_3\text{50Cl 49}}{\text{Na88}[\text{Ca8}]}$	HBO <sub>2</sub> , Fe
Район села Драгово (буровой колодец в бассейне Монастырского)	8,6	2,0	$M_{9,5} \frac{\text{HCO}_3\text{52Cl 48}}{\text{Na84Ca11}}$	HBO <sub>2</sub> , Fe

Примечание. Содержание A<sub>3</sub> ниже норм, допускаемых в бальнеологии.

Химическими анализами в сухих остатках обычно устанавливается наличие Ti, Ba, Sr, Ni, Cu, Cr, а также Ag, Zn, Co, Pb после обогащения проб. Несмотря на большие запасы этих ценных вод и благоприятные

условия для их освоения, они до настоящего времени используются недостаточно.

Второй район мощных углекислых источников, аналогичных соймайским, расположен в районе сел Верхнее Быстрое и Верхнее Студеное. Боркюты бурлят здесь не только на всем протяжении долины реки Майданка, но и поднимаются высоко по ее правому склону, отлагая мощные травертины. Некоторые источники Верхнего Быстрого по своему составу приближаются к джульфинскому типу.

Третий район того же типа приурочен к тектоническому узлу, фиксируемому в пределах Мармарошской зоны к северу от села Драгово в бассейне ручья Монастырского. На их базе работает довольно крупный водоразливной завод минеральной воды «Драговская». Драговские минеральные источники по своему составу хлоридно-гидрокарбонатные натриевые. Их общая минерализация равна 5,9—10,5 г/л<sup>3</sup>.

В последние годы в районе Свалявы (село Пасека) найдена богатая по запасам углекислая высокоминерализованная (24 г/дм<sup>3</sup>) гидрокарбонатная натриевая вода, содержащая повышенное количество брома, иода и фтора. Температура воды +28° С. Она является аналогом минеральной воды «Зубер—III» курорта Криница в Польских Карпатах и с успехом может быть использована для лечения заболеваний органов пищеварения. На базе этой воды проектируется значительное расширение здравницы «Карпаты».

**Углекислые воды джульфинского типа.** К этому типу относятся углекислые мышьяковистые воды села Квасы [4], расположенного к северу от Рахова в долине Черной Тисы у тектонического контакта Суховской и Петроской зон. На базе нескольких углекислых источников, различных по ионно-солевому составу, в этом селе работает пансионат «Горная Тиса». Основным лечебным фактором является углекислая хлоридно-гидрокарбонатная вода «Квасы», принадлежащая к специфическому типу железисто-марганцево-мышьяковых бальнеологических вод, усиливающих секреторную, моторную, кислото- и ферментообразующую функции желудка, а также функцию кроветворных органов. В воде бурового колодца пансионата «Горная Тиса» общее содержание CO<sub>2</sub> достигает 1,1 г/дм<sup>3</sup>.

Структурное положение села Квасы и условия размещения в его окрестностях углекислых источников джульфинского типа позволяют надеяться, что подобные воды будут в дальнейшем выявлены вдоль надвига Суховской зоны на Петроскую в бассейне Белой Тисы, а также, возможно, в бассейне Черного и Белого Черемоша. Перспективным в этом отношении является и район села Верхне Быстрое (Силезская зона).

**Углекислые воды типа «Арзни».** Для вод этого типа свойственна высокая минерализация (до 30 г/дм<sup>3</sup>) и хлоридно-натриевый состав (табл. 26). Их выходы известны в Дуклянской зоне в селах Соль и Черноголовой, в Суховской (бассейн Белого и Черного Черемоша) и в Силезской зонах в окрестностях села Майдан.

В селе Соль минеральные источники приурочены к линии надвига пород верхнеберезнянской подсвиты (верхи мела—низы палеоцена) на олигоценные отложения дусинской свиты и расположены по обеим

сторонам реки Уж. Там еще сейчас можно наблюдать остатки разрушенных примитивных бетонных ванн, которыми раньше пользовалось местное население. На базе этих источников и буровых колодцев в 1963—1965 гг. работал водоразливной завод воды «Яворницкая». Воды углекислых источников села Соль по химическому составу относятся к соленым хлоридно-натриевым и содержат в небольшом количестве бром (до 10,3 мг/дм<sup>3</sup>) и йод. Общее содержание солей в некоторых источниках достигает 14,4 г/дм<sup>3</sup>.

Близкая по составу, но более высокоминерализованная углекислая вода хлоридно-натриево-кальциевого типа известна по ручью Соленому в селе Черноголовы.

Воды типа «Арзни», несмотря на свою бальнеологическую ценность, до настоящего времени, по существу, не используются в курортологии. Между тем в селе Соль имеются все условия для строительства санатория и водолечебницы.

Таблица 26

Углекислые воды типа «Арзни» в Закарпатской области

Источник	Температура воды, °С	Содержание CO <sub>2</sub> , г/дм <sup>3</sup>	Формула ионного состава	Биологически активные элементы
• Дуклянская зона				
Село Соль в районе Великого Березного	9	1,4	$M_{14,4} \frac{Cl\ 85}{Na89}$	Br, Sr
Село Соль (буровой колодец завода минеральных вод «Яворницкая»)	11	1,0	$M_{10,6} \frac{Cl\ 77HCO_3\ 23}{Na74Ca20}$	HBO <sub>2</sub> , Mg
Село Кострино в районе Великого Березного, источник в долине реки Уж	13,2	1,2	$M_{4,6} \frac{Cl96}{Na97}$	HBO <sub>2</sub>
Силезская зона				
Село Майдан в районе Межгорья (буровой колодец)	10,5	2,8	$M_{13,3} \frac{Cl\ 83[HCO_3\ 17]}{Na79[Ca17]}$	HBO <sub>2</sub> , Fe SiO <sub>2</sub>

Воды высокой минерализации различного состава. К этой группе отнесены воды минеральных источников с очень высоким содержанием растворенных минеральных солей (45—50 г/дм<sup>3</sup> и более), которые могут быть использованы для водолечения и приготовления лечебных минеральных солей. Вода этого типа встречена в Силезской зоне в селе Усть-Черное (долина реки Тересва). Минерализация достигает 47,1 г/дм<sup>3</sup>. Вода содержит биологически активные элементы: йод, бром,

стронций. Формула ионного состава  $M_{47,1} \frac{Cl100}{Na72Ca23}$ . По химическому составу она очень близка к кавказскому источнику «Лугела» (Мухири). Учитывая это обстоятельство, в селе Усть-Черное желательно построить водоразливной завод. В настоящее время воду ис-

пользуют для лечебного питья (работает кустарный водоразливной цех) и ванн.

В восточной части Украинских Карпат высокоминерализованные углекислые хлоридно-натриевые воды известны в Петросской зоне к северу от Кобылецкой Поляны около поселка Попытник и в бассейне Белого Черемоша (села Голошино, Солонцивка). Минерализация вод очень высокая и иногда достигает  $150 \text{ г/дм}^3$ , что позволяет причислить их к настоящим рассолам.

Хлоридные источники на территории Украинских Карпат приурочены к двум полосам, вытянутым в общекарпатском направлении с северо-запада на юго-восток. Первая из них относится к краевой части Флишевых Карпат, и ее высоконасыщенные хлоридные источники (Старая Соль, Ростоки) связаны с процессами выщелачивания водами соленосных миоценовых отложений. По своему химическому составу и хлор-бромным коэффициентам они не отличаются от соленых вод, встречаемых в полосах развития воротыщенских пород Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Вторая, южная полоса развития высокоминерализованных хлоридных источников протягивается от района сел Соль—Черноголова в бассейне Ужа до района Селятин—Солонцивка в бассейне Белого Черемоша. В этой полосе по данным химических анализов и газовому составу можно выделить три типа вод:

1) углекислые хлоридно-натриевые воды, насыщенные углекислотой термометаморфического происхождения с минерализацией до  $14 \text{ г/л}$  (источники сел Соль, Верхний Быстрый, Усть-Черное, Квасы);

2) метаново-хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией до  $150 \text{ г/л}$  (скважина в селе Сергие, а также разбавленные грунтовыми водами источники селений Дихтинец и Селятин) и повышенным содержанием брома (от  $12$  до  $130 \text{ мг/л}$ );

3) углекисло-азотные хлоридно-натриевые воды с углекислотой биохимического происхождения. Их минерализация очень высокая и иногда превышает  $50 \text{ г/л}$  (село Голошино).

Высокие хлор-бромные коэффициенты вод второго и третьего типа, по существу не отличающиеся от хлор-бромных коэффициентов соляных вод соленосных отложений Предкарпатского прогиба, указывают, что их происхождение так же связано с выщелачиванием на глубине соленосных отложений. На территории Восточных и Западных Карпат подобные соленосные отложения нигде не известны и естественно возникает вопрос об их возможном происхождении. Анализ геологического строения Карпатской складчатой области привел нас к убеждению, что можно выдвинуть три возможных предположения [84]. Согласно первому, если допустить громадные амплитуды перемещений основных структурных единиц Украинских Карпат, под ними можно предположить наличие перекрытого комплекса миоценовых соленосных отложений Предкарпатского прогиба. В этом случае, по существу, всю флишевую область следовало бы считать громадным аллохтоном, переместившимся к северо-востоку не менее чем на  $100 \text{ км}$ .

Согласно второму предположению, в центральной части Карпат в области развития кросненских слоев осадконакопление завершилось отложением соленосных пород. В настоящее время эти отложения пе-

рекрыты надвинутым комплексом Дуклянских складок, Черногорской и Петросской зон, в полосе которых прослеживаются высокоминерализованные хлоридные воды.

Наконец, третий вариант допускает наличие на глубине в этой части Украинских Карпат пермо-триасовых соленосных отложений.

Первое предположение кажется наиболее предпочтительным, но для окончательного решения этого вопроса следовало бы к северу от Кобылецкой Поляны в окрестностях Попытника пробурить глубокую параметрическую скважину.

**Сероводородные минеральные воды.** Происхождение сероводорода в водах карпатских источников, по-видимому, связано с жизнедеятельностью анаэробных бактерий, которые могут существовать в бескислородных условиях даже на глубине 2000 м при наличии органических веществ и сульфатов. Разрушая в процессе жизнедеятельности органические вещества или вызывая деструкцию сульфатов, они образуют сероводород, который растворяется подземными водами. Небольшие дебиты источников, зачастую невысокое содержание растворенного сероводорода затрудняют их использование для лечебных целей.

В Украинских Карпатах сейчас известны два курорта с сероводородными источниками — «Синяк» и «Лумшоры».

Санаторий «Синяк» работает на базе шахтного колодца и двух буровых колодцев, с помощью которых удалось получить воду с более высоким содержанием сероводорода (до 62 мг/дм<sup>3</sup>). Ее состав по фор-

муле Курлова  $M_{2,1} \frac{SO_{85}^4 H\bar{C}O_{12}^3}{Ca_{80} Na_{14}}$ . Этой водой лечат заболевания периферической нервной системы, сердечно-сосудистой системы и опорно-двигательного аппарата.

Пансионат «Лумшоры» расположен в Дуклянской зоне у подножья Полонины Ровной в живописной долине реки Турица. Сероводородный источник приурочен к крупному нарушению среди палеогеновых флишевых пород. Вода слабоминерализованная, гидрокарбонатная на-

триевая  $(M_{0,4} \frac{HCO_{95}^3}{Na_{62} Ca_{29}})$ , без углекислоты, но с присутствием сероводорода в виде гидросульфидного иона. На базе этого минерального источника уже в 1600 г. была построена примитивная водолечебница, в которой лечили ревматические заболевания.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За истекшее тридцатилетие советские геологи достигли значительных успехов в изучении стратиграфии и глубинного строения Украинских Карпат, которые позволили во многом изменить ранее существовавшие представления об этой сложной области.

В частности, структурные особенности южного склона Украинских Карпат и стратиграфия слагающих его флишевых и более древних образований оставались долгое время слабоизученными. Сейчас для каждой структурно-фациальной зоны разработаны детальные и палеонтологически обоснованные схемы стратиграфии, а также проведены большие минералого-петрографические и геохимические исследования, фациальный и формационный анализ метаморфических и магматических комплексов. В настоящее время никто не сомневается, что южному склону Карпат, так же как и северному, свойственно чешуйчато-покровное строение с отчетливо выраженной северо-восточной вергенцией (опрокидыванием и надвиганием). Наблюдаемые местами явления юго-западной вергенции носят частный характер и образовались в результате интенсивного сжатия грибовидных структур (Дуклянская зона) или возникли в завершающие этапы карпатской складчатости (Пьенинская зона). Линейный тип складчатости и чешуйчато-покровный характер строения в той или иной мере являются производной сложных боковых перемещений по разломам в фундаменте геосинклинали.

В процессе покровообразования первоначальная ширина геосинклинальной области сократилось не менее чем в два-три раза. Сокращение проходило в условиях многократного скальвания жесткого основания и срыва осадочного чехла с фундамента (срыв в большинстве случаев происходил по пластичным горизонтам мелового комплекса отложений). Кордильерные поднятия при этом как бы «всасывались» на глубину и перекрывались выжимавшимися из ранее прогибавшихся частей массами осадочных пород.

Данные геофизических исследований и глубокое бурение показали, что Внутренняя зона Предкарпатского прогиба и Скибовая зона представляют собой шарьяжные структуры, полностью сорванные со своего основания. По-видимому, подобный характер строения имеют и более южные структурно-фациальные единицы.

Исключительно большой вклад советские геологи внесли в дело изучения закономерностей размещения полезных ископаемых Украинских Карпат. Ими выявлены крупные месторождения строительных материалов; установлены богатые по ресурсам и ценные по бальнеологическим свойствам минеральные воды; изучены различные рудопроявления цветных и благородных металлов.

Вместе с тем некоторые вопросы остались окончательно нерешенными и, кроме того, в процессе исследований возникли новые проблемы, решение которых представляется главной задачей будущего.

В области стратиграфии спорным остается вопрос о возрасте и взаимоотношении белопотокского и деловецкого комплексов древних мета-

морфических пород; дальнейшего изучения и уточнения требует проводимая граница между нижне- и верхнемеловыми образованиями, мелом и палеогеном, а также палеогеном и неогеном. Если раньше невыясненным был возраст только поляницкой свиты, которую относят то к миоцену, то к олигоцену, то сейчас предметом обсуждения являются кросненские слои, верхняя часть которых, по-видимому, принадлежит к неогену.

На южном склоне Карпат в междуречье Ужа и Тересвы широко развита мощная толща песчаников, которую одни геологи причисляют к буркутской, а другие выделяют в самостоятельную бачавскую свиту. В зависимости от трактовки меняются представления об объеме Буркутской структурно-фациальной единицы, которую то выклинивают в бассейне Тересвы, то протягивают далеко к западу вплоть до окрестностей Великого Березного. Неясными остаются взаимоотношения между Магурской и Мармарошской, Мармарошской и Раховской зонами, а также структура Пьенинской зоны.

Дальнейшего изучения заслуживают некоторые вопросы магматизма и метаморфизма. Прежде всего это касается их роли в породо- и рудообразовании. Особую важность приобретают исследования мезозойского офиолитового магматизма в свете новой глобальной тектоники, требует выяснения наличие в Украинских Карпатах пород банатитовой магматической формации.

В настоящее время мы находимся в преддверьи нового этапа в изучении геологии Карпат, когда с использованием прогрессивных методов (особенно геофизических с применением сверхглубинного бурения и геохимических) открываются широкие возможности решения волнующих нас проблем.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрусов Д. Н. Зона утесов (клиппенов) в Карпатской системе. — В сб.: Матер. 4-го съезда КБГА, № 1. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
2. Архипова Л. Д. К минералогии Кобылецкой Поляны в Закарпатье. — «Минералог. сб. Львов. геол. об-ва», 1961, № 5.
3. Афанасьев С. Л., Богданов А. А. Условия залегания кроссенской свиты во Внутренней антиклинальной зоне Восточных Карпат. — «Тр. МГРИ», 1950, т. 25.
4. Бабинец А. Е., Гордиенко Е. Е., Денисова В. Р. Лечебные минеральные воды и курорты Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
5. Белевцев Я. Н. Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. Киев, «Наукова думка», 1966.
6. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Гостоптехиздат, 1954.
7. Беэр М. А., Бызова С. Л., Ломизе М. Г. Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты). — «Геотектоника», 1965, № 1.
8. Бистрівська С. С., Жуков Ф. І. Нові дані про древній вулканізм північно-західної частини Мармарошського масиву. — «ДАН УРСР», 1968, № 3.
9. Бобриевич А. П., Грицик Е. П., Грицик В. В. Вопросы золотонности Чивчинских гор и Прикарпатья. — «Науч. тр. Ин-та минералог. ресурсов», 1971, вып. 9.
10. Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. — «Советская геология», 1949, № 40.
11. Бойко А. К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1970.
12. Бойко А. К. К характеристике Радомирской шовной зоны Восточных Карпат. — «Геолог. жур.», 1974, т. 34, вып. 3.
13. Бойко А. К. [и др]. Результаты первого исследования по цирконовой хронологии кристаллического ядра Восточных Карпат. — «Геолог. журн.», 1975, т. 35, вып. 2.
14. Буров В. С. [и др.]. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., «Недра», 1971.
15. Буряк В. А., Летников Ф. А. О роли процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма в развитии золотого оруденения. — В сб.: Вопр. геологии месторождений золота. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1970.
16. Бызова С. Л. Подводно-оползневые образования в нижнемеловых отложениях Чивчинских гор (Восточные Карпаты). — «Бюл. МОИП. Сер. геолог.», 1965, № 1.
17. Быстриевская С. С. Особенности эволюции мезозойского магматизма советской части Мармарошского массива Восточных Карпат. — В сб.: Вопр. геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970.
18. Великославский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. М., «Наука», 1972.
19. Видякин Н. С. Колчеданные и полиметаллические рудопроявления в Чивчинских горах и условия их образования. — В сб.: Очерки по геологии Советских Карпат. Вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1966.
20. Видякин Н. С. О закономерности распределения золота и серебра в породах и рудах Чивчинских гор. — В сб.: Очерки по геологии Советских Карпат. Вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1966.
21. Видякин Н. С., Рудаков С. Г. Проявления марганцевых руд в Чивчинских горах и условия их образования. — В сб.: Очерки по геологии Советских Карпат. Вып. 1. М., Изд-во МГУ, 1966.
22. Вилор Н. В. Растворение золота и кварца в гидротермальных условиях. — «Тр. Западно-Забайкальск. филиала Географ. о-ва СССР», 1970, вып. 48.
23. Волошин А. А. Банско-Кваснинский разлом и некоторые особенности строения северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). — «Бюл. МОИП. Сер. геолог.», 1973, вып. 5.

24. Волошин Н. А. [и др.]. Закономерности размещения эндогенного оруденения северо-западного окончания Мармарошского массива. — В сб.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. Ч. 2. Киев, «Наукова думка», 1973.
25. Воронин Н. И. Связь галицийско-волинской архитектуры с архитектурой Древней Руси. — «Вестник АН СССР», 1944, № 2.
26. Вульчин Е. И. О метаморфизме пород кристаллического массива Восточных Карпат. — В сб.: Матер. науч. конф. выпускников геолог. ф-та Львов. ун-та. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1966.
27. Вульчин Е. И., Кульчицкий Я. О. О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных отложениях Восточных Карпат. — «Тр. УкрНИГРИ», 1950, вып. 1.
28. Вульчин Е. И. [та ін.]. Високометаморфізовані вуглісті утворення і графіти України. Київ, «Наукова думка», 1967.
29. Вульчин Е. И., Матковский О. И. К петрохимии изверженных пород северо-западного окончания Мармарошского массива. — В сб.: Вопр. литологии. Кн. 1. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1960.
30. Вялов О. С. Структура Карпат и Закарпатской обл. — В сб.: Тр. науч.-геол. совещания по нефти, озскериту и горючим газам УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1949.
31. Вялов О. С., Ладыженский Н. Р., Ткачук Л. Г. Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат. — «ДАН». 1951, т. 79.
32. Вялов О. С. Про «накладені мульди» в Карпатах. — «Геолог. журн.», 1952, т. 12, вип. 3.
33. Вялов О. С. Основные проблемы тектоники Карпат. — «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений», 1965, № 1.
34. Вялов О. С., Даниш В. В., Царненко П. Н. Деякі нові уявлення про тектоніку Східних Карпат. — «Геолог. журн.», 1969, вып. 5.
35. Вялов О. С., Царненко П. Н. Крейдові відклади Свидовецької та Красношорської підзон в Українських Карпатах. — «ДАН УРСР. Сер. Б», 1970, № 11.
36. Высоцкий И. В. О буковинском поперечном поднятии в Восточных Карпатах. — «Изв. вузов. Геология и разведка», 1959, № 3.
37. Габинет М. П. О доломитах и сидеритах менилитовой серии Советских Карпат. — «Минералог. Львов. геол. о-ва», 1959, № 13.
38. Габинет М. П. Окремнення битуминозних пород менилитової серії Восточных Карпат. — В кн.: Вопр. минералогии осадочных образований. № 6. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1961.
39. Габинет М. П. К минералогии карбонатных образований верхнеэоценового флиша Советских Карпат. — «Минералог. сб. Львов. ун-та», 1964, № 18, вып. 1.
40. Габинет М. П. О карбонатах нижнеэоценового флиша Украинских Карпат. — В кн.: Вопр. минералогии осадочных образований. № 8. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1970.
41. Габинет М. П. О карбонатных конкрециях в меловом флише Карпат. — «Минералог. сб. Львов. ун-та», 1974, вып. 3, № 28.
42. Габинет М. П. Диагенетические карбонатные конкреции и их распределение во флишевых толщах Украинских Карпат. — «Геология и геохимия горючих ископаемых», 1974, № 38.
43. Габинет М. П., Лозыняк П. Ю. Давсонит во флише Карпат. — «Минералог. сб. Львов. ун-та», 1975, № 29, вып. 2.
44. Гапеева Г. М. К вопросу о генезисе лампрофиров и их положение в генетической классификации горных пород. — «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1960, ч. 89, вып. 5.
45. Гаррелс Р. М., Крейст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия, М., «Мир», 1968.
46. Геология СССР. Карпаты. Т. 18, ч. 1. М., «Недра», 1966.
47. Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. Автореф. докт. дис. Львов, 1965.
48. Глушко В. В. [и др.]. Геология нефтяных и газовых месторождений УССР. М., Госнаучтехиздат нефтяной и горнотопливной литературы, 1963.

49. Глушко В. В., Кульчицкий Я. О., Шакин В. А. Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Украинских Карпат. — «Геология и геохимия горючих ископаемых», 1965, № 1.
50. Глущенко Л. А. Підводно-зсувні дислокації тонко-ритмічного флішу в басейні рік Латориці і Жденівка (Східні Карпати). — «ДАН УРСР», 1968, № 3.
51. Гофштейн И. Д. К стратиграфии мезозоя Чивчинских и Северо-Буковинских Карпат. — «Геолог. сб. Львов. геолог. о-ва», 1954, № 1.
52. Гофштейн И. Д. Находки родохритовой гальки в аллювии Карпатских рек. — «Минералог. сб. Львов. геолог. о-ва», 1957, № 11.
53. Григорьев В. М. Генетические типы железного оруденения Восточных Карпат. — «Тр. МГРИ», 1950, т. 25.
54. Грицик В. В., Грицик Е. П., Матковский О. И. О самородном золоте из верховьев Белого Черемоша. — «Минералог. сб. Львов. ун-та», 1968, № 22, вып. 1.
55. Грицик В. В. [и др.]. О самородном золоте из конгломератов соймультской свиты в Чивчинских горах Карпат. — «Минералог. сб. Львов. ун-та», 1972, № 26, вып. 4.
56. Гуржий Д. В., Рипун М. Б. О диатомитах в олигоцене Скибовой зоны Карпат. — «ДАН», 1970, т. 195, № 1.
57. Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О., Лозыняк П. Ю. Геологическое строение и стратиграфия мела Раховской зоны. — В сб.: Докл. 8-го конгресса КБГА, стратиграфия. Белград, 1967.
58. Данилович Л. Г. О некоторых элементах глобальной тектоники в эволюции Карпатской геосинклинали. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых, Вып. 40. Киев, «Наукова думка», 1974.
59. Данилович Л. Г., Рипун М. Б. Про розвиток кислих магматичних утворень верхньокрейдяного віку у Карпатському регіоні. — «Геологія і геохімія горючих копалин», 1976, вип. 36.
60. Данилович Ю. Р. Метаморфізм домезозойських кристалічних сланців Українських Карпат. Київ, «Наукова думка», 1970.
61. Добрецов Н. Л. [и др.]. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
62. Добрецов Н. Л. [и др.]. Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974.
63. Доленко Г. Н. Геология нефти и газа Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
64. Досин Г. І. Вулканічні туфи в кросненських відкладах Українських Карпат. — «Геолог. журн.», 1964, т. 24, вип. 2.
65. Жилловский Н. И. Перспективы нефтегазоносности и газоносности юго востока Советских Карпат. — «Нефтяная и газовая промышленность», 1960, № 3.
66. Жинью М. Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952.
67. Жуков Ф. И., Нечаев С. В., Радзиховский В. Ф. Структурное и стратиграфическое положение оруденения в домезозойском метаморфическом комплексе Раховского массива. — В сб.: Рудообразование и металлогения. Киев, «Наукова думка», 1971.
68. Жуков Ф. І., Сергеева Л. О., Пасічник Я. В. Деякі характерні риси карпатського палеозою на Рахівському масиві. — «Геолог. журн. АН УРСР», 1964, т. 24, № 6.
69. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
70. Иванов В. В. Основы курортологии. М., 1958.
71. Казаков Л. Р. Петрографічні особливості плагіогранітів у Чивчинських горах на Карпатах. — «Геолог. журн.», 1963, т. 23, № 4.
72. Казицин Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968.
73. Калугин П. И. Развитие Карпатского флишевого бассейна в меловом периоде. — В сб.: Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Баку, 1956.
74. Кириллов С. П. Про диференціацію та закономірності розміщення інтрузій офіолітової формації північно-східної частини Рахівського масиву (Карпати). — «Геолог. журн.», 1972, т. 32, вип. 3.

75. Клубова Г. Г. Роль глинистых минералов в преобразовании органического вещества и формировании порового пространства коллекторов. М., «Наука», 1965.
76. Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.». 1962, № 9.
77. Корнеева В. Г. Геологическое строение и нефтеносность юго-западного Предкарпатья и прилегающей части Советских Карпат. Л., Гостоптехиздат, 1959.
78. Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис Карпат. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
79. Костюк В. П., Родионов С. П., Ткачук Л. Г. Вулканизм Восточных Украинских Карпат. — В сб.: Матер. 5-го съезда КБГА. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
80. Кривин А. Л. Геологическое строение района Кобылецкой Поляны (Раховский массив) и Полянского месторождения фосфоритов. — «Геолог. сб. Львов. геол. о-ва», 1961, № 7, 8.
81. Круглов С. С. Новые данные о меловом вулканизме Восточных Карпат. — «ДАН», 1961, т. 140, № 1.
82. Круглов С. С. [и др.]. Некоторые данные о глубинном строении Закарпатского прогиба и Пеннинской зоны. — «Геолог. сб. Львов. геол. о-ва», 1968, № 11.
83. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
84. Кульчицкий Я. О. Схема тектонического районирования Восточных Карпат. — «Геолог. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 5, 6.
85. Кульчицкий Я. О. О Краснопутненском утесе юрских известняков в Буковинских Карпатах. — В сб.: Геология, гидрогеология и геохимия нефтегазоносных районов Украины. М., Гостоптехиздат, 1959.
86. Кульчицкий Я. О., Максимов О. В. Стратиграфія крейдяних відкладів хребта Чорногори в Українських Карпатах. — «ДАН УРСР», 1961, № 8.
87. Кульчицкий Я. О. Цикличность, ритмичность и текстурные особенности мелового и палеогенового флиша Восточных Карпат. — В сб.: Геология и нефтегазоносность Советских Карпат. М., Гостоптехиздат, 1963.
88. Кульчицкий Я. О. Некоторые проблемные вопросы геологического строения Восточных Карпат. — В сб.: Матер. 6-го съезда КБГА. Киев, «Наукова думка», 1965.
89. Кульчицкий Я. О., Максимов А. В. Схема стратиграфии мела Украинских Карпат. — «ДАН», 1962, т. 146, № 1.
90. Кульчицкий Я. О., Темнюк Ф. П. Палеогенові відклади Кросненської та Дукалянської зон межиріччя Ужа і Латориці. — «ДАН УРСР», 1964, № 5.
91. Лавренко Е. И. Минералы и минеральные ассоциации метаморфических пород северо-западной части Мармарошского массива. — «Минералог. сб. Львов. ун-та», 1968, № 22, вып. 1.
92. Ладыженский Н. Р. Новые представления о Центральной Карпатской депрессии. — «Науч. зап. Львов. политехн. ин-та» (сб. нефт. ф-та), 1949, № 4.
93. Ладыженский Н. Р. Новые данные по вопросу тектонического районирования Карпат. — В сб.: Матер. 6-го съезда КБГА. Киев, «Наукова думка», 1965.
94. Лазаренко Е. К., Габінет М. П., Сливко О. П. Мінералогія осадочних утворень Прикарпаття. Львів, Вид-во Львів. ун-ту, 1962.
95. Лазаренко Е. К. [и др.]. Минералогія Закарпаття. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1963.
96. Лазаренко Э. А., Гнилко М. И., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпатья. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1968.
97. Лазаренко Е. К., Матковський О. І., Цьонь О. В. Про вік метаморфічних порід румунської частини Мармароського масиву Східних Карпат за даними калій-аргонового методу. — «ДАН УРСР», 1973, № 5.
98. Лазаренко Е. К. [и др.]. Золотоносность юго-восточной части Украинских Карпат. — «Геолог. журн.», 1973, т. 33.
99. Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Малыгина О. А. Металлогения

Карпат. — В сб.: Матер. Комиссии минералогии и геохимии КБГА, № 2. Киев, «Наукова думка», 1973.

100. Лазаренко Е. К. Принципы составления и окончательный макет минералогической энциклопедии Карпато-Балканской горной системы. — В сб.: Материалы Комиссии минералогии и геохимии КБГА, № 3. Киев, «Наукова думка», 1977.

101. Лазаренко Е. К., Матковський О. І. Деякі проблеми золотоносності Українських Карпат. — «Геолог. журн.», 1975, т. 35, вип. 1.

102. Лазько Е. М., Резвой Д. П. О тектонической природе зоны Карпатских утесов. — «Вісник Львів. держ. ун-ту. Сер. геолог.». Львів, 1962, вип. 1.

103. Лашманов В. И. Стратиграфия, литология и особенности метаморфизма домеловых отложений чехла северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). Автореф. канд. дис. Львов, 1971.

104. Лебединский В. И., Бондаренко В. И. О природе и составе магматических пород горы Большой Камень (Закарпатье). — «Бюл. МОИП. Сер. геолог.», 1963, т. 38, вып. 5.

105. Лесняк В. Ф. К минералогии железных руд Раховского района Закарпатской области. — «Минералог. сб. Львов. геолог. о-ва», 1948, № 2.

106. Лесняк В. Ф. Про типи залізної і залізомарганцевого зруденіння західних областей УРСР. — «Геолог. журн. АН УРСР», 1961, т. 21, вип. 1.

107. Лещух Р. И. Новые данные о времени проявления вулканизма в между-речи Черного Черемоша и Тисы. — В сб.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. Ч. 1. Киев, «Наукова думка», 1973.

108. Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. М., «Наука», 1968.

109. Логвиненко Н. В., Волков И. И., Розанов А. Г. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана. — «Литология и полезные ископаемые», 1975, № 2.

110. Ломизе М. Г. О вулканизме в геосинклинали флишевых Карпат. — «ДАН», 1966, т. 170, № 1.

111. Ломизе М. Г., Маслакова Н. И. О верхнемеловом возрасте вулканических образований района Горинчево-Полянское (Восточные Карпаты) — «Вестник МГУ. Сер. геолог.», 1967, № 1.

112. Ломизе М. Г. Позднеюрский вулканизм Восточных Карпат. — «Вестник МГУ. Сер. 4. Геология», 1968, № 6.

113. Ломизе М. Г., Плошко В. В. О гипербазитах главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты). — «Геотектоника», 1969, № 2.

114. Ломизе М. Г. Вулканизм флишевой геосинклинали Советских Карпат. — «Вестник МГУ. Сер. геолог.», 1975, № 2.

115. Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах. М., «Наука», 1966.

116. Максимов А. В., Рейфман Л. М. О вулканизме и маркирующих горизонтов олигоцене Украинских Карпат. — «ДАН», 1966, т. 171, № 4.

117. Маракушев А. А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М., «Наука», 1968.

118. Маракушев А. А. Устойчивость альмандина и его парагенезисов. — В сб.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. М., «Наука», 1970.

119. Маслякевич Я. В. До петрохімії офіолітового магматизму Українських Карпат. — «ДАН УРСР», 1965, № 11.

120. Матковский О. И. О так называемых мармарошских алмазах. — В сб.: Матер. Комиссии минералогии и геохимии КБГА № 1. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1961.

121. Матковский О. И. Метаморфические породы Чивчинских гор и связанные с ними полезные ископаемые. — В сб.: Матер. науч. конф. выпускников геолог. ф-та Львов. ун-та. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1966.

122. Матковский О. И. Особенности древнейшего магматизма в Чивчинских горах Карпат. — В сб.: Матер. 7-го съезда КБГА. Киев, «Наукова думка», 1967.

123. Матковский О. И. Роль процессов метаморфизма в формировании пород и рудопроявлений Мармарошской зоны Советских Карпат. — В сб.: Вопр. геологии Карпат. Изд-во Львов. ун-та, 1967.

124. Матковский О. И. Минералогия и петрография Чивчинских гор (Украинские Карпаты). Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1971.
125. Матковский О. И. Термодинамические и фациальные условия метаморфического минералообразования в кристаллическом фундаменте Украинских Карпат. — «Минералог. сб. Львов. ун-та», 1973, № 27, вып. 1.
126. Матковский О. И. [и др.]. О колчеданных и полиметаллических рудопроявлениях в Чивчинских горах. — «Минералог. сб. Львов. геолог. о-ва», 1962, № 16.
127. Матковский О. И., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В. Абсолютный возраст некоторых пород домезозойского фундамента в Чивчинских горах Карпат. — В сб.: Тр. 14-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука», 1967.
128. Матковский О. И., Ясинська А. А. Прояви магнетиту в метаморфічному комплексі Чивчинських гір у Карпатах. — «ДАН УРСР», 1969, № 4.
129. Матковский О. И., Ясинская А. А., Макаров В. А. Некоторые типоморфные особенности самородного золота. — «Минералог. сб. Львов. ун-та», 1972, № 16, вып. 3.
130. Матковский О. И., Ясинская А. А. О золоторудной минерализации в Украинских Карпатах. — В сб.: Тектоника и полезные ископаемые запада Украинской ССР. Ч. 2. Киев, «Наукова думка», 1973.
131. Матковский О. И., Малаева И. П., Акимова Г. А. Стратиформные колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления в Мармарошском массиве Восточных Карпат. — «Геолог. сб. Львов. геолог. о-ва», 1973, № 14.
132. Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. — В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т. 2. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1974.
133. Милло Ж. Геология глин. М., «Недра», 1968.
134. Муратов М. В. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. — «Бюл. МОИП», 1947, т. 22, вып. 2.
135. Мурджяну Г. [и др.]. Гид экскурсий. Б.-Восточные Карпаты. — В сб.: Материалы 5-го конгресса КБГА. Бухарест, 1961.
136. Мятлюк Е. В. Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел—палеоген). Л., «Недра», 1970.
137. Науменко В. В. Закономерности размещения и формирования эндогенного оруденения Советских Карпат. Киев, «Наукова думка», 1974.
138. Особенности размещения гидротермального оруденения в структурных этапах Карпат. Киев, «Наукова думка», 1968.
139. Петрашкевич М. И. [та ін.]. Нові дані про фундамент неогенового прогину. — «ДАН УРСР», 1966, № 11.
140. Петровская Н. В. Морфологические и структурные особенности самородного золота. — В кн.: Сб. матер. по геологии золота и платины. М., 1967, вып. 3.
141. Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973.
142. Плешаков И. Б. Схема тектоники Карпат. — «Тр. ВНИГРИ», 1958, вып. 126.
143. Рипун М. Б., Сливко Е. П. О проявлениях марганцевой минерализации в отложениях шипотской свиты бассейна реки Белый Черемош. — «Минералог. сб. Львов. ун-та», 1970, № 24, вып. 4.
144. Рипун М. Б., Габинет М. П. Вторичное органическое вещество в породах дусинской свиты Карпат. — В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых, 1975, вып. 45.
145. Рудаков С. Г. О древнейшем вулканизме в Советских Карпатах. — «ДАН», 1964, т. 155, № 2.
146. Рудаков С. Г. Вулканогенные образования в метаморфических комплексах Восточных Карпат. — В сб.: Докл. 7-го конгресса КБГА. Ч. 3, София, 1965.
147. Рудаков С. Г. О метаморфическом комплексе Чивчинских гор и его взаимоотношения с древнейшими породами Раховского массива. — В сб.: Очерки по геологии Советских Карпат. М., Изд-во МГУ, 1966, вып. 1.
148. Рудаков С. Г. Некоторые особенности метаморфизма древних пород Советских Карпат. — «Вестник МГУ. Сер. 4. Геология», 1966, № 5.

149. Рудаков С. Г. О возрасте гранитоидов в Чивчинских горах. — В сб.: Очерки по геологии Советских Карпат. М., Изд-во МГУ, 1966, вып. 1.
150. Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Гостоптехиздат, 1954.
151. Семенченко Ю. В. [и др.]. Цветные камни Украины. Киев, «Будівельник», 1974.
152. Семененко Н. П. [и др.]. Типы метаморфизма и металлогения Советских Карпат. — «Acta geol. Acad. Sci. Hungaricae», т. XIII, F. 1—4 (IX Конгресс КБГА, т. 1). Budapest, 1969.
153. Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железомарганцевые конкреции Тихого океана. — «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 5.
154. Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Панонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат, 1963.
155. Славин В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. — В сб.: Матер. 6-го съезда КБГА. Киев, Изд-во АН УССР, 1965.
156. Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. — «Вестник МГУ. Сер. 4. Геология», 1960, № 2.
157. Соболев В. С. О признаках повторного метаморфизма (диафторезе) в метаморфических сланцах Закарпатской области. — «Минералог. сб. Львов. геолог. о-ва», 1948, № 2.
158. Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения. — «Минералог. сб. Львов. геолог. о-ва», 1952, № 6.
159. Соболев В. С., Белякова С. М. Об ультраосновной породе в Закарпатской области. — «Тр. Львов. геолог. о-ва. Сер. петрограф.», 1944, вып. 1.
160. Соболев В. С., Горбачевская О. Н. Эфирин в туффите из третичных отложений Предкарпатья. — «Минералог. сб. Львов. геолог. о-ва», 1951, № 5.
161. Соллогуб В. Б. [и др.]. Глубинное строение земной коры Восточных Карпат и прилегающих прогибов районов Украины по данным ГСЗ. — В сб.: Геофизические исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. М., «Наука», 1957, № 5.
162. Страхов Н. М. [и др.]. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
163. Страхов Н. М. К познанию диагенеза. — В кн.: Вопр. минералогии осадочных образований. Кн. 3, 4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
164. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1960.
165. Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
166. Теодорович Г. И. Осадочные минералого-геохимические фации. — В кн.: Вопр. минералогии осадочных образований. Кн. 3, 4. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1956.
167. Ткаченко О. Ф. Некоторые данные о марганцевых рудах эоцена Восточных Карпат. — «Тр. Укр. НИГРИ», 1959, вып. 1.
168. Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Колтун В. И. Крейдові сидерити Чивчинських гір Радянських Карпат. — «Геолог. журн.», 1959, т. 19, вип. 2.
169. Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив (Карпаты). Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
170. Ткачук Л. Г., Данилович Ю. Р. Метаморфізм кристалічних сланців Східних Карпат. — «Геолог. журн.», 1965, т. 25, вип. 3.
171. Ткачук Л. Г., Данилович Ю. Р., Афанасьева І. М. Глибинний епігенез і метаморфізм мезозойських осадочних порід і діафторез кристалічних сланців Українських Карпат. — «Геолог. журн.», 1971, т. 31, вип. 5.
172. Федущак М. Ю. До питання про вік деяких уламків екзотичних конгломератів Передкарпаття. — «Геолог. журн.», 1959, т. 19, вип. 6.
173. Феношина У. И., Дриц В. А. К вопросу о структуре сколита. — «Минералог. сб.» Львов. геол. о-ва, 1961, № 15.
174. Хаин В. Е. Учение о геосинклиналих на новом этапе развития геологической науки. — «Вестник МГУ. Сер. 4. Геология», 1974, № 2.

175. Хаин В. Е. [и др.]. О покровной структуре Раховского массива (Восточные Карпаты). — «Вестник МГУ», 1968, № 5.
176. Хворова И. В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород. — «Тр. Геолог. ин-та АН СССР». М., «Наука», 1972, вып. 246.
177. Чернов В. Г. Новые данные о возрасте и происхождении Мармарошских утесов Советских Карпат. — «Вестник МГУ. Сер. 4. Геология», 1968, № 1.
178. Чернов В. И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии Рудного Алтая. М., «Наука», 1974.
179. Шатский Н. С. О марганцевосных формациях и металлогении марганца. — «Изв. АН СССР. Сер. геолог.», 1954, № 4.
180. Шнюков Є. Ф., Усенков В. П., Кранюжина З. В. Досвід біохімічного вивчення Чивчинського марганцево-рудного родовища. — У зб.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
181. Шрамко П. П., Лепченко Г. Я. Про динамограніт і вміщуючі його породи району с. Ділового в Закарпатті. — «Геолог. журн.», 1960, т. 20, вип. 5.
182. Яриш М. С., Турчаненко Н. Т., Заяц Х. Б. Глубинное строение Карпат и сопредельных регионов по профилю Чоп—Харьков—Луцк—Ворониха. — В сб.: Геофизические исследования на Украине. Киев, «Техніка», 1969.
183. Abbate E., Bortolotti V., Passerini P. Olistostromes and olistolithes. — «Sedimentary Geology», Leiden, 1970, vol. 4, n 3/4.
184. Andrusov D. Recherches geologiques en Russie subcarpathique exicutes en 1932—1934. — «Carpathica», Praha, 1936. N 1.
185. Andrusov D. Geologia Ceskoslovenskych Karpat. Bratislava, 1958, zv. 1, 1959, zv. 2, 1965, zv. 3.
186. Andrusov D. Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, 1968.
187. Badak J., Grudzień J. Wyniki badań łupków bitumicznych w utworach serii menilitowej obszaru Bezmiechowa—Monasterzec. Warszawa, 1962.
188. Buday T. e. a. Tectonic development of Czechoslovakia. Praha, 1960.
189. Dzulyński S., Kotlarczyk J. O pochodzeniu warstw popielskich w Karpatach Polskich. — «Rocznik Pol. Tow. Geol.», Kraków, 1965, t. 35, z. 1.
190. Indriceanu Tr., Bigu Gh., Botoman Gh. Consideratii geologice, mineralogice si geochemice asupra zacamintului de mangan din M. Dadu. (Carpatii Orientali). — «An.—St. Univer. Iasi», Sect. 2 b, 1966, t. 12.
191. Gans O., Hilterman H. Zum Problem des Karpatenflysches (Bukowiec). «Zeitschrift Deutsch. Geol. Ges.», Berlin, 1950. N 102.
192. Gignoux M. La tectonique d'ecoulement par gravite et la structure des Alpes. — «Bull. Soc. Geol. France», Paris, 1948, N 5, ser. 18.
193. Grabowska-Hakenberg H. Tektogeneza Alp francuskich w świetle teorii spływów grawitacyjnych i próba zastosowania tej teorii w tektogenezie Karpat centralnych. — «Kwartalnik geologiczny», Warszawa, 1962, t. 6.
194. Gućwa Ir. Geochemia wapiennych i krzemionkowych osadów biogenicznych na przykładzie osadów fliszu karpackiego. — Ks.: Z badań geologicznych w Karpatach, Warszawa, 1973, t. 17.
195. Guide des excursions Assoc. pour l'avance de la geol. des Carpates. 2-eme reun. Roumanie. Bucaresti, 1927.
196. Guzik K. Budowa geologiczna Karpat Wschodnich w górnych partiach dorzecza Białego i Czarnego Czeremoszu, Prutu i Białej Cisy. Warszawa, wyd. geologiczne, 1948.
197. Haarmann E. Die Oszillationstheorie, 1930.
198. Harta geologyka a R. S. Romanici. Bucuresti, 1968. F. 4, 5, 12, 20.
199. Hempel J. Sprawozdanie z badań, wykonanych w r. 1932 nad złożami rudy manganowej w okolicach Sanoka, Krosna, Jasła i Gorlic. — «Pos. naukowe PIG», 1933, N 36.
200. Herz N., Savu H. Plate tectonics history of Romania. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1974, vol. 85, N 9.
201. Hsu K. J. Monometamorphism, polymetamorphism and retrograde metamorphism. — «Amer. Journ. Sci.», 1955, vol. 253. N 4.

202. Karkan A. Nerostne nadnoty histiric tesby a podnikanu. Technicke prace v zemi Podkarpatske. Uzhorod, 1933.
203. Klaproth M. H. Bergann. Journ., 1788, N 1, Beiträge, 4.
204. Kotlarczyk I. Poziom diatomitowy z warstw krosnieńskich na tle budowy geologicznej jednostki skolskiej w Karpatach Polskich. *Studia Geologica Polonica*, Warszawa, 1966, vol. 19.
205. Krajewski R. Sprawozdanie z poszukiwań rudy manganu na Prelucznym w Górach Czynczyńskich. — «Biuletyn PiG», 1938, N 2.
206. Kreutz St. Skaly wybuchowe Czywczyna. Sprawozd. czynności i posiedz. — «Polsk. Akad. Umiejęt.», 1929, t. 34.
207. Kroutner H. Consideratiuni genetice asupra racamintelos de sulfuri complexe din cristalinul Carpatilor Orientali. — «Stud. cercet. geol. geofiz., Ser. geol.», 1965, t. 10, N 1.
208. Książkiewicz M. Pre — orogenic sedimentation in the Carpatian geosyncline. — «Geol. Rundschau», Stuttgart, 1960, 50.
209. Leško B. K otazke vyvoja Krosnensko-Magurskych serii fliša na vychodnem Slovensku. — «Geol. sbornik». 1961, t. 12, N 1.
210. Mogilnicki R. Monganerlagerstätten der südliche Bukovine. Berg. und Hüttenmanischen Jahrbuch, 1917.
211. Narębski W. Mineralogia i geochemiczne warunki genezy tzw. syderytów fliszu karpackiego. — «Arch. miner.», Warszawa, 1957, 21/1.
212. Ney R. Tectogenesis of the Carpathians in the light of new tectonics of the Earth's globe. — «Mat. i Prace Inst. Geofiz.», 1975, vol. 82.
213. Niedzwiedzki J. O bursztynach z Karpat galicyjskich. — Lwów, «Kosmos», 1909, t. 34.
214. Nowak J. Jednostki tektoniczne Karpat Wschodnich. — «Archiw. Nauk.», 1914, z. II, N 2.
215. Nowak J. Nouvelles donnees l'ensemble de la tectonique des de l'ass. Karp. en Pologne, 1925.
216. Olszewski S. Mapa górniczo-przemysłowa Galicji z objaśnieniami. Sk. 1:600000. Lwów, 1911.
217. Oniceanu M., Covali G. Contributii la studiul petrochimic al unor roci cristalifiliene din regiune Jacobeni. — Ciocanesti (Carpatii Orientali). An. St. Univ. Jasi. 1970. Sect. 2, geol. t. 16.
218. Papp K. Die Eisenerz und Kohlenverräte des Ungarischen Reiches. Budapest, 1919.
219. Pazdro Z. Łupki bitumiczne Karpat. — «Nafta», 1948, N 4.
220. Różycki A. Badania nad karpackimi łupkami bitumicznymi. — «Sprawozdania PiG», 1929, t. 5, z. 1—2.
221. Quiring H. Die Manganerzorkommern im der krystallinen Schiefer der Bukowinischen Waldkarpathen. Berlin, 1922.
222. Sandulescu M. La nappe de Haghimas — une nouvelle nappe de decollement dans les Carpaties Orientales. — «8 Kongres Karp.-Balk. Asoc.», Beograd, 1967, t. 1.
223. Savu H., Borcos M., Kroutner H. Harta metalogenica. Bucuresti-1970.
224. Savu M., Janovici V. Chimismul si ori originea rocilor cu mangan din kristalinul Bistritei. — «Bul. Stint. Acad. R.P.P., sect. Geol. si Geogr.», 1957. t. 2, N 1.
225. Suess E. Die Entstehung der Alpen. Wien, 1875.
226. Sujkowski Z. Serie szypockie na Huculszczyźnie. — «Prace PiG». Warszawa. 1938. t. 3, z. 2.
227. Superceanu C. Die Geosynklinal — Lagerstättprovincen Rumäniens. — «Geolog. Rundschau», 1967, t. 56, N 3.
228. Słaczka A. Geneza poziomu egzotykowego z Bucowca koło przełęczy Użoczek (Karpaty Wschodnie). — «Rocznik Pol. Tow. Geol.», Kraków. 1961.
229. Słaczka A., Wieser T. Łupki z egzotykami z warstw Krosnienskich w rejonie Baligrodu. — «Kwartalnik geologiczny», 1962, t. 6.

230. Świdzki B. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich na ich Przedgórzu w latach 1925—1926. — «Sprawozdanie PIG», Warszawa, 1927.

231. Świdzki B. Geologia płaszczewiny Czarnohorskiej w dorzeczu Prutu i jej dalszy przebieg w kierunku pn.-zachodnim. — «Posiedzenia naukowe PIG», 1932, N 33.

232. Świdzki H. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. — «Biuletyn PIG», Warszawa, 1947, N 37.

233. Świdzki H. Grzybowski łupki bitumiczne. — «Biuletyn PIG», Warszawa, 1950, N 8.

234. Tokarski J. O diamentach marmaroskich. — Lwów, «Kosmos», 1950, N 30.

235. Tokarski J. Pasma gór Czywczyfiskich. Kraków. 1934.

236. Tolwinski K. Skolskie Karpaty Brzeżne. — «Biul. PIG». Borysław, 1925, N 8.

237. Vine F. I., Foster C. K., Gass I. G. Aeromagnetic survey of the Troodos igneous massif. — Cyprus, «Nature Phys. Sci.», 1973, vol. 244.

238. Zytka K. Występowanie pstrych margli w górnej kredzie i eocenie jednostki skolskiej. — «Kwartalnik geologiczny». Warszawa, 1961, t. 5, N 3.

239. Yungul S. H. Magnetic anomalies and the possibilities of continental drifting in the Gulf of Mexico. — «J. Geophys. Res.», 1971, vol. 76, N 11.

240. Uhlig V. Ueber die Tektonik der mittelkarpatischen Sandsteinzone. — «Jahrb. d.K.K. geol. Reichsanstalt», Wien, 1881, Bd. 31.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

От авторов . . . . .	3
Глава I	
<b>ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ (Я. О. Кульчицкий)</b> . . . . .	4
Предкарпатский передовой (краевой) прогиб . . . . .	4
Складчатые Карпаты . . . . .	9
Закарпатский внутренний прогиб . . . . .	37
О механизме покровообразования . . . . .	38
Глава II	
<b>ОЛИСТОСТРОМЫ, ОЛИСТОЛИТЫ И ДРУГИЕ ПОДВОДНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ ЯВЛЕНИЯ ВО ФЛИШЕ ВОСТОЧНЫХ КАРПАТ (Я. О. Кульчицкий)</b> . . . . .	44
Глава III	
<b>УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ МЕЛ-ПАЛЕО- ГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ</b> . . . . .	55
Условия осадкообразования карпатского флиша (Я. О. Кульчицкий) . . . . .	55
Постседиментационные изменения во флишевых отложениях (М. П. Габинет) . . . . .	60
Глава IV	
<b>МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ</b> . . . . .	102
Магматизм (Я. О. Кульчицкий, О. И. Матковский) . . . . .	102
Метаморфизм (О. И. Матковский) . . . . .	127
Глава V	
<b>ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b> . . . . .	135
Горючие ископаемые (М. П. Габинет, Я. О. Кульчицкий) . . . . .	135
Металлические ископаемые (Я. О. Кульчицкий, О. И. Матковский, А. А. Ясинская) . . . . .	148
Неметаллические ископаемые (Я. О. Кульчицкий, О. И. Матковский) . . . . .	185
Минеральные воды (Я. О. Кульчицкий) . . . . .	197
Заключение . . . . .	206
Список литературы . . . . .	208

**ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ  
УКРАИНСКИХ КАРПАТ**

**ЧАСТЬ II**

**Тектоника, вопросы литогенеза, магматизма  
и метаморфизма, закономерности размещения  
полезных ископаемых**

Под общей редакцией  
д-ра геол.-мин. наук Я. О. Кульчицкого и  
д-ра геол.-мин. наук О. И. Матковского

Редактор *Л. Л. Кириенко*  
Художественный редактор *Н. Н. Чижко*  
Технический редактор *И. С. Ключко*  
Корректор *М. Т. Ломеха*

Информ. бланк № 2382

Сдано в набор 16.05. 1977 г. Подписано в печать 13.12. 1977 г. Формат 70X90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. 16,09 усл. печ. л.+0,53 л. вкл., 16,67 уч.-изд. л.+0,4 л. вкл. Тираж 1000 экз. Изд. № 329. БГ 12940. Зак. 3347. Цена 2 р. 40 к.

Издательство при Львовском государственном университете издательского объединения «Вища школа». 290000, Львов-центр, ул. Университетская, 1.  
Областная книжная типография Львовского областного управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 290000. Львов-центр, ул. Стефаника, 11.

2245

2 р. 40 к.

