

**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ
И МАГМАТИЗМА
ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ**

2



**ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ,
НЕОГЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ
И ОРУДЕНЕНИЕ ЗАКАРПАТЬЯ**

ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
«ВИЩА ШКОЛА»



ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ ЛЬВОВСКОМ
ГОСУДАРСТВЕННОМ
УНИВЕРСИТЕТЕ

Львівський
національний
університет
1998

LVOV STATE UNIVERSITY

VOL.

2

**THE PROBLEMS OF TECTONICS
AND MAGMATISM OF DEEP FAULTS**

B. V. MERLICH, S. M. SPITKOWSKAJA

**DEEP FAULTS, NEOGENE MAGMATISM AND
ORE-DEPOSITION OF THE TRANSCARPATHIANS**

Editor D. P. Rezvoy

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ УССР

ЛЬВОВСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. Ив. ФРАНКО

551.24+552.3

ТОМ

2

**ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА
ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ**

Б. В. МЕРЛИЧ, С. М. СПИТКОВСКАЯ

**ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ, НЕОГЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ
И ОРУДЕНЕНИЕ ЗАКАРПАТЬЯ**

Под редакцией Д. П. Резвого

ЛЬВОВ-1974



УДК 551.24

Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская
Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья. Под редакцией Д. П. Резвого. («Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов», т. 2). Издательское объединение «Вища школа». Издательство при Львовском государственном университете, 1974.

Монография является второй частью тематического исследования по проблеме «Тектоника и магматизм глубинных разломов», проведенного Львовским ордена Ленина госуниверситетом им. Ив. Франко.

Работа посвящена вопросам связи оруденения с магматизмом и зависимости этих процессов от глубинных разломов. В книге детально разбирается схема развития неогенового магматизма Закарпатья, выделяются магматические комплексы и определяются их петрологические, возрастные и тектонические соотношения. На основе анализа указанных соотношений выделенных комплексов и их петрохимических и геохимических характеристик, полученных на ЭВМ, делается попытка установить рудогенерирующий магматический комплекс. Определяется роль глубинных разломов Закарпатья в развитии неогенового магматизма и оруденения и предлагаются поисковые критерии и схема металлогенического районирования Внутренних Карпат. Все геологические построения и выводы основаны на конкретном петрографическом, петрохимическом и геохимическом материале.

Книга рассчитана на геологов. Илл. 12. Табл. 38. Библиогр. 105.

© ИЗДАТЕЛЬСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ «ВИЩА ШКОЛА», 1974

ПРЕДИСЛОВИЕ

Основные, наиболее активные проявления магматизма и связанного с ним рудогенеза Закарпатья относятся к неогену, преимущественно верхнему. В это время сформированы Выгорлат-Гутинская гряда, Чопская цепь погребенных вулканов, гипабиссальный комплекс Вышковского и Перечинского районов, плагиолипаритовые тела Берегово-Беганьского района и регионально распространенные горизонты плагиолипаритовых туфов. К верхнему же неогену относится эндогенное оруденение Закарпатья, пространственно ассоциирующее с магматическими породами и представленное тремя минеральными ассоциациями — ртутной, свинцово-цинковой и мышьяково-сурьмяной. Главным является ртутная и свинцово-цинковая ассоциации.

Первые обобщения о магматических образованиях Закарпатья (В. С. Соболев и др., 1955; В. П. Костюк, 1961) посвящены петрографии вулканических пород преимущественно Выгорлат-Гутинской гряды, в них не рассматриваются вопросы тектонических позиций и рудоносности этих пород.

За последнее десятилетие в Закарпатье проведены большие поисково-разведочные работы, в результате которых обнаружена Чопская цепь погребенных вулканов, вскрыт фундамент Закарпатского прогиба и получены новые материалы о геологии магматических образований и рудоносности различных районов Закарпатья. Новые данные освещены в вышедших многочисленных публикациях, однако в них высказываются самые различные, часто противоречивые и неодинаково убедительно аргументированные суждения о схеме развития неогенового магматизма, о соотношениях магматических комплексов и о связи с ними оруденения. К сожалению, во многих работах нет конкретности в определении возрастных границ и фациальной принадлежности выделенных авторами магматических комплексов, в том числе предположительно рудоносных, и в характеристике тектонической сущности контролирующих эти комплексы структур. В то же время поисковая практика требует установления связи оруденения с конкретными комплексами неогенового магматизма, которые, безусловно, как и оруденение, занимают строго определенное петрологическое, возрастное и тектоническое положение.

Цель работы — обобщение накопленного авторами в течение двадцатилетних исследований материала о петрологических, возрастных и тектонических соотношениях конкретных магматических комплексов Закарпатья. На основе обобщений сделана попытка найти место этих комплексов в процессах рудогенеза. В книге приведен обширный петрографический, петрохимический и геохимический материал,

подвергшийся математической обработке на ЭВМ, а также данные о тектонических позициях и возрастных границах магматических образований, направленные на обоснованное выделение магматических комплексов и установление характера связи с ними оруденения.

Авторы стремились создать конкретную и по возможности широкую основу для решения проблемы связи неогенового оруденения Закарпатья с магматизмом и поэтому сочли необходимым отвести главное место конкретному фактическому материалу, подвергнутому разносторонней научной обработке.

Работа выполнена согласно тематическому плану отдела глубинных тектонических процессов проблемной лаборатории геологического факультета Львовского университета с участием кафедры полезных ископаемых. В математической обработке материалов принимал участие старший инженер В. А. Черкасов.

Изучение геологии Закарпатья начато еще в XIX веке; первые работы принадлежат Ф. Рихтгофену, Ф. Крейцу и В. Улигу. Позже были опубликованы труды С. Рудницкого, Р. Кулгай, Э. Садецки-Кардаша, в которых рассмотрены вопросы состава и морфологии вулканических образований. В 1948 г. М. Кутан в своей обстоятельной сводке выделяет в неогеновом вулканизме три фазы: I — андезиты-липариты, II — андезиты-липариты и III — андезиты-базальты.

После воссоединения Закарпатья с Советской Украиной началось широкое и планомерное изучение его советскими геологами. За короткое время (до 1960 г.) было проведено большое количество геологических исследований и поисково-разведочных работ, выявивших основные черты геологического строения, магматизма и рудоносности этого региона (И. Б. Плешаков, 1949; А. А. Богданов, 1949; М. В. Муратов, 1949; О. С. Вялов, 1953; И. Ф. Грусова, 1954; В. С. Соболев, 1955; С. И. Субботин 1955; Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская, 1955—1958). Число публикаций увеличивалось, вместе с тем возросли пестрота, противоречивость и абстрактность высказываемых представлений о взаимосвязях магматизма, тектоники и рудообразования, о магматических комплексах, фазах и фациях, а также о возможной связи с ними оруденения. Все это затрудняет использование многих публикаций в прикладных поисковых целях.

Почти все геологические исследования Закарпатья связаны с деятельностью Закарпатской геологической экспедиции, которая, проводя широкие поисково-разведочные и геологосъемочные работы, накапливала большой фактический материал. Этот материал затем подвергался научной обработке как самой экспедицией, так и научно-исследовательскими организациями.

Фундаментальной сводкой по петрографии вулканических пород Закарпатья является монография коллектива авторов под редакцией академика В. С. Соболева (В. С. Соболев, В. П. Костюк, А. П. Бобривич, О. Н. Горбачевская, С. М. Спитковская, М. Ю. Фишкин, 1955), в которой рассматриваются породы Выгорлат-Гутинской гряды и Береговского холмогорья. Это исследование легло в основу петрографической сводки В. П. Костюка (1961), в которой приведена характеристика вулканических пород прилегающих к Закарпатья районов. В этих двух работах вопросы тектоники и рудообразования не рассматриваются, а схема развития неогенового вулканизма построена в соответствии с представлениями М. Кутана (1948): I фаза — андезиты-липариты (бурдигал—нижний сармат), II фаза — андезиты-липариты (паннон—плиоцен), III фаза — андезиты-базальты (верхний плиоцен). Гипабиссальные интрузии отнесены к субвулканическим образованиям Выгорлат-Гутинской гряды (II или III фаза).

В книге «Неогеновый вулканизм Закарпатья» Е. Ф. Малеев (1964) описывает морфологию вулканических образований Выгорлат-Гутинской гряды и выделяет пять фаз вулканизма: четыре фазы орогенного вулканизма (I — бурдигал—тортон, II — тортон—паннон, III — нижний левантин и IV — верхний левантин) и одну фазу платформенного вулканизма (V — верхи плиоцена—низы постплиоцена). Гипабиссальные интрузии здесь отнесены к субвулканическим образованиям III фазы (нижний левантин). Упомянутый автор выделяет пять фаз неогенового рудогенеза, формально привязав их к перечисленным выше абстрактным фазам вулканизма, и не приводит к этому никаких доказательств.

Как меняются представления о магматизме Закарпатья, мы можем проследить по работам Л. Г. Данилович. Выделяя четыре фазы неогенового магматизма, этот автор в ранних публикациях (1960, 1963) предпринял смелую попытку опровергнуть общепринятое положение об окончании вулканизма Карпат андезито-базальтами, отнеся кислые гипабиссальные интрузии к конечным дифференциатам андезито-базальтовой магмы четвертой, завершающей фазы вулканизма (верхний плиоцен—постплиоцен). Затем, следуя модной в то время концепции о вулкано-плутонических формациях, Л. Г. Данилович (1964) утверждает, что в каждой из четырех выделенных ею фаз вулканизма эффузивная деятельность завершается гипабиссальными интрузиями, которые являются субвулканическими образованиями и имеют возраст от тортона до постплиоцена.

Л. Г. Данилович (1966) затем выделяет смешанные туфы липаритов и андезитов и делает вывод, что сарматские андезиты являются дифференциатами липаритовых магм нижнего сармата. По этому поводу она пишет (1966): «В районе Берегово широко развиты сарматские липаритовые лавы (купола, потоки). Возможно образование андезито-дацитов и андезитов, как конечных продуктов дифференциации магмы».

Свои представления о рудообразовании в Закарпатье Л. Г. Данилович выражает следующим утверждением (1969): «Рудопроявления золота, полиметаллов, алуниды и др., установленные среди игнимбритовых толщ, относятся к эпитермальным месторождениям, являются сингенетичными и формируются внутри этих толщ при их остывании». К сожалению, Л. Г. Данилович не приводит аргументации этих положений.

Предложенная Э. А. Лазаренко (1970) схема развития неогенового магматизма отличается от других схем тем, что в толще вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды он выделяет не один, а два горизонта кислых пород (дацитов и липаритов). Относительно петрологической сущности и фациальной принадлежности гипабиссального комплекса Э. А. Лазаренко в сводной работе (1970) своего мнения не высказывает, а также не обнаруживает своего отношения к точке зрения других исследователей. Возрастное положение гипабиссальных интрузий он конкретно не определяет; указывает лишь, что кислые интрузии относятся к верхнему миоцену, а основные — к нерасчлененному нижнему сармату. Весьма расплывчаты также взгляды Э. А. Лазаренко, касающиеся связи эндогенного оруденения с магматическими комплексами. Согласно Э. А. Лазаренко, проявление свинца, цинка, золота и серебра

парагенетически связано с миоценовой андезитовой формацией, без указания конкретной фазы или фации. Ртутное оруденение он связывает с нижнеплиоценовой андезитовой формацией без указания конкретных проявлений.

Мы еще в пятидесятых годах в предложенной схеме магматизма (1957) выдвинули и аргументировали положения о петрологической и структурной обособленности гипабиссальных образований и доказали их паннонский возраст, более ранний, нежели возраст вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды. Далее мы развили (1958, 1963, 1964) тезис о парагенетической связи свинцово-цинкового и ртутного оруденения Закарпатья с кислыми производными гипабиссального комплекса, а также о приуроченности рудных районов к блоковым поднятиям до-неогенового фундамента в пределах зон глубинных разломов и придерживаемся этого взгляда и в настоящее время.

Закономерностям формирования оруденения Закарпатья посвящены работы Г. Г. Сасина (1965, 1966). Он считает алунитовую и барит-полиметаллическую минерализацию Берегово-Беганьской группы месторождений разорванными во времени. Алунитовая минерализация, по его мнению, является в основном результатом фумарольно-сульфаторной деятельности в период отложения плагиолипаритовых туфов, а барит-полиметаллическая — более поздним гидротермальным образованием. В. Н. Зайцева (1963) разделяет неогеновое оруденение Закарпатья на два цикла: первый — связан с паннонским вулканизмом и представлен свинцом, цинком, золотом и серебром; второй — с верхнеплиоценовым этапом вулканизма и характеризуется ртутным оруденением. Метасоматическим преобразованиям магматических пород Закарпатья посвящены работы М. Ю. Фишкина, А. И. Славской и Э. А. Лазаренко.

В данной работе под Закарпатьем подразумевают область Внутренних Карпат, охватывающую Пенинскую (утесовую) зону, Закарпатский неогеновый внутренний прогиб и зону сочленения прогиба с Паннонским массивом. С севера Закарпатье ограничено флишевой зоной Внешних Карпат, с юга — Паннонским массивом, превратившимся в панноне—левантине в межгорную впадину. Условной границей Закарпатья на западе служит государственная граница с Чехословакией, на востоке — Мармарошский кристаллический массив.

Закарпатский прогиб на западе сливается с Восточно-Словацкой впадиной, представляя с ней единую неогеновую структуру. Восточно-Словацкую впадину пересекает Токай-Прешовская вулканическая гряда и с запада впадина ограничена уступчатым погружением Гемерид и Татро-Вепорид — древних структур Западных Карпат. На юго-востоке Закарпатский прогиб ограничен Мармарошским массивом древних кристаллических пород и их палеогеновой оболочкой. На севере граница Закарпатского прогиба проходит по Пенинской тектонической зоне, на юге границей является зона сочленения прогиба с Паннонской впадиной, наложенной на Паннонский массив (рис. 1).

Закарпатский прогиб разделяется субмеридиональным коленом Выгорлат-Гутинской гряды на две впадины: западную — Чопскую и восточную — Солотвинскую, сообщающуюся с Марамурешской впадиной, расположенной на территории Румынии. Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда протягивается от западных до восточных границ Закарпатского прогиба и приурочена в пределах Чопской впадины к Пенинской тектонической зоне, а в пределах Солотвинской впадины — к сочленению прогиба с Паннонским массивом. На западе вулканическая гряда продолжается на территории Словакии (массив Выгорлат) и на востоке — в пределах Румынии (массивы Оаш, Гутин, Циблеш). В юго-западной части Закарпатского прогиба от г. Чоп до Черной горы протягивается Чопская цепь погребенных вулканов, берущая начало в Словакии и имеющая длину 120 км и ширину от 5 до 15 км (см. рис. 1).

Пенинская тектоническая зона разграничивает Внутренние и Внешние Карпаты и протягивается в пределы Чехословакии почти до Малых Карпат, имея общую длину 500 км. Эта зона относится к категории глубинных разломов и в пределах Украинских Карпат получила название Закарпатский глубинный разлом. Зона сочленения в донеогене фундамента Закарпатского прогиба с Паннонским массивом и в более позднее, неогеновое время — Закарпатского прогиба с Паннонской впадиной также относится к категории глубинных разломов и названа зоной Припаннонского глубинного разлома (Б. В. Мерлич, 1958, 1965, 1973).

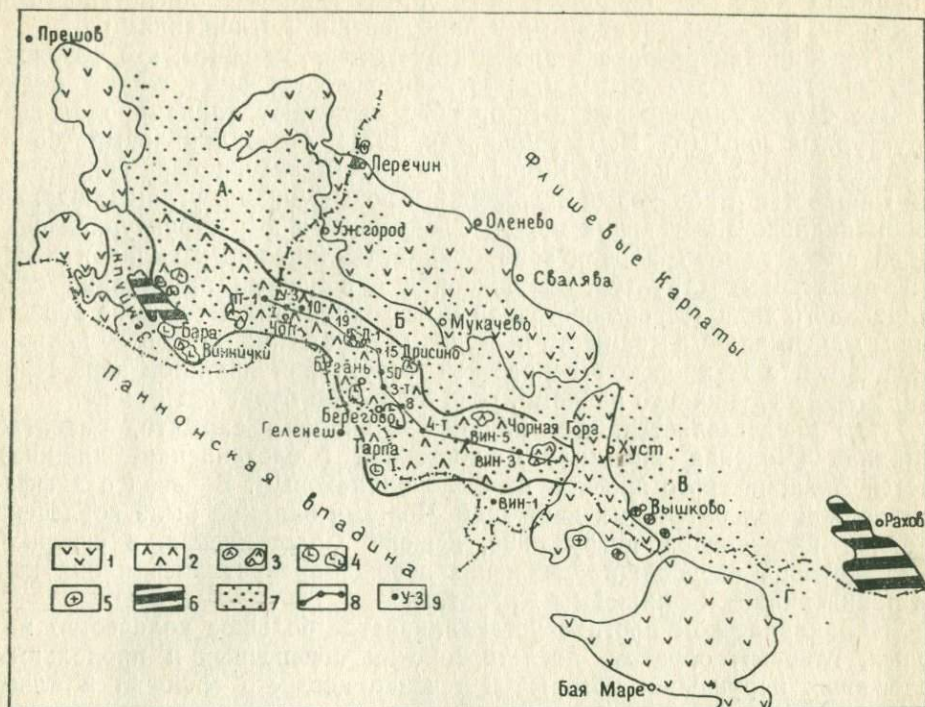


Рис. 1. Схема распределения неогеновых магматических образований Закарпатья: 1 — породы эффузивного комплекса Выгорлат-Гутинской и Токай-Прешовской гряд; 2 — породы эффузивного комплекса Чопской цепи погребенных вулканов; 3 — выходы на поверхность вулканических пород цепи погребенных вулканов; 4 — липариты, липарито-дациты (купола); 5 — породы габбисального комплекса; 6 — выступы донеогенового фундамента; 7 — Закарпатский внутренний прогиб; А — Восточно-Словацкая впадина; Б — Чопская впадина; В — Солотвинская впадина; Г — Марамурешская впадина; 8 — линия разреза (см. рис. 6); 9 — скважины глубокого бурения.

ЗАКАРПАТСКИЙ ВНУТРЕННИЙ ПРОГИБ

Этот прогиб представляет собой прогнутую структуру, протягивающуюся в северо-западном направлении вдоль складчатых Карпат и выполненную главным образом миоценовыми и в меньшей мере плиоценовыми молассовыми отложениями. К северо-западу Закарпатский прогиб переходит в Восточно-Словацкую впадину и на юго-востоке — в Марамурешскую впадину. От флишевых Карпат и Паннонского массива прогиб отделен Закарпатским и Припаннонским глубинными разломами.

Мощность неогеновой молассовой толщи Закарпатского прогиба неодинакова, колеблется от 600—700 до 2500—3000 м. Прогиб развивался на гетерогенном фундаменте, для которого характерны обособленные структурно-фациальные зоны, протягивающиеся в карпатском направлении из Словакии в Закарпатье, осложненные надвиговыми дис-

локациями того же направления и представленные палеогеновыми, меловыми, юрскими, триасовыми и палеозойскими отложениями.

Строение Закарпатского прогиба достаточно сложное, что обусловлено участием в его формировании как колебательных, так и радиальных блоковых движений. В прогибе выделяют такие продольные структурные зоны (М. И. Петрашкевич, 1971). Моноклиальный борт, примыкающий к флишевым Карпатам и характеризующийся сокращенной мощностью миоценовых отложений и повышенными углами падения моноклиально залегающих пород. Следующей к югу структурной единицей является центральная зона брахиантиклинальных складок и соляно-диапировых структур, сопряженная с полосами прогибаний синклинального типа (северо-восточной и юго-западной). Этой зоне свойственны максимальные мощности неогеновых отложений. Наиболее южной, граничащей с Паннонской депрессией структурой является зона Припаннонского глубинного разлома, речь о которой будет идти ниже.

Нам представляется, что, начиная с нижнего сармата, развитие западной (Чопская впадина) и восточной (Солотвинская впадина) частей Закарпатского прогиба не было одинаковым. В связи с дифференциацией колебательных движений Чопская впадина была вовлечена в более интенсивное погружение, нежели Солотвинская, в северной части которой нисходящие движения вообще прекратились и она как бы причленилась к флишевым Карпатам.

В Закарпатском прогибе устанавливается большое количество молодых, главным образом послетортонских поперечных и продольных разрывных нарушений, которые в течение позднего миоцена и плиоцена служили зонами активных подвижек, приведших к блоковому расчленению прогиба. Часть продольных разрывных нарушений, по-видимому, сопряжена с Закарпатским и Припаннонским глубинными разломами и обусловила ступенчатое опускание прогиба близ этих разломов. Поперечные разрывные нарушения, с которыми связаны горстовые воздымания, наиболее развиты в Чопской впадине и особенно в зоне Припаннонского глубинного разлома. Примерами горстовых поднятий могут служить такие районы: Береговского холмогорья, где фундамент находится на глубине 700—1000 м, с. В. Доброни с глубиной фундамента 1800 м, г. Ужгорода, в котором фундамент залегаеет на глубине 700—1100 м, г. Чопа с глубиной фундамента 1400 м, с. Сасова с глубиной фундамента 1400 м и с. Вышково с глубиной фундамента 900—1100 м.

В мелассовых отложениях Закарпатского неогенового прогиба выделяют следующие стратиграфические единицы.

Нижний бурдигал — буркаловская свита (мощность до 80 м), состоящая из песчаников и алевролитов.

Гельвет — новоселицкая свита (мощность 30—700 м), главной составной частью которой является горизонт плагиолипаритовых туфов, перекрытый мергелями и аргиллитами и подстилающийся конгломератами (не повсеместно).

Тортон включает такие свиты (снизу вверх): Теремлянскую (нижний тортон), состоящую из двух подсвит — нижнетеремлянской (мощ-

ность 50—250 м), сложенной аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников, туффитов и гипсов, и верхнетереблянкой (мощность 100—500 м), которой характерны скопления соли, переслаивающиеся с пачками засоленных и загипсованных глин; Солотвинскую свиту (мощность 100—800 м), представленную толщей глин с прослоями алевролитов и песчаников, с двумя горизонтами плагиолипаритовых туфов (мощность до 120 м и до 20 м); Тересвенскую свиту верхнего тортонна (мощность до 900 м), состоящую из глин с прослоями алевролитов и песчаников и горизонтами плагиолипаритовых туфов; Басхевскую свиту (верхи верхнего тортонна), которая представлена толщей глин с прослоями алевролитов и песчаников (мощность 30—150 м).

Нижний сармат разделяют на две свиты: нижнюю доробратовскую (мощность до 600 м), представленную глинами с прослоями алевролитов и песчаников, а также горизонтом плагиолипаритовых туфов (местами с линзами туфолав и спекшихся туфов), и верхнюю луковскую (мощность 25—450 м), состоящую из толщи глин с прослоями алевролитов, песчаников, гравелитов и туффитов, а также горизонта плагиолипаритовых туфов.

Средний сармат — алмашская свита (мощность 50—200 м), представлена глинами с прослоями алевролитов, песчаников, мергелей, известняков и плагиолипаритовых туфов. В западной части Закарпатского прогиба в сарматской толще распространены эффузивы и пирокласты андезитового ряда, слагающие нижнюю часть Чопской цепи погребенных вулканов.

Паннон (мощность 100—500 м) подразделяют на нижний — изовская свита и верхний — кошелевская свита. Нижний паннон слагается глинами с прослоями алевролитов, песчаников, мергелей, андезитовых туфов и туффитов, а также бурых углей. Верхний паннон представлен песчано-глинистыми породами, содержащими линзы бурых углей и туффитов, туфами и лавами андезитового ряда, отвечающими самым нижним горизонтам Выгорлат-Гутинской вулканической гряды и средней части Чопской цепи погребенных вулканов.

Левантин (мощность 100—600 м) включает три свиты (снизу вверх): ильницкую, сложенную из глин, алевролитов, песчаников с бурыми углями; гутинскую, состоящую главным образом из вулканогенных пород Выгорлат-Гутинской гряды; бужорскую, представленную лавами и туфами андезито-базальтов завершающей фазы эффузивного магматизма Закарпатья.

ЗОНА ЗАКАРПАТСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Зона Закарпатского глубинного разлома составляет юго-восточную расположенную на территории Украины часть Пенинской (утесовой) тектонической зоны, которая протягивается на 500 км от Малых Карпат почти до Мармарошского массива. Пенинская зона разграничивает Внутренние и Внешние (флишевые) Карпаты, геосинклинали которых закладывались и развивались на неодинаковом домезозойском основании.

Зона Закарпатского глубинного разлома, располагаясь на сочленении флишевых Карпат и Закарпатского внутреннего прогиба, на севере граничит по тектонической линии с различными структурами флишевых Карпат и зоной Мармарошских утесов. Со стороны Закарпатского прогиба рассматриваемая зона на значительных участках перекрыта вулканогенной толщей Выгорлат-Гутинской гряды и неогеновыми молассаами прогиба. Как показали материалы бурения, зона Закарпатского разлома сочленяется с донеогеновым фундаментом Закарпатского прогиба также по тектоническому контакту, перекрытому неогеновыми отложениями. Ширина этой зоны колеблется от нескольких сотен метров до 5—5,5 км (бассейн Лужанки). Для этой зоны характерны обособленные друг от друга бескорневые глыбы (утесы) известняков размером от десятка до сотен метров, относящихся к юре и неокому. Эти глыбы заключены в облегающей и подстилающей их массе мергелей и глин альба—маастрихта.

Большинство исследователей (В. Заубек, М. Машка, 1963; Е. М. Лазько, Д. П. Резвой, 1962; С. С. Круглов, 1971) пришли к выводу о принадлежности Пенинской зоны в целом, а следовательно, и Закарпатского разлома к категории глубинных разломов. Аргументация этого положения приведена в работах указанных выше авторов, и здесь остановимся лишь на следующем. Сопоставление структурно-фациальных особенностей показывает, что, начиная с триаса и по неоген, зона Закарпатского разлома является обособленной барьерной структурой, разделяющей области с различными условиями осадконакопления. Так, верхнемеловые отложения этой зоны сложены нефлишевыми мергелями пуховской свиты мощностью до 10—150 м, верхний мел флишевых Карпат представлен типичным флишем мощностью более 1000 м, а в фундаменте Закарпатского прогиба — мощной толщей аргиллитов и алевролитов (более 1000 м) типа аспидной формации (С. С. Круглов, 1971). О барьерной роли рассматриваемой структуры свидетельствует наличие в ней позднеюрских рифовых известняков. Сочленение зоны Закарпатского разлома по донеогеновой тектонической линии с фундаментом Закарпатского прогиба также свидетельствует о длительном развитии этой зоны. Признаками глубинного разлома могут служить и геофизические данные, показывающие резкий перепад (около 30 км) поверхности Мохоровичича, и, помимо этого, концентрация эпицентров глубокофокусных землетрясений в зоне Закарпатского разлома. Широкое развитие магматизма в зоне Закарпатского разлома — неогенового андезитового в северо-западной ее части и мезозойского диабазового и даже ультраосновного в юго-восточной части — также может служить аргументом для отнесения зоны к категории глубинных разломов.

ЗОНА ПРИПАННОНСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА И СТРОЕНИЕ ДОНЕОГЕНОВОГО ФУНДАМЕНТА ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА И ПАННОНСКОЙ ВПАДИНЫ

На сочленении Закарпатского прогиба и Паннонской впадины протягивается обособленная тектоническая зона, отличающаяся от смежных структур гипсометрическим положением фундамента и особенностями магматизма и рудогенеза. Основываясь на различиях разреза неогена в Закарпатском прогибе и Паннонской впадине, мы ранее (1958, 1965) пришли к выводу о принадлежности этой зоны к категории глубинных разломов и назвали ее Припаннонской зоной. Однако вопрос о существовании и природе Припаннонской зоны в донеогеновое время оставался открытым. Для его решения необходимо использовать материалы о внутреннем строении донеогенового фундамента Закарпатского прогиба и Паннонской впадины, в этой связи и возникла необходимость привести здесь такие материалы.

Необходимо предварить данные материалы краткими сведениями о неогеновом развитии Припаннонского глубинного разлома. Сопоставление стратиграфических разрезов неогена Закарпатского прогиба и Паннонской впадины показывает, что прогиб выполнен 2—2,5-километровой толщей гелльвета, тортона и нижнего сармата, в то время как в пределах Паннонской впадины отложения такого возраста развиты незначительно, но зато распространены мощные отложения (1500—3000 м) паннона и левантина, лишь в небольших мощностях представленные в пределах прогиба. Это свидетельствует о неодинаковом режиме развития геоструктур и о проявлении здесь резко дифференцированных колебательных движений: интенсивном опускании Закарпатского прогиба при относительно стабильном положении Паннонского массива в миоцене и резком его прогибании в панноне и левантине, когда нисходящие движения в прогибе затухали. В результате интенсивных опусканий массива возникла Паннонская впадина.

Естественно предположить, что вследствие этих дифференцированных движений в зоне сочленения Закарпатского прогиба и Паннонского массива, то есть в Припаннонской структурной зоне, в неогене возникли особые условия осадконакопления и формирования структур, в том числе разрывных со значительным вертикальным смещением пород. Особыми, характерными для Припаннонской зоны, структурами являются антиклинальные и горстовые поднятия донеогенового фундамента (Землинский массив, Береговское холмогорье, Вышковский район, район Бая Маре); о смещении пород свидетельствуют вертикальное электрозондирование, обнаружившее 2000-метровое смещение кровли горизонта высокого сопротивления и резкий скачок силы тяжести (С. И. Субботин, 1955). Припаннонская тектоническая зона отличается также своеобразным магматизмом и рудогенезом — здесь наряду с неогеновым эффузивным комплексом развиты образования гипабиссального комплекса и парагенетически связанные с ними свинцово-цинковые и ртутные месторождения, не известные в смежных структурах за пределами этой зоны. Все это позволяет отнести Припан-

нонскую структурную зону к категории глубинных разломов, по крайней мере для неогенового времени.

Для решения вопроса о существовании и характере развития Припаннонского разлома в донеогене необходимо выяснить, представляли ли территории современных Закарпатского прогиба и Паннонской впадины обособленные структурно-фациальные зоны в донеогеновое время и каковы были различия в их тектоническом развитии. Материалом для решения этих вопросов могут служить глубокие скважины, вскрывшие донеогеновый фундамент Закарпатского прогиба, Восточно-Словацкой впадины и Паннонской депрессии, а также выступы фундамента в пределах Восточной Словакии, Венгрии и Румынии. Материалы по Закарпатыю обобщены в работах О. С. Вялова (1963), М. И. Петрашкевича (1971), В. И. Хоменко (1969) и наших (1973); по Венгрии — в фундаментальной монографии Э. Вадаса (1964), сводке Д. Вейна (1969) и в «Геологической карте палеозойско-мезозойского фундамента Венгрии» (1967); по Словакии — в работах Я. Славика и Р. Рудинца (1969, 1970); по Румынии — в монографии Н. Ончаску (1960).

По представлениям советских исследователей донеогеновому фундаменту Закарпатского прогиба свойственны обособленные структурно-фациальные зоны, протягивающиеся из Восточной Словакии в Советское Закарпатье. Эти зоны имеют карпатское (северо-западное) простирание и представлены палеогеновыми, меловыми, юрскими, триасовыми и палеозойскими отложениями (рис. 2). Наиболее изученной является зона эоценового подгальского флиша, широко развитого в Восточной Словакии и прослеживающегося в пределах Закарпатья до р. Тересвы. Помимо этого, по данным бурения выделяются протяженные зоны как нерасчлененного палеогена, так и разнофациальные его комплексы, простирания также в северо-западном направлении.

Под подгальским флишем выделяют вскрытые скважиной Ужгород-1 отложения мела, которые рассматривают как продолжение субтатранских серий, распространенных в Словакии (О. С. Вялов, 1963). Кроме того, в фундаменте выделяют обособленные зоны карпатского простирания как отдельных литофациальных разновидностей мела — сенонская кричевская свита, так и зона нерасчлененных меловых отложений. В западной части Закарпатского прогиба (Чопская впадина) установлена зона эпиметаморфических палеозойских пород (тальковосерицитовые, слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы, филлиты и известняки), вскрытая скважинами Ужгород-2, -3 и -4 в пределах Ужгородского погребенного поднятия, и их мезозойский чехол (доломиты триаса), обнаруженный скважинами Залуж-3, -6. По представлениям некоторых геологов (О. С. Вялов, 1963; М. И. Петрашкевич, 1971), эта зона является продолжением центральных массивов Западных Карпат. Следовательно, и эти древние структурные элементы продолжают в фундаменте Закарпатского прогиба и имеют карпатское простирание. Необходимо отметить, что в фундаменте Закарпатского прогиба намечаются надвиговые дислокации также северо-западного направления (М. И. Петрашкевич, 1971).

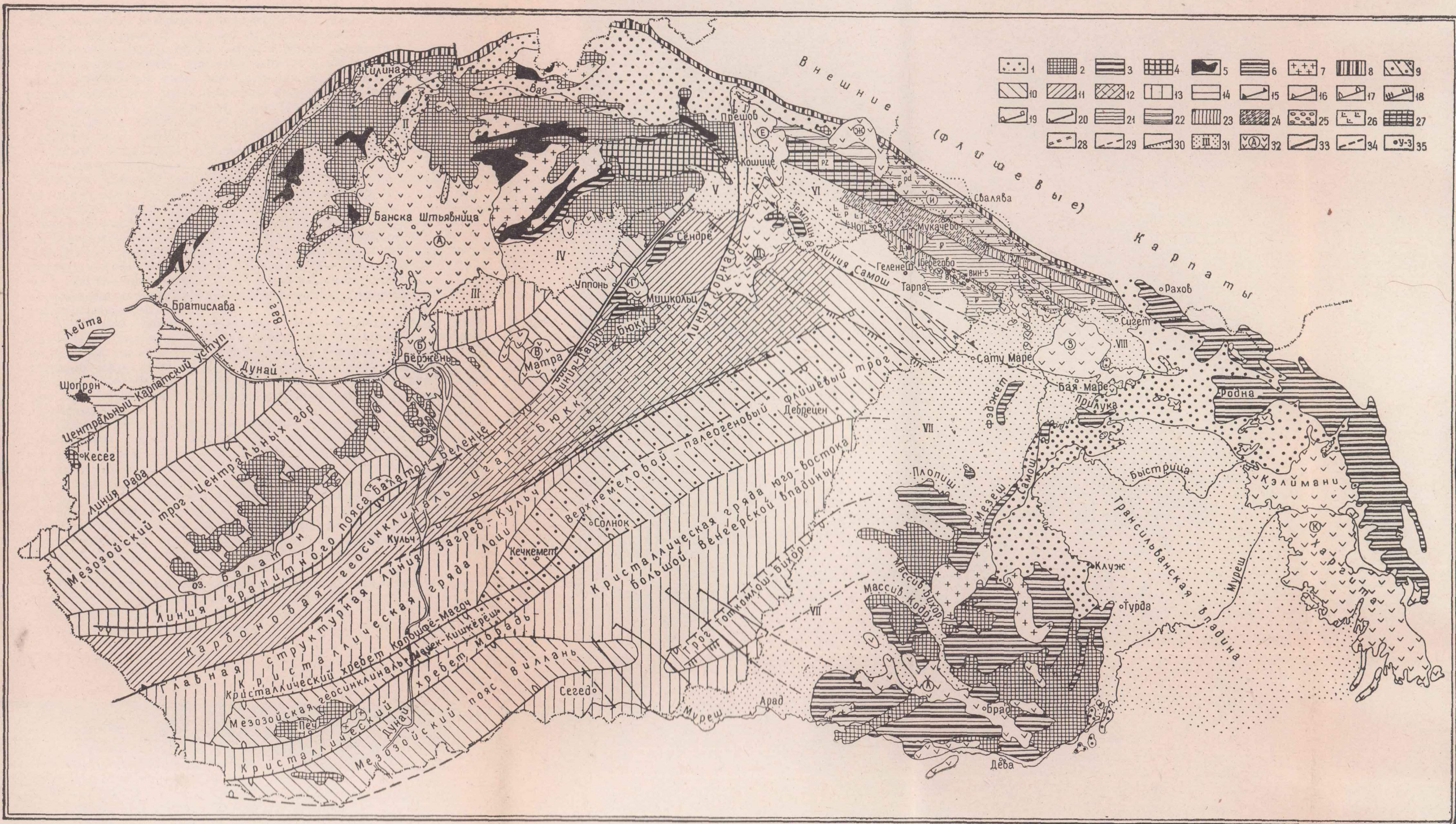


Рис. 2. Схематическая карта донеогеновых структур Внутренних Карпат.

Выступы донеогенового фундамента: 1 — палеогена; 2 — мезозойского структурного этажа; 3 — карбонового структурного этажа; 4 — докарбонового структурного этажа; 5 — докембрийского основания; 6 — домезозойского основания (нерасчлененного); 7 — донеогеновых магматических пород; 8 — Пеннинская зона утесов. Перекрытые структуры донеогенового фундамента Венгрии: 9 — верхнемеловой-палеогеновый «флишевый» трог; 10 — мезозойский структурный этаж; 11 — карбоновый структурный этаж; 12 — карбоновый структурный этаж, перекрытый мезозойскими отложениями; 13 — нижнепалеозойский структурный этаж; 14 — докембрийский структурный этаж; 15 — докарбоновые разломы (бретонская фаза); 16 — карбоновые разломы (судетско-астурийская фаза); 17 — разломы, формировавшие пермо-мезозойские бассейны; 18 — мезозойские разломы (Австрийско-Субгерцинская фаза); 19 — палеогеновые разломы; 20 — неогеновые разломы. Перекрытые структуры донеогенового фундамента Закарпатского прогиба: 21 — палеоген (нерасчлененный); 22 — эоцен (нерасчлененный); 23 — мел (нерасчлененный); 24 — триас; 25 — юра; 26 — пермь; 27 — палеозой; 28 — зоны крупных нарушений; 29 — линии разломов; 30 — предполагаемые надвиги. Неогеновые образования: 31 — неогеновые депрессии (Словакия и Румыния): I — Придунайская впадина; II — Турчанская котловина; III — Ипельская котловина; IV — Сланская котловина; V — Кошицкая котловина; VI — Восточно-Словацкая впадина; VII — восточная часть Паннонской впадины; VIII — Марамурешская впадина; 32 — неогеновые вулканические образования: А — Штьявницкий массив; Б — массив Бержень; В — массив Матра; Г — массив Бюкк; Д — массив Токай; Е — Прешовская гряда; Ж — массив Выгорлат; З — массив Гутин; И — Выгорлат-Гутинская гряда; К — гряда Калимани-Харгита; Л — вулканические массивы Рудных гор (Апусени); Разрывные нарушения; 33 — установленные; 34 — предполагаемые; 35 — глубокие буровые скважины.

По данным словацких геологов (Р. Рудинец, Я. Славик, 1969, 1970), строение донеогенового фундамента Восточно-Словацкой впадины в общем сходно со строением фундамента Закарпатского прогиба. Здесь в фундаменте установлены докембрий (кристаллические породы района Бышты), палеозой, мезозой и палеоген, причем в отличие от Закарпатья имеются выступы фундамента на поверхности. В фундаменте впадины выделяют два крупных блока домезозойских пород — Земплинский (анхиметаморфическая серия) и Поздишовско-Инячевский (эпиметаморфическая серия), протягивающиеся в северо-западном направлении и занимающие почти всю впадину. На их основе развиты гребневидные поднятия и узкие депрессии палеозойских и мезозойских пород северо-западного простирания. Здесь выделяются следующие структуры фундамента. На севере впадины — Гуменско-Ужгородское поднятие, ограниченное с севера и юга параллельными ему Хоньковецкой и Завадской депрессиями. Южнее протягивается Инячевское поднятие, примыкающее с севера к Завадской депрессии и с юга к Центральной депрессии. Западнее кулисообразно расположено Поздишовское поднятие, граничащее на севере со Стражовецкой и на юге с Центральной депрессиями. Затем на юге впадины прослеживаются в северо-западном направлении палеозойское Земплинское и ассинтское Мышланско-Быштинское поднятия, переходящие к северу в Центральную депрессию. Все эти структуры в пределах Восточно-Словацкой впадины имеют северо-западное простирание и только в границах Кошицкой котловины в зоне влияния системы Горнадских разломов намечается тенденция к изменению направления структур на северо-северо-западное, близкое к меридиональному.

Словацкие геологи полагают, что Гуменско-Ужгородское и Инячевское поднятия протягиваются на территорию Украинского Закарпатья, где отражены в Ужгородских скважинах. Таким образом, основные черты структурного плана донеогенового фундамента Закарпатского прогиба и Восточно-Словацкой впадины аналогичны — для него характерны структуры северо-западного (карпатского) направления.

Обращаясь к разбору внутреннего строения Паннонского массива, прежде всего следует отметить, что этот массив представлял собой структурно-однородную массу только в докембрии и низах палеозоя. Начиная с девона, вследствие дифференциации тектонических движений массив приобретает гетерогенную структуру, характеризующуюся чередованием вытянутых в северо-восточном направлении троговых депрессий и гребневидных поднятий (см. рис. 2). Д. Вейн (1969) выделяет такие этапы в истории тектонического развития Паннонского массива и соответствующие им структурные этажи: докембрийский, нижнепалеозойский (докарбонный), карбонный, мезозойский и верхне-меловой — палеогеновый.

По Д. Вейну, докембрийский структурный этаж представляет собой ассинтскую платформу, сложенную метаморфическими породами мезозоны, относящимися к докембрию и, возможно, нижнему кембрию. Эти породы на северо-западе Венгрии образовали Центральный Карпатский



уступ, игравший роль барьера в развитии нижнепалеозойских и более поздних структур.

Нижнепалеозойский структурный этаж представлен геосинклинальными отложениями мезозонального ряда, относящимися к ордовику, силуру и девону. Формирование этого этажа связано главным образом с каледонским тектогенезом. Варисцийский тектогенез проявился лишь в заключительной стадии развития, выразился в складчатости северо-восточного направления, в обособлении глубокого трога того же направления в центральной части геосинклинали и в образовании крупных разломов регионального плана, связанных с бретонской фазой складчатости. Первый региональный разлом — Загреб—Кульч, протягивающийся в северо-восточном направлении в сторону Закарпатья и разделяющий нижнепалеозойский этаж на две зоны, развивавшиеся в дальнейшем неодинаково. Второй разлом — линия Самош, расположенный на северо-востоке Венгрии близ границ с УССР (Закарпатье), имеет северо-западное (Карпатское) простирание и протягивается от Гемерид в Словакии до массива Прилука в Румынии. Наблюдения венгерских геологов показывают, что северо-восточное простирание нижнепалеозойских толщ при приближении к границам Словакии и Советского Закарпатья меняется на широтное и даже юго-восточное и структуры следуют вдоль линии Самош.

Развитие Паннонского массива в карбоновое время характеризуется возникновением крупного геосинклинального трога Игал-Бюкк, выполненного отложениями от нижнего карбона до нижней перми и ограниченного на юго-востоке разломом Загреб-Кульч и на северо-западе — линией гранитного пояса Балатон-Веленце. Гранитный пояс представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении от юго-западной границы Венгрии до Гемерид варисцийское поднятие докарбонового кристаллического основания, интродуцированное в судетскую и астурийскую фазы гранитными массивами и связанное с разломом, заложенным в бретонскую фазу тектогенеза. Геосинклинальный трог Игал-Бюкк протягивается в северо-восточном направлении, от юго-западной границы страны до северо-восточной (массивы Уппонь, Сёндрё, Земплин), и здесь простирание пород сменяется широтным и затем юго-восточным. Таким образом, именно в зоне сочленения современного Закарпатского прогиба с Паннонским массивом намечается коренное изменение структурного плана палеозойского фундамента региона.

Мезозойский структурный этаж включает верхнепермские, триасовые, юрские и нижнемеловые отложения, представленные преимущественно в карбонатных фациях. В мезозое Паннонский массив был расчленен геосинклинальными трогами и грядами поднятий, вытянутых в северо-восточном направлении и связанных с разломами того же направления. К таким структурам, по Д. Вейну (1969), относятся следующие геосинклинальные трог: Центральные Венгерских гор, Игал-Бюкк, Мечек-Кишкёрёш, Виллань и Тоткомлош-Бихор. Гряды поднятий — гранитный пояс Балатон-Веленце, кристаллическая гряда Лоци, кристаллические хребты Капошфё-Могоч и Морадь, а также кристаллическая гряда юго-востока Большой Венгерской впадины.

В верхнемеловом—палеогеновом цикле развития Паннонского массива дифференциация тектонических движений возросла и вследствие этого осадочные трог становились уже и короче с развитием узких сбросовых грабен, но унаследовали северо-восточное направление. Наиболее крупной структурой является верхнемеловой-палеогеновый «флишевый» трог (Дебреценский), выполненный флишоидными терригенными некарбонатными отложениями верхнего мела—зоцена и ограниченный с северо-запада разломом Загреб-Кульч и с юго-востока кристаллической грядой Большой Венгерской впадины. Этот трог протягивается в северо-восточном направлении к границам Закарпатья и здесь меняет простирание на широтное и затем на юго-восточное.

Таким образом, наблюдается резкое отличие в строении фундамента Закарпатского прогиба (включая и Восточно-Словацкую впадину) и в глубинном строении Паннонского массива. Для первого характерны структуры юго-восточного (карпатского) простирания, а для второго — северо-восточного, причем с приближением к Закарпатья простирание структур массива меняется на широтное и затем на юго-восточное (см. рис. 2).

Столь резкое изменение структурного плана может последовать только при наличии древнего жесткого упора на границе этих двух геоструктур, роль которого, по нашему мнению, играет Припаннонская гряда поднятий фундамента, сопряженная с разломом Самош и вместе с ним являющаяся составной частью зоны Припаннонского глубинного разлома. Припаннонская гряда поднятий протягивается в юго-восточном направлении от Гемерского выступа через Земплинский массив к выступам донеогенового фундамента в Румынии (массивы Феджет и Прилука) и фиксируется геофизическими данными (И. С. Субботин, 1955, Ф. Шеффер, 1964), а также скважинами, вскрывшими на глубине 1200—1600 м непосредственно под неогеном толщу докарбонových кристаллических пород. По-видимому, возникновение Припаннонской гряды поднятий связано с бретонской фазой тектогенеза, завершившей формирование нижнепалеозойского структурного этажа Паннонского массива и обусловившей образование регионального разлома Самош.

Все это приводит к выводу о существовании в донеогеновое время особой структурно-фациальной зоны, разграничивающей регионы с неодинаковой историей тектонического развития — Паннонский массив и фундамент Закарпатского прогиба. В связи с тем, что в течение длительного времени по обе стороны от этой буферной зоны тектонический режим был различным, возникает предположение о развитии тектонических движений и в самой зоне. Следовательно, есть основание утверждать, что зона Припаннонского глубинного разлома, элементом которой является Припаннонская гряда поднятий, развивалась и до неогена и, вероятно, была заложена в раннем палеозое.

Приведем некоторые соображения о структурно-морфологических особенностях зоны сочленения Паннонского массива с Закарпатским прогибом. Выше отмечалось, что Припаннонская гряда нижнепалеозойских поднятий существенно влияла на развитие подвижных троговых депрессий и жестких гребневидных поднятий, расчленивших Паннон-

ский массив после бретонской фазы тектогенеза, что выразилось в изменении их направления или в замыкании. Естественно предположить, что процесс послебретонского расчленения массива в свою очередь оказал влияние на Припаннонскую грядку поднятий в смысле дифференциации ее на участки большего и меньшего воздымания и соответственно большей или меньшей жесткости. Первые участки обязаны влиянию гребневидных поднятий и вторые — троговым депрессиям массива.

Такая дифференциация Припаннонской грядки поднятий вызвала различие в контрастности колебательных движений во времени и пространстве на разных участках зоны сочленения Паннонского массива с Закарпатским прогибом, причем это явление должно наиболее интенсивно проявиться в неогене, то есть после расчленения массива. На участках сочленения устойчивых гребневидных поднятий массива с прогибом в неогене развивались резко дифференцированные по знаку и скорости движения. Здесь следует ожидать существенных различий в разрезах и развития разрывов со значительным смещением пород. Примерами таких участков являются сочленение грядки древних выступов гор Апусени с Солотвинской впадиной, грядки поднятий Северо-Венгерских гор (Бюкк, Уппонь, Сёндрё) с Восточно-Словацкой впадиной, приподнятого гребня на границе геосинклинали Игал-Бюкк, следующего вдоль разлома Загреб-Кульч, с Берегово-Беганьским районом. На участках сочленения мобильных трогов Паннонского массива с Закарпатским прогибом контрастность тектонических движений в неогене, естественно, была меньшей и вследствие этого снижались амплитуды смещений пород и сглаживалась изменчивость мощностей и фациальных характеристик разрезов. Примером участков такого рода может служить сочленение флишевого трога массива с прогибом в районе г. Виноградова.

Все эти обстоятельства не могли не сказаться на конфигурации зоны Припаннонского глубинного разлома в неогене, в которой неизбежны неправильные волнистые, иногда угловатые формы, то с выступами в сторону Закарпатского прогиба, как результат влияния жестких гряд поднятий, то с отступаниями в сторону Паннонского массива, как следствие влияния подвижных депрессий.

Неогеновый магматизм в Советских Карпатах, как и во всех Внутренних Карпатах на территории Венгрии, Словакии и Румынии, представлен разнообразными фациями двух контрастных магматических рядов — липаритового и андезитового. Во внутрикарпатской дуге намечается зональное расположение магматических рядов, при котором центральное положение занимает область наиболее интенсивного развития липаритового вулканизма, ограниченная Паннонским массивом; породы андезитового ряда образуют две прерывистые вулканические цепи — внутреннюю и внешнюю, обрамляющие Паннонский массив и соединенные поперечными грядями.

СХЕМА РАЗВИТИЯ МАГМАТИЗМА ВО ВНУТРЕННИХ КАРПАТАХ

Основываясь на результатах исследований последних лет по магматизму в Советском Закарпатье и увязывая этот материал с историей геологического формирования данного региона, а также со схемой развития неогенового магматизма Внутренних Карпат, мы предложили следующую схему развития неогенового магматизма Закарпатья (табл. 1).

В схему магматизма включены понятия, относящиеся как к периодам времени развития магматических процессов (фаза, стадия), так и к вещественным проявлениям процессов магматизма (комплекс). Под *фазой* магматизма подразумевается часть магматического этапа, относящаяся к определенному отрезку времени, связанная с определенными тектоническими движениями и включающая законченную дифференциацию обособленных магматических очагов. Таким образом, одной временной фазой могут быть продукты различных комплексов. *Стадия* магматизма представляет часть магматической фазы и отражает отдельные акты внедрения или излияния на поверхность простых дифференциатов магматических очагов.

Магматический комплекс мы представляем в понимании Е. Т. Шаталова (1965) как совокупность изверженных пород данной фациальной принадлежности, являющихся производными определенной области магматического питания и отличающихся характерными минералогическими, петрохимическими, геохимическими и морфологическими особенностями. Исходя из такого определения, мы выделили в пределах Советского Закарпатья такие три разнофациальных магматических комплекса.

1. Осадочно-вулканогенный липаритовый комплекс, включающий продукты липаритового вулканизма, среди которых преобладают эксплозивные продукты, перемежающиеся с осадочными породами, и весьма

СХЕМА РАЗВИТИЯ НЕОГЕНОГО

Магматические комплексы	Время проявления магматизма			Породы	
	Фазы	Время развития фаз	Стадии		
Осадочно-вулканогенный липаритовый комплекс	I	Гельвет	Первая стадия кислых пород	Плагиолипаритовые туфы, туффиты, туфопесчаники	
		Тортон	Вторая стадия кислых пород	То же	
		Н. сармат	Третья стадия кислых пород	Плагиолипаритовые туфы, спекшиеся туфы и туфолавы кварцевых плагиолипаритов, такситовые кварцевые плагиолипариты	
	II	Ср. сармат—нижний паннон	Стадия кислых пород	Бескварцевые плагиолипариты, их лавобрекчии и агломераты	
	Эффузивный андезитовый комплекс	II	Тортон—н. сармат	Стадия основных пород	Андезито-базальты, двупироксеновые андезиты, туфолавы
			Паннон	Стадия кислых пород	Дациты, андезито-дациты, их пирокласты
III		Паннон—левантин	Стадия основных пород	Базальты, андезито-базальты, двупироксеновые и пироксеновые андезиты, их туфы	
		В. Паннон	Стадия основных пород	Андезито-базальты, андезиты, туфолавы, агломераты, туфы (гутинская свита)	
		Левантин	Стадия кислых пород	Крупнопорфировые андезито-дациты, дациты, липариты и их туфы	
IV		Левантин	Стадия основных пород	Базальты, андезито-базальты и их туфы (бужорская свита)	

МАГМАТИЗМА ВНУТРЕННИХ КАРПАТ

Место распространения магматических пород			
Советское Закарпатье	Венгрия	Словакия	Румыния
Закарпатский прогиб (Чопская, Солотвинская впадины, Берегово-Беганьский и Вышковский районы)	Матра, Бюкк, Черхат, Задунайский край (нижний горизонт, по Г. Панто)	Восточно-Словацкая впадина, Словацкое Среднегорье (I риолитовая фаза, по М. Кутану)	
Закарпатский прогиб (Чопская, Солотвинская впадины, Вышковский район)	Северо-Венгерские горы и впадины (средний горизонт, по Г. Панто)	Восточно-Словацкая впадина, Земплинское поднятие, Словацкое Среднегорье (II риолитовая фаза)	Апусени, район Брад. Горы Оаш-Гутин
То же и Виноградовский район (скв. Вин-1, Вин-5)	Северо-Венгерские горы. Большая венгерская впадина (Верхний горизонт, по Г. Панто)	Земплин, Кошицкая котловина; Словацкое среднегорье (III риолитовая фаза, по М. Кутану)	Риолитовый осадочно-вулканогенный комплекс Рудных гор (Апусени)
Берегово-Беганьский район, села Рафайлово, Виноградовский район (скв. Вин-1, Вин-5)	Токайские горы, скв. Геленеш-1	Земплин (Бара, Цейков, Грчела, Винички); Кремница, Банска Штьявница	
Чопская цепь погребенных вулканов. Берегово-Беганьский район	Северо-Венгерские горы	Восточно-Словацкая впадина (Мальчицы, Птрукша)	Рудные горы (Апусени), Оаш-Гутин (1 цикл)
То же	Массив Тарпа		Оаш-Гутин
Чопская цепь погребенных вулканов			
Выгорлат-Гутинская вулканогенная гряда		Массив Выгорлат, Прешовские горы	Калимани-Харгита
То же			
То же	Район Матры, Северного Балатона	Словацкое Среднегорье, Выгорлат	Апусени, Калимани-Харгита

Магматические комплексы	Время проявления магматизма			Породы
	Фазы	Время развития фаз	Стадии	
Гипабиссальный комплекс	II	Н. сармат	Первая стадия	Габбро-диабазы, габбро-порфи- риты
		Н. паннон	Вторая стадия	Диорит-порфиры, кварцевые диорит-порфиры
		Н. паннон	Третья стадия	Кварцевые диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварце- вые андезиты (последние толь- ко в Румынии)
		В. паннон	Четвертая ста- дия	Лейкократовые гранодиорит- порфиры, микрогранодиориты, дациты

подчиненно развиты интрузивно-экструзивные образования той же липаритовой магмы.

2. Эффузивный андезитовый комплекс, представляющий продукты дифференциации андезитовой магмы, проявленный в виде наземных и подводных извержений лав и связанных с ними туфов и субвулканических тел (дайки, некки), от основного до кислого состава — андезиты, дациты, липариты.

3. Гипабиссальный комплекс также включает продукты совершенной дифференциации основной магмы от габбро-диабазов до лейкократовых дацитов, слагающие интрузивные и экструзивно-интрузивные образования, петрологически обособленные от осадочно-вулканогенного и эффузивного комплексов.

Выделенные комплексы пород мы группируем в четыре фазы магматизма с общим возрастным диапазоном от гельвета до левантина, при этом развитие контрастных серий (липаритовых и андезитовых), в общем сохраняя возрастную последовательность, в отдельные периоды проходило синхронно. Поэтому в схеме развития магматизма конец и начало смежных фаз перекрываются во времени и некоторые фазы магматизма, отличающиеся наибольшей активностью, объединяют продукты разных магматических комплексов.

I фаза магматизма включает широко распространенные в больших объемах гельветские, тортонские и нижнесарматские морские и наземные плагиолипаритовые туфы, перемежающиеся с осадочными толщами, такситовые кварцевые плагиолипариты их туфолавы и спекшиеся туфы, соответствующие трем стадиям или трем горизонтам, выделенным Г. Панто (1965).

Место распространения магматических пород			
Советское Закарпатье	Венгрия	Словакия	Румыния
Вышковский, Велико- доброньский районы			
Вышковский, Вино- градский, Велико- доброньский районы	Северная часть Матры, Токайские горы	Словацкое Средне- горье (Банска Штьяв- ница) Восточная Словакия (Облик, Финтицы и др.)	Бая Маре, Рудные горы (Апусени)
Вышковский, Пере- чинский и Сваляв- ский районы		Восточная Словакия (Бенятино, Лесне, Мерник)	

Первая стадия — гельветские плагиолипаритовые туфы, относящиеся к наиболее ранним проявлениям липаритового вулканизма. На территории Венгрии им соответствует нижний горизонт туфов Г. Панто. По заключению Е. Садецки-Кардоша (1967), извержение этих туфов происходило у северной окраины гор Матра вдоль регионального разлома Балатон-Веленце и линии Дорно, протягивающихся в северо-восточном направлении. Здесь установлены континентальные липаритовые агломераты с крупными бомбами и пемзовидными образованиями; кроме того, предполагается липаритовый стратовулкан гельветского возраста в юго-западной части Задунайского края (буровые скважины у Сексарда, Надьсоколь и Эрисентпетер).

В Словацком Среднегорье первой стадии липаритового вулканизма соответствуют образования I риолитовой фазы, по М. Кутану, а в Восточно-Словацкой впадине — это тонкие прослои риолитовых туфов среди терригенных отложений бурдигала Прешовской котловины и липаритовые туфы гельвета у села Финтицы (Я. Славик, 1967).

На территории Советского Закарпатья — это так называемый Новоселицкий горизонт плагиолипаритовых туфов с подчиненным им количеством туффитов, с прослоями мергелей и аргиллитов, регионально развитый в Закарпатском прогибе. Центры извержения этих туфов на территории Советского Закарпатья не обнаружены.

Вторая стадия — тортонские плагиолипаритовые туфы, характеризующие новую вспышку вулканической активности. Наибольшего развития достигли на территории Венгрии и укладываются в объем среднего горизонта туфов, выделенного Г. Панто. Туфы характеризуются изменчивыми структурами (от пелитовых до агломератовых и туфолав), содержат значительное количество обломков липаритовой пемзы и об-

ломков андезита. На территории Словакии плагиолипаритовые туфы этой стадии образуют стратифицированные горизонты среди моласс нижнего тортона Восточно-Словацкой впадины и Земплинского поднятия — Грабовецкий горизонт (Я. Славик, 1967). В пределах Словацкого Среднегорья второй стадии соответствует II липаритовая фаза, по схеме Кутана. В Советском Закарпатье, как и в Восточно-Словацкой впадине, туфы образуют выдержанные горизонты пелитовых и псаммитовых разностей среди моласс верхнего тортона (районы Солотвино, Вышково-Сокирница). В Румынии тортонские риолитовые туфы и лавы развиты в большом объеме и составляют осадочно-вулканогенный комплекс, по схеме Джушке и др. (1969). Наибольшего развития они достигли в горах Апусени (районы Рошия-Монтанэ, впадины Златна и Брад-Секерымб) и менее распространены в горах Оаш-Гутин и прилегающих районах северо-северо-запада Мармароша.

Третья стадия — сарматские плагиолипаритовые эксплозии, которые наиболее интенсивно и широко проявлены на территории Венгрии, образуя вытянутую в северо-восточном направлении зону, соответствующую верхнему горизонту по расчленению Г. Панто. Образования этой стадии в Венгрии представлены лагунно-континентальными и континентальными липаритовыми туфами, туфолавами и спекшимися поточными туфами и лавами с таким средним составом: 60% пемзы, 30% стекловидной связующей массы и 10% дробленных фенокристов, в основном принадлежащих кварцу и плагиоклазу (Е. Садецки-Кардош, 1967). В Советском Закарпатье к этой стадии отнесена нижнесарматская плагиолипаритовая ассоциация, представленная в Берегово-Беганьском районе такситовыми кварцевыми плагиолипаритами, их туфолавами и спекшимися туфами, переходящими в обычные неспекшиеся туфы, а в других районах — только неспекшимися туфами, образующими стратифицированные горизонты в доробратовской и луковской свитах нижнего сармата. Аналогичные горизонты туфов развиты в Кошицкой котловине (Словакия), кроме того, плагиолипаритовые лавы и агломератовые туфы известны в районе Земплинского поднятия. В Румынии сарматские плагиолипариты и их туфы отнесены к единому тортон-сарматскому осадочно-вулканогенному комплексу и развиты на больших площадях.

Таким образом, особенностью липаритового магматизма I фазы является значительное преобладание пирокластического материала над лавовыми потоками, удивительное постоянство состава и структурных особенностей на больших площадях, отсутствие интрузивных аналогов, что также отмечено в работах Г. Панто (1961). По-видимому, обычные неспекшиеся плагиолипаритовые туфы образовались в результате периодически возникавших мощных взрывных извержений из центральных аппаратов, расположенных на территории Румынии и Венгрии. Об этом свидетельствует широкое распространение, слоистость и сортировка пирокластического материала и перемежаемость горизонтов туфа с горизонтами осадочных пород. Плагиолипаритовая ассоциация — такситовые кварцевые плагиолипариты, туфолавы и спекшиеся туфы, — по всей вероятности, возникла в результате трещинных излияний мощ-

ных пологонаправленных потоков пенистых лав и насыщенных газами пирокластов, о чем свидетельствует пологое согласное залегание этих своеобразных пород.

Формирование таких пород происходило в континентальных и лагунно-континентальных условиях, наибольшего развития они достигли в третью стадию липаритового вулканизма.

II фаза магматизма отделена от I слабыми складчатыми движениями, относящимися ко второй стадии Карпатской складчатости, развивавшейся в верхнем тортоне—нижнем сармате. С этой стадией складчатости связано возникновение поперечных разломов северо-восточного и продольных — северо-западного направлений во внутренних впадинах на границе с Паннонским массивом. К данной фазе отнесены посленижнесарматские бескварцевые плагиолипариты, условно относящиеся к липаритовому комплексу, образования эффузивного андезитового комплекса Чопской цепи погребенных вулканов и интрузии гипабиссального комплекса.

Становление эффузивного и гипабиссального комплексов в общих чертах синхронно и однонаправленно — в обеих комплексах дифференциация начинается стадией основных пород и заканчивается стадией кислых пород. Рассматриваемые комплексы комагматичны — связаны общностью глубинного магматического источника, но эффузивный комплекс образовался в результате прорыва магмы непосредственно из глубинных источников, а гипабиссальный — из промежуточных очагов, обособившихся в сводовых и блоковых поднятиях донеогенового фундамента.

Включение бескварцевых плагиолипаритов во II фазу магматизма, а не в I обусловлено их возрастной обособленностью, а также морфологическими и петрохимическими особенностями, сближающими их с образованиями гипабиссального комплекса. Эти плагиолипариты образуют секущие экструзивные и интрузивные тела и приурочены главным образом к периферийным зонам Паннонского массива, развиваясь в районах с приподнятым донеогеновым фундаментом. В Закарпатье бескварцевые плагиолипариты развиты в Береговском районе, в Виноградовском районе (скважины Вин-1 и Вин-5); в Словакии — в районах Земплинских и Токайских гор, а также в виде даек — в рудных районах Кремница и Банска Штьявница.

Образования эффузивного комплекса II фазы слагают внутреннюю вулканическую цепь, приуроченную к зоне сочленения Паннонского массива с прилегающими прогибами. Сюда относятся вулканические породы Восточно-Словацкого Среднегорья, Северо-Венгерские вулканические горы (массивы Бержень-Дуназуг, Черхат-Матра и Токай), цепь погребенных вулканов на юге Восточно-Словацкой и Чопской впадин, вулканические массивы Оаш-Гутин и Рудных гор Апусени. Для этой фазы характерна прямая дифференциация от основных пород к кислым и миграция вулканических центров во времени с запада на восток. Поэтому в западной части Внутренних Карпат (Словацкое Среднегорье, Северо-Венгерские горы, исключая Прешовско-Токайские, и горы Апусени) эта фаза вулканизма наиболее проявлена в тортоне—нижнем сар-

мате, в то время как в восточной части — в основном в нижнем сармате—панноне.

Начальная стадия II фазы — стадия основных пород в Словацком Среднегорье — представлена двупироксеновыми и пропилитизированными андезитами, их туфами и англомератами тортона—нижнего сармата (I и II андезитовые фазы, по М. Кутану, 1948). Излияния лав и пирокластов происходило главным образом в водном бассейне, о чем свидетельствуют осадочные прослои среди туфов, содержащие фаунистические остатки.

В Северо-Венгерских горах андезитовый вулканизм этой фазы обязан трем крупным стратовулканам: 1) Бержень-Дуназуг, 2) Черхат-Матра, 3) Токайские горы. В Бержень-Дуназуг и Черхат-Матра извержения эффузивов, туфов и агломератов двупироксеновых, амфибол-пироксеновых разностей происходило в тортоне (I и II циклы, Е. Садецки-Кардош и др., 1967). В средней и восточной Матре им соответствует мощная серия лав гиперстен-авгитовых андезитов группы Галья и Кекеш. Сюда же, вероятно, следует отнести субвулканические дайки пироксен-амфиболовых ортоандезитов. Характерно, что в северной части Бержень, Черхат и Матры извержения были подводными, в то время как в их южной части — субаэральными.

В горах Токай излияние основной лавы, начавшееся в верхнем тортоне образованиями пеперитов, продолжалось в нижнем сармате накоплением в водном бассейне толщи пироксеновых андезитов и их туфов. Возрастным аналогом Токайских основных эффузивов II фазы является мощная толща чередующихся лав, агломератов и туфов андезито-базальтов и андезитов Восточно-Словацкой впадины, обнаруженных скважинами Птрукша-1, Мальчицы-1, Краловский Хлмец и в Чопской впадине — скважинами 10, 3, 16, 15, 50, а также другими скважинами в Берегово-Беганьском районе и за его пределами. Указанная толща образует цепь погребенных вулканов, протягивающуюся от южной окраины Прешовских гор до восточной окраины Чопской впадины (Б. В. Мерлич и др., 1968).

В горах Апусени ко II фазе андезитового вулканизма следует отнести тортонские андезиты Фаица-Бэйи и Чуцуману, а также нижне-сарматские пироксеновые андезиты и андезитовую толщу Сеины в горах Оаш-Гутин (I цикл, по Д. Радулеску, М. Боркошу, 1967).

Стадия кислых пород эффузивного комплекса II фазы состоит из лав и туфов андезито-дацита и дацита, возраст которых в пределах Чопской цепи погребенных вулканов определяется панноном. Количественно они уступают андезитам и в отличие от основных извержений этой фазы в толще андезито-дацитов и дацитов пирокласты имеют весьма подчиненное развитие. Располагая только литературными данными, трудно за пределами Советского Закарпатья выделить кислые вулканы, относящиеся к дифференциатам основных пород II фазы, однако с некоторой вероятностью можно предположить, что к ним относятся дациты II цикла (Д. Радулеску, М. Боркош, 1967) в горах Оаш-Гутин и дациты Цийнел-Рошия (Апусени); биотит-амфиболовые дациты Бержень, II цикл, по Е. Садецки-Кардош (1967), и другие.

Гипабиссальный комплекс, полностью отнесенный нами ко II фазе магматизма, сформировался в результате последовательных внедрений различных производных промежуточных магматических очагов, начиная от габбро-диабазов (первая стадия), затем диорит-порфиритов (вторая стадия), гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов (третья стадия) и, наконец, последних дифференциатов — лейкократовых дацитов, лейкократовых гранодиорит-порфиров и микрогранодиоритов (четвертая стадия). Многостадийность интрузивных образований подтверждается наличием ксенолитов ранних стадий в более поздних, а также рвущими контактами и наличием даек лейкократовых дацитов в гранодиорит-порфирах. Лейкократовые породы отличаются от кислых пород эффузивного комплекса почти полным отсутствием темноцветных минералов, развитием широких полей гидротермального преобразования, проявлением турмалинизации и концентрацией эксплозивных брекчиевых даек.

В пределах Советского Закарпатья гипабиссальные интрузии наиболее широко развиты в Вышковском районе, где они представлены полной гаммой дифференциатов — от габбро-диабазов и габбро-порфиритов до лейкократовых дацитов микроаплитов и микропегматитов, а также эксплозивными дайками и некками. Наиболее крупные тела в этом районе слагают кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры, на глубине переходящие в кварцевые диориты. К интрузиям гипабиссального комплекса приурочено эндогенное оруденение.

Подобные Вышковским слепые интрузивные тела вскрыты скважинами в Великодоброньском районе (зона Припаннонского разлома), а также установлены в Перечин-Свалявском районе по выходам на поверхность лейкократовых дацитов и микрогранодиоритов с гранатом (Закарпатский глубинный разлом). Микрогранодиориты района Дубриничи в этой зоне содержат ртутную минерализацию.

Образования гипабиссального комплекса, по нашему мнению, широко развиты и в других районах неогенового магматизма Внутренних Карпат и, как правило, ассоциируют с эндогенной минерализацией. Но, к сожалению, многие исследователи, относя их к субвулканическим образованиям эффузивного комплекса, не выделяют самостоятельной группы гипабиссальных интрузий, хотя изучение последней имеет не только познавательное, но и поисковое значение, так как именно образования гипабиссального комплекса являются потенциально рудоносной фацией в неогеновом магматизме.

В Словацком Среднегорье очень широко и многогранно гипабиссальный комплекс развит в районе Банской Штьявницы, где его глубинные фации представлены кварцевыми диоритами и гранодиоритами, а приповерхностные — дайками и куполами амфибол-биотитовых кристаллически зернистых пород, относимых словацкими геологами к андезитам и дацитам, но с глубиной переходящие в типичные кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры (III андезитовая фаза, по М. Кутану, 1948).

Как известно, в этом районе наблюдаются все характерные черты гипабиссального комплекса: широкие поля гидротермальных преобразо-

ваний, эксплозивные брекчиевые дайки, эндогенная минерализация и другие. Кроме того, в пределах Виклашской Гуты—Калинки Я. Валах (1966) выделил дифференцированный ряд малых интрузий: габбро-диорит-порфиритов, пироксеновых и амфибол-пироксеновых диорит-порфиритов. Возраст пород гипабиссального комплекса в районе Словацкого Среднегорья, по данным В. Конечни и др., 1969, определяется тортоном—нижним сарматом, по нашим данным, 1969, — панноном (абсолютный возраст гранодиорит-порфиритов 13 млн. лет).

В Восточной Словакии к образованиям гипабиссального комплекса следует отнести дифференцированный ряд кварцевых диорит-порфиритов — лейкократовых дацитов. Все они приурочены к зоне Закарпатского глубинного разлома, и общей их минералогической особенностью является содержание ксеногенного граната во вкрапленниках. Кварцевые диорит-порфириты слагают интрузивы Облик, Заградне, Кура Гора, Матловец, Финтицы, лейкократовые дациты и микрогранодиориты — купола Лесне, Мерник, Бенятино. По данным абсолютного возраста их можно отнести к сармат-паннонским образованиям.

В Северной Венгрии предполагается два района развития пород гипабиссального комплекса: в северной Матре и Токае. В северной Матре — это Речко-Лахоцкий интрузивный шток раскристаллизованных пород, относимых венгерскими геологами к биотит-амфиболовым андезитам, с которыми связана энаргитовая ассоциация, а также дайки и лакколиты кристаллически-зернистых карбонатизированных андезитов (по венгерской номенклатуре) северной Матры, с которыми связаны широкие поля турмалинизации, хлоритизации и эпидотизации, кроме того, крупный лакколит гранатсодержащего амфибол-хлоритового андезита (Л. Одор, 1962).

Группу лейкократовых пород гипабиссального типа, вероятно, составляют гранат-биотитовые дациты лакколита Чодихедь. На наличие интрузивных образований, с которыми генетически связано оруденение в Токайских горах, указано в работах Л. Кулчара (1970), С. Коха, Г. Панто (1970) и других. В этой связи к дифференциатам гипабиссального комплекса можно отнести интрузивы пироксен-амфиболовых дацитов, андезитового псевдотрахита (терминология венгерских геологов) района Шарошпатак и Шаторальяухей, а также интрузивные тела, вскрытые скважинами Фюзеркаята-2, Мад-23, Талвия-15.

В Румынии, в районе Оаш и Бая Маре, румынские геологи в последнее время отмечают гранодиорит-порфиры и диорит-порфириты и, кроме того, они выделяют кварцевые андезиты, образующие интрузивные тела и ассоциирующие с оруденением, которые, на наш взгляд, относятся к гипабиссальному комплексу. Аналогичные интрузивные кварцевые андезиты выделяются в Рудных горах (Апусени), где к ним приурочены свинцово-цинковые, золото-серебряные и ртутные месторождения. Отсутствие кварцевых андезитов в эффузивном андезитовом комплексе Чопской и Выгорлат-Гутинской гряд и близость их по морфологическим, минеральным и химическим особенностям с кварцевыми диорит-порфиритами позволяют отнести эти породы к гипабиссальному комплексу, возможно, в более близповерхностных фациях.

III фаза вулканической деятельности привела к созданию крупных вулканических сооружений внешней вулканической цепи — это вулканические массивы Прешовских гор и Выгорлата (Словакия), продолжением которого является Выгорлат-Гутинская гряда на территории Советского Закарпатья и восточные массивы Оаш-Гутин, Циблеш и горы Калимани-Харгита (Румыния). Кроме того, к этой фазе относятся базальты и андезито-базальты Чопской цепи погребенных вулканов. Эта фаза вулканизма, начавшаяся в панноне, отграничена от II фазы тектоническими движениями завершающей стадии Карпатской складчатости, обусловившими создание линейных разломов на границе внутренних прогибов и флишевой области Карпат. Начало III фазы вулканизма знаменует излияния основных лав, сопровождавшиеся накоплением андезитовых агломератов. В пределах Выгорлат-Гутинской гряды эти излияния, продолжавшиеся до верхов паннона и левантина, привели к образованию мощного эффузивного комплекса — Гутинской свиты, состоящей из андезито-базальтов, двупироксеновых, пироксен-рогообманковых, оливиновых и гиперстеновых андезитов и агломератов. Менее развиты андезито-дациты, дациты и липариты, представляющие стадию кислых пород III фазы, относящуюся к низам левантина (см. табл. I). Подобный вулканический комплекс, состоящий из перечисленных разновидностей основных и кислых эффузивов и агломератов, слагает крупные стратовулканы и моногенные вулканы. Не исключено, что к III фазе следует также отнести андезиты Жирияпен (верхний паннон) в горах Оаш-Гутин и витрофировые андезиты типа Богунце (Словацкое Среднегорье).

IV фаза магматизма фиксируется повсеместным излиянием основной магмы — базальтов и андезито-базальтов. Тектонически IV фаза магматизма отделена от предыдущей появлением молодых верхнеплиоценовых крутопадающих сбросов, секущих осадочную толщу и покровы лав III фазы. Нижней границей IV фазы магматизма являются кислые дифференциаты андезитового комплекса — дациты, липариты и их туфы, завершающие III фазу магматизма. Это единственно надежный признак, по которому могут быть выделены породы IV фазы магматизма в Закарпатье.

К IV фазе магматизма относится заключительный базальтовый вулканизм на территории Венгрии — это базальтовые вулканы окрестностей северного Балатона и района Матры (плато Медвеш). В Словацком Среднегорье — это базальты финального вулканизма, среди которых М. Шимова (1965) выделяет плагиоклазовые, амфиболовые и щелочные базальты. В Выгорлат-Гутинской гряде к ним отнесены завершающие андезито-базальты и базальты Бужорской свиты. В Румынии — это андезито-базальты Илба; андезито-базальты и базальты Ракош (Калимани-Харгита); андезито-базальты Ротунда, базальты Дегуната в горах Апусени.

Согласно общепринятой точке зрения, основными лавами IV фазы завершается неогеновый цикл магматизма Внутренних Карпат.

Осадочно-вулканогенный комплекс Закарпатья включает продукты липаритового вулканизма, которые состоят из стратифицированных горизонтов аэральных туфов, отложившихся в водном бассейне, эксплозий и небольших лавовых потоков плагиолипаритов, сформировавшихся в континентальных и лагунно-континентальных условиях, экструзий, дайк, а также интрузивных куполов плагиолипаритов. Выделение в пределах Закарпатья осадочно-вулканогенного комплекса основано на том, что морские плагиолипаритовые туфы, составляющие доминирующую часть вулканических пород комплекса, содержат прослойки туффитов, туфопесчаников, мергелей и аргиллитов и перемежаются с толщами терригенных отложений.

Вопрос о принадлежности плагиолипаритовых экструзивов и интрузивов (II фаза неогенового магматизма) к осадочно-вулканогенному комплексу в настоящее время является дискуссионным, так как, несмотря на стабильный липаритовый состав всех выделенных разновидностей, экструзивно-интрузивные плагиолипариты обнаруживают некоторые минералогические и петрохимические отличия от плагиолипаритовых эксплозий и петрохимическое и морфологическое сходство с лейкократовыми дифференциатами гипабиссального комплекса.

Морские плагиолипаритовые туфы изучены В. П. Костюком, М. И. Петрашкевичем и другими, поэтому в настоящей сводке приводится лишь их схематическое описание.

ПЛАГИОЛИПАРИТОВЫЕ ТУФЫ

В Закарпатском прогибе горизонты плагиолипаритовых туфов, сформировавшихся в водном бассейне, известны в гельвете, тортоне и нижнем сармате.

Гельветские плагиолипаритовые туфы (первая стадия I фазы) относятся к наиболее ранним проявлениям липаритового вулканизма на территории Закарпатья. Это так называемые новоселицкие туфы с подчиненным им количеством туффитов, с прослоями мергелей и аргиллитов. В пределах Закарпатского прогиба (Чопская и Солотвинская впадины) туфы имеют региональное развитие и являются маркирующим горизонтом среди отложений нижнего миоцена. В большинстве случаев новоселицкие туфы с подстилающей их глинисто-карбонатной пачкой (гельвета) залегают на мезозойских и палеогеновых отложениях фундамента Закарпатского прогиба и только в крайней восточной части прогиба они перекрывают базальные конгломераты неогена. Мощность новоселицких туфов колеблется в пределах от 600—700 м до 100 м и менее. Наиболее мощные отложения туфов (600—700 м) приурочены

к центральной части Закарпатского прогиба, где они пробурены глубокими скважинами Данилово-1, Сокирица-1 (Солотвинская впадина) и в районе Береговского холмогорья (мощность до 350—400 м). Мощность новоселицких туфов уменьшается на северо-запад от Береговского района и на юго-восток от районов Данилово-Сокирица, выклиниваясь на крайнем юго-западе и юго-востоке Закарпатского прогиба.

Особенностью плагиолипаритовых туфов гельвета является постоянство состава и структурных особенностей на всем протяжении. В преобладающем большинстве — это пепловые туфы, кристалло-витрокластические, светло-серые и зеленоватые, массивные и плитчатые. Кластический материал состоит из угловатых зерен плагиоклаза и кварца размером от 0,02 до 1—2 мм. Среди кластических зерен редки единичные чешуйки биотита, осколки вулканического стекла и обломки липарита с микропайклитовой структурой, а также андезита с интерсертальной и пилотакситовой структурами. Однако обломки пород в туфах гельвета чрезвычайно редки. Плагиоклаз кластических зерен в свежем виде принадлежит олигоклаз-андезину № 25—35 с $Ng' = 1,548—1,552$, но для описываемых туфов характерна также и площадная альбитизация плагиоклаза (район Берегово-Бегани, Залуж, частично Сокирица-Данилово). Связующая масса туфов пепловая витрофирровая, а в туффитах — пелитоморфная, составляет в среднем 60—75% породы. Эта масса в большинстве случаев окварцована, часто замещена карбонатами, гидрослюдой и каолинитом. Отдельные прослои туффита в результате замещения карбонатами диагностируются как мергели с реликтовой структурой туфа. Показатель преломления стекла связующей массы туфов: $N = 1,500—1,510$, что соответствует 70% содержания SiO_2 . Базальные горизонты туфов обогащены глинисто-карбонатным материалом и часто содержат остатки фораминифер.

Тортонские туфы (вторая стадия I фазы) также плагиолипаритового состава, образуют горизонты среди осадочных отложений верхнего тортоня, однако площадь их распространения в отличие от гельветских туфов несколько ограничена. Они развиты главным образом в западной части Солотвинской впадины (районы Хуст, Сокирица, Теребля, Вышково). В этих местах в верхнем тортоне выделяются два мощных горизонта плагиолипаритовых туфов. Первый мощностью 80—170 м приурочен к Солотвинской свите, второй мощностью 110—160 м — к Тересвинской свите. Кроме указанных горизонтов, в верхнетортонских отложениях Закарпатского прогиба развиты и другие маломощные туфовые горизонты (от 1—2 м до 10—20 м), переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами. Туфовая толща к западу от указанных районов в пределах Чопской впадины выклинивается и только на юге в районах Берегово, Бегани, В. Доброни прослежена маломощными прослоями туфов и туффитов. В юго-восточной части Солотвинской впадины туфы Солотвинской и Тересвинской свит, как указывает М. И. Петрашкевич (1971), фациально замещаются песчано-глинистыми породами и конгломератами указанных свит.

Верхнетортонские туфы по составу и структурным особенностям подобны гельветским. Это пепловые туфы, светло-зеленые и голубова-

тые, с массивной и слоистой текстурой. Среди них выделяют кристаллокластические и литокристаллокластические разности. Кластический материал представлен плагиоклазом, кварцем, спорадическими чешуйками биотита и обломками вулканического стекла, реже андезита и дацита. Размер кластических зерен от 0,02 до 0,4 мм иногда до 2 мм. Связующая масса туфов пепловая, алевро-пелитовая, а в некоторых прослоях — псефитовая; составляет 70—80% породы. Большой частью связующая масса замещена карбонатами, а также агрегатом, состоящим из карбоната, гидрослюды, нонtronита и хлорита. Карбонатизация туфов и туффитов сопровождается пиритизацией в виде мелких зерен и сферических стяжений. В отдельных горизонтах туфов встречаются известковые раковины фораминифер хорошей сохранности, определяющие принадлежность их к солотвинской либо тересвинской свите верхнего тортона.

Нижнесарматская туфовая толща (третья стадия I фазы) представлена разномасштабными плагиолипаритовыми туфами, туффитами и туфопесчаниками, чередующимися с осадочными отложениями доробратовской и луковской свит нижнего сармата. Наиболее широко туфовые горизонты нижнего сармата развиты в Чопской впадине (Берегово-Беганский район), выклиниваясь в северо-восточной части прогиба, и только на юге Солотвинской впадины — в Вышковском районе — плагиолипаритовые туфы нижнего сармата образуют два стратифицированных горизонта, максимальная мощность которых не превышает первых десятков метров. Наиболее мощные пирокластические отложения приурочены к доробратовской свите, развиты в Берегово-Беганском районе, так называемый средний горизонт плагиолипаритовых туфов мощностью до 300 м. Туфовая толща в районе Беганского рудного поля, подробно изученная сотрудниками Института минеральных ресурсов, в общем характеризуется кристаллолитокластической структурой. Кластический материал состоит из обломков кислого стекла, андезита, аргиллита, алевролита и кристаллов плагиоклаза и кварца. Кварц развит в подчиненном количестве. Связующая масса витрофировая, незначительно преобладает над обломками, большей частью значительно карбонатизирована. Зеленую окраску туфам придает присутствие зеленой гидрослюды — селадонита. Характерно, что даже крупнообломочные туфы обладают четко выраженной слоистостью.

Плагиолипаритовые туфы, приуроченные к луковской свите, в отличие от доробратовских менее выдержаны по простиранию, мощность их изменяется от 90—100 м до первых метров. В Берегово-Беганском районе — это так называемый верхний горизонт плагиолипаритовых туфов.

Туфы в основном псефито-псаммитовые, представлены кристаллокластическими разностями с линзами туффитов, глин и алевролитов. Состав кластического материала и связующей массы подобен туфам доробратовской свиты. Кластический материал состоит из обломков андезита, липарита и осадочных пород, а также кристаллов плагиоклаза, кварца и иногда роговой обманки. Связующая масса витрофировая.

В пределах Чопской впадины для нижнесарматских туфов характерно уменьшение мощностей и крупнообломочных разностей в направлении с юго-запада на северо-восток. В этом же направлении убывает количество ксеногенного материала (обломки андезита, осадочных пород).

Из сказанного выше следует, что для описываемой вулканогенной толщи характерно широкое площадное распространение, четко проявленный стратиграфический контроль, слоистость туфов, сортировка пирокластического материала, чередование с морскими осадочными отложениями. Выбросы пирокластического материала сменялись кратковременными паузами, зафиксированными прослоями морских осадочных пород с фаунистическими остатками. Все это позволяет утверждать, что накопление вулканогенного материала происходило в морском бассейне. Вместе с тем широкое площадное распространение плагиолипаритовых туфов, значительное преобладание пепловой связующей массы над кластическим материалом, морфологическая устойчивость на больших расстояниях свидетельствуют о том, что извержения происходили во многих пунктах и продолжались длительное время.

ПЛАГИОЛИПАРИТЫ

Вопрос о возрасте и геологическом положении плагиолипаритов, широко развитых в пределах зоны Припаннонского глубинного разлома, остается спорным. Большинство исследователей (В. С. Соболев, 1955, В. П. Костюк, 1961, Е. Ф. Малеев, 1964, Э. А. Лазаренко, 1968) считают все липариты Берегово-Беганьского района эффузивной фацией нижнесарматского кислого вулканизма, продуктами которого являются также мощные толщи плагиолипаритовых туфов нижнего сармата. По нашему мнению (1963, 1965), плагиолипариты, распространенные в этом районе, петрографически и по возрасту неоднородны и делятся на две группы.

Первая группа представлена нижнесарматскими такситовыми кварцевыми плагиолипаритами, залегающими в виде потоков и переходящими в туфолавы и спекшиеся туфы, которые постепенно сменяются обычными неспекшимися туфами. Все эти породы образуют единую нижнесарматскую плагиолипаритовую ассоциацию, образовавшуюся из общих вулканических аппаратов. Вторую группу составляют бескварцевые, часто гиперстенсодержащие плагиолипариты, образующие интрузивные тела, прорывающие породы нижнесарматской плагиолипаритовой ассоциации, иногда не выходящие на поверхность и залегающие на больших глубинах.

Возраст этих интрузий посленижнесарматский, петрологическое положение не ясно — либо они являются последним дифференциатом вулканогенного липаритового комплекса, либо связаны с гипабиссальным комплексом. Однако не исключается версия о вхождении бескварцевых плагиолипаритов в паннонскую стадию кислых производных эффузивного комплекса Чопской цепи погребенных вулканов, где установлен ряд: андезиты (нижний сармат)—дациты (паннон)—андезито-базальты (левантин).

Нижнесарматские такситовые кварцевые плагиолипариты, их туфолавы и спекшиеся туфы (третья стадия I фазы)

Такситовые кварцевые плагиолипариты, их туфолавы и спекшиеся туфы в пределах Закарпатья наиболее широко развиты в Берегово-Беганьском районе. Эти породы обнаружены многочисленными скважинами и горными выработками на глубине от 50 до 450 м, местами выходят под четвертичные отложения, но чаще они перекрыты неспекшимися плагиолипаритовыми туфами и потоками более молодых бескварцевых плагиолипаритов. Общий разрез описываемой толщи представлен в таком виде (сверху вниз):

Спекшиеся туфы мощностью 20—150 м.

Туфолавы и такситовые плагиолипариты мощностью 50—200 м.

Спекшиеся туфы мощностью 20—50 м.

Эти разности связаны постепенными переходами, границы между ними устанавливаются весьма условно, и поэтому они выделены в единую нижнесарматскую плагиолипаритовую ассоциацию. Повсеместно для описываемой толщи сохраняется постоянство состава, не характерна слоистость и отсутствует сортировка кластического материала. Описываемые породы плотные, литифицированные. Результаты определения их физических параметров приведены в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ПЛАГИОЛИПАРИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ
ЛИПАРИТОВЫХ ТУФОВ *

Породы	Количество измерений пористости и объемного веса	Пористость открытая, %			Объемный вес, г/см ³		
		минимальная	максимальная	средняя	минимальный	максимальный	средний
Плагиолипаритовые туфы	13	12,80	40,68	25,99	1,55	2,17	1,88
Спекшиеся плагиолипаритовые туфы	14	4,83	23,25	11,46	1,95	2,34	2,20
Такситовые кварцевые плагиолипариты и туфолавы	13	4,11	20,36	9,61	1,86	2,43	2,28

* Определения физических параметров пород произведены в лаборатории физики пласта УкрНИГРИ.

Из табл. 2 видно увеличение пористости и уменьшение объемного веса от такситовых плагиолипаритов к спекшимся туфам. Наибольшие различия в значениях объемного веса и пористости наблюдаются при переходе от неспекшихся туфов к спекшимся.

Спекшиеся туфы. Представляют плотные породы, сложенные кристаллами и обломками кристаллов, линзами фьямме и обломками пород неогенового чехла и фундамента, погруженных в мелкообломочную массу,

состоящую из спекшихся мелких пепловых частиц. Фенокристаллы и их обломки составляют 15—50% объема породы, чаще 30—40%, представлены преимущественно плагиоклазом и кварцем, в незначительном количестве присутствуют фемические минералы, по-видимому, роговая обманка и биотит, полностью замещенные гидрослюдами и хлоритом.

Плагиоклаз образует таблицы и осколки таблиц размером 0,2—2,2 мм с полисинтетическими двойниками, иногда зональные. Представлен андезином № 35—39 с показателями преломления $n_g = 1,553—1,555$, $n_p' = 1,546—1,548$. Зерна иногда трещиноватые, часто гидрослюдизированные. Кварц в виде оплавленных зерен размером 0,5—4 мм, составляющих 5—10% объема породы; нередко с извилистыми контурами и глубокими заливами основной массы.

Интересно, что зерна кварца часто раздроблены без смещения обломков, на которых наблюдается кайма аксиолита и пленки налипшего стекла с гребенчатой раскristализацией. Все это может служить доказательством того, что раздробление кварца происходило *in situ* в неподвижной массе, состоящей из выкristализовавшихся минералов и жидкого пластичного стекла, имеющей высокую температуру и остывающей после прекращения движения. Следовательно, такая масса занимает промежуточное положение между туфами и лавами, по условиям локализации ближе к лавам.

Линзы фьямме составляют 15—40%, породы образуют ориентированные обособления с расщепленными краями размером 0,5—10 мм, отличающиеся в проходящем свете более светлой окраской и лучшей раскristализацией, иногда содержат вкрапленность кварца и плагиоклаза № 37—40. В слабо спекшихся разностях фьямме представляют груболинзовидные, слабо деформированные обломки тонкопористой пемзы, характеризующиеся аксиолитовой раскristализацией, причем последняя в более крупных зернах развита только в периферийных зонах. С усилением спекания в спекшихся туфах обломки стекловатой пемзы, слагающие фьямме, деформируются и приобретают уплощенную (лепешковидную) форму, также характеризуются аксиолитовой раскristализацией в мелких обломках, сферолитовой и микропойкилитовой — в крупных. В некоторых случаях наблюдается выделение в порах пемзы мелких зерен кристобалита. Аксиолитовые и сферолитовые агрегаты фьямме сложены срастанием тончайших волоконцев кристобалита и полевого шпата. Замещение кристобалита кварцем приводит к образованию микропойкилитовой структуры, а при полной перекристализации наблюдается обособление кварца в виде округлых зерен или агрегатов. Характерной чертой линз фьямме является более интенсивная их измененность, именно карбонатизация, по сравнению со связующей массой.

Данные химического состава линз фьямме и вмещающей их связующей массы в спекшихся туфах содержатся в табл. 3.

Ксеногенные обломки в спекшихся туфах представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, кварцитами, сланцами, андезитами и диабазовыми порфиритами, составляют 2—5% всей массы породы.

Связующая масса спекшихся туфов — это фельзитоподобная масса спекшейся вулканической пыли, в которую погружены прогнутые, серповидные, рогульчатые и каплевидные осколки стекловатых перегородок пемзы размером 0,02—0,2 мм. Иногда спекание и раскристаллизация приводит к исчезновению контуров мелких стекловатых обломков и порода приобретает облик туфолов с микрофельзитовой основной массой. Чаще спекание сопровождается интенсивной пластической деформацией не только крупных обломков пемзы, но и мельчайших осколков стекла. В таких случаях осколки стекла ориентированы по псевдофлюидальности.

Таблица 3

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФЪЯММЕ И ТУФОЛАВ ПЛАГИОЛИПАРИТОВ

Оксиды	Туфолава липаритов БГ-6-16		Фьямме БГ-6-16а		Туфолава липаритов БГ-6-17	
	непересчитанных	в пересчете без карбонатов	непересчитанных	в пересчете без карбонатов	непересчитанных	в пересчете без карбонатов
SiO ₂	64,30	68,70	59,52	66,88	62,12	73,65
TiO ₂	0,32	0,32	0,36	0,40	0,39	0,39
Al ₂ O ₃	16,81	18,00	16,33	18,35	10,41	12,34
Fe ₂ O ₃	1,41	—	1,51	—	8,31	2,06
FeO	2,46	0,84	3,24	0,79	2,59	0,93
MnO	0,08	0,08	0,12	0,15	0,10	0,10
MgO	1,01	1,08	1,02	1,15	0,85	1,00
CaO	4,50	3,41	5,04	2,46	4,36	1,08
Na ₂ O	3,03	3,24	3,50	3,93	3,03	3,59
K ₂ O	2,01	2,15	3,41	3,83	2,41	2,86
H ₂ O	0,22	0,22	0,24	0,30	—	—
CO ₂	2,06	—	4,04	—	3,84	—
P ₂ O ₅	0,61	0,61	—	—	—	—
SO ₃	0,03	0,03	—	—	—	—
П. п. п.	1,33	1,33	1,60	1,79	1,40	1,90
Сумма	100,18	100,01	99,93	100,08	100,81	99,90

Туфолавы. К туфолавам относятся внешне сходные со спекшимися туфами породы, не имеющие четкой витрокластической структуры. Определение природы туфолов затруднительно. Часть их представляет лавовые образования, часть и, по-видимому, большая — интенсивно спекшиеся туфы, утратившие первичную структуру вследствие интенсивного спекания, деформации и последующей раскристаллизации.

Туфолавы под микроскопом представляют такситовые и эвтакситовые породы, сложенные на 20—60% линзами фьямме, включенными в такситовую, эвтакситовую либо комковатую основную массу. Кроме линз фьямме, в породе содержатся вкрапленники плагиоклаза, кварца и очень мало фемических минералов, составляющие 30—40% объема породы. Подобно спекшимся туфам, здесь фьямме также представляют линзовидные и лепешковидные расщепленные обособления пористой

породы, иногда с включениями фенокристаллов плагиоклаза и кварца. Размер фьямме от 0,5 до 16 мм. Для них характерна сферолитовая структура с элементами перекристаллизации в виде обособлений изометричных зерен кварца. По периферии сферолиты переходят в аксиолитовые сростания. В некоторых обособлениях фьямме наблюдаются многоосные аксиолитовые агрегаты, согласующиеся с формой фьямме. В туфолавах более интенсивно выражена пластическая деформация обособлений фьямме, образующих тонкие вытянутые распластанные и гофрированные линзы с нечеткими ограничениями, постепенно теряющиеся в основной массе породы. Характерно, что линзы фьямме более сильно изменены по сравнению с вмещающей их породой. Вторичные изменения выражены карбонатизацией, развитием глинистых минералов и гидрослюды.

Вкрапленники плагиоклаза составляют 20—35% объема породы и представлены идиоморфными и расколотыми зёрнами с полисинтетическими двойниками. Таблички размером 0,2—2,0 мм, судя по показателю преломления $N_g = 1,555—1,556$; $N_p = 1,547—1,548$, принадлежат андезину № 38—40. Кварц составляет 5—10% породы, представлен идиоморфными, оплавленными и кородированными кристаллами размером 0,2—2,0 мм. Фемические минералы полностью замещены агрегатом гидрослюды и хлорита.

Основная масса неоднородная, состоит из бурого кварц-полевошпатового фельзитового агрегата, в котором неравномерно рассеяны мельчайшие линзочки сростаний полевого шпата и кристобалита. Псевдофлюидальная текстура обусловлена ориентировкой линзочек. Так как крупные линзы фьямме не всегда имеют четкие ограничения, то, сливаясь со связующей массой, придают породе такситовый и эвтакситовый облик. В туфолавах постоянно присутствуют включения аргиллита, алевролита, андезита и диабазового порфирита в количестве от 1 до 5—7%.

Такситовые кварцевые плагиолипариты. Эти породы не имеют четких границ с туфолавами и развиты в меньших объемах, чем последние, но в отличие от туфолав для них характерна порфировая структура. Вкрапленники, составляющие 25—40% породы, представлены плагиоклазом (20—35%), кварцем (5—10%) и незначительно фемическими минералами, находящимися в весьма неоднородной такситовой основной массе, содержащей линзовидные обособления типа фьямме.

Плагиоклаз во вкрапленниках образует широкие таблицы, часто трещиноватые и растащенные, размером 0,2—2,0 мм, с полисинтетическими двойниками и нечеткой прямой зональностью. Судя по показателям преломления, приведенным в табл. 4, плагиоклаз представлен андезином № 37—41. Плагиоклазы часто каолинизированы и карбонатизированы.

Кварц образует оплавленные выделения размером 1—2,5 мм с глубокими заливами основной массы. Фемические минералы замещены агрегатом гидрослюды и хлорита либо карбонатами, судя по разрезам они принадлежали роговой обманке и биотиту, содержат вросстки апатита и циркона.

Основная масса весьма неоднородная, часто содержит вытянутые, иногда до состояния прсслоев, линзы фьямме без четких ограничений. Такие линзы характеризуются сферолитовой раскристаллизацией с обособлениями кварца и кристобалита; будучи погруженными в фельзитовую массу, при расплывчатых границах обуславливают пятнистое чередование участков со сферолитовой, аксиолитовой и фельзитовой структурой. На лавовую природу такситовых плагиолипаритов указывает отсутствие витрокластических структур, а также отсутствие либо небольшое количество обломков чуждых пород, весьма характерных для спекшихся туфов.

Таблица 4

ПОКАЗАТЕЛИ ПРЕЛОМЛЕНИЯ ПЛАГИОКЛАЗОВ

№ образца	Характеристика зерна	Показатели преломления		Номера плагиоклаза	
		Ng	Np	по В. Б. Татарскому	по В. Е. Трегеру
600—5,6	Вкрапленник	1,555	1,548	38—39	38—40
286—10	„	1,555	1,547	38	35—38
286—11	„	1,557	1,549	41	43
286—12	„	1,555	1,548	38—39	38—40
363—4	„	1,556	1,549	41	40—43

Данные о химизме нижнесарматских такситовых плагиолипаритов, туфолав и спекшихся туфов приведены в табл. 5. Рой векторов, отвечающих описываемым породам на диаграмме, в основном расположен между вариационными линиями Пеле и Лассен-Пик, более приближаясь к линии Пеле, то есть к крайней известково-щелочной серии липаритов. Значительный разброс векторов на диаграмме только по координате «в» (при стабильном высоком содержании SiO_2 в породах) не является отражением дифференцированного ряда, а свидетельствует о непостоянстве состава обломков чуждых пород. Другая особенность описываемых пород — высокое содержание в них глинозема, отраженное направлением и пологим положением векторов в правой части диаграммы, является следствием повсеместных вторичных преобразований с развитием глинистых минералов и содержания рассеянных включений глинистых пород.

При сравнении описанных выше разностей пород нижнесарматской плагиолипаритовой ассоциации отчетливо проявляется полная идентичность их состава, количественных соотношений вкрапленников и связующей массы, состава ксеногенного материала, а также наблюдаются аналогичные структуры раскристаллизации и одинаковый характер вторичных изменений. Все это указывает на общность источника магматического вещества. Такие признаки спекшихся туфов, туфолав и такситовых плагиолипаритов, как залегание в виде согласных толщ, постепенные переходы в массивные неслоистые и нелигитифицированные туфы, наличие обломков пемзы и деформация их со спеканием, пластическая

Таблица 5

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НИЖНЕСАРМАТСКИХ СПЕКШИХСЯ ТУФОВ, ТУФОЛАЗ И ТАКСИТОВЫХ ПЛАГИОЛИПАРИТОВ
(БЕГАНЬСКИЙ РАЙОН) *

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	Бг-6-16	Бг-6-16а	Бг-6-17	Бг-192-5а	Бг-192-5б	Бг-192-6	Бг-195-5	Бг-198-3	Бг-302-3	Бг-302-5	Бг-286-11	Бг-363-7	Бг-391-2	Бг-397-8	Бг-532-3	Бг-598-14
SiO ₂	64,30	59,52	62,12	71,00	60,90	66,70	67,54	67,78	69,30	72,64	67,33	67,50	70,83	72,64	67,88	69,97
TiO ₂	0,32	0,36	0,39	0,35	0,34	0,337	0,44	0,44	0,45	0,32	0,43	0,33	0,40	0,30	0,44	0,47
Al ₂ O ₃	16,81	16,33	10,41	15,31	15,91	16,14	14,75	15,23	16,18	14,98	16,62	14,85	15,11	14,05	15,95	14,97
Fe ₂ O ₃	1,41	1,51	8,31	1,15	1,84	1,75	1,74	2,19	1,63	1,01	1,07	1,55	1,90	1,05	1,62	0,86
FeO	2,46	3,24	2,59	1,44	5,32	2,39	2,25	1,35	0,84	0,18	0,43	2,96	1,04	0,85	2,05	2,27
MnO	0,08	0,12	0,10	0,04	0,21	0,201	0,54	0,42	0,06	—	0,14	0,90	0,05	0,03	0,19	0,09
MgO	1,01	1,02	0,85	0,81	1,00	0,52	0,61	0,78	0,13	0,46	0,70	0,23	0,26	0,43	0,33	0,57
CaO	4,50	5,04	4,36	2,80	2,70	3,40	2,83	2,41	3,03	2,44	2,77	1,84	2,44	2,18	3,31	2,57
Na ₂ O	3,03	3,50	3,03	3,10	2,45	2,64	2,94	2,04	4,00	2,70	2,33	1,77	3,78	2,54	3,54	3,27
K ₂ O	2,01	3,41	2,41	2,23	3,08	2,58	2,58	3,29	2,63	2,61	2,79	3,03	3,02	2,80	2,49	2,48
H ₂ O ⁻	0,22	0,24	—	0,36	0,82	1,69	1,37	2,16	0,24	0,90	3,89	1,03	0,49	1,12	1,10	0,52
CO ₂	2,06	4,04	3,84	0,48	3,26	1,08	1,57	1,10	0,16	0,18	0,61	2,26	0,02	0,56	0,53	0,58
SO ₃	0,03	—	—	Не обн.	Не обн.	0,05	0,05	0,04	0,03	0,05	0,54	0,14	0,07	0,06	0,16	0,22
P ₂ O ₅	0,61	—	—	Не обн.	Не обн.	0,097	0,098	0,095	0,098	—	0,04	0,094	0,074	—	0,10	0,095
П. п. п.	1,33	1,60	1,40	1,12	2,29	3,45	3,23	3,82	0,66	1,19	—	4,61	1,17	1,75	1,95	1,92
Сумма	100,18	99,93	100,81	100,19	100,12	100,26	99,60	99,89	100,04	99,66	99,69	99,80	100,14	99,86	100,01	99,75

* Здесь и в табл. 7, 14, 17, 19 и 32 верхний ряд цифр — номера анализов по порядку, проставленные на диаграммах, нижний ряд — номера образцов пород.

1 — скв. 6, гл. 382 м, туфолава, лабор. Львовского ун-та; 2 — скв. 6, гл. 382 м, фьямме; 3 — скв. 6, гл. 396 м, туфолава; 4 — скв. 192, гл. 172, 6 м, спекшийся туф, лабор. Львовского ун-та; 5 — скв. 192, гл. 172, 6 м, фьямме, лабор. Львовского ун-та; 6 — скв. 192, гл. 202, 1 м, туфолава, лабор. треста «Киевгеология»; 7 — скв. 195, гл. 141 м, спекшийся туф, лабор. треста «Киевгеология»; 8 — скв. 198, гл. 190 м, спекшийся туф, лабор. треста «Киевгеология»; 9 — скв. 302, гл. 37 м, такситовый плагиолипарит, лабор. треста «Киевгеология»; 10 — скв. 302, гл. 184 м, такситовый плагиолипарит, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 11 — скв. 286, гл. 168 м, такситовый плагиолипарит, лабор. треста «Киевгеология»; 12 — скв. 363, гл. 198 м, такситовый плагиолипарит, лабор. треста «Киевгеология»; 13 — скв. 391, гл. 60 м, спекшийся туф, лабор. треста «Киевгеология»; 14 — скв. 397, гл. 376 м, такситовый плагиолипарит; 15 — скв. 532, гл. 92 м, такситовый плагиолипарит, лабор. треста «Киевгеология»; 16 — скв. 598, гл. 282 м туфолава, лабор. треста «Киевгеология». Все анализы авторов.

деформация мелких осколков стекла, аксиолитовые и сферолитовые структуры раскристаллизации, появление вкрапленности кристобалита, уменьшение пористости и увеличение объемного веса с увеличением степени спекания, — все это дает основание рассматривать описанные породы как продукты пологонаправленных потоков, в одних случаях представленных пирокластами, насыщенными газами, в других — пенистыми лавами.

Формирование спекшихся туфов, туфолав и такситовых плагиолипаритов происходило в континентальных условиях, местами сменивших в конце нижнего сармата морской режим на территории Берегово-Беганьского района. Обычные, неспекшиеся туфы могли формироваться на суше и в водной среде, но, несомненно, большая их часть отложилась в водных бассейнах. Так как образование спекшихся туфов и туфолав невозможно в водной среде, положение этих пород может служить индикатором распределения в пространстве и времени поднятий с развитием континентального режима.

Бескварцевые плагиолипариты

Бескварцевые плагиолипариты, как указано выше, встречаются в виде экструзий и интрузивных штокообразных тел. *Экструзии* этих пород известны на Береговском холмогорье — плагиолипаритовые массивы Ардов-Керек, Тарафюго-Золотистая, Хаеш и Бикк (описаны М. Ю. Фишкиным, 1954); в Беганьском районе — Косинский и Заставненский плагиолипаритовые массивы. Подобные породы встречаются в районах Юливы, близ границы с Румынией. Экструзивные купола, как правило, сопровождаются небольшими потоками растекания, лавобрекчиями и агломератами. Их корневые части характеризуются крутыми извилистыми контактами с небольшими инъекциями во вмещающие породы и крутым падением плоскостей флюиальности (см. рис. 3). В Берегово-Беганьском районе бескварцевые плагиолипариты прорывают всю осадочно-вулканогенную толщу района, включая спекшиеся туфы и туфолавы кварцевых плагиолипаритов, а потоки их растекания ложатся на размытую поверхность тортонских и нижнесарматских отложений.

Макроскопически бескварцевые плагиолипариты экструзии представляют буровато-сиреневые флюиальные породы, часто пористые. Пустоты размером от 0,1 до 2 см, неправильной формы, в большинстве случаев покрыты корочкой зерен тридимита, а иногда чешуйками биотита. Флюиальность обусловлена чередованием разноокрашенных полос, но в некоторых разностях наблюдается пятнистое распределение окраски. В периферийных участках растекшихся куполов и чаще у их основания наблюдаются обособления черных перлитов, которые обладают массивной и полосчатой текстурой и раскалываются на мелкие шарики размером 0,2—1 мм.

Под микроскопом бескварцевые плагиолипариты обнаруживают поразительное сходство независимо от районов их развития и характеризуются порфировой, а иногда афировой структурой с количеством

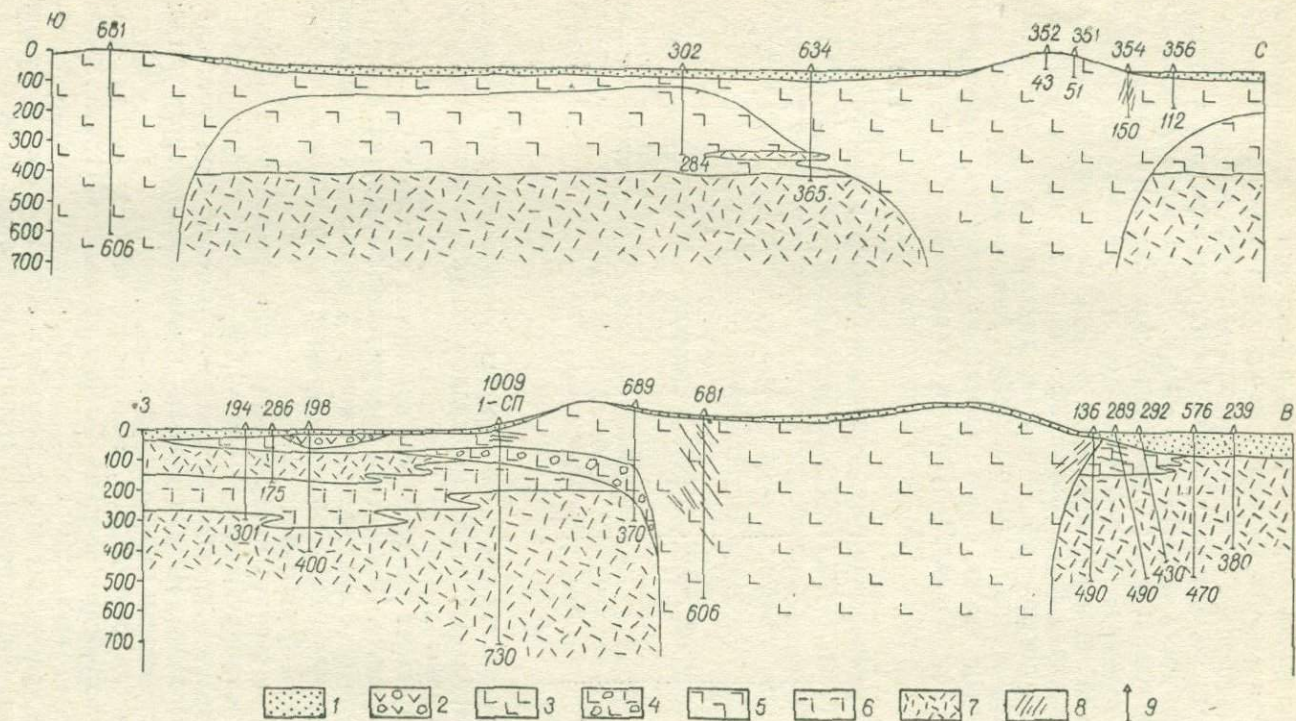


Рис. 3. Разрезы через плагиолипариты Беганьского района:

1 — современные рыхлые отложения; 2 — агломеративные туфы базальтов; 3 — послесарматские бескварцевые плагиолипариты; 4 — лавобрекчия бескварцевых плагиолипаритов; 5 — нижесарматские кварцевые плагиолипариты и туфолавы; 6 — спекшиеся туфы кварцевых плагиолипаритов; 7 — нижесарматские плагиолипаритовые туфы (доробратовская свита); 8 — направление флюидальности; 9 — буровые скважины.

вкрапленников, не превышающем 5—10%. Вкрапленники распределены в породе неравномерно и представлены в основном плагиоклазом (6—8,5); подчиненное развитие имеют темноцветные минералы — до 1%, среди которых доминируют гиперстен; спорадически встречается кварц в виде единичных оплавленных зерен. Плагиоклаз развит в широких и удлинённых таблицах размером 0,2—2 мм. Зерна часто оплавленные, иногда трещиноватые и растащенные, наблюдаются сетчатые проплавления стеклом основной массы. В свежих кристаллах видны четкие полисинтетические зональные двойники, причем центральные зоны состоят из плагиоклаза № 45—55, периферийные зоны характеризуются № 40—46, иногда достигая № 34 в узкой краевой полоске (замеры по углу погасания Np' в зоне) \perp (010) и (001)). Андезиновый состав плагиоклаза подтвержден также показателями преломления, замеренными в иммерсионных препаратах, результаты которых приведены в табл. 6.

Таблица 6

ЗАМЕРЫ ПЛАГИОКЛАЗОВ ИЗ КВАРЦЕВЫХ ЛИПАРИТОВ В ИММЕРСИИ

№ образца	Характеристика зерна	Показатели преломления		№ плагиоклазов	
		Ng	Np	по В. Б. Татарскому	по В. Е. Трегеру
БГ-7е	Вкрапленник	1,560	1,554	47—50	42—45
286-4	»	1,557	1,552	42—46	43
»	»	1,561	1,554	48—50	45
»	»	1,560	1,552	43—47	42—43
1009-1	»	1,559	1,553	46	41—45
1009-2	»	1,559	1,552	46	41—43

В измененных разностях пород плагиоклаз каолинизирован или опализирован. В центральных зонах кристаллов иногда наблюдаются скопления чешуек хлорита.

Гиперстен образует идиоморфные призмочки размером 0,1—1,55 мм, четко плеохроирующие. Показатели преломления гиперстена: $Ng=1,730$, $Np=1,720$, что соответствует содержанию 54% железистого компонента. Зерна часто замещаются агрегатом буроватых гидрослюдов, а иногда обрастают каемкой бурого биотита.

Вкрапленники биотита представлены удлинёнными бурыми чешуйками, четко плеохроирующими с $Nm=1,634—1,639$; такие показатели соответствуют маложелезистым разностям, что ставит под сомнение их первичное образование. Из аксессуарных минералов присутствуют единичные редкие призмочки циркона.

Основная масса фельзитовая, с неоднородной раскристаллизацией, с отчетливо выраженными следами течения вязкого субстрата. Заметно чередование полос микрофельзита, с направленно расположенными микролитами и кристаллитами, с полосами, состоящими из фельзита с мелкозернистым биотит-полевошпатово-тридимитовым агрегатом. Тридимит образует скопления клиновидных тройников в виде гнезд и про-

жилков, а также выполняет пустоты. Кроме того, на фоне фельзита развиваются сферолиты и участки с микропойкилитовой структурой. Перлитам свойственна стекловатая основная масса. Показатели преломления стекла основной массы бескварцевых плагиолипаритов обнаруживают значительные колебания от $N=1,510$ до $N=1,496$, однако наиболее характерные $N=1,502-1,504$, что соответствует 70% содержания SiO_2 . В Беганьском районе экструзивы плагиолипаритов включают ксенолиты измененных диабазовых порфиритов фундамента.

Интрузивные бескварцевые плагиолипариты обнаружены скважинами на значительных глубинах среди отложений нижнего сармата-тортона. В Беганьском районе эти породы вскрыты скважиной 1003 на глубине 420 м, скважиной 854-ч на глубине 168 м, скважиной Геленеш на глубине 1950 м, в Виноградовском районе — скважиной Вин-1 на глубине 2100 м и скважиной Вин-5 — на глубине 1440 м, причем скважина Вин-5 прошла по плагиолипаритам 700 м. Любопытно, что скважина Вин-5 наряду с плагиолипаритами вскрыла гипабиссальные породы — гранодиорит-порфиры.

Так же, как и в экструзивном залегании, интрузивные плагиолипариты характеризуются порфировой структурой с фельзитовой основной массой, обнаруживающей крутонаправленную флюиальность ($10-20^\circ$ к оси зерна) и перлитовую структуру в периферийных зонах интрузивных тел. Вкрапленники составляют 9—12% объема породы и представлены плагиоклазом и незначительно (до 0,5%) зернами темноцветных минералов (вероятно, роговая обманка, пироксен), полностью замещенными.

Плагиоклаз вкрапленников размером 0,4—1,5 мм представлен удлиненными и широкими таблицами. В неизмененных разностях видны двойники и зональность, причем центральные зоны — это основной андезин-лабрадор № 50—53, не зональные зерна являются андезином № 37 (замеры по углу погасания в зонах \perp (010) и (001)). Более измененные разности пород совпадают с интрузивами больших глубин становления (скважина Вин-5), в которых четко выражен Na-автометасоматоз. В них плагиоклаз близок к альбиту и содержит ориентированные реликты кислого олигоклаза, напоминающие антипертиты. Контуры между реликтами олигоклаза и вмещающим альбитом в одних зернах расплывчатые, в других более четкие, неровные, несколько резорбированные. Оптическая ориентировка реликтов отличается от ориентировки вмещающего альбита. Кроме того, по периферии некоторых зерен также наблюдается прерывистая реликтовая кайма олигоклаза. Плагиоклаз вкрапленников значительно пелитизирован. Пелитовое вещество состоит из удлиненных волокон слюды, амфибола?, карбоната и окислов железа, более четко выделяются включения апатита и карбоната. Зерна трещиноватые и по трещинкам замещаются кварцем, слюдистым агрегатом, карбонатом.

Основная масса фельзитовая, переходная в микролитовую и микропойкилитовую. В некоторых разностях наблюдается чередование полос разной раскristаллизации (витрофировой, микролитовой и микропойкилитовой). Основная масса микролитовой раскristаллизации состоит

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГИПЕРСТЕНСОДЕРЖАЩИХ

Оксиды	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	Бг-к-7	Бг-136-2	Бг-57-6	Бг-286-3	Бг-к-4	Бг-7с-2	Бг-136-4	Бг-302-1	Бг-286-5	Ч-854-2	Б-х-1	Б-57-6
SiO ₂	72,38	69,98	74,95	71,77	71,08	71,19	70,40	69,92	76,43	71,96	71,36	71,22
TiO ₂	0,24	0,27	0,29	0,29	0,25	0,25	0,246	0,266	0,33	0,27	0,24	0,26
Al ₂ O ₃	13,76	12,44	13,00	14,92	14,74	14,87	14,00	14,65	10,64	11,87	14,57	14,80
Fe ₂ O ₃	1,89	4,79	0,08	1,36	2,01	1,96	0,69	1,15	0,57	3,74	2,13	0,64
FeO	1,07	0,72	1,60	1,66	1,36	1,05	1,74	1,38	0,84	1,49	1,33	1,61
MnO	0,06	0,03	0,05	0,05	0,03	0,036	0,05	0,05	0,07	0,06	0,05	0,09
MgO	0,20	0,45	сл.	0,16	0,38	0,39	0,35	0,26	0,26	0,31	0,32	0,12
CaO	1,97	2,92	1,94	2,04	2,78	2,69	2,30	2,12	1,20	2,82	1,95	2,07
Na ₂ O	3,80	3,54	3,68	3,87	3,62	3,46	3,57	3,30	1,77	3,37	3,55	4,29
K ₂ O	3,11	2,72	3,02	3,00	2,70	2,75	2,91	2,93	2,13	3,18	3,09	3,17
H ₂ O ⁻	0,30	0,76	0,12	0,39	0,59	0,79	0,15	0,34	1,01	0,18	0,42	0,33
H ₂ O ⁺	—	—	Не опр.	0,75	—	—	—	—	5,06	—	—	—
CO ₂	—	0,16	0,60	—	0,26	0,18	0,07	0,05	—	0,48	—	0,42
SO ₃	0,05	0,11	0,06	0,30	0,05	0,04	0,05	0,03	0,10	0,19	0,05	0,05
P ₂ O ₅	—	—	0,04	—	0,05	0,052	0,028	0,028	—	—	—	0,05
П. п. п	0,56	0,75	1,06	—	0,57	0,96	3,33	3,53	—	—	0,64	0,66
Сумма	99,40	99,70	99,76	100,56	99,62	99,70	99,67	99,62	100,41	100,03	99,70	99,72

17 — Бегань, Косино, карьер, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 18 — Бегань, скв. 136, гл. 33 м. са; 20 — Бегань, скв. 286, гл. 45 м. лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 21 — Бегань, Косино, карьер, 23 — Бегань, скв. 136, гл. 51 м. лабор. треста «Киевгеология»; 24 — Бегань, скв. 302, гл. 45 м. 26 — Рафайлово, скв. 854, гл. 161—204 м. лабор. Львовского ун-та; 27 — Берегово, г. Хаеш, АН УССР, Одесса; 29 — Берегово, скв. 57, гл. 262—336, 2 м. лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса. (1955); 32 — Берегово, Мужиево, по В. С. Соболеву и др. (1955); 33 — Берегово, по В. С. Соболеву и др. (1955); 36 — Берегово, г. Хаеш, по В. С. Соболеву и др. (1955); 37 — ИОНХ АН УССР, Одесса; 39 — Юливы, карьер, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 40 — Оклин.

из удлиненных направленно расположенных микролитов К—Na полевого шпата, на фоне которого выделяются более крупные неправильные зерна и скопления кварца. Участки пород с перлитовой текстурой обнаруживают в основной массе значительное количество раскристаллизованных перлитовых овоидов размером до 1 мм. Овоиды сложены радиально сросшимися лапчатыми выделениями К—Na полевого шпата и обозначены тонкими оцеляровыми скоплениями гидрослюд. Овоиды цементируются зернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Полевые шпаты основной массы также пелитизированы, частично каолинизированы и замещены карбонатами и бурыми оксидами железа. Порода пересечена прожилками карбоната с баритом, сопровождающими выделения рудных зерен.

Данные о химизме бескварцевых плагиолипаритов приведены в табл. 7 и на рис. 4.

БЕСКВАРЦЕВЫХ ПЛАГИОЛИПАРИТОВ

29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Б-57-а-1	А	Б	В	Г	Д	Е	Ж	З	Ве-д-2	Ю-кр-2	Ок-кр-1
75,46	72,72	72,36	70,88	73,20	72,80	74,34	72,70	72,80	67,51	65,44	67,62
0,19	0,15	0,19	0,25	0,08	0,07	0,08	0,16	0,07	0,40	0,73	0,72
12,10	14,98	15,59	15,25	13,08	13,28	13,98	14,69	13,28	16,16	15,64	16,58
0,74	1,04	1,04	0,73	2,21	3,09	1,56	3,00	3,09	0,57	3,42	2,40
1,05	—	—	0,56	0,12	0,05	0,26	0,12	0,05	1,61	1,32	0,46
0,04	0,03	сл.	сл.	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,10	0,14	0,08
0,05	0,06	0,07	0,55	0,26	0,25	0,39	0,13	0,25	0,31	0,95	0,08
1,37	2,04	2,29	1,70	2,04	2,04	1,10	1,82	2,04	2,76	3,21	1,80
3,60	2,29	2,73	2,73	4,26	4,55	4,56	3,71	4,55	4,20	4,02	4,07
3,29	3,42	3,14	1,97	2,61	2,44	3,61	2,32	2,44	3,08	3,26	3,41
0,39	0,92	0,60	0,28	0,58	1,00	0,24	0,05	1,00	0,76	0,86	0,59
—	1,92	1,60	3,76	1,63	0,69	0,78	1,58	0,69	—	0,85	1,34
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,85	Не об	Не об
0,19	0,29	0,20	0,25	—	—	—	Сл.	—	0,05	—	—
0,03	0,15	0,14	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	—	—
0,84	—	—	—	—	—	—	—	—	1,87	0,20	0,11
99,34	100,01	100,17	99,92	100,08	100,63	100,97	100,34	100,37	100,19	100,07	99,26

лабор. Львовского унта; 19 — Берегово, скв. 57, гл. 262—336,2 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесс-лабор. треста «Киевгеология»; 22 — Бегань, скв. 7-с, гл. 62 м, лабор. треста «Киевгеология»; лабор. треста «Киевгеология»; 25 — Бегань, скв. 286, гл. 58, 5 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; карьер лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 28 — Берегово, скв. 57, гл. 262—336, 2 м, лабор. ИОНХ 30 — Бегань, Косино, по В. С. Соболеву и др. (1955); 31 — Запось, по В. С. Соболеву и др. леvu и др. (1955); 34 — Чепки, по В. С. Соболеву и др. (1955); 35 — Берегово, г. Ардов, по г. Золотистая, по В. С. Соболеву и др. (1955); 38 — Венгрия, скв. Геленеш, гл. 1950 м, лабор. карьер, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса. Анализы 17—29 и 38—40 авторов.

Бескварцевые плагиолипариты так же, как и другие породы липаритового ряда, принадлежат к известково-щелочной серии, более приближаясь к вариационной линии Лассен-Пик. Расположение векторов в верхней части диаграммы (рис. 4) свидетельствует об отсутствии дифференцированных разностей и о стабильном липаритовом составе этих пород, несмотря на некоторый разброс значений SiO_2 . Эта особенность является общей для пород всего липаритового комплекса, тем самым отличая их от пород гипабиссального и эффузивного комплексов, и указывает на почти полную гомогенизацию магматического расплава в интрателлурической стадии, а также на однородность состава исходного вещества магмы на больших площадях и в широком возрастном диапазоне. Другой особенностью плагиолипаритов является повышенная глиноземистость, выраженная характеристикой a' и соответствующим направлением векторов в правой части диаграммы. Но эта особенность не нашла минералогического

ДАННЫЕ К ОПРЕДЕЛЕНИЮ ТИПА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОКИСЛОВ
В БЕСКВАРЦЕВЫХ И КВАРЦЕВЫХ ПЛАГИОЛИПАРИТАХ

Оксиды	Бескварцевые плагиолипариты					Такситовые кварцевые плагиолипариты, их туфолавы и спелкшие туфы				
	\bar{x}^*	S^2	sk/ssf	ek/sek	$\bar{x} \pm \lambda$	\bar{x}	S^2	sk/ssf	ek/sek	$\bar{x} \pm \lambda$
SiO ₂	71,90	3,82	+1,1	-0,5	17,17—72,63	67,31	14,47	-1,0	-0,9	65,28—69,34
Al ₂ O ₃	13,96	1,56	-1,1	-0,1	13,49—14,43	15,50	0,59	+0,2	-1,3	15,09—15,91
Fe ₂ O ₃	1,50	1,09	+3,2	+2,1	1,11—1,89	1,61	0,26	+0,8	-1,1	1,34—1,88
FeO	0,82	0,27	+0,4	-1,6	0,63—1,01	2,01	1,67	+1,4	+0,3	1,32—2,70
MgO	0,23	0,04	+1,8	+0,6	0,16—0,30	0,65	0,14	+1,3	-0,1	0,45—0,85
CaO	1,88	0,51	+1,1	-0,7	1,61—2,15	2,90	0,71	+2,3	+0,8	2,45—3,35
Na ₂ O	3,20	0,91	-0,8	-0,2	2,84—3,56	2,92	0,38	-0,1	-1,1	2,59—3,25
K ₂ O	3,12	0,35	-1,4	+0,3	2,90—3,34	2,74	0,14	-0,1	-0,8	2,54—2,94

* \bar{x} — среднее арифметическое содержание, %; S^2 — дисперсия; sk/ssf — отношение оценки асимметрии к величине ее стандартного отклонения; ek/sek — отношение оценки эксцесса к величине ее стандартного отклонения; $\bar{x} \pm \lambda$ — 95%-ные доверительные интервалы.

отражения в породах, что также отличает их от пород гипабиссального комплекса.

Таким образом, анализ вариационной диаграммы А. Н. Заварицкого для химически однородных пород липаритового состава позволяет выявить общие петрохимические особенности для всего выделенного нами липаритового комплекса. Однако для получения объективной оценки петрологической близости или различия внутри комплекса между выделенными фаціальными разновидностями пород проведено сравнение данных химических анализов пород методом многомерного статистического анализа.

Проверка типа распределения окислов в сравниваемых породах проведена определением отношений оценки асимметрии и эксцесса к их стандартным отклонениям (табл. 8).

Как показывает табл. 8, распределение окислов породообразующих элементов в сравниваемых плагиолипаритах аппроксимируется нормальным законом (отношение оценок асимметрии и эксцесса к величине их стандартных отклонений меньше трех). Это гарантирует максимальную мощность применяемых далее критериев равенства векторов многомерных средних Готеллинга и Рао—Уилкса, а также критерия равенства ковариационных матриц. Критерии Готеллинга и Рао—Уилкса, рассчитанные сопоставлением содержаний и дисперсий всех окислов между собой в каждой паре пород являются обоб-

женными математическими показателями петрохимической близости или отчужденности сравниваемых пород. Матрица ковариации представляет меру рассеяния значений окислов относительно их средних значений и взаимосвязи между собой и, таким образом, дает определенное представление об условиях формирования пород.

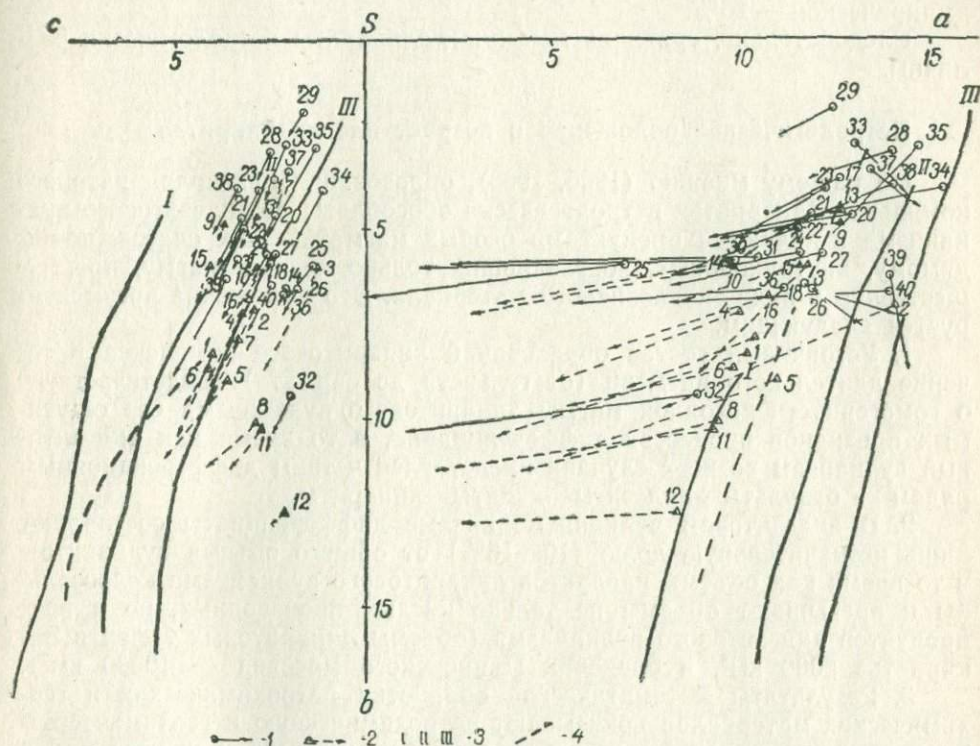


Рис. 4. Диаграмма химических составов неогеновых плагиолипаритов Берегово-Беганьского и других районов Закарпатья (по А. Н. Заварицкому):

1 — бескварцевые плагиолипариты (паннонские); 2 — такситовые кварцевые плагиолипариты, туфолавы и спешшесые туфы (нижнесарматские); 3 — линии: I — вариационная типа Пеле; II — вариационная типа Лассен-Пик; III — вариационная типа Редлоустонского парка; 4 — вариационная линия вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды.

Ковариационные матрицы сравниваемых плагиолипаритов не равны (величина критерия — $2\rho \ln W = 87,81$ при $\chi^2_{0,01, 36} = 58,62$), что может свидетельствовать о разных условиях формирования сравниваемых пород (см. табл. 33). Векторы многомерных средних сравниваемых плагиолипаритов также не равны, на что указывает как величина критерия Готтлинга $\frac{T^2(N_1 - P)}{(N_1 - 1)P} = 7,84$ при критическом значении $F_{0,01; 8; 8} = 6,03$, так и критерия Рао—Уилкса ($V = 34,80$ при критическом значении $\chi^2_{0,01; 8} = 20,09$). Из этого следует, что химические составы сравниваемых по-

род существенно разнятся. Рассчитанное значение линейной дискриминантной функции, имеющее вид: $D = -0,0806 \text{ SiO}_2 - 1,5436 \text{ Al}_2\text{O}_3 - 0,1937 \text{ Fe}_2\text{O}_3 - 0,8750 \text{ FeO} - 2,1509 \text{ MgO} - 0,6184 \text{ CaO} + 1,4932 \text{ Na}_2\text{O} + 1,6663 \text{ K}_2\text{O} + 21,8199$, четко разграничивает сравниваемые породы. Вероятность ошибочной классификации: теоретической — 23%, эмпирической — 26%.

Следовательно, сравниваемые плагиолипариты петрологически различны.

Петрологическое положение и возраст плагиолипаритов

По нашему мнению (1965, 1968), образования плагиолипаритового комплекса Закарпатья петрологически обособлены от андезитового вулканизма и являются продуктами особых магматических очагов, по-видимому, внутрикоровых, поставивших только кислую магму, преимущественно в виде эксплозивного материала. Это положение аргументируется следующим.

1. Устойчивый состав образований липаритового комплекса в течение длительного времени (от гельвета до сармата) свидетельствует о гомогенности исходной магмы липаритового вулканизма без ощутимых признаков процессов дифференциации, в то время как андезитовый вулканизм во всех случаях представлен четким дифференционным рядом — базальты—андезиты—дациты—липариты.

2. В андезитовом вулканизме кислые дифференциаты составляют лишь незначительную долю (10—15%) от общего объема вулканитов, в то время как объемы продуктов липаритового вулканизма колоссальны и превышают объемы не только кислых производных, но и всех продуктов андезитового вулканизма (объемы липаритовых туфов в Закарпатье 5000 км³, в пределах Паннонского массива — 10000 км³).

3. Результаты математической обработки петрохимических и геохимических материалов показывают петрохимическую и геохимическую отчужденность пород плагиолипаритового комплекса и кислых пород андезитового комплекса (значения критерия Рао—Уилкса по петрохимическим данным 22 и 48 при критическом значении 20, по геохимическим данным 71 и 132 при критическом значении 33).

То, что продукты липаритового магматизма в течение длительного времени и на больших площадях сохраняют поразительно постоянный плагиолипаритовый состав, а также отсутствие признаков процесса магматической дифференциации в широком ряду производных, начиная от ранних гельветских и кончая поздними сарматскими, позволяет предположить палингенную природу очагов липаритовой магмы, возникших, по-видимому, в пределах сиалической оболочки.

О возрастных соотношениях образований липаритового и андезитового комплексов в Берегово-Беганьском районе, где они пространственно совмещены, можно сказать следующее. Бескварцевые плагиолипариты моложе нижнесарматских андезитов, что подтверждается наличием гальки андезита в прибрежной фации луковской свиты (скважины 3-Г, 52-с, 57-с, 77-с, 56-с) и ксенолитами андезитов в плагиолипа-

ритах. Но эти плагиолипартиты древнее паннонлевантинских андезитов и базальтов, что доказывается наличием в их агломератах обломков, а в лавах — ксенолитов бескварцевых плагиолипартитов (скважины 7-с, 198). Наличие обломков алунизированных (содержание алунита от 3,5 до 29%) спекшихся туфов кварцевых плагиолипартитов в незатронутых алунизацией (проверено анализами) базальтовых туфах Беганьского района (скважина 254) свидетельствует о том, что процесс алунизации предшествовал извержению базальтов.

Возраст кварцевых такситовых плагиолипартитов, их туфолав, спекшихся и неспекшихся туфов не вызывает сомнений — они относятся к нижнему сармату, что доказано фаунистически. Что касается места бескварцевых плагиолипартитов в процессе вулканизма, то мы в 1963 г. утверждали, что эти породы обособлены от ассоциации кварцевых плагиолипартитов, моложе этой ассоциации и не связаны с ней общностью вулканических аппаратов. Однако многие исследователи придерживаются мнения о синхронности плагиолипартитовых туфов и бескварцевых плагиолипартитов и о возникновении их в нижнем сармате из общих вулканических центров.

В качестве доказательства нижнесарматского возраста бескварцевых плагиолипартитов Э. М. Титов приводит материал о перекрытии фаунистически охарактеризованными отложениями луковской свиты потоков плагиолипартитов в скважинах 57-с и 79-с. Э. А. Лазаренко (1968) утверждает, что в скважинах 191 и 10-с встречены два потока плагиолипартитов, разделенные фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего сармата, а в скважине 854-л (с. Рафайлово) плагиолипартиты перекрыты сарматом. Помимо этого, он, обнаружив темные расплывчатые выделения в светлых липаритах в скважине 57-с (Берегово), счел возможным написать о смешении липаритовой и андезитовой лав, которое произошло в нижнем сармате.

По нашему мнению, все перечисленные выше скважины пройдены на окраинах куполов бескварцевых плагиолипартитов и пересекли их интрузивные выступы, а не обособленные потоки, связанные с отдельными излияниями. Это подтверждается и тем, что эндоконтакты липаритовой экструзии г. Ардов (скважины 57-с, 79-с) содержат большое количество ксенолитов вмещающих осадочных пород и андезитов, что свидетельствует об активном интрузивном контакте, свойственном инъекциям, а не потокам, излившимся на дневную поверхность; а также полной аналогией состава экструзивных куполов и их интрузивных выступов. Что касается Рафайловской скважины 854-л, то в интервале 168—231 м (забой) вскрыты интрузивные бескварцевые плагиолипартиты, прорывающие отложения среднего сармата. Об интрузивном характере плагиолипартитов свидетельствует круто направленная (25—30° к оси керна) флюиальность.

Выдвинутую Э. А. Лазаренко версию о смешении липаритовых и андезитовых лав и туфов в скважине 57-с мы тщательно проверили с помощью химических анализов (13 полных силикатных анализов) и микроскопических исследований (70 шлифов). По нашим данным, как и по данным геолога Э. М. Титова, смешанные туфы в скважине 57-с

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, ВСКРЫТЫХ

№ анализа	№ проб*	Глубина отбора проб, м	Характеристика проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
16	Б-57-1	97	Туф плагиолипаритовый с незначительным количеством обломков терригенных пород	67,24	0,53	13,18	3,03
17	Б-57-2	107	Туф плагиолипаритовый со значительным количеством обломков терригенных пород и андезитов	59,46	0,69	17,59	4,36
18	Б-57-3	137	Туф плагиолипаритовый с незначительным количеством обломков терригенных пород	63,49	0,63	17,01	2,49
19	Б-57-55	160	Плагиолипарит светлый	74,63	0,22	11,94	0,08
20	Б-57-15	231	Плагиолипарит светлый	70,22	0,29	13,89	0,43
21	Б-57-8	235	Плагиолипарит светлый	69,94	0,33	15,49	0,58

Светлый плагиолипарит с пятнистыми

22	Б-57-6	262—336	Плагиолипарит светлый (без примеси темного плагиолипарита)	71,22	0,26	14,80	0,64
23	Б-57-6-1	262—336	Светлый и темный плагиолипарит в соотношении 50 : 50%	74,95	0,29	13,00	0,08
24	Б-57-а-2	262—336	Светлый и темный плагиолипарит в соотношении 25 : 75%	76,16	0,22	12,60	0,27
25	Б-57-а-1	262—336	Светлый и темный плагиолипарит в соотношении 15 : 85%	75,46	0,19	12,10	0,74
26	Б-57-а	262—336	Плагиолипарит темный (без примеси светлого плагиолипарита)	76,78	0,16	11,51	0,43
27	Б-57-12	341	Андезит	58,08	0,94	14,37	1,87
28	Б-57-12а	341,2	Андезит	58,38	1,13	15,38	1,44

* Места отбора проб, см. рис. 5.

Таблица 9

СКВАЖИНОЙ 57-с (БЕРЕГОВСКОЕ ХОЛМОГОРЬЕ)

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃ ^{общ}	П.п.п.	г	Лаборатория
0,66	0,06	0,36	1,76	1,55	2,00	2,85	0,05	—	0,05	6,03	99,35	ИОНХ АН УССР
0,60	0,18	0,41	3,51	3,82	1,43	2,94	0,02	—	0,08	4,72	99,81	„
0,58	0,05	0,30	3,36	3,47	1,88	1,98	0,01	—	<0,05	4,56	99,81	„
0,89	0,04	Сл.	1,52	2,18	3,70	0,18	0,02	0,16	0,04	4,38	99,65	Трест «Киевгеоло- гия»
1,46	0,06	Сл.	2,12	3,05	3,60	0,20	0,04	0,78	0,03	4,34	99,54	„
0,66	0,08	0,03	2,29	3,50	3,57	0,85	0,05	—	0,05	3,00	100,42	ИОНХ АН УССР

выделениями темного плагиолипарита

1,61	0,09	0,12	2,07	4,29	3,17	0,33	0,05	0,42	<0,05	0,66	99,72	„
1,60	0,05	Сл.	1,94	3,68	3,02	0,12	0,04	0,60	0,06	1,06	99,76	Трест «Киевгеоло- гия»
1,22	0,04	Сл.	1,68	3,61	3,14	0,14	0,02	0,38	0,08	0,86	99,90	„
1,05	0,04	0,05	1,37	3,60	3,29	0,39	0,03	—	0,19	0,84	99,34	ИОНХ АН УССР
1,35	0,07	0,10	1,13	3,54	3,37	0,57	0,05	0,86	0,05	0,14	100,11	„
1,75	0,43	0,28	4,03	3,88	1,89	0,52	0,25	—	0,05	0,75	99,43	„
0,52	0,32	0,34	4,61	3,68	1,80	0,18	0,20	—	0,06	5,03	99,92	Трест «Киевгеоло- гия»

в действительности представляют собой туфогенно-осадочную толщу, в которой липаритовые туфы перемежаются с прослоями туфитов, алевролитов, туфопесчаников и гравелитов (рис. 5). В зависимости от количества примесей в липаритовых туфах терригенного глинистого

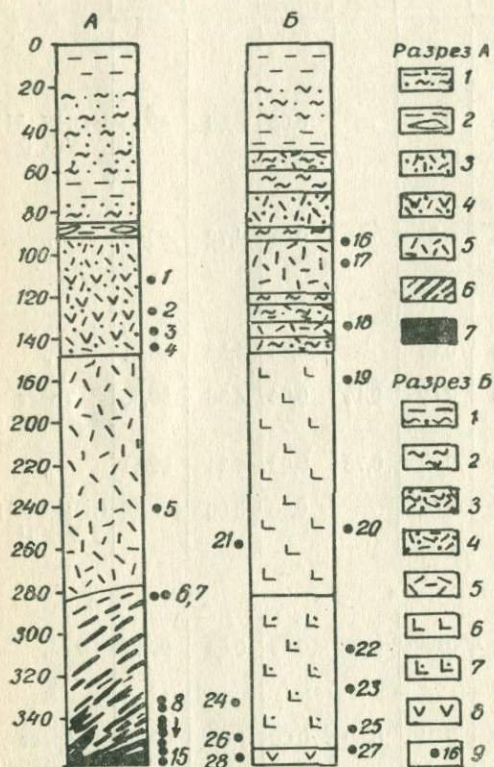


Рис. 5. Разрез по скважине 57-с (Береговое холмогорье).

А — по Э. А. Лазаренко: 1 — четвертичные глины, суглинки, галечники; 2 — глины с линзами лигнита; 3 — липаритовые туфы; 4 — смешанные липарито-андезитовые туфы; 5 — липариты; 6 — смешанные липарито-андезитовые лавы; 7 — андезиты. Б — по Б. В. Мерличу и С. М. Спитковской: 1 — четвертичные глины, суглинки, галечники; 2 — глина, алевролит; 3 — туфоалевролит; 4 — вулканомиктовый песчаник, туфопесчаник; 5 — туф липаритовый; 6 — липарит светлый; 7 — липарит светлый с выделениями темного липарита; 8 — андезит; 9 — места отбора проб и номера анализов, приведенные в табл. 9.

материала, в котором содержание SiO_2 обычно ниже 50%, состав этой толщи менялся от липаритового до андезитового, что и явилось для Э. А. Лазаренко основанием для выделения смешанных липарито-андезитовых туфов. Далее, как показали детальные исследования, темные выделения в липаритах, принятые Э. А. Лазаренко за обособления андезитовой лавы, не что иное, как структурные разновидности липаритов, обогащенные тридимитом. Это доказывается тем, что содержание в этих выделениях SiO_2 (74—76%) даже выше, чем во вмещающих их липаритах (табл. 9), а плагиноклазы вкрапленников как в них, так и в липаритах относятся к андезину (№ 40—44), свойственному липаритам, в то время как в подстилающих липариты андезитах плагиноклазы фенокристаллов относятся к лабрадору-битовниту (№ 65—73), обычному для андезитов (табл. 10). Кроме того, замеры показателей преломления стекла из основной массы липаритов и темных выделений в них аналогичны ($N=1,500-1,502$) и соответствуют

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОСТАВА ПЛАГИОКЛАЗА ВКРАПЛЕННИКОВ В ЛИПАРИТАХ
И АНДЕЗИТАХ СКВАЖИНЫ 57-с (БЕРЕГОВСКОЕ ХОЛМОГОРЬЕ)

Характеристика исследуемой породы	Глубина, м	№ шлифов	Координаты			Кристалло- графичес- кий эле- мент	Символ	№ плагио- клавов
			Ng	Np	Nm			
Плагиолипарит светлый без выделе- ний темного	235	Б-57-8	22	89	68	B, 1	$B_{\perp}(010)$	40
То же	259	Б-57-9	25	86	65	"	"	43
Плагиолипарит светлый с выделе- ниями темного (замеры в светлых)	272	Б-57-6	21	84	68,5	"	"	41
То же	296	"	25,5	87,5	64,5	"	"	43
"	310	"	27	87	63	"	"	44
Выделения темных плагиолипаритов в светлых (замеры в темных)	290	Б-57-а	25	89	65	"	"	42
То же	310	"	21	88	69	"	"	40
Андезит	336	Б-57-11	71	68	30	D, 11	$B_{\perp}[010]$ (010)	65
"	341	Б-57-12	42,5	60	65	B, 1	$B_{\perp}(010)$	73
"	341	"	37	68	61	B, 1	"	70

кислоту стеклу липаритов. Таким образом, версия Э. А. Лазаренко несостоятельна.

Мы полагаем, что возраст бескварцевых плагиолипаритов постнижнесарматский, вероятнее всего, паннонский. Об этом свидетельствуют такие данные.

Таблица 11

ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПОСЛЕСАРМАТСКИХ БЕСКВАРЦЕВЫХ ПЛАГИОЛИПАРИТОВ ЗАКАРПАТЬЯ

№ п.п.	№ образца	Содержание		Возраст, млн. лет	Место отбора образцов
		К, %	Ar ⁴⁰ рад, нг/г		
1	Ве-д-2	2,46	2,367	14,0±3,5	Липарит, скв. Геленеш, гл. 1950 м
2	Г-854-2	2,7	2,88	15,7±2,4	Липарит, скв. 854, с. Рафайлово
3	Бг-к-7	2,82	3,098	13,2±1,9	Липарит, Косинский массив
4	З-ц-1	7,27	7,006	12,1±1,2	Липарит, с. Цейково, Земплинский массив
5	З-ц-2	7,33	5,546	11,1±2,0	Включения липарита в липарите, с. Цейково, Земплинский массив
6	З-Гр-3	3,44	3,322	14,2±2,5	Липарит, с. Грчела, Земплинский массив
7	З-Бр-1	4,11	3,927	14,0±2,0	Липарит, с. Бара, Земплинский массив
8	С-6	3,55	3,171	12,8±2,0	Липарит, с. Винички, Земплинский массив
9	Х-1	2,7	2,87	15,5±2,7	Бескварцевый плагиолипарит, г. Хаеш, центр Купола
10	80	3,13	2,85	13,4±3,5	Афанитовый бескварцевый плагиолипарит, г. Хаеш, краевая часть купола
11	111-а	3,09	3,23	15,3±2,7	Обломок липаритового обсидиана в агломератом туфе Керек—Мужиево
12	532	3,39	3,29	14,3±4,6	Плагиолипарит, г. Длинная
13	193	3,77	3,22	12,5±1,2	Липаритовый обсидиан, г. Длинная
14	173а	3,71	2,77	11,5±3,9	Плагиолипарит фельзитовый, г. М. Золотистая
15	13-71	3,69	2,3	9±2	Перлит, г. Пеликан
16	14-71	3,18	2,2	10±2	Липарит, г. Пеликан
17	36-71	2,86	1,8	9±2	Липарит, Косинский массив

1—8 — по данным Б. В. Мерляча и С. М. Спитковской; 9—14 — по данным М. Ю. Фишкина (1967); 15—17 — по данным А. М. Борсука (1973).

1. Экструзия Ардов-Керек на севере инъецирует морские туфогенно-осадочные отложения верхов нижнего сармата (луковская свита), а на юге перекрывает нижние слои сармата (доробратовская свита), причем эти отложения подвергнуты складчатости. По данным Э. М. Титова, в районе с. Мужиево поток растекания плагиолипаритового купола

залегает на разных горизонтах доробратовской свиты. Следовательно, нижнесарматская туфогенно-осадочная толща до внедрения бескварцевых плагиолипаритовых куполов была дислоцирована, выведена из морских условий в континентальные и эродирована.

Таблица 12

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕСАРМАТСКИХ ТАКСИТОВЫХ КВАРЦЕВЫХ ПЛАГИОЛИПАРИТОВ И ПОСЛЕСАРМАТСКИХ БЕСКВАРЦЕВЫХ ПЛАГИОЛИПАРИТОВ БЕГАНИ

Породы	Нижнесарматские такситовые кварцевые плагиолипариты	Послесарматские бескварцевые плагиолипариты
Структура и текстура	Порфировая с такситовой структурой основной массы	Порфировая, витрофировая, флюидальная, перлитовая
Содержание вкрапленников: кварц	25—45%	5—10%, изредка до 15—20%
плагноклаз	Оплавленные кристаллы размером 1—2,5 мм. Содержание 5—10%	Отсутствует либо встречается в отдельных участках экструзии.
биотит	Широкие таблицы размером 0,2—2,0 мм, № 37—41	Удлиненные таблицы и призмы размером 0,2—2,0 мм, № 40—50.
гиперстен	Замещен агрегатом гидрослюд и хлорита	Развивается по гиперстену, а также дает выделения в пустотах
Основная масса	Отсутствует	Призматические кристаллы размером 0,1—1,5 мм. Содержание вкрапленников до 1,4% Ng=1,730, Np'=1,720; 54% i'eSiO ₃
Вторичные изменения	Неоднородная. Состоит из линз и прослоев со сферолитовой структурой, располагающихся в микроэвтакситовой, линзовиднотакситовой и комковатой фельзитовой массе	Стекловатая, с потокообразным направлением кристаллитов. Линзовидно-полосчатое чередование участков со стекловатой микрофельзитовой структурой, с участками с фельзитовой и мелкозернистой структурой
Основные числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому	Каолинизация, гидрослюдизация, карбонатизация, алуинизация	Очень слабые каолинизация, гидрослюдизация
Наличие перлитов	a — 8,2—12,6 b — 4,9—12,5 c — 2,2—4,1 s — 77,0—81,8	a — 11,5—12,9 b — 3,7—6,6 c — 1,4—3,4 s — 79,4—85,7
Среднее содержание SiO ₂	Не сопровождаются перлитами 67,4%	Сопровождаются перлитами 72,2%
Форма, условия залегания	Согласные пласты и линзы	Экструзивные и интрузивные секущие тела

2. На северной окраине Береговского холмогорья скважинами 3-Т, 52-с, 57-с, 77-с и 56-с в луковской свите вскрыты отложения прибрежных фаций, представленные туффитами, туфопесчаниками, гравелитами и га-

лечниками. Тщательное изучение состава галек показало, что в них отсутствуют бескварцевые плагиолипариты, хотя встречаются андезиты. Следовательно, бескварцевые плагиолипариты внедрились в посленижнесарматское время.

3. Определения абсолютного возраста плагиолипаритов Закарпатья и Земплинского массива (Словакия) произведены в лабораториях геологического факультета Львовского университета (1—14) и ИГЕМа (15—17).

Из табл. 11 видно, что цифры абсолютного возраста бескварцевых плагиолипаритов относятся к узкому интервалу — 9—15 млн. лет. В геохронологической шкале эти значения укладываются в переходный интервал между верхним миоценом и плиоценом, включающий верхний сармат, мзотис и понт, то есть именно те ярусы, которые объединяются панноном.

По морфологическим особенностям и условиям залегания бескварцевые плагиолипариты резко отличаются от нижнесарматской ассоциации кварцевых плагиолипаритов. Бескварцевые плагиолипариты образуют интрузивные штоки и купола, прорывающие нижнесарматские плагиолипариты, их туфолавы и спекшиеся туфы, представленные согласными пластами и линзами.

В табл. 12 приводим обобщенные характеристики нижнесарматских кварцевых плагиолипаритов и посленижнесарматских бескварцевых плагиолипаритов, позволяющие произвести сопоставление этих разновидностей и подчеркивающие их различие.

Неогеновый эффузивный комплекс Закарпатья включает продукты последовательной дифференциации основной магмы — базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты и липариты, представленные наземными и подводными извержениями лав и туфов, а также субвулканическими телами. Породы эффузивного комплекса группируются в двух вулканических грядах — в Чопской цепи погребенных вулканов и в Выгорлат-Гутинской гряде. Особняком стоят субвулканические образования флишевой области.

ЧОПСКАЯ ЦЕПЬ ПОГРЕБЕННЫХ ВУЛКАНОВ

В южной части Чопской впадины, в полосе, приуроченной к зоне ее сочленения с Паннонским массивом, распространены эффузивы, погребенные под покровом плиоценовых и миоценовых отложений и лишь местами выходящие под четвертичный покров. Ранее о распространенности вулканических пород в этой полосе можно было судить только по немногочисленным выходам и геофизическим данным. В последние годы здесь пробурены глубокие скважины, вскрывшие под осадочными породами мощные толщи эффузивов и туфов, что позволило изучить их и составить представление о масштабах, характере и времени вулканической деятельности в этом районе. Полученные нами материалы позволили выделить в пределах Чопской впадины цепь погребенных вулканов, протягивающуюся от юго-восточной ветви Выгорлат-Гутинской гряды до границы со Словакией и далее на запад до Прешовско-Токайской гряды (см. рис. 1).

Таким образом, прослеживается протяженная цепь погребенных вулканов (100—120 км), которую мы назвали Чопской. Вулканы, возможно, соединяются в вулканическую гряду и составляют северо-восточное звено внутренней вулканической цепи, обрамляющей Паннонский массив.

В пределах Советского Закарпатья Чопская цепь погребенных вулканов протягивается в северо-западном направлении полосой, длина которой достигает 80 км, ширина меняется от 5 до 15 км (см. рис. 1), и состоит из крупных стратовулканических сооружений, местами выходящих на поверхность (с. В. Добронь, Дрисинская горка, Черная гора). Скважинами вскрыты вулканогенные образования близ центров извержения и отдельные потоки лав и туфов, находящиеся в удалении от центров извержения. Вулканическую деятельность в цепи погребенных вулканов мы отнесли к двум фазам неогенового магматизма (см. табл. 1): ко II фазе, включающей нижнесарматские андезиты и андезито-базальты (стадия основных пород), а также нижнепаннонские даци-

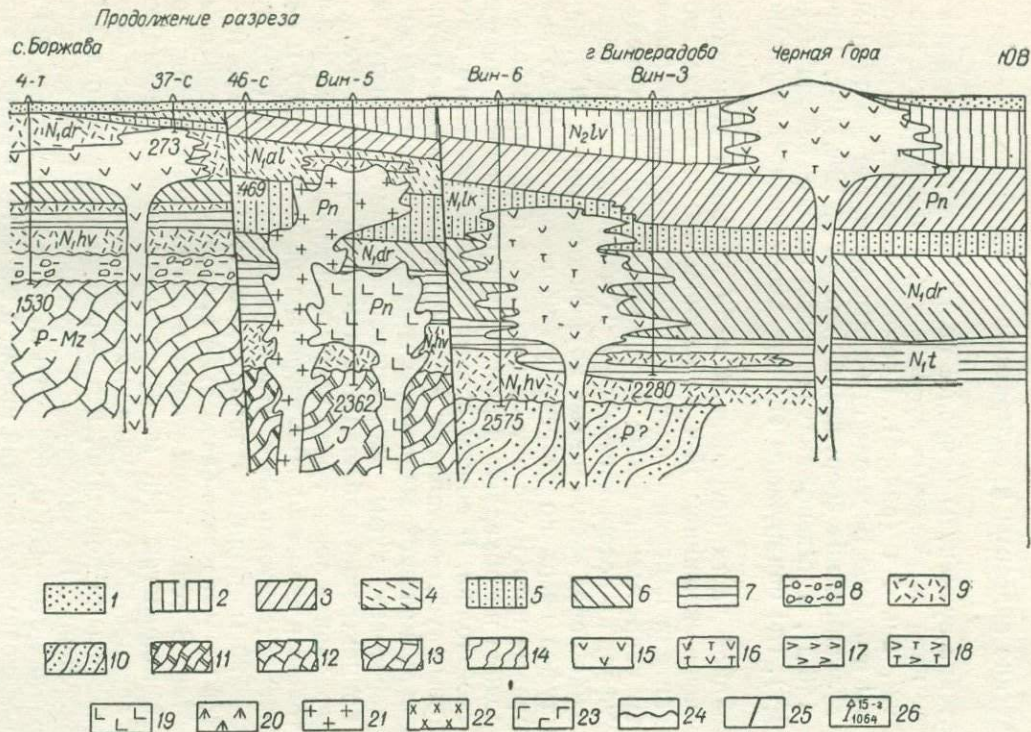


Рис. 6. Разрез через Чопскую цепь погребенных вулканов и Береговое холмгорье (по Б. В. Мерличу и С. М. Спитковской):

1 — четвертичные отложения; 2 — левантин; 3 — пannon; 4 — средний сармат (алмашская свита); 5 — нижний сармат (луковская свита); 6 — нижний сармат (добробратовская свита); 7 — торгой; 8 — бурдигал; 9 — морские липаритовые туфы (гельветские и нижнесарматские); 10 — палеогеновый фундамент; 11 — юрский фундамент; 12 — мезозойский фундамент; 13 — нерасчлененный мезозой-палеозойский фундамент; 14 — палеозойский фундамент; 15 — андезиты, андезито-базальты; 16 — андезитовые туфы; 17 — дациты; 18 — дацитовые туфы; 19 — бескарцевые плагиолипариты; 20 — лейкократовые дациты (гипабиссальный комплекс); 21 — гранодирит-порфиры (гипабиссальный комплекс); 22 — кварцевые диорит-порфиры (гипабиссальный комплекс); 23 — габбро-диабазы (гипабиссальный комплекс); 24 — несогласные контакты; 25 — разрывные нарушения; 26 — буровые скважины. Линия разреза показана на рис. 1.

ты и андезито-дациты (стадия кислых пород); и к III фазе, включающей верхнепаннон-левантинские андезиты, андезито-базальты и базальты. Следовательно, вулканическая деятельность в погребенной цепи проявилась тремя периодами вулканической активности: нижнесарматским, нижнепаннонским и верхнепаннон-левантинским.

Нижнесарматские андезиты и андезито-базальты

Нижнесарматские вулканы наиболее полно представлены в северо-западной части цепи погребенных вулканов, где они вскрыты скважинами 10-ч, 3-уж, 2-ч, 1-ч (рис. 6). Кроме указанных, сарматские вулканы развиты в районе Береговского холмогорья, где скважинами вскрыта кровля вулканических сооружений (скв. 57-с, 12-с, 19-с, 128-с, 68-с, 78-с, 37-с, 140-д), и северо-западнее Береговского района (скв. 50-с, 16-ч, Д-1, 3-Т), где обнаружены значительной мощности вулканогенные толщи.

В северо-западной части погребенной цепи вулканов вулканическая толща встречена скважиной 10-ч на глубине 450 м и более под отложениями левантин и верхней части нижнего сармата (луковская свлота). Далее идет непрерывная толща (мощность 855 м) лав, туфолав, агломератов и туфов, из которых скважина 10-ч не вышла. В общей толще вулканических пород взрывной коэффициент равен 39%, причем количество туфов вверх по разрезу уменьшается. Исследования показали, что лавовые потоки состоят из андезитов и андезито-базальтов, причем последние преобладают в разрезе и приурочены к нижней части вулканической толщи. В общем объеме пирокластического материала агломератовые туфы составляют 93%, что может свидетельствовать о близости вулканической жерловины к разрезу, вскрытому скважиной 10. Агломератовые туфы встречаются по всему разрезу, но наибольшая их концентрация наблюдается в нижней части разреза.

Подобное чередование лав и туфов вскрыто скважинами 50-с и 3-Т. Вулканическая толща в скважине 50-с встречена на глубине 560 м под фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего сармата. В интервале 560—590 м развиты агломератовые туфы; 590—715 м — андезиты; 760—850 м — андезито-базальты с прослоями агломератовых туфов и аргиллитов. В толще андезитовых вулканогенных пород этой скважины, общей мощностью 245 м, над туфами явно преобладают лавы. Другой особенностью этой вулканогенной толщи является перемежаемость с осадочными породами, что свидетельствует об отдаленности центра извержения. В скважине 3-Т вулканические образования вскрыты в интервалах 340—475 м, 635—690 м, общей мощностью 290 м среди туфогенно-осадочных отложений нижнего сармата. В разрезе этой скважины так же, как и в предыдущей, в значительной мере над кластическими породами преобладают лавы.

Андезито-базальты характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и в подчиненном количестве гиперстеном. Плагиоклаз во вкрапленниках двух генераций образует удлиненные идиоморфные таблицы размером

0,1—1 мм с четкими двойниками. Плагноклаз представлен лабрадор-битовнитом № 63—72, а в зональных зернах достигает до № 85—90. Моноклинный пироксен главным образом развит в основной массе породы и меньше во вкрапленниках. Основная масса микроделеритовая, переходящая в интерсертальную, состоит из микролитов плагноклаза, моноклинного пироксена и бурого стекловатого базиса.

Андезиты отличаются от андезито-базальтов меньшим количеством моноклинного пироксена в основной массе, что обуславливает гиалопилитовый и микролитовый рисунок основной массы, и большим количеством гиперстена во вкрапленниках.

Таблица 13

СОСТАВ ПЛАГИОКЛАЗОВ В АНДЕЗИТАХ ПО ЗАМЕРАМ
НА ФЕДОРОВСКОМ СТОЛИКЕ

№ образца	Характеристика зерна	Координаты			Кристаллографический элемент	№ плагноклаза	Среднее
		Ng	Nm	Np			
Б-50-с-9, гл. 647	Вкрапленник не зональный	42,5	64	59	В, I	78	78
Б-50-с-12, гл. 675,5	„	39	61,5	66,5	В, I	65	66
Б-50-с-15, гл. 822	„	48,5	53	64	Сп	66	
Б-50-с-15, гл. 822	„	71,5	28,5	69	В, I	67	65
Б-50-с-15	„	49	60	56	Сп	63	
Б-128-17, гл. 191	„	58,5	79,5	38	В, II	62	62
Б-128-17, гл. 191	„	39,5	64	60	В, I	69	69
Б-128-17, гл. 191	„	55	82	35,5	В, II	66	66
Б-126-17, гл. 191	„	74	26,5	69	В, II	67	67
Б-57-11, гл. 336	„	71	30	68	Д, П	65	65
Б-57-12, гл. 341	„	42,5	65	60	В, I	73	73
Б-37-12, гл. 341	„	37	61	68	В, I	70	70

Гиперстен развит только во вкрапленниках, образуя призматические выделения с отчетливым преохроизмом $N_g=1,707$; $N_p=1,694$, что отвечает 33 мол. % железистого компонента (В. Е. Тререр, 1958). В гиалопилитовых разностях андезитов стекло основной массы характеризуется $N=1,522—1,514$, что соответствует 55% содержания SiO_2 .

В андезито-базальтах и андезитах развиты кальцит и сидерит, замещающие плагноклазы и местами образующие гнезда и прожилки, темноцветные минералы часто замещены хлоритом. В указанных породах наблюдается миндалекаменная текстура с развитием пустот, выполненных халцедоном с $N=1,536$ и опалом с $N=1,440$. Некоторые пустоты заполнены карбонатами.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ НИЖНЕСАРМАТСКИХ АНДЕЗИТОВ ЧОПСКОЙ ЦЕПИ ПОГРЕБЕННЫХ ВУЛКАНОВ

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Вин-2-1419	Вин-3-1888	См-50-1	См-50-9	Уж-3-1	Б-3Т-9	Б-3Т-7а	Ч-16-61	Ч-18-11	Ч-10-32	Ч-10-59	Ч-10-66
SiO ₂	48,70	47,84	58,08	57,64	53,32	56,63	59,42	55,64	57,69	53,09	54,09	50,00
TiO ₂	0,98	1,34	0,90	0,94	1,10	0,91	0,94	0,60	0,55	1,00	0,51	1,24
Al ₂ O ₃	19,51	15,78	18,17	17,65	17,26	17,93	17,44	17,52	17,29	17,63	18,93	20,02
Fe ₂ O ₃	1,47	4,39	2,45	1,75	1,01	3,02	3,04	1,99	2,73	3,99	1,80	3,12
FeO	7,62	7,26	4,15	5,85	5,64	5,70	4,31	6,01	4,76	5,45	6,29	5,49
MnO	0,11	0,20	0,17	0,20	0,13	0,22	0,18	0,14	0,11	0,18	0,15	0,19
MgO	3,92	4,59	2,16	2,16	2,24	1,50	2,30	4,35	3,52	2,11	2,88	1,90
CaO	9,65	9,92	7,16	6,48	8,95	7,12	5,97	7,41	7,23	9,35	8,87	10,75
Na ₂ O	2,56	2,17	2,85	3,15	2,63	2,95	3,10	2,43	3,07	2,73	2,94	2,40
K ₂ O	0,18	0,78	1,26	1,49	1,38	1,73	1,76	1,00	0,58	1,00	1,00	0,54
H ₂ O ⁻	1,28	1,08	0,59	0,22	0,51	0,06	0,10	0,11	0,43	0,60	0,24	0,48
CO ₂	3,0	3,96	0,64	0,49	5,24	0,93	Не обн.	1,06	0,70	3,67	1,58	3,73
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,06	—	—	0,40	0,45	—	0,22	—
SO ₃	Не обн.	Не обн.	—	0,06	0,07	0,06	0,05	0,04	0,06	—	0,01	—
П. п. п.	1,41	1,13	Не обн.	1,25	—	0,72	1,50	1,14	1,48	Не обн.	1,01	0,22
Сумма	100,37	100,44	100,60	99,33	99,54	99,48	100,11	99,84	100,65	100,42	100,52	100,08

1 — андезит, Виноградово, скв. Вин-2, гл. 1419 м, лабор. Львовского ун-та; 2 — андезит, Виноградово, скв. Вин-3, гл. 1888 м, лабор. Львовского ун-та; 3 — андезит, с. Гороздывка, скв. 50-с, гл. 648 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 4 — андезит, с. Гороздывка, скв. 50-с, гл. 647 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 5 — андезит, Чопская впадина, скв. Уж-3, гл. 1297 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 6 — андезит, Береговский р-н, с. Ивановка, скв. 3Т, гл. 365 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 7 — андезит, Береговский р-н, с. Ивановка, скв. 3Т, гл. 356 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 8 — андезит, Чопская впадина, скв. 16-ч, гл. 915 м, лабор. Киевского ун-та; 9 — андезит, Чопская впадина, скв. 18-ч, гл. 1118 м, лабор. Киевского ун-та; 10 — андезит, Чопская впадина, скв. 10-ч, гл. 644 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 11 — андезит, Чопская впадина, скв. 10-ч, гл. 731—737 м, лабор. Киевского ун-та; 12 — андезит, Чопская впадина, скв. 10-ч, гл. 799,5—801,5 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 13 — Чопская впадина, скв. 10-ч, гл. 1334—1334,3 м, лабор. ИОНХ АН

Окислы	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
	Ч-10-88	Б-13-7	В-14-2	Б-19-236	Б-52-19	Б-52-22	Б-128-18	Б-128-23	Б-136-8	Б-617-3	Б-617-7	Б-50с-6	Б-50с-6а
SiO ₂	51,10	52,24	56,02	50,52	58,44	56,92	53,84	52,58	53,22	49,24	51,66	56,87	53,03
TiO ₂	0,87	1,16	1,09	1,05	1,10	0,99	1,06	1,03	1,02	1,10	0,87	1,02	0,92
Al ₂ O ₃	19,34	16,08	16,52	17,74	16,24	16,25	15,68	16,20	17,04	17,28	17,06	17,24	16,68
Fe ₂ O ₃	1,56	4,19	2,41	3,11	2,43	2,32	2,61	2,88	3,53	3,22	3,46	2,07	2,30
FeO	6,88	5,04	4,97	7,00	4,86	6,19	6,83	7,25	4,93	8,28	5,12	5,66	6,78
MnO	0,25	0,16	0,19	0,21	0,17	0,22	0,21	0,21	0,24	0,38	0,18	0,18	0,27
MgO	3,96	4,58	3,60	3,97	2,23	2,33	3,80	3,63	2,28	3,83	3,18	2,02	2,57
CaO	9,95	7,60	7,39	7,32	5,87	6,13	7,94	7,85	7,94	10,88	5,97	6,64	6,66
Na ₂ O	2,48	2,38	2,48	2,85	3,30	3,55	2,90	2,64	2,50	2,34	1,89	3,30	2,74
K ₂ O	0,44	0,86	1,88	1,60	1,88	2,53	1,48	1,41	1,54	0,53	2,14	1,52	1,24
H ₂ O-	0,68	2,08	0,84	1,16	0,43	0,31	0,83	1,02	1,74	0,64	1,40	0,64	0,92
CO ₂	2,13	0,07	Не обн.	0,60	0,51	1,35	0,75	1,31	2,14	1,56	2,78	0,27	2,56
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,04
SO ₃	—	1,15	Не обн.	Не обн.	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,10
П. п. п.	0,22	2,10	1,78	2,26	1,79	0,67	1,36	1,33	1,52	Не обн.	3,76	1,87	2,68
Сумма	99,86	99,69	99,17	99,39	99,30	99,76	99,29	99,24	99,64	99,28	99,54	99,43	99,49

УССР, Одесса; 14 — андезит, с. Доброселье, скв. 13, гл. 109 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 15 — андезит, с. Доброселье, скв. 14, гл. 89 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 16 — андезит, с. Доброселье, скв. 19, гл. 236 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 17 — андезит, с. Ивановка, скв. 52-с, гл. 440 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 18 — андезит, с. Ивановка, скв. 52-с, гл. 468 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 19 — андезит, г. Пеликан, скв. 128-с, гл. 200 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 20 — андезит, скв. 28-с, гл. 245 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 21 — андезит, с. Квасово, скв. 136-с, гл. 385 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 22 — андезит, с. Доброселье, скв. 617 м, гл. 38,2 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 23 — андезит, с. Доброселье, скв. 617, гл. 238 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 24 — андезит, Чопская впадина, с. Гороздывка, скв. 50-с, гл. 592 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 25 — андезит, Чопская впадина; с. Гороздывка, скв. 50-с, гл. 592 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса. Все анализы авторов.

Как указано выше, в вулканогенной толще нижнего сармата лавовые потоки часто сменяются туфолавами и агломератовыми туфами. Туфолавы состоят из крупных обломков андезита и андезито-базальта, аналогичных описанным. Обломки цементируются зеленовато-бурым стеклом с рассеянными микролитами плагиоклаза и микрообломками андезита. Стекло лавобрекчии характеризуется $N=1,516; 1,511$, что соответствует 57% содержания SiO_2 , и в общем состав стекол андезитов и туфолавы подобен. Цементирующая масса лавобрекчий в большинстве случаев замещена хлоритом, опалом, карбонатами. Результаты анализов нижнесарматских андезитов цепи погребенных вулканов приведены в табл. 14. Интерпретация петрохимического материала изложена в конце раздела при рассмотрении петрохимических особенностей всего эффузивного комплекса погребенных вулканов.

Паннонские дациты и андезито-дациты

Паннонские андезито-дациты и дациты наиболее полно вскрыты скважиной 15-ч в центральной части погребенной гряды, в смежном блоке развиты отдельные потоки лав и туфов этих пород, обнаружены скважинами 16-ч, 18-ч, 19-ч (см. рис. 6). Кроме того, дациты вскрыты скважиной 352-Н севернее г. Берегово. На юге Чопской впадины вдоль границы с Венгрией скважинами 66-с, 67-с и 7-ск среди паннонских отложений вскрыта толща дацитов и их туфов, соединяющаяся с массивом дацитов у с. Тарпа (Венгрия).

Скважиной 15-ч пробурен склон стратовулкана, здесь вулканическая толща находится на глубине 498 м под фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего паннона. С этой глубины и до забоя скважины (1064 м) следует непрерывная толща чередующихся лав и туфов в такой последовательности: 498—723 м — андезитовые туфы и туфолавы; 723—801 м — андезито-дацитовые лавы, туфолавы и агломератовые туфы; 801—1009 м — андезиты, андезитовые туфы и агломераты; 1009—1064 м — дациты. В общей толще вулканических пород мощностью 563 м количественные соотношения лав и туфов определяются взрывным индексом, равным 40%, однако распределение взрывного материала по разрезу неравномерное. В толще андезитов и дацитов верхней части разреза взрыв преобладает над лавами; в андезитах и дацитах нижней части разреза больше лав, чем туфов. Среди взрывного материала вулканической толщи скважины 15-ч выделены алевритовые, псаммитовые, псефитовые и агломератовые туфы. Последние развиты весьма подчиненно, что, возможно, свидетельствует об удаленности центра извержений от разреза скв. 15-ч. Скважина 16-ч вскрыла поток дацита и туфа мощностью 75 м под лавантинскими андезитами. Здесь лавы явно преобладают над туфами. В скважинах 18-ч, 19-ч дацитовые лавы и их туфы достигают 150 м мощности. Среди паннонских дацитов и андезито-дацитов можно выделить такие разности: 1) биотит-роговообманковые дациты; 2) гиперстеновые дациты и андезито-дациты; 3) пироксен-роговообманковые андезито-дациты; 4) липарито-дациты.

Биотит-роговообманковые дациты не имеют широкого развития и обнаружены только скв. 66-с в интервале 154—301 м. Породы эти характеризуются порфировой структурой, вкрапленники составляют 10—15% объема породы и представлены плагиоклазом, кварцем, биотитом и роговой обманкой.

Плагиоклаз образует широкие зональные таблицы размером 0,2—5 мм с полисинтетическими двойниками, принадлежит андезину-лабрадору № 49—53.

Таблица 15

СОСТАВ ПЛАГИОКЛАЗОВ В ДАЦИТАХ ПО ЗАМЕРАМ
НА ФЕДОРОВСКОМ СТОЛИКЕ

№ шлифа	Характеристика зерна	Координаты			Кристаллографический элемент	№ плагио-клаза
		Ng	Nm	Np		
См-66-4	Вкрапленник	32	60,5	78	В, 1	49
См-66-4	»	58	42,5	65	Сп.	51
См-66-4	»	34	64	77,5	В, 1	53

Ниже приводим показатели преломления плагиоклазов в дацитах:

Ng	Np	№ плагиоклазов, по В. Б. Татарскому
1,662	1,552	47—50
1,555	1,552	40—45

Кварц образует изометричные, трещиноватые и корродированные зерна размером 0,2—2,0 мм. Биотит — чешуйки размером 0,2—2,5 мм, четко плеохроирующие от светло-желтого по Np до бурого по Ng, с широкой опацитовой каймой. Роговая обманка образует полностью опацизированные идиоморфные кристаллы размером 1,5—2,5 мм.

Основная масса фельзитовая, переходная в микропойкилитовую, характеризуется пятнистой текстурой. На фоне фальзитового агрегата участками развиваются ориентированные кристаллиты и микролиты плагиоклаза, другие участки пропитаны тридимитом, образующим гнездовидные обособления. В дацитах наблюдаются мелкие ксенолиты диабазовых порфиритов, замещенные агрегатом тридимита, хлорита, гидрослюда и вкрапленностью рудных зерен.

Гиперстеновые дациты и андезито-дациты наиболее широко развиты среди паннонских вулканитов погребенной цепи, они вскрыты скважинами 66-с, 352-Н (с. Горонда), 15-ч, а также в карьере с. Тарпа (Венгрия). Макроскопически это плотные темно-серые породы с отчетливой порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом и гиперстеном. Спорадически наблюдаются единичные зерна моноклинного пироксена и роговой обманки. Количество вкрапленников составляет 20—40% объема породы.

Плагиоклаз образует широкие и узкие идиоморфные таблицы размером 0,2—5 мм и гломеропорфировые скопления. Широкие таблицы обычно зональны, в некоторых видны простые и полисинтетические двойники. Внешние зоны узкие и, судя по углу погасания N_p с (010) в зоне [001] и [010], представлены андезином № 44—47. Центральные широкие зоны содержат сетчатые включения стекла основной массы и представлены андезином-лабрадором.

В некоторых разностях андезито-дацитов (скважина 15-ч) состав плагиоклаза более основной и достигает лабрадора-битовнита (табл. 16, 17).

Гиперстен представлен короткими, реже удлиненными, призматическими кристаллами размером 0,1—1,5 мм, ясно плеохроирующими от зеленоватого по N_g до розового по N_p . В большинстве зерен наблюдается опалитовая кайма. Показатели преломления $N_g=1,724$, $N_p=1,712$, что соответствует содержанию 50% железистого компонента. Зерна содержат включения апатита, редко моноклинного пироксена, замещаются карбонатами.

Основная масса в большинстве случаев фельзодацитовая, переходная в микропойкилитовую. На фоне фельзитового агрегата наблюдаются микролиты плагиоклаза, часто направленно расположенные. Стекловатый агрегат также обнаруживает следы течения. В некоторых стекловатых разностях андезито-дацитов (скв. 15) четко выделяются перлитовые овоиды. В более раскристаллизованных разностях структура основной массы приобретает микропойкилитовый либо микрогипидиоморфнозернистый облик и представляет плотное срастание микролитов плагиоклаза, кварца, калишпата, а иногда тридимита. Дациты и андезито-дациты часто содержат мелкие измененные ксенолиты диабазовых порфиритов, а также гломеропорфировые стяжения более крупных зерен плагиоклаза и пироксена.

Гиперстеновые дациты и андезито-дациты сопровождаются псефитовыми кристаллолитокластическими туфами, в которых кластический материал составляет 70% объема породы и представлен кристаллами плагиоклаза и гиперстена, а также обломками пород дацита и андезито-дацита разной степени раскристаллизации. Размер обломков определяется от 0,2 до 40—50 мм. Цементирует обломки бурое изотропное глинистое вещество, заместившее стекловатый базис.

Пироксен-роговообманковые андезито-дациты вскрыты скважинами 16-ч, 18-ч, 19-ч и 15-ч. Выделенная разность характеризуется отчетливой порфировой структурой, вкрапленники составляют 20—40% объема породы и представлены плагиоклазом, роговой обманкой и пироксеном. В дацитах скважины 18-ч и 15-ч среди вкрапленников развиты единичные зерна кварца.

Плагиоклаз образует идиоморфные таблицы, часто сильно трещиноватые и частично оплавленные. Зерна размером 0,2—3 мм зональны, с полисинтетическими двойниками, содержат многочисленные включения стекла иногда с газовой фазой, расположенные по зонам роста кристалла. Центральные зоны сложены лабрадором № 56—70, а периферийные — андезином № 47—50 (замеры по углу погасания в зо-

нах перпендикулярных (010) и (001)). В незональных зернах основность плагиоклазов несколько понижается до андезина № 40—46 (скв. 18-ч), а в более кислых разностях достигает № 40 (скв. 15-ч). Зерна плагиоклаза замещаются серицитовым агрегатом, а иногда кварц-хлорит-карбонатным.

Таблица 16

СОСТАВ ПЛАГИОКЛАЗОВ В АНДЕЗИТО-ДАЦИТАХ ПО ЗАМЕРАМ
НА ФЕДОРОВСКОМ СТОЛИКЕ

№ образца	Характеристика зерна	Координаты			Кристаллографический элемент	№ плагиоклаза
		Ng	Nm	Np		
T-1 Тарпа	Вкрапленник	62	35,5	70	B, I	46
”	”	75	52,5	48	B, II	48
Ч-15-26 Скв. 15-ч	”	44	58,5	62	B [010]	68
Ч-15-26	”	55	87,5	35	B ⊥ (001)	82
Ч-15-26	Вкрапленник зональный (центр)	44	65,5	56	B [010]	89

Таблица 17

ЗАМЕР ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРЕЛОМЛЕНИЯ ПЛАГИОКЛАЗОВ
В АНДЕЗИТО-ДАЦИТАХ

№ образца	Характеристика зерна	Ng	Np	№ плагиоклаза*
См-66 Скв. 66-ч	Вкрапленник зональный, центр	1,564	1,557	55 (по В. Б. Тарскому)
Ц-352 Скв. 352	Вкрапленник	1,560	1,554	50 ”
Ч-15-26	Вкрапленник зональный, центр	1,574	1,565	73 ”
Ч-15-26	Краевая зона	1,565	1,557	57 ”

* Номер плагиоклаза по замерам иммерсии.

Зерна фемических минералов в большинстве случаев полностью или частично замещены карбонатами с обильными выделениями рудных зерен. Роговая обманка образует удлиненные призм размером 0,1—4 мм, почти всегда окруженные опалитовой каймой. Моноклинный пироксен обычно образует сростания с зернами роговой обманки.

Основная масса представляет фельзитовый кварц-полевошпатовый агрегат с обособлениями микропйкилитовой и сферолитовой раскристаллизации. В некоторых разностях наблюдается отчетливая флюи-

дальность. Порода содержит ксенолиты андезита, аргиллита и песчаника. Представление о химизме описанных паннонских разностей дацитов и андезито-дацитов можно составить по данным табл. 18.

Верхнепаннон-левантинские базальты, андезито-базальты и андезиты

Основные породы верхнепаннон-левантинского возраста слагают верхнюю часть вулканогенной толщи Чопской цепи погребенных вулканов и вскрыты рядом скважин под четвертичными отложениями (скв. 16-ч, Д-1 и другие). Кроме того, паннон-левантинские основные породы слагают конусовидные выступы моногенных вулканов. Наиболее полно эти породы вскрыты в центральной части погребенной цепи скважинами 16-ч и Д-1. В этих скважинах под отложениями Чопской свиты в интервалах 121—715 м (скв. 16-ч) и 120—725 м (скв. Д-1) пересечена толща чередующихся лав и туфов андезито-базальта и андезита. Количественные соотношения лав и туфов характеризуются высоким взрывным индексом, равным 58%. Судя по перемежаемости лав и туфов, скважинами 16-ч и Д-1 вскрыт склон стратовулкана. Отдельные потоки лав и туфов, относящиеся к этому стратовулкану, обнаружены под левантинскими отложениями скважинами 18-ч, 19-ч. Другими районами широкого развития погребенных паннон-левантинских основных пород являются Беганьский (скв. 254, 7-с, 198) и Свободы (скв. Св-4, Св-8 и др.), расположенные на юге Чопской впадины. Скважинами 7-с и 198 обнаружены агломератовые туфы базальтов, образующие, по-видимому, отложения шлакового конуса; они сложены лапиллями, гравием и псефитовыми обломками пузыристых базальтов, составляющих 80% взрывного материала, и обломками бескварцевых плагиолипаритов. Цементирует обломки бурое рыхлое глинистое вещество.

Конусовидным выступом над равнинной частью Чопской впадины является останец андезитового вулкана — Дрисинская горка, который возвышается над равнинной частью Чопской впадины на 40—50 м в виде пологого холма диаметром 300—320 м. Примерно в центральной части холма карьером вскрыта жерловина вулкана, выполненная андезитовым агломератом. Диаметр жерловины 30—40 м. К жерловине примыкают наклонные потоки слоистого андезита. Непосредственно у жерловины угол наклона слоистых андезитов достигает 20°, затем они выполаживаются, достигая 10 и 7°. По-видимому, это останец моновулкана, деятельность которого закончилась взрывом, давшей жерловую брекцию.

Другим останцем моновулкана, расположенного восточнее Дрисинской горки, является гора Шаланка, которая возвышается над равниной на 250 м, диаметр ее 2,5 км. По данным В. В. Золотухина (1960), гора сложена двупироксеновыми андезито-базальтами, потоки которых имеют периклинальное залегание с углами падения 5—7°. Туфы здесь не обнаружены. Вероятно, гора Шаланка — останец лавового вулкана.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПАННОНСКИХ ДАЦИТОВ И АНДЕЗИТО-ДАЦИТОВ ЧОПСКОЙ ЦЕПИ ПОГРЕБЕННЫХ ВУЛКАНОВ

Оксиды	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
	66-с	67-с	66-с	См-66-7	Т-Р-1	Т-1	Т-2	Тр-2	Ч-15-78	Ч-18-29	Ч-18-44	1-7-ск	352-18	Ч-15-25	Ч-15-26-а
SiO ₂	67,15	72,00	66,70	66,29	66,31	67,20	65,32	65,81	68,11	68,76	63,90	66,44	64,82	59,71	59,88
TiO ₂	0,14	0,35	0,30	0,65	0,40	0,53	0,48	0,67	0,31	0,30	0,37	0,60	0,60	0,70	0,70
Al ₂ O ₃	13,03	14,13	15,28	15,09	17,65	16,22	15,79	15,02	13,59	14,55	16,69	15,39	15,94	16,71	16,24
Fe ₂ O ₃	6,10	3,85	4,80	3,10	3,08	2,23	3,54	3,31	2,60	1,84	0,68	3,11	3,15	2,98	3,11
FeO	—	—	—	1,72	1,99	2,13	1,61	1,24	1,18	1,63	1,93	1,01	2,48	2,81	3,17
MnO	0,12	0,09	0,22	0,14	0,09	0,06	0,08	0,09	0,04	0,06	0,06	0,12	0,08	0,10	0,11
MgO	1,20	0,55	2,21	1,06	1,25	1,00	0,36	1,28	0,50	0,20	0,80	0,80	1,17	1,22	1,98
CaO	2,75	2,75	2,78	3,80	3,86	3,30	3,70	4,19	2,29	2,66	3,78	3,74	5,14	6,06	6,08
Na ₂ O	2,80	3,11	3,00	3,90	2,54	3,60	4,08	3,31	2,15	3,86	2,99	3,35	3,42	2,55	2,43
K ₂ O	2,00	2,40	2,20	2,32	2,00	2,90	2,64	2,40	2,69	3,24	1,64	2,24	1,98	2,69	2,58
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,97	2,59	1,60	1,43	1,80	2,88	0,75	2,78	1,00	Не обн.	0,29	0,38
CO ₂	—	—	—	—	0,20	Сл.	—	0,75	—	1,73	3,74	0,24	1,00	—	—
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	—	0,20	0,112	0,07	0,07	—	—	—	0,14	0,13
SO ₃	Не обн.	Не обн.	—	—	—	0,47	—	0,03	—	—	—	—	Не обн.	Не обн.	0,10
S	—	—	—	—	—	Не об.	0,01	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,55	0,53	—	0,64	Не опр.	—	—	—	—	—	3,48	3,80
П. п. п.	4,28	1,68	1,58	Не обн.	0,19	0,78	—	2,34	3,16	—	—	2,27	0,23	—	—
Сумма	99,83	100,91	98,27	99,59	100,60	100,42	100,20	99,80	100,57	99,65	99,43	100,31	100,01	99,30	100,69

26 — дацит, Берегово, с. Лужанка, скв. 66, гл. 165 м, лабор. Закарпатской экспедиции; 27 — дацит, Берегово, с. Лужанка, скв. 67, гл. 191,1 м, лабор. Закарпатской экспедиции; 28 — дацит, Берегово, с. Лужанка, скв. 66, гл. 347 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 29 — андезито-дацит, Венгрия, карьер Тарпа, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 30 — андезито-дацит, Венгрия, карьер Тарпа, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 31 — Венгрия, карьер Тарпа, лабор. треста «Киевгеология»; 32 — дацит, Венгрия, карьер Тарпа, М. Vende (1926); 33 — дацит, Венгрия, карьер Тарпа, лабор. треста «Киевгеология»; 34 — дацит, Чопская впадина, скв. 15-ч, гл. 1052—1058 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 35 — дацит, Чопская впадина, скв. 18-ч, гл. 708—710,9 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 36 — дацит Чопская впадина, скв. 18-ч, гл. 993—1005 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 37 — дацит, Лужанка, скв. 7-ск, гл. 261 м, лабор. Львовского ун-та; 38 — дацит, Горонда, скв. 352, гл. 157 м, лабор. Львовского ун-та; 39 — андезито-дацит, Чопская впадина, скв. 15-ч, гл. 779,2—782 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 40 — андезито-дацит, Чопская впадина, скв. 15-ч, гл. 779,2—782 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса. Анализы 26—28 — Э. М. Тротова (1969); анализ 31 — Г. Г. Сасина. Остальные анализы авторов.

Крайним восточным выходом вулканических пород на поверхность является Черная Гора, расположенная близ слияния цепи погребенных вулканов с юго-восточной ветвью Выгорлат-Гутинской гряды. Черная Гора представляет массив вулканических пород, имеющий в плане размеры 4×3 км и возвышающийся над равниной на 450 м. По данным В. В. Золотухина (1966) и Е. Ф. Малеева (1964), Черная Гора представляет собой стратовулкан, сложенный потоками базальтов, андезито-базальтов, двупироксеновых андезитов с прослоями туфов, в том числе агломератовых, субвулканическими телами дацитов и двупироксеновых андезитов. Верхнепаннон-левантинскую вулканогенную толщу слагают двупироксеновые андезиты, андезито-базальты и базальты.

Двупироксеновые андезиты наиболее распространены среди цепи погребенных вулканов. Они принимают участие в строении Черной Горы, Дрисинской горки, погребенного стратовулкана (скв. 15-ч) и вскрыты другими мелкими скважинами. Породы эти порфировой структуры, вкрапленники слагают 30—35% общего объема породы и представлены плагиоклазом, гиперстеном и моноклинным пироксеном.

Плагиоклаз вкрапленников образует таблитчатые идиоморфные зерна размером 0,4—1,0 мм, многократнозональные с полисинтетическими двойниками. Центральные зоны проплавлены стеклом основной массы. Состав плагиоклаза изменяется от лабрадора до битовнита и соответственно характеризуется следующими показателями преломления*:

№ 63—67	$N_g=1,568$	$N_p'=1,562$
№ 73	$N_g=1,574$	$N_p'=1,565$
№ 84—87	$N_g=1,580$	$N_p'=1,570$

Гиперстен образует удлинено-призматические кристаллы размером 0,2—1,5 мм, интенсивно плеохроирующие по обычной схеме. Зерна гиперстена часто формируют гломеропорфиновые срастания с моноклинным пироксеном, бывают окружены реакционной каймой, состоящей из мелких зерен моноклинного пироксена. Показатели преломления: $N_g=1,720$, $N_p=1,707$, что соответствует 47% содержания FeO. По трещинкам иногда замещается хлоритом.

Моноклинный пироксен образует короткостолбчатые кристаллы размером 0,2—0,6 мм, слегка зеленоватые, с четкими простыми и полисинтетическими двойниками. Некоторые зерна полностью замещены хлоритом и гидроокислами железа.

Основная масса двупироксеновых андезитов гиалопилитовая, переходная в микролитовую, а иногда в пилотакситовую, состоит из микролитов плагиоклаза, погруженных в серый замещенный стекловатый базис. В некоторых разностях наблюдаются изометричные выделения стекла, проросшие микролитами плагиоклаза, и тогда структура приобретает микропйкилитовый облик. В измененных породах основную массу замещают глинистый агрегат и гидроокислы железа. В породе прослеживаются гломеропорфиновые скопления, которые состоят из

* Определения по В. Б. Татарскому.

зерен плагиоклаза и моноклинного пироксена, сцементированных кварц-полевошпатовым микропегматитовым агрегатом.

Андезито-базальты развиты в пределах Черной Горы, горы Шаланка и погребенного стратовулкана, вскрытого скважинами 16-ч (интервал 121—295 м) и Д-1 (интервал 130—268 м). Андезито-базальты Черной Горы и Шаланки описаны В. В. Золотухиным (1966); мы приводим описание андезито-базальтов, вскрытых скважинами 16-ч и Д-1. Описываемая толща характеризуется чередованием лав и туфов. Мощность отдельных потоков лав изменяется в пределах от 3—5 м до 40—60 м. Андезито-базальты разных потоков идентичны, характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники составляют 20—25% породы, представлены плагиоклазом, гиперстеном и моноклинным пироксеном.

Плагиоклаз образует широкие и несколько удлинённые лейсты (размером 0,5—5,0 мм) зонального строения с простыми и полисинтетическими двойниками. Показатели преломления центральных зон зональных кристаллов:

Плагиоклаз № 82—86	$N_g = 1,578$	$N_p' = 1,570$
„ № 74—76	$N_g = 1,574$	$N_p' = 1,567$

Гиперстен образует удлинённые и широкие призмы размером 0,2—1,5 мм, отчетливо плеохроирующие. Вокруг некоторых зерен гиперстена видны реакционные оторочки из мелких зерен моноклинного пироксена. Показатели преломления: $N_g = 1,711—1,709$, $N_p = 1,702—1,698$, что соответствует 35—40 мол. % FeO.

Моноклинный пироксен во вкрапленниках имеет подчиненное значение, более развит в основной массе. Зерна образуют небольшие столбчатые выделения, часто двойникового строения. Показатели преломления: $N_g = 1,726—1,724$, $N_p = 1,694—1,692$, что соответствует содержанию 40—45 мол. % CaFe.

Основная масса характеризуется переходными структурами — от микродолеритовой до пилотакситовой, состоит из идиоморфных микролитов плагиоклаза и моноклинного пироксена, погруженных в бурый стекловатый базис. В основной массе значительны выделения мелких зерен магнетита.

Пирокласты этой толщи состоят из псефитовых и псаммитовых туфов, в которых преобладают обломки андезито-базальтов с различной степенью раскристаллизации основной массы. Отличительной особенностью пород толщи андезито-базальтов является отсутствие опацитовой каймы вокруг вкрапленников темноцветных минералов, заметны сортированность кластического материала в туфах и свежий облик пород.

Базальты в цепи погребенных вулканов обнаружены только в Беганском районе, где рядом скважин (Бг-254, 7-с, Бг-198, Бг-252, Бг-213) вскрыты их лавовые потоки, шлаковые агломератовые туфы и маломощные дайки. По минеральному составу выделяются оливин-авгитовые базальты и порода типа трахибазальта.

Оливин-авгитовые базальты образуют 40-метровую пачку, залегающую на агломератовых туфах того же состава (скв. 254, 7-с, 198). Это черные плотные породы порфировой структуры с обилием мелких

вкрапленников, составляющих 60—65% общего объема породы и представленных плагиоклазом, авгитом и оливином.

Плагиоклаз составляет 35% общего объема породы, представлен таблицами размером 0,2—1,2 мм с полисинтетическими двойниками. Показатели преломления: $N_g = 1,581$, $N_p' = 1,570$, что соответствует битовниту № 86.

Авгит составляет 18—20% общего объема породы и представлен короткостолбчатыми кристаллами размером 0,1—0,2 мм, слабо окрашенными в буровато-зеленый цвет, плеохроирующими в светло-зеленых тонах: по N_g — серо-зеленый, по N_m — буровато-зеленый, по N_p — светло-зеленый. В поперечных разрезах наблюдается аномальная серовато-синяя окраска с отчетливой дисперсией $\rho > V$. В некоторых зернах видны двойники. Показатели преломления: $N_g = 1,730$, $N_p' = 1,710$.

Оливин слагает около 6—7% общего объема породы, образует округлые, удлиненные и ромбовидные бесцветные зерна размером 0,2—0,6 мм, замещающиеся частично и полностью зеленым серпентиновым агрегатом и карбонатами.

Основная масса микрозернистая, иногда переходит в микродолеритовую и состоит из удлиненных микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены моноклинным пироксеном и тонкой рудной вкрапленностью, а также местами небольшим количеством стекла. В верхней части потока оливин-авгитовые базальты приобретают стекловатый облик. Такие стекловатые разности базальтов характеризуются афировой или витропорфировой структурой и пузыристой текстурой. Пустоты в них овальные и округлые размером 0,04—1,0 мм. По стенкам этих пустот иногда развивается буровато-зеленый изотропный нонитрит (?).

Туфы оливин-авгитовых базальтов кристаллокластические, состоят из преобладающих обломков пузыристых оливин-авгитовых базальтов, обломков спекшихся плагиолипаритовых туфов и бескварцевых плагиолипаритов, обломков базальтового стекла и кристаллов плагиоклаза и авгита. Связующая масса туфов рыхлая, состоит из мелких осколков вулканического стекла и продуктов его разложения. Размер обломков от 0,1 мм до нескольких сантиметров, характерно, что обломки спекшихся плагиолипаритовых туфов алунитизированы, а обломки базальтов не затронуты алунитизацией. Соотношение обломков изменяется вглубь по разрезу туфогенной толщи, при этом наблюдается чередование слоев, обогащенных обломками базальтов, и слоев, обогащенных обломками плагиолипаритов. Общая особенность туфов — отсутствие слоистости и сортировки обломочного материала и слабая цементация кластических зерен.

Трахибазальты представляют собой черные плотные породы с тонкозернистой основной массой. Вкрапленники состоят из зерен плагиоклаза, кварца, оливина и моноклинного пироксена и составляют 15—20% объема породы.

Плагиоклаз вкрапленников образует широкие и удлиненные таблицы часто зонального строения. Причем наблюдается четкая трехкратная зональность с обратным расположением зон роста: центральная

зона, состоящая из андезина, обрастает зональной каймой лабрадора. Отдельным зонам роста соответствуют простые вкрапленники разных генераций. Плагноклаз второй генерации — это широкие таблицы размером 0,5—1 мм с показателями преломления $N_g=1,567$, $N_p=1,562$, соответствующие лабрадору № 60—67. Плагноклаз третьей генерации близок по составу микролитам основной массы, представлен таблицами размером 0,6—1,0 мм с полисинтетическими двойниками и показателями преломления $N_g=1,563$, $N_p'=1,557$, соответствующими лабрадору № 54—57.

Кварц образует ксеногенные вкрапленники, сохранившиеся в единичных корродированных зернах, размером 0,1—1,5 мм. Зерна окружены реакционной каймой, состоящей из микровыделений моноклинного пироксена и хлорит-карбонатного агрегата. В некоторых случаях зерна кварца полностью замещены хлорит-карбонат-пироксеновым агрегатом.

Оливин образует неправильные, изометричные шестиугольные ромбовидные зерна размером 0,2—0,5 мм, замещенные хлоритом. Зерна составляют около 3% объема породы. Моноклинный пироксен во вкрапленниках наблюдается в виде единичных удлинённых зеленоватых слабоплекхроирующих кристаллов размером 1,5 мм.

Основная масса тонкозернистая, состоит из микролитов плагноклаза двух генераций — лабрадора № 54—57 и андезина № 33, моноклинного пироксена, редких зерен оливина и калишпата. Калишпат и бурое стекло выполняют тонкие промежутки между зернами плагноклаза и моноклинного пироксена, которые находятся почти в равных соотношениях. В верхней части потоков трахибазальты приобретают стекловатый пузыристый облик, вкрапленники темноцветных окружены опалитовой каймой. Подстилаются трахибазальты кристалло-литокластическими псаммитовыми туфами.

Данные о химическом составе пород верхнепаннон-левантинских андезитов, андезито-базальтов и базальтов приведены в табл. 19.

Данные химических анализов пород андезитового вулканизма Чопской цепи погребенных вулканов (см. табл. 14, 17, 19) пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого и нанесены на вариационную диаграмму рис. 7, из которой видно, что вулканические породы описываемого комплекса, подобно эффузивам Выгорлат-Гутинской гряды, принадлежат к известково-щелочному типу, занимая промежуточное положение между типом Пеле и Лассен-Пик. Необходимо отметить полную тождественность положения средней линии эффузивов Выгорлат-Гутинской гряды и цепи погребенных вулканов. Продукты сарматского вулканизма цепи погребенных вулканов, за небольшим исключением, образуют локализованную в нижней части диаграммы серию точек, отражающих развитие только основных дифференциатов.

Для оценки сходства и различий выделенных нами групп в эффузивном (андезитовом) комплексе данные химических анализов подвергнуты статистической обработке методом многомерного дисперсионного анализа. Все вычислительные операции произведены на ЭВМ «Минск-22». Так как для эффузивов Чопской цепи погребенных вулканов мы приняли трехчленное деление (1 — сарматские андезиты и ан-

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПАННОН-ЛЕВАНТИНСКИХ АНДЕЗИТОВ, АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВ И БАЗАЛЬТОВ ЧОПСКОЙ ЦЕПИ ПОГРЕБЕННЫХ ВУЛКАНОВ

Окислы	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
	252-5	254-6	Ч-15-676	Ч-15-73	Ч-16-3	Ч-16-3	Ч-16-8	Ч-Др-3	Ч-Др-5	В-140-с-9	С-7
SiO ₂	52,93	47,92	56,94	56,56	57,63	57,08	56,25	59,82	60,80	60,64	58,14
TiO ₂	1,06	1,12	0,91	0,57	0,45	0,66	0,46	0,44	0,41	0,94	0,92
Al ₂ O ₃	18,90	19,32	18,74	17,76	17,70	17,03	17,64	17,06	17,29	16,44	17,44
Fe ₂ O ₃	4,40	3,99	3,00	1,31	1,17	2,13	3,06	1,98	2,94	2,15	6,54
FeO	2,51	5,46	2,84	5,58	5,44	5,06	3,74	4,39	3,21	4,84	1,58
MnO	0,15	0,20	0,12	0,12	0,23	0,21	0,06	0,12	0,14	0,14	0,12
MgO	5,12	4,05	0,91	2,57	3,89	3,87	4,66	3,50	3,09	1,36	3,83
CaO	6,78	12,80	8,05	8,01	7,35	8,18	7,58	6,15	6,15	5,54	7,10
Na ₂ O	3,40	2,35	2,99	3,25	2,87	2,62	3,12	2,89	3,38	3,52	2,40
K ₂ O	3,00	1,20	2,16	2,26	1,45	1,31	1,23	1,90	0,42	1,88	1,22
H ₂ O ⁻	0,90	0,06	0,48	0,16	0,50	0,62	1,08	0,23	0,60	—	0,10
CO ₂	0,30	1,88	1,73	1,58		1,14	0,18	0,18	0,18	1,93	0,26
P ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.		0,26	0,45		0,41	0,23	0,24	0,13	Не опр.
SO ₃	"	"		0,05	0,06		0,05	0,02	0,01	0,04	"
S _{сультф.}	"	"									"
H ₂ O ⁺	"	"	0,60					0,01	0,01		"
П. п. п.	1,30	0,41	Не обн.	0,69	1,02	0,62	1,12	1,65	0,69	2,46	0,32
Сумма	100,75	100,76	99,47	100,73	100,21	100,53	100,64	100,56	99,56	100,10	99,97

41 — базальт, Беганьский р-н, скв. 252, гл. 136 м, лабор. Львовского ун-та; 42 — базальт, Беганьский р-н, скв. 254, гл. 196 м, лабор. Львовского ун-та; 43 — андезит, Чопская впадина, скв. 15-ч, гл. 983 м, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 44 — андезит, Чопская впадина, скв. 15-ч, гл. 1001—1006 м, лабор. Киевского ун-та; 45 — андезит, Чопская впадина, скв. 16-ч, гл. 168—171 м, лабор. Киевского ун-та; 46 — андезит, Чопская впадина, скв. 16-ч, гл. 168—171 м, лабор. Львовского ун-та; 47 — андезит, Чопская впадина, скв. 16-ч, гл. 472—476 м, лабор. Киевского ун-та; 48 — андезит, Чопская впадина, г. Дрисно, карьер, лабор. Киевского ун-та; 49 — андезит, Чопская впадина, г. Дрисно, карьер, лабор. Киевского ун-та; 50 — андезито-дацит, район г. Шаланки, скв. 140, гл. 121 м, лабор. треста «Киевгеология»; 51 — андезит, Словакия, Кралевский хлмец, лабор. Львовского ун-та. Все анализы авторов.

дезито-базальты; 2 — паннонские дациты и андезито-дациты; 3 — паннон-левантинские андезиты-базальты), то для каждой выделенной группы вычислены значения критериев равенства векторов математи-

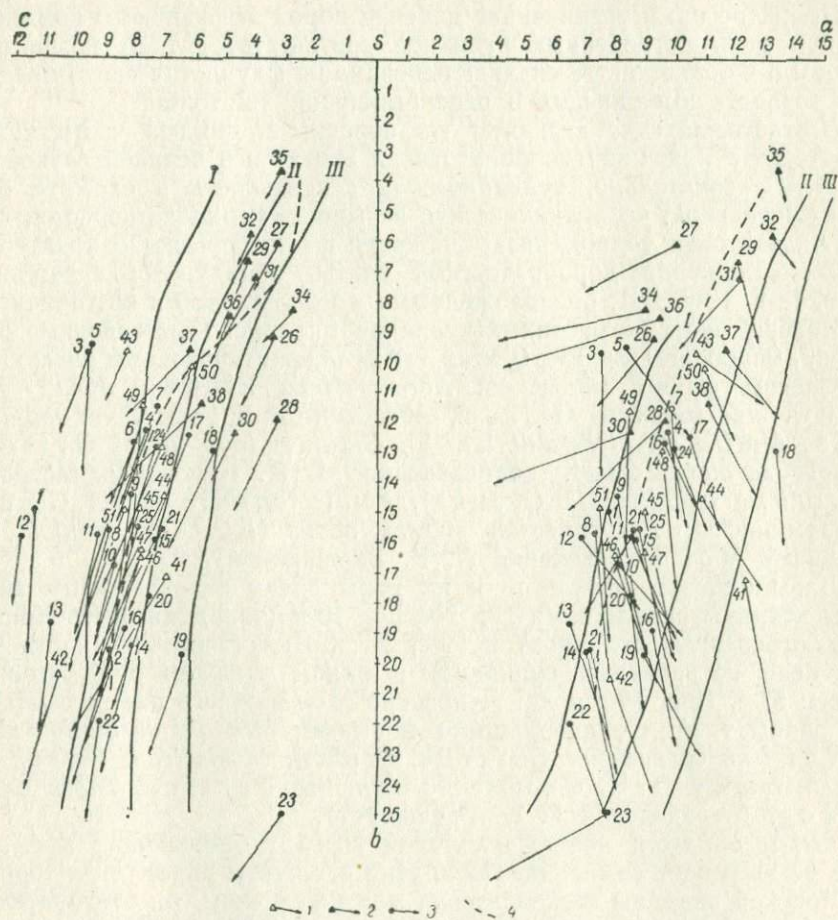


Рис. 7. Диаграмма химических составов неогеновых вулканических пород Чопской цепи погребенных вулканов (по А. Н. Заварицкому):

1 — паннон-левантинские андезиты и андезито-базальты; 2 — паннонские дациты и андезито-дациты; 3 — сарматские андезиты и андезито-базальты; 4 — линии средних составов пород Выгорлат-Гутинской гряды (по В. С. Соболеву); I — вариационная линия типа Пеле; II — вариационная линия типа Лассен-Пик; III — вариационная линия типа Йеллоустонского парка.

ческих ожиданий содержаний окислов породобразующих элементов и значения критериев равенства матриц ковариаций. Геологическая интерпретация полученных данных будет приведена ниже.

Возрастные соотношения эффузивов Чопской цепи погребенных вулканов

Принятое нами трехчленное деление пород эффузивного комплекса Чопской цепи погребенных вулканов соответствует трем возрастным группам и в большинстве случаев основано на фаунистических определениях возраста вмещающих и перекрывающих их толщ.

Нижнесарматские андезиты установлены в нижней части нижнесарматских отложений (доробратовская свита) и в верхней (луковская свита). Следовательно, вулканическая деятельность в сармате была продолжительной, но вулканические вспышки сменялись периодами покоя. Андезитовая толща, развитая среди фаунистически охарактеризованных отложений доробратовской свиты, обнаружена скважинами 2-Вин, 18-ч, 16-ч, Д-1, расположенными в центральной и восточной частях Чопской цепи погребенных вулканов (см. рис. 1). Осадочные отложения, вмещающие андезиты и их туфы, охарактеризованы следующим комплексом фауны моллюсков: *Abra reflexa* Eichw., *Abra reflexa* Eichw. var *magurica* Mois., *Maetra* cf. *bickwaldi* Lask., *Gardium inopinatum* Grischk., *Modiola sarmatica* Gat. (определения М. И. Буровой); гастропод: *Leptocythera canaliculata* (Reuss), *Poraleptocythera tennis* (Reuss) и фораминифер: *Porosonion subgra nosus* (Egger), *Nonion bogdanowiczia* Vol (определения Л. В. Бурындиной).

Лавы андезито-базальтов и их туфы среди отложений луковской свиты вскрыты скважинами 1-ч, 2-ч, 3-ч, 10-ч (западная часть Чопской цепи погребенных вулканов) и 50-с, 3-т, 3-Вин (восточная часть Чопской цепи погребенных вулканов) и рядом скважин в Береговском районе: 57-с, 12-с, 19-с и др. Луковские слои нижнего сармата охарактеризованы такими руководящими формами: *Modiola sarmatica* Gat., *Cardium transcarpaticum* Grischk., *Cardium sarmaticum* Bard., *Modiola incrassata* Orb., *Cardium vindobonense* Partsch, *Tapes axajicus* Vog. (определения Г. Н. Гришкевич).

Таким образом, нижнесарматский возраст вмещающих эффузивы толщ не вызывает сомнений. Поскольку в нижнем сармате на территории Чопской впадины господствовал морской режим, то, следовательно, извержение нижнесарматских вулканов происходило в морском бассейне, что подтверждается также некоторыми особенностями андезитов (миндалекаменная текстура с выполнением пустот карбонатом и халцедоном, равномерность изменений вулканических пород во всей толще, отсутствие опацитовой каймы в темноцветных минералах вкрапленников, свидетельствующее об ограниченном доступе свободного кислорода при кристаллизации лавы).

Паннонская вспышка вулканизма начинается кислыми дифференциатами андезитового вулканизма — андезито-дацитами и дацитами (среди которых также не исключены андезиты), постоянно залегающими в основании верхнепаннон-левантинской вулканогенной толщи и всегда выше нижнесарматских андезитов. Это особенно четко прослеживается по разрезам скважин 15-ч, 16-ч, 18-ч, 19-ч и 10-ч (см. рис. 6).

По данным многих исследователей блоковые перерывы в осадконакоплении в Закарпатском прогибе наблюдались между средним сарматом и плиоценом, то есть в нижнепаннонское время. К этим поднятиям и приурочены наземные извержения кислых дифференциатов андезитовой магмы, поскольку во всех перечисленных разрезах указанная вулканическая толща залегает на нижнесарматских отложениях (луковских слоях) и перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего паннона (скв. 15-ч) и левантина (скв. 16-ч, 18-ч, 19-ч). Следовательно, из седиментогенного разреза выпадают отложения среднего сармата и нижнего паннона. О том, что рассматриваемая вулканогенная толща может быть отнесена к континентальным образованиям, свидетельствуют такие данные:

1. В нижней части вулканогенной толщи скважины 15-ч (интервал 723—1064 м) среди дацитов и андезито-дацитов развиты красные андезиты и их туфы, не встреченные в верхней части разреза. Как показали проведенные нами детальные петрографические и химические исследования, красная окраска андезитов обусловлена появлением вторичных минералов — продуктов поверхностного выветривания. Баланс вещества показывает, что в процессе преобразования черных андезитов в красные происходит значительный вынос Са, Na и К, небольшой вынос Si, Ti и Al, интенсивный привнос CO_2 и гидроксила OH, остаточное накопление и небольшой привнос Fe^{+2} , Fe^{+3} и Mn. В результате возникли минеральные новообразования, представленные опалом, халцедоном и сидеритом, причем последний имеет, по-видимому, определенное влияние на окрашивание андезитов в красный цвет. Такого рода процессы характерны для начальных стадий поверхностного выветривания основных пород. Помимо этого, фиксируется окисление тонкорассеянного в буром стекле андезитов магнетита до гематита, что в основном и явилось причиной красного цвета андезитов. По данным Г. Кеннеди, нужное для этого процесса количество кислорода не может быть получено путем термического разложения воды и, следовательно, образование красных лав в водных условиях маловероятно.

2. Наличие широкой опацитовой каймы вокруг зерен темноцветных минералов, обусловленных окисными реакциями при свободном доступе кислорода.

3. Отсутствие сортированности материала в пирокластах.

По данным определений абсолютного возраста пород к паннонским образованиям следует отнести массивы андезитов гор Шаланка и Дрисино, возраст которых соответственно равен $13,8 \pm 0,7$ млн. лет и $12,2 \pm 1,0$ млн. лет. Данные абсолютного возраста подтверждены богатым комплексом паннонских остракод в покрывающих андезиты слоях — *Cytherets cf. loricata* (Reuss), *Loxoconcha granifera* (Reuss), *Paracypris aspera* Hejjes, *Eucypris crassa* (O. Müller), *Cythera forosa littoralis* и др. (определения Л. В. Бурындиной).

В верхнем плиоцене, а в некоторых блоках в верхнем панноне поднятия сменились опусканиями, о чем свидетельствуют большая мощность отложений левантина и наличие в отдельных блоках морского верхнего паннона. Например, в блоке скважины 15-ч верхняя часть вул-

канической толщи (интервал 498—723 м), состоящая из андезитов и туфов, относится к подводным образованиям, о чем свидетельствуют перекрывающие их верхнепаннонские отложения с богатым комплексом остракод: *Hemicytheria reniformis* (Reuss), *Hemicytheria lörenthei* (Mehes), *Loxoconcha granifera* (Reuss), *Loxoconcha rhomboidalis* Pокорну, *Candona lobata* (Zalany) и др. (определения Л. В. Буриндиной), прослой известняка среди туфов и наличие известняков по туфам.

К левантинским образованиям, как было указано выше, отнесены андезито-базальты и андезиты вулканической толщи, вскрытой скважинами 16-ч, 353-н, верхней части вулканической постройки Черной Горы, базальтовые шлаковые агломераты скважины 7-с в Баганьском районе. Отнесение указанной толщи к левантину основано на следующем. Выходящий на поверхность крупный стратовулкан (скв. 16-ч) расположен в мощной (более 500 м) толще фаунистически охарактеризованных отложений левантина, вскрытых скважинами 18-ч, 19-ч, 15-ч (см. рис. 6), со следующим комплексом остракод: *Candona angulata* G. W. Wüll., *Candona candida* (O. F. Müll), *Candona albicana* Grady, *Iliocypria gibba* (Rapid) и др. (определения Л. В. Буриндиной). Следовательно, вулканические извержения происходили в левантинское время в морской среде, о чем свидетельствует также отсутствие опацитовой каймы вокруг темноцветных крапленников. Кроме того, шлаковые агломераты базальтов скважины 7-с содержат включения паннонских бескварцевых плагиолипаритов. Таким образом, возраст базальтов также является постпаннонским.

Изложенные в этой главе материалы приводят к выводу о том, что в андезитовом вулканизме Чопской цепи погребенных вулканов обособлены сарматские, нижнепаннонские и верхнепаннон-левантинские образования.

ВЫГОРЛАТ-ГУТИНСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ГРЯДА

Выгорлат-Гутинская гряда в пределах Закарпатья простирается с северо-запада на юго-восток от государственной границы с СССР до границы с СРР. Продолжением вулканической гряды на территории Румынии является массив Гутин и далее к юго-востоку горы Калимани-Харгита. На северо-западе гряда продолжается на территорию Словакии и здесь носит название Выгорлатского вулканического массива (см. рис. 2).

Поскольку вулканическим образованиям Выгорлат-Гутинской гряды посвящено несколько монографических работ (В. С. Соболев и др., 1955; В. П. Костюк, 1961; Е. Ф. Малеев, 1964), мы здесь приводим лишь краткое их описание и сводку петрохимических характеристик.

В основании вулканической толщи лежат туфогенные отложения, сложенные преимущественно андезитовыми туфами с редкими прослоями лав андезито-базальтов, реже двупироксеновых андезитов. Видимая мощность туфогенной толщи в долине р. Боржавы, где имеется наиболее полный их разрез, определяется до 300 м. Однако мощность свиты

непостоянная и колеблется в широких пределах от сотен до десятков метров. На фоне значительных колебаний мощности прослеживается закономерное уменьшение ее в сторону внутреннего и внешнего края гряды.

Туфы и лавы туфогенной толщи переслаиваются с отложениями паннона, сложенными глинами, алевролитами, песчаниками и пластами лигнита. Вверх по разрезу количество пирокластического материала увеличивается, местами полностью вытесняя осадочные отложения. В тех районах, где в панноне существовал континентальный режим, туфогенные породы не содержат осадочных прослоев и залегают на отложениях нижнего сармата. Верхнепаннонские и плиоценовые складчатые движения оставили в туфогенной свите, так же, как и в осадочном основании, пологие брахискладки.

Выше туфогенной толщи залегают лавы андезито-базальтов и андезитов с редкими и маломощными прослоями туфов; излияния лав происходило из многих вулканических центров. Общая мощность лавовой толщи андезито-базальтов и андезитов с подчиненными прослоями туфов колеблется в пределах 600—50 м. Излияния основных лав, длившиеся от середины верхнего паннона до левантина, привели к образованию андезитового комплекса, так называемой гутинской свиты. Во время образования гутинской свиты в некоторых районах закарпатских впадин продолжали существовать замкнутые водоемы, в которых отлагались пресноводные осадки паннона и левантина, на некоторых участках переслаивающиеся с лавами верхов этой свиты. К таким районам относятся Иршавская котловина и районы сел Крива—Горбки—Хижа и другие, находящиеся на территории Чопской впадины. Эффузивы гутинской свиты не имеют сплошного площадного распространения, местами более молодые вулканические образования залегают либо на туфогенной свите, либо на осадочных отложениях паннона и сармата.

Дальнейшее развитие вулканизма в разных частях гряды шло неодинаково. В средней части вулканической гряды своеобразным этапом вулканической деятельности было излияние крупнопорфировых андезитов, богатых вкрапленниками, величиной до 1 см. Близкие по типу крупнопорфировые андезиты установлены также в северо-западной части гряды в районе с. Каменица. Как указывает В. П. Костюк, крупнопорфировые андезиты в центральной части гряды (в районе г. Бужоры) перекрываются базальтами с крупными вкрапленниками пироксенов, отличающимися резко пониженной железистостью фемических минералов (В. С. Соболев, 1955). В других районах вулканической гряды выше андезитового комплекса гутинской свиты залегают дациты, липариты и их туфы. Липариты и дациты наблюдаются в виде куполов и потоков и сопровождаются туфами. Кислые породы имеют небольшие объемы (сравнительно с основными эффузивами), однако они встречаются во всех частях Выгорлат-Гутинской гряды. Эти породы распространены и в крайней северо-западной части гряды (Перечинский район), в междуречье Латорица—Уж, в хребте В. Шоллес (междуречье Боржава—Рика), на левобережье р. Тисы в районе Крива—Горбки—Хижа и в крайней юго-восточной части гряды (Вышковский район).

Согласно исследованиям В. С. Соболева (1955), в гутинской свите выделяются следующие разности пород — андезито-базальты, двупироксеновые, пироксен-роговообманковые, оливиновые, гиперстеновые и крупнопорфировые андезиты, а также кислые производные андезитодациты, дациты и липариты.

Наиболее молодые лавы, относящиеся к левантину, представлены базальтами и андезито-базальтами и установлены по налеганию их на крупнопорфировые андезиты гутинской свиты, а также на кислые лавы и туфы. Особенно широко распространены молодые лавы в средней части вулканогенной гряды в районе горы Бужоры, где они залегают на крупнопорфировых андезитах и объединяются в бужорскую свиту. Кроме того, андезито-базальты бужорской свиты выделены по их налеганию на кислых лавах и туфах в Вышковском районе и в районах сел Велятино, Горбки и Ильковцы (западнее р. Латорицы). Бужорская свита не имеет повсеместного распространения в пределах Выгорлат-Гутинской гряды и залегают то на основных и кислых породах, то на более древних туфогенных и осадочных породах. Мощность бужорской свиты в районе горы Бужоры более 500 м, в других районах она меньше, вероятно, находится в пределах 350—100 м. Базальтами и андезито-базальтами бужорской свиты завершается неогеновый вулканизм Закарпатья и прилегающих районов Внутренних Карпат.

Наземный вулканизм в Выгорлат-Гутинской гряде сопровождался образованием даек андезито-базальтов, андезитов, дацитов и трубок взрыва, относящихся к субвулканической фации. Субвулканические тела вскрыты в небольшом количестве. Наиболее типичные развиты в северо-западной и средней частях вулканической полосы, у ее внешнего края, где она граничит с флишем. Субвулканические тела установлены также и на юго-восточной окраине гряды среди моласс в зоне Припаннонского глубинного разлома.

В районах поднятий донеогенового фундамента в пределах Закарпатского и Припаннонского глубинных разломов эффузивный комплекс Выгорлат-Гутинской гряды пространственно ассоциирует с гипабиссальными интрузиями — габбро-диабазами, диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами, микрогранодиоритами, что создает весьма сложную картину магматической геологии.

Мы систематизировали и математически обработали на ЭВМ имеющиеся в литературе результаты анализов основных и кислых пород Выгорлат-Гутинской гряды. Результаты математических статистик приведены в табл. 33. При сравнении обобщенных петрохимических показателей пород Чопской цепи погребенных вулканов с эффузивами Выгорлат-Гутинской гряды установлено следующее: сарматские и папнон-левантинские основные эффузивы по составу и условиям образования отличаются от основных эффузивов гутинской свиты, что видно по значениям критериев $V=32,13$ и $28,95$ (при критическом значении — $20,09$) и $2Q \ln W=99,07$ и $96,76$ (при критическом значении — $58,62$). Не отвергается гипотеза о равенстве векторов средних для дацитов Чопской цепи погребенных вулканов и кислых пород гутинской свиты ($V=8,69$), что свидетельствует о петрохимической близости этих пород.

Интрузивные образования Закарпатья делятся на две генетические группы: 1) субвулканические тела (базальты, андезиты, дациты, липариты), тесно связанные с эффузивным комплексом; 2) интрузии гипабиссального комплекса, петрологически и структурно обособленные от эффузивного комплекса и характеризующиеся своеобразными петрографическими, морфологическими и структурными чертами.

Гипабиссальный комплекс относится к сложным многостадийным образованиям, связанным с одной фазой магматизма и характеризующимся стадийным внедрением пород от основных к кислым. Интрузии гипабиссального комплекса сформировались в результате последовательных инъекций различных производных единого магматического очага, начиная от габбро-диабазов (первая стадия), затем диорит-порфиритов (вторая стадия), гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов (третья стадия) и, наконец, последнего дифференциата — кислых экзотических пород, не содержащих темноцветных минералов, — лейкократовых гранодиорит-порфиров, лейкократовых дацитов и местами плагиолипаритов, лейкократовых микрогранодиоритов, микропегматитов и микроаплитов (четвертая стадия).

О многостадийности интрузий свидетельствуют наличие ксенолитов габбро-диабазов во всех перечисленных породах; диорит-порфиритов в гранодиорит-порфирах и последних в лейкократовых дацитах, а также рвущие контакты между различными стадийными образованиями, слагающими сложные интрузии.

Сложные интрузии, которые состоят из интрузивных тел различных стадий, показывают общность каналов внедрения стадийных производных единого магматического очага.

Место лейкократовых пород в гипабиссальном комплексе точно определяется дайками лейкократовых дацитов, секущих гранодиорит-порфиры третьей стадии, а также наличием в лейкократовых породах и связанных с ними эксплозивных брекчиях ксенолитов всех гипабиссальных пород.

В зоне Припаннонского глубинного разлома гипабиссальные интрузии известны в Вышковском и Великодоброньском районах и в последнее время вскрыты скважиной Вин-5 и Виноградовском районе. В зоне Закарпатского глубинного разлома образования гипабиссального комплекса установлены в Перечинском районе — по выходам на поверхность и в Свалявском районе — по глубоким скважинам.

ГИПАБИССАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫШКОВСКОГО РАЙОНА

Вышковский район расположен на юге Солотвинской впадины в пределах зоны Припаннонского глубинного разлома. Этот район сложен осадочно-туфогенной толщей тортона, сармата и паннона, состоящей из аргиллитов, алевролитов с пластами песчаников и горизонтами липаритовых туфов. Тортонаские отложения района разделены на три свиты, общая мощность которых достигает 1000 м. Сарматские отложения характеризуются мощностью 400—700 м и разделены на доробратовскую и луковскую свиты нижнего сармата и алмашскую свиту среднего сармата. Общая мощность паннонских отложений достигает 200—400 м. Осадочно-туфогенная толща перекрыта эффузивами гутинской и бужорской свит (андезиты, гиалодациты, андезито-базальты) и прорвана интрузивными и экструзивными образованиями гипабиссального комплекса и субвулканическими дайками андезито-базальта.

Для этого района характерно общее поднятие донеогенового фундамента, глубина залегания его в северо-западной части района 900—1000 м, а в юго-восточной — 1400 м. В результате блоковых перемещений по субмеридиональным разломам в приподнятых блоках эродированы паннонские и сарматские отложения и обнажены некоторые интрузивы. Кроме вскрытых эрозий интрузивных образований, буровыми скважинами установлены многочисленные «слепые» тела, в основном среди тортонаских отложений района. В Вышковском районе многостадийный гипабиссальный комплекс представлен наиболее полно и здесь наблюдаются все четыре стадии гипабиссальных пород.

Первая стадия — габбро-диабазы и габбро-порфириды.

Интрузии первой стадии представлены неправильными штокообразными телами, их размеры в поперечнике — в пределах первых сотен метров. Штоки габбро-порфирита изобилуют клиновидными выступами в осадочную толщу, отличаются остроугольными зубчатыми контурами (рис. 8). Длина таких выступов-инъекций и мощность (по вертикали) колеблется от нескольких сантиметров до десятков метров. Как правило, выступы следуют по наслоению вмещающих пород. В «слепых» залежах штокообразных тел заметно расширение их сводовой части, подпруженной кровлей вмещающих пород, но воздымания осадочной кровли не наблюдаются. Между габбро-диабазами и габбро-порфиритами установлены постепенные переходы, и габбро-порфириды на глубине переходят в габбро-диабазы, что зафиксировано по скважинам и горным выработкам. Судя по многочисленным ксенолитам габбро-диабазов в гранодиорит-порфирах и диорит-порфиритах, надо полагать широкое распространение на глубине крупных массивов габбро-диабазов. Повидимому, группы близко расположенных мелких штокообразных тел, сложенных габбро-порфиритами, являются апофизами более крупных интрузий габбро-диабазы.

В более эродированных участках среди нижнесарматских отложений можно наблюдать крупные многостадийные массивы, состоящие из габбро-диабазы, кварцевого диорит-порфирита и гранодиорит-порфира,

причем рядом скважин подсечены интрузивные контакты между габбро-диабазами и более молодыми интрузиями кварцевых диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров (рис. 9).

Габбро-диабазы и габбро-порфириты характеризуются порфировой структурой, переходящей в порфировидно-офитовую и с глубиной — в

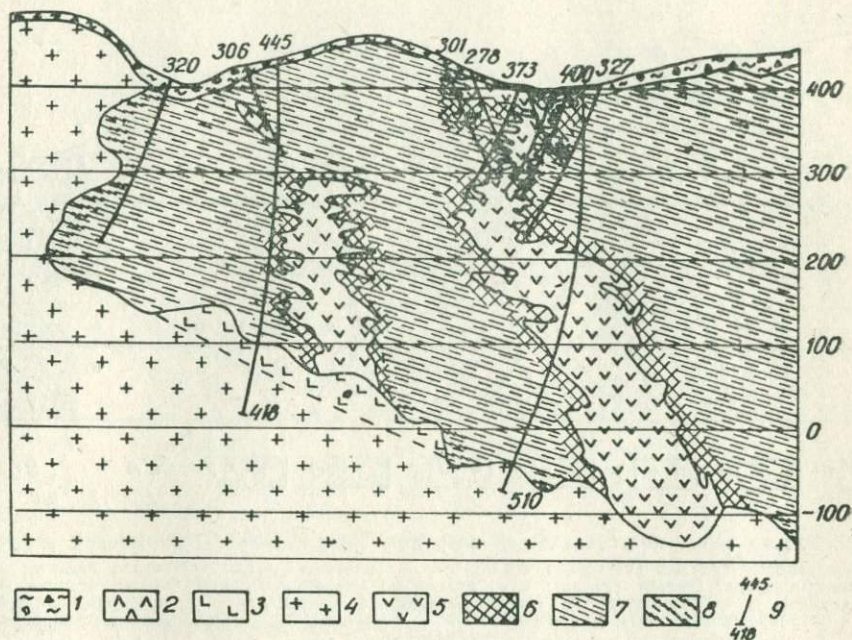


Рис. 8. Разрез через интрузивы гранодиорит-порфиров и габбро-порфиритов (Вышковский район участок Хуторской—Моронгош):

1 — делювиальные отложения; 2 — андезито-базальты (дайка); 3 — лейкократовые гранодиорит-порфиры; 4 — гранодиорит-порфиры; 5 — габбро-порфириты; 6 — роговики; 7 — аргиллиты с прослоями алевролитов; 8 — перемятые аргиллиты и алевролиты; 9 — скважины.

офитовую. Минеральный состав этих пород весьма постоянен и включает следующий набор основных минералов: плагиоклаз (66%), гиперстен (13%), моноклинный пироксен (15%), другие (6%).

Плагиоклаз представлен зернами двух генераций. Зерна первой генерации характеризуются размером 0,5—2 мм и отличаются четкими идиоморфными ограничениями. Они образуют широкие и удлиненные лейсты зонального строения. Узкие зоны роста расположены по периферии кристаллов и имеют прямой порядок расположения зон. Крупным лейстам свойственны простые и полисинтетические двойники. Зерна второй генерации размером 0,5—0,05 мм часто ксеноморфные с расплывчатыми краями. Состав плагиоклаза в зональных зернах характеризуется постепенным покислением от центра зерна к его периферии, что видно по замерам, приведенным в табл. 20.

Из таблицы видно, что в зональных зернах плагиоклаза I генерации центр характеризуется № 80—95, а края — № 60; зерна II генерации определяются № 59—76.

Гиперстен развит только в зернах I генерации, размер их 0,5—2 мм. Зерна столбчатого и удлиненно-призматического облика с хорошо вы-

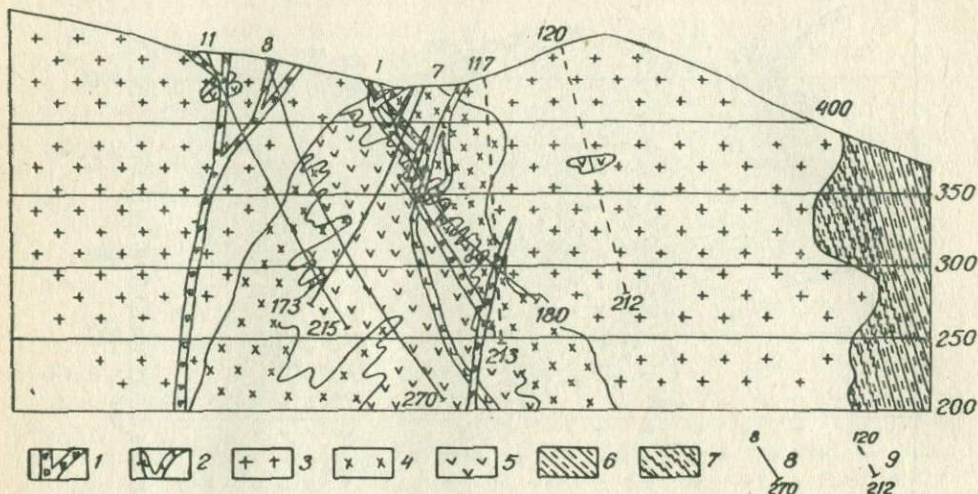


Рис. 9. Разрез через многостадийный интрузив Туриш—Баня (Вышковский район):

1 — эксплозивные брекчин (четвертая стадия); 2 — аплитовые дайки (четвертая стадия); 3 — гранодиорит-порфиры (третья стадия); 4 — кварцевые днорит-порфиры (вторая стадия). 5 — габбро-диабазы и габбро-порфиры (первая стадия); 6 — аргиллиты; 7 — перемятые аргиллиты и алевролиты; 8 — скважины; 9 — скважины, спроектированные на разрез.

раженным плеохроизмом от светло-розового по Nr до светло-зеленого по Ng. Вокруг некоторых зерен гиперстена видны реакционные оторочки из мелких зерен моноклинного пироксена. Показатели преломления и другие оптические контакты приведены в табл. 21, из которой видно, что железистость гиперстена определяется в пределах 28—33 мол. % содержания FeO, в зависимости от содержания кварца в породе.

Моноклинный пироксен также представлен зернами двух генераций. Зерна I генерации идиоморфно-удлиненные, размер 0,5—2,0 мм, часто с простыми и полисинтетическими двойниками. Зерна II генерации образуют небольшие столбчатые выделения среди кварц-полевошпатового агрегата размером 0,3—0,05 мм. Показатели преломления и другие оптические константы приведены в табл. 21, из которой видно, что железистость пироксенов определяется 31—35 мол. % содержания CaFe²⁺, причем более железистым является пироксен II генерации.

Основная масса габбро-диабазов состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, кварца и калишпата. Последний образует ксеноморфные выделения, развитые в резко подчиненном количестве, выполняя небольшие промежутки между зернами плагиоклаза и

моноклинного пироксена. Кварц образует неправильные изометричные выделения, калишпат — тонкие червеобразные прорастания между зернами плагиоклаза и кварца. Кварц с калишпатом образуют микропегматитовые сростания, особенно отчетливо выраженные в кварцевых габбро-диабаз. Акцессорными минералами являются апатит и магнетит.

Таблица 20

РЕЗУЛЬТАТЫ ЗАМЕРОВ ПЛАГИОКЛАЗА ИЗ ГАББРО-ДИАБАЗОВ
И ГАББРО-ПОРФИРИТОВ НА ФЕДОРОВСКОМ СТОЛИКЕ*

№ шлифа	Характеристика зерен	Координаты двойниковой оси или нормали шва			Символ	№ плагио- клаза
		Ng	Nm	Np		
В-400-8	Зерно I генерации, зональное, центр	68	26	76	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	95
В-400-8	Зерно I генерации, простое	57	84	38	$B[001]$	95
В-400-33		42	67	58	$B_{\perp}(010)$	85
В-400-33(2)	Зерно I генерации, простое	56	82	34	$B[001]$	80
В-500-р		61	69	38	$B[001]$	60
В-500-р	Зерно II генерации, зональное, центр	38	61	68	$B_{\perp}(010)$	70
В-529-ш	Зерно I генерации, зональное, краевая зона	71	38	57	$\frac{B_{\perp}[001]}{010}$	61
		36	59	75	$D(010)$	59
В-529-ш	Зерно II генерации, простое	74	34	62	$\frac{B_{\perp}[001]}{010}$	65
		35	63	72	$D(010)$	62
В-531-ш	Зерно I генерации, зональное, центр	70	29	70	$\frac{B_{\perp}[001]}{010}$	82
		44	68	56	$B_{\perp}[001]$	84
В-531-ш В-512-ш	Зерно II генерации, простое	58	67	43	$B[001]$	58
		37	60	69	$D(010)$	62
В-535-в	Зерно II генерации, простое	71	37	60	$\frac{B_{\perp}[001]}{(010)}$	64
		31	60	80	$D(010)$	53

* Определения плагиоклазов во всех породах гипабиссального комплекса произведены без учета поправки на особенности ориентировки высокотемпературных плагиоклазов.

Габбро-диабазы и габбро-порфириды независимо от величины интродуцируемых тел окружены ореолом высокотемпературных кварц-пироксен-полевошпатовых роговиков, повторяющих конфигурации интрузивных тел. В габбро-диабазе, кроме ксенолитов аналогичных рого-

виков, установлены включения скарнов, образованных *in situ*, и ксенолиты высокоглиноземистых роговиков с плагиоклазом, корундом, силлиманитом и магнетитом.

Таблица 21

ЗАМЕРЫ ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ГАББРО-ДИАБАЗОВ
В ИММЕРСИОННЫХ ПРЕПАРАТАХ

Минерал, № образца	Ng	Np	2V	CNg	Железистость, мол. %
Гиперстен					
В-400-15	1,702	1,690	—63	—	28—29
В-358	1,702	1,692	—59	—	28—29
В-445-228	1,704	1,692	—	—	30—31
В-287	1,702	1,690	—	—	28—29
Моноклинный пироксен					
В-400-15(2)	1,720	1,692	+46	40	36—36
В-400-15(1)	1,717	1,688	+51	43	31—32
В-358-8	1,720	1,690	+49	42	35—36
В-445-228	1,720	1,688	+49	42	33—34
В-301-а	1,718	1,686	+48	40	33—34
В-19-221	1,716	1,686	+52	43	29—30

Габбро-диабазы и габбро-порфиры в той или иной степени подвержены вторичным изменениям, относящимся к разным фазам метасоматоза. Наиболее высокотемпературные преобразования выражены амфиболлизацией темноцветных минералов, вероятно, являющейся следствием автосоматоза. Этот процесс проявляется широко, но спорадически, интенсивность его увеличивается с глубиной, а также в периферийных зонах массивов. В сложных многостадийных массивах габбро-диабазы в приконтактовой зоне с гранодиорит-порфирами подвержены пропилитизации — плагиоклаз и темноцветные замещены серицитом, хлоритом, пиритом, спорадически эпидотом и адуляром. Степень изменения в габбро-диабазе зависит от интенсивности процесса в гранодиорит-порфирах и уменьшается с удалением от контактов. Такая зависимость отчетливо наблюдается по многочисленным разрезам в сложных многостадийных массивах. Кроме того, габбро-диабазы и габбро-порфиры по линейным зонам, связанным с повышенной трещиноватостью массивов, подвержены интенсивной карбонатизации, пиритизации и каолинизации, которые сопровождают ртутную минерализацию.

Вторая стадия — диорит-порфиры и кварцевые диорит-порфиры.

Эта стадия объединяет группу пород диоритового состава, крайними членами которой, с одной стороны, являются меланократовые диорит-порфиры, близкие к габбро-порфиритам, с другой, — кварцевые диорит-порфиры, по составу приближающиеся к гранодиорит-порфирам.

В современном эрозионном срезе эти породы образуют обособленные тела, а также группы близко расположенных небольших (первые сотни метров) штокообразных тел среди отложений тортона и нижнего сармата с выступами в осадочную толщу в виде языков и линз. Кроме обособленных тел, диорит-порфиры и их кварцевые разности входят в состав сложно многостадийного массива в сочетании с габбро-диабазами и гранодиорит-порфирами. Здесь кварцевые диорит-порфиры образуют неправильные штокообразные тела с расходящимися внедрениями в габбро-диабазы: конфигурация контактов их с гранодиорит-порфирами плавная либо извилистая (см. рис. 9). Контакты между кварцевыми диорит-порфирами и габбро-диабазами четкие. В зоне эндоконтакта кварцевых диорит-порфиров наблюдаются ксенолиты вмещающих габбро-диабазов и габбро-порфиров и совершенно отсутствуют ксенолиты гранодиорит-порфиров, также находящихся в непосредственном соприкосновении с кварцевыми диорит-порфирами.

На контакте интрузий второй стадии с осадочными породами развиты среднетемпературные кварц-амфибол-полевошпатовые роговики, повторяющие конфигурацию контактов и имеющие мощность от 1—3 м до нескольких сантиметров. В зоне эндоконтакта указанных интрузий наблюдаются многочисленные включения ороговикованных сланцев по составу и степени метаморфизма, аналогичных приконтактовым роговикам.

Кроме того, породы этой группы содержат ксенолиты высокоглиноземистых роговинов (с андалузитом, корундом, кварцем, кордиеритом и др.), вынесенных из больших глубин, и ксенолиты габбро-диабазы. Последние свидетельствуют о том, что ко времени внедрения интрузий второй стадии габбро-диабазы представляли консолидированные породы.

Породы второй стадии так же, как и габбро-диабазы, характеризуются порфировой структурой, переходящей в порфировидно-офитовую в наиболее раскристаллизованных разностях. Основными породообразующими минералами в этой группе являются — плагиоклаз, кварц, моноклинный пироксен, роговая обманка. Плагиоклаз и моноклинный пироксен содержатся во вкрапленниках и основной массе. В кварцевых диорит-порфирах кварц во вкрапленниках в большинстве случаев отсутствует, однако он образует значительные выделения в основной массе, по размеру приближающиеся к минералам вкрапленников. Обычно такой кварц находится в реакционном взаимоотношении с минералами основной массы — калишпатом и андезитом.

Плагиоклаз зональный, с простыми и полисинтетическими двойниками, размер 0,3—1,5 мм. В центре кристаллов — это лабрадор-битовнит № 65—80. Края сложены лабрадором № 50—60. В порфировидных разностях зерна II генерации характеризуются более кислым составом № 45—58, а микролиты основной массы относятся к андезину № 35—40, табл. 22.

Гиперстен развит только во вкрапленниках, величина зерен 0,5—1,5 мм. Зерна идиоморфные, удлиненного и столбчатого облика, с отчетливым плеохронизмом. Некоторые зерна по периферии содержат мелкие двухфазовые включения (стекло и газовый пузырек). Оптические

константы гиперстена приведены в табл. 23, из которой видно, что железистость их определяется 31—34 мол. % содержания FeO.

Моноклинный пироксен представлен в фенокристаллах и гломеро-порфировых скоплениях в виде хорошо ограненных зерен удлинённого и короткостолбчатого облика, с простыми и полисинтетическими двойниками размером 0,04—1,2 мм. В меланократовых разностях микролиты моноклинного пироксена развиты и в основной массе. В группе диоритовых порфиритов моноклинный пироксен является ведущим минералом. Оптические константы их приведены в табл. 20, из которой видно, что железистость минерала колеблется от 31 до 38 мол. % CaFe.

Таблица 22

ЗАМЕРЫ ПЛАГИОКЛАЗОВ ИЗ ИНТРУЗИИ ВТОРОЙ СТАДИИ
НА ФЕДОРОВСКОМ СТОЛИКЕ

№ шлифа	Характеристика зерна	Координаты двойниковой оси или нормали шва			Символ	№ плагиоклаза
		Ng	Nm	Np		
Скв. 19, № 3	Зерно II генерации	67	58	41	B [001]	53
	Зональное зерно II генерации, центр	30	66	73	B ⊥ (010)	58
B-574-2, г. Грендеш	Зональное зерно I генерации					
	центр	48	57	58	B ⊥ (010)	78
	край	60	67	39	B ⊥ (010)	59
B-571-2, г. Луци	Вкрапленники I генерации	33	66	70	B ⊥ (010)	64
B-576-2, г. Грендеш	Зерно II генерации, краевая зона	65	50	50	B [001]	45
B-506-P, М. Ракош	Микролит основной массы	<Np' (010)			13—16°	35—40

Роговая обманка присутствует только во вкрапленниках и количество ее заметно увеличивается в кварцевых диорит-порфиритах. Зерна размером 1,5—2 мм, удлинённого и таблитчатого облика, зеленовато-бурого цвета, с отчетливым плеохроизмом. Их характерная особенность — часто наблюдаемое разложение зерен и замещение их агрегатом микролитов моноклинного пироксена, биотита, плагиоклаза, кварца и магнетита. Оптические константы роговых обманок приведены в табл. 23, по которым железистость их определяется 45—47 мол. % содержания FeO.

Основная масса в порфировых разностях гипидиоморфнозернистая, с нормальным порядком идиоморфизма. В кварцевых диорит-порфиритах, где количество кварца в основной массе возрастает, структура приобретает псевдосферолитовый облик. Кварц представлен изометричными выделениями размером до 0,3 мм, прорастающими по периферии табличками калишпата и плагиоклаза. Калишпат обычно образует червеобразные выделения, выполняющие промежутки между зернами кварца и плагиоклаза, однако нередки и микропегматитовые срастания

калишпата с кварцем. Акцессорными являются апатит и циркон, развитые в идиоморфных зернах в основной массе породы и включенные в темноцветные вкрапленники. Апатит с $Nm=1,637$, $Np=1,634$ принадлежит к фторапатитам.

Таблица 23

ОПТИЧЕСКИЕ КОНСТАНТЫ ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛОВ
В ГИПАБИССАЛЬНЫХ ПОРОДАХ ВТОРОЙ СТАДИИ

№ образца	Ng	Np	2V	CNg	Железистость, мол. %	Наименование породы
<i>Гиперстен</i>						
№ 63						
г. Грендеш В-571-2,	1,706	1,692	-58	—	33—34	Кварцевый диорит-порфирит
г. Луци В-574-2,	1,706	1,692	-56	—	33—34	Кварцевый диорит-порфирит
г. Грендеш В-570-2,	1,704	1,690	-60	—	31—32	Диорит-порфирит меланократовый
г. Луци	1,706	1,693	-58		33—34	Диорит-порфирит
<i>Моноклинный пироксен</i>						
В-503-В, М. Ракош	1,719	1,688	+51	43	35	Кварцевый диорит-порфирит
№ 63, г. Грендеш В-571-2,	1,719	1,689	+54	43	35	„
г. Луци В-574-г,	1,720	1,688	+52	44	38	„
г. Грендеш В-570-г,	1,716	1,686	+52	42	31	Диорит-порфирит меланократовый
г. Луци	1,720	1,690	+50	42	38	Диорит-порфирит
<i>Роговая обманка</i>						
В-50-6, М. Ракош	1,680	1,660	-67	12	47—48	Кварцевый диорит-порфирит
В-8-62, массив Баня	1,680	1,658	-69	10	47—48	„
В-550-2, г. Луци	1,678	1,658	-67	10	45—46	Диорит-порфирит
В-579-г, г. Грендеш	1,678	1,659	-68	8	45—46	„

Вторичные изменения в диорит-порфиридах и кварцевых диорит-порфиридах второй стадии, подобно породам первой стадии, развиты не повсеместно. Процессы аутометасоматоза проявлены спорадически и выражены частичным замещением темноцветных минералов уральной роговой обманкой, хлоритом и магнезиально-железистым карбонатом. Интенсивность изменений несколько увеличивается в более глу-

бинных разностях кварцевых диорит-порфиритов. В сложных многостадийных массивах диорит-порфириты на контакте с гранодиорит-порфирами подвержены низкотемпературной пропилитизации с развитием следующего комплекса вторичных минералов: хлорит, серицит, альбит, пирит, эпидот. По зонам разломов и сопряженным трещинам, пересекающим массивы диорит-порфиритов и вмещающие их осадочные породы, в связи с свинцово-цинковой минерализацией развита интенсивная серицитизация с образованием кварц-серицитовых пород. Ртутную минерализацию сопровождают интенсивная карбонатизация, каолинизация и пиритизация диорит-порфиритов.

Третья стадия — кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфириты.

Площадь распространения пород этой стадии значительно превышает площадь интрузий ранних стадий. Установлена пространственная приуроченность гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов к интрузивам более ранних стадий, в комплексе образующих сложные многостадийные массивы с отчетливыми контактами прорыва и ксенолитами ранее образованных пород. Кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры вскрыты эрозией среди отложений паннона и сармата, а также установлены слепые их тела среди тортонских и нижнесарматских отложений. В современном эрозионном срезе отдельные интрузии обнажаются в виде неправильных, часто вытянутых куполов, характеризующихся размерами от 1—2 км по длинной оси и 1—0,5 км по короткой оси.

Форма интрузивных тел изучена на глубину не более 300—400 м от современного эрозионного уровня. Судя по вскрытым контактам, интрузивы третьей стадии имеют форму неправильных штокообразных тел с ровными и слабо извилистыми контактовыми поверхностями, характеризующимися крутым почти вертикальным падением, в большинстве случаев отклоняющимся от вертикали под массив.

Характерной особенностью описываемых интрузивов кварцевых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров в отличие от габбро-диабазов (первая стадия) и диорит-порфиритов (вторая стадия) является механическое воздействие их на вмещающие пластичные породы (аргиллиты, алевролиты и туфы), заключающееся в резком воздымании этих пластов близ контакта с интрузивом (рис. 10). Пласты воздымаются почти до вертикального положения ($70-85^\circ$), и выполаживание их до нормального залегания происходит на расстоянии 100—200 м от контакта с интрузивом, что отчетливо зафиксировано горными выработками. Вследствие этого около интрузивов третьей стадии в осадочной толще образуются купольные структуры, осложняющие общий план первично складчатых структур и являющиеся причиной возникновения локальных разрывных нарушений, иногда кольцевых, иногда радиальных.

Контакты интрузивов третьей стадии с вмещающими породами четкие, контактовый метаморфизм выражен лишь в незначительном утолщении аргиллитов и алевролитов на расстоянии 4—6 см, без перекристаллизации и новообразований метаморфогенных минералов.

Совершенно не метаморфизованы ксенолиты вмещающих пород, изобилующие в зоне эндоконтакта. Весьма показательны наблюдения над контактами в сложных массивах (Туриш-Баня), состоящих из габбро-диабазов (первая стадия) и гранодиорит-порфиров (третья стадия). В контактовой зоне гранодиорит-порфиров угол падения интрузивных вмещающих

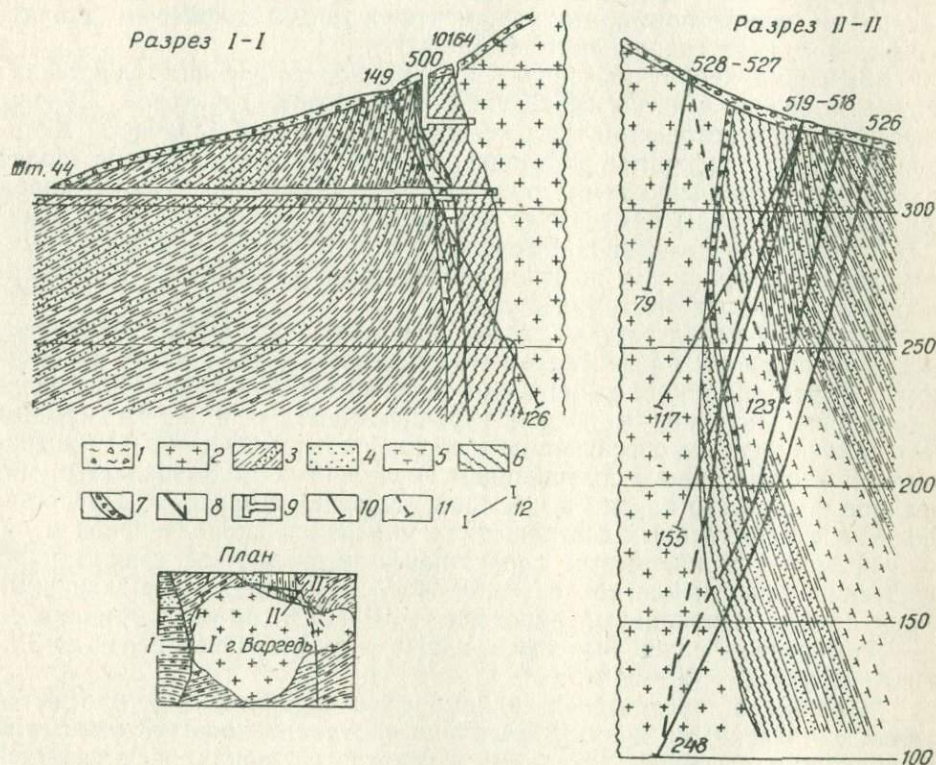


Рис. 10. Разрез через интрузив кварцевых диорит-порфиров (третья стадия) горы Варедей:

1 — делювиальные отложения; 2 — кварцевые диорит-порфиры (третья стадия); 3 — аргиллиты с прослоями алевролитов; 4 — песчаники; 5 — туфы; 6 — перемятые аргиллиты; 7 — зоны брекчированных пород; 8 — разрывные нарушения (прослеженные и предполагаемые); 9 — горные выработки; 10 — скважины; 11 — скважины, спроектированные на разрез; 12 — линия разреза.

аргиллитов — 80° , отсутствуют следы их ороговикования; в контакте с габбро-диабазами аргиллиты интенсивно ороговикованы и имеют обычные для участка углы падения ($20-30^\circ$). Это свидетельствует о существенных петрологических отличиях ранних и поздних стадий гипабиссального комплекса.

Кварцевые диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры содержат многочисленные ксенолиты высокоглиноземистых роговиков, состоящих из андалузита, кордиерита, корунда, плагиоклаза, кварца, часто обога-

щенных турмалином и апатитом, вынесенных магмой с больших глубин, а также ксенолиты неметаморфизованных габбро-диабазов и диорит-порфиритов. Последние достигают размеров до десяти и более сантиметров. В местах пересечения ранее образованных гипабиссальных интрузий гранодиорит-порфирами и кварцевыми диорит-порфиритами образуются как бы брекчии, состоящие из крупных блоков габбро-диабазы (или диорит-порфирита), сцементированных кварцевым диорит-порфиритом (или гранодиорит-порфиром).

Кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры представляют серую породу с четко выраженной порфировой структурой. Породы массивные, в некоторых интрузивах видна шаровая отдельность. Кварцевые диорит-порфириты в отличие от гранодиорит-порфиров более обогащены вкрапленниками темноцветных минералов. Среди пород описываемой группы намечаются все переходные разности — от меланократовых кварцевых диорит-порфиритов, близких по составу к обычным диорит-порфиритам, до гранодиорит-порфиров, обедненных вкрапленниками темноцветных минералов.

Структура пород третьей стадии отчетливо порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом, гиперстеном, моноклинным пироксеном, роговой обманкой, единичными зернами биотита и кварца. Содержание вкрапленников в породе неравномерное — в одном массиве выделяются участки, обогащенные и обедненные темноцветными минералами. В соответствии с содержанием вкрапленников темноцветных минералов количество кварца в них также заметно изменяется. Представление о количественных соотношениях минералов вкрапленников и основной массы в кварцевых диорит-порфиритах третьей стадии дают следующие цифры: плагиоклаз — 16—20%, гиперстен — от единичных зерен до 4%, моноклинный пироксен — 10—12%, роговая обманка — 6—8%, биотит — единичные зерна, кварц — от единичных зерен до 3%, основная масса — 60—64%.

Плагиоклаз представлен идиоморфными таблицами, иногда со слегка оплавленными краями. Величина вкрапленников 1—3 мм. Зерна двойникового строения, зональные; в некоторых зернах насчитывается до 7—8 зон. В зональных зернах плагиоклаза можно наблюдать оплавление отдельных зон и замещение их последующими, более поокисленными. Замеры простых и зональных зерен плагиоклаза приведены в табл. 24.

Результаты замеров свидетельствуют о том, что центр зерен — битовнит-лабродор № 70—90 и окружен зоной лабратора № 58—70, узкий край представлен андезином № 38—48. В редких вкрапленниках плагиоклаза заметны мирмекитовые вроски кварца и микроантипертиты калишпата. Отмечаются также двухфазовые (стекло, газовый пузырь) микровключения, расположенные по зонам роста кристаллов.

Гиперстен в кварцевых диорит-порфиритах имеет подчиненное значение, а в гранодиорит-порфирах вовсе отсутствует. Зерна гиперстена идиоморфные, удлиненно-столбчатого облика, размером от 0,2 до 2 мм, отчетливо плеохроирующие от зеленовато-голубого цвета по Ng до розового по Nr. Их оптическая характеристика приведена в табл. 25.

Из таблицы видно, что железистость гиперстена в среднем определяется 44 мол. % содержания FeO.

Моноклинный пироксен во вкрапленниках представлен идиоморфными обособленными короткостолбчатыми и таблитчатыми зернами

Таблица 24

ЗАМЕРЫ ПЛАГИОКЛАЗОВ ИЗ ИНТРУЗИИ ТРЕТЬЕЙ СТАДИИ
НА ФЕДОРОВСКОМ СТОЛИКЕ

Место отбора	Характеристика зерна	Координаты двойниковой оси или нормали шва			Символ	№ плаггиоклаза
		Ng	Nm	Np		
Массив Варгедь	Вкрапленник зональный	48	57	58	$B_{\perp} (010)$	78
	Краевая зона	39	54	71	$B_{\perp} (010)$	68
Массив Варгедь	Вкрапленник зональный, центр	50	56	58	$B_{\perp} (010)$	92
	Вторая зона	38	62	68	$B_{\perp} (010)$	70
Массив Хуторской	Вкрапленник простой	72	45	49	$B [001]$	45
	" "	65	50	50	$B [001]$	46
"	Вкрапленник зональный:					
	край	63	53	48	$B [001]$	48
	центр	58	78	34	$B [001]$	72
"	Вкрапленник простой	77	43	50	$B_{\perp} [001]$ (010)	51
	Массив Гедяш-Гедь	78	41	50	$B_{\perp} [001]$ (010)	55
"	Вкрапленник простой зональный, центр	37	62	68	$B_{\perp} (010)$	70
"	Вкрапленник	60	68	38	$B [001]$	60
"	Вкрапленник	33	66	70	$B_{\perp} (010)$	64
Скв. 253, массив Хуторской	Зерно плаггиоклаза в роговой обманке	72	44,5	61,5	$B [001]$	42
Массив Гедяш-Гедь	"	72	44	52	$B [001]$	42
Массив Варгедь	"	20	70	87	$B_{\perp} (010)$	40

и гломеропорфиловыми скоплениями. Зерна размером до 0,4—0,6 мм, с частыми двойниками и пересекающейся спайностью. Кроме вкрапленников, моноклинный пироксен входит в состав агрегата зерен в сочетании с биотитом, плаггиоклазом и магнетитом, включенного в зерна роговых обманок. Характерно, что состав моноклинных пироксенов вкрапленников и включенных в зерна роговых обманок идентичен, на что указывают оптические константы этих минералов (табл. 25). Оптическая характеристика моноклинных пироксенов определяет принадлежность их к группе авгита со средней железистостью, равной 41 мол. % содержания CaFe".

Роговая обманка в породах третьей стадии развита наиболее широко. Размер зерен колеблется в пределах от 0,5 до 3 мм. Обычно это идиоморфные удлинённые зерна с двойниками и пересекающейся спайностью, темно-зеленого цвета, с отчетливым плеохроизмом от темно-

Таблица 25

ЗАМЕРЫ ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ ИНТРУЗИЙ
ТРЕТЬЕЙ СТАДИИ

Характеристика и место отбора	Ng	Np	2V	CNg	Железистость, мол. %
<i>Гиперстен</i>					
Г. Варгедь	1,716	1,704	—52	—	44
Г. Сильгедь	1,714	1,700	—52	—	42
Г. Хуторская	1,716	1,702	—57	—	44
Г. Гедяш-Гедь	1,718	1,706	—55	—	45
<i>Моноклинный пироксен</i>					
Варгедь					
вкрапленник	1,722	1,694	+52	44,5	38
зерно в роговой обманке	1,722	1,684	—	—	38
Г. Сильгедь	1,720	1,690	+50	43	37
Г. Хуторская, скв. 259					
вкрапленник	1,722	1,696	+50	45	38
зерно в роговой обманке	1,722	1,696	—	—	38
Г. Гедяш-Гедь	1,724	1,696	+52	44	43
Г. Моронгош, скв. 381	1,725	1,698	+55	47,5	45
<i>Роговая обманка</i>					
Г. Варгедь	1,686	1,666	—70	14	54
Г. Хуторская	1,686	1,662	—68	13	54
Г. Хуторская, скв. 259	1,690	1,668	—64	14	57
Г. Гедяш-Гедь	1,684	1,664	—67	12	53
Моронгош, скв. 381	1,688	1,667	—65	15	55
Г. Малый Киблер	1,687	1,665	—67	12	55
<i>Биотит</i>					
Г. Хуторская (вкрапленник)					
зерно в роговой обманке	1,655	1,598	—	—	58
	1,653	—	—	—	56

зеленого по Ng до зеленовато-желтого по Np. Некоторые зерна роговых обманок в наиболее приповерхностных интрузивах окружены опацитовой каймой. Оптические константы роговых обманок приведены в табл. 25. По данным этой таблицы, средняя железистость роговых обманок определяется 54—55 мол. % содержания FeO. Характерная особенность роговых обманок этой стадии — частичное или полное замещение их агрегатом, состоящим из моноклинного пироксена, биотита, магнетита, плагиоклаза и кварца, с сохранением первичного идиоморфизма зерна. Замещение происходило в интрателлурическую стадию, поскольку

состав минералов, включенных в зерна роговых обманок, и минералов вкрапленников почти идентичен.

Биотит в кварцевых диорит-порфиритах образует единичные вкрапленники и более широко развит в гранодиорит-порфирах. Лейсты размером до 0,5 мм, темно-бурого цвета, с ярким плеохроизмом от темно-бурого, почти черного, по Ng до оранжевого по Np. Лейсты обычно с оборванными краями и опацитовой каймой. Показатель преломления $N_g=1,655$, $N_p=1,598$. Судя по показателю преломления, биотит относится к группе лепидомелана и содержит 58 мол. % железистого компонента (табл. 25). В гранодиорит-порфирах биотит, сохраняя опацитовую кайму, полностью замещен мусковитом либо хлоритом.

Кварц во вкрапленниках наиболее развит в гранодиорит-порфирах и образует крупные выделения размером 1,5—3 мм. Зерна изометричные, с неровными ограничениями, слегка оплавленные по краям, нормально гаснущие, но среди вкрапленников наблюдаются разности, которые обладают облачным погасанием и псевдорешетчатой структурой.

Основная масса состоит из плагиоклаза, кварца и калишпата, характеризуется гипидиоморфнозернистой и гранулитовой структурами. В гипидиоморфнозернистой основной массе выделяются удлинённые таблички плагиоклаза № 25—30. Кварц и калишпат образуют плотный сросшийся агрегат. Степень раскристаллизации основной массы изменяется от периферии к центру массива. В зоне эндоконтакта можно наблюдать структуры закалки, заключающиеся в микрозернистой раскристаллизации. По мере удаления от контакта основная масса приобретает явнокристаллический облик и гранулитовую структуру, часто с микропегматитовым прорастанием кварца калишпатом. Аксессуарные минералы — фторопатит с $N_m=1,635$, циркон и магнетит.

Вторичные изменения в кварцевых диорит-порфиритах и гранодиорит-порфирах третьей стадии проявляются более широко и интенсивно, чем в породах ранних стадий развития. При этом характер вторичных изменений зависит от глубины формирования интрузивных тел. Если в интрузивах кварцевых диорит-порфиров, сформировавшихся в приповерхностных условиях до 1 км, вторичные изменения связаны в основном с зонами разломов и интенсивной трещиноватости и сопровождаются рудную минерализацию, то в гранодиорит-порфирах и кварцевых диорит-порфириках, сформировавшихся на глубине свыше 1—1,5 км, наряду с гидротермальным метасоматозом, связанным с процессами рудообразования, широко проявляется автометасоматоз, выраженный среднетемпературной и низкотемпературной пропилитизацией.

Темноцветные минералы замещены хлоритом, частично доломитом и мусковитом до образования полных псевдоморфоз. Плагиоклаз частично замещен серицитом с образованием альбитовых прожилков и кальцита.

С пропилитизацией связано спорадическое развитие эпидота, заместившего темноцветные минералы и плагиоклаз, количество его с глубиной возрастает. В более измененных участках, связанных с зонами повышенной трещиноватости и эксплозивными брекчиями, хлоритизации также подвержены плагиоклазы вкрапленников и основной

массы. В таких зонах нередко выделения калишпата с кварцем в виде прожилков и псевдоморфоз адуляра по плагиоклазу.

Вторая ступень вторичных преобразований — интенсивная серицитизация, сопряженная с зонами свинцово-цинкового оруденения. Конечным результатом метасоматоза этой ступени является кварц-серицитовая порода иногда с некоторым количеством кальцита и реликтами хлорита. Для кварцевых диорит-порфиритов, кристаллизовавшихся в близповерхностных условиях, интенсивная серицитизация менее характерна, как и не свойственна свинцово-цинковая минерализация. Более широко распространен процесс каолинизации, связанный с ртутной минерализацией. Этот процесс в Вышковском районе подробно описан А. И. Славской (1957), по мнению которой каолинизация входит в комплекс аргиллизации, широко развитой в районе. Каолинизация в одинаковой мере проявлена как в гранодиорит-порфирах, так и в кварцевых диорит-порфиритах (независимо от глубины формирования интрузивов) и приурочена к зонам разломов, пересекающим интрузивы либо проходящим по контакту массивов с вмещающими породами. Конечным итогом этого процесса является образование кварц-каолиновых интенсивно пиритизированных пород. Если каолинизация накладывается на ранее серицитизированные породы, то серицит сохраняется внутри каолинизированных плагиоклазов, в результате образуются кварц-серицит-каолиновые породы с пиритом. Пространственно и генетически с каолинизацией тесно связана карбонатизация, которая среди метасоматических преобразований является наиболее поздним и в то же время широко и интенсивно проявленным процессом, преобразующим как свежие, так и ранее измененные породы. Карбонатизация выражена преобладающей кальцитизацией и в меньшей степени доломитизацией, по зонам разломов и повышенной трещиноватости пропитывает породу. Нередко кальцит прослеживается в виде прожилков в кварц-каолиновой и кварц-серицит-каолиновой породах. В рудных жилах кальцит совместно с кварцем, халцедоном, а иногда баритом входит в состав жильных минералов.

Образованию жильных карбонатов в кварцевых диорит-порфиритах в отдельных случаях сопутствуют выделения твердых и жидких органических соединений. В Вышковском районе к таковым относятся гатчеттит и органические вещества типа «капельных» нефтей. Гатчеттит и «капельные» нефти развиты по трещинкам каолинизированных кварцевых диорит-порфиритов третьей стадии, покрывая кальцитовые корки сплошным слоем (Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская, 1955). Температура гомогенизации жидких включений в кальците, ассоциирующемся с органическими соединениями, определяется 80—120°C. Элементарный состав гатчеттита в расчете на органическую массу: С — 84,64% Н — 14,89%. Этому составу ближе всего отвечает формула $C_{40}H_{33}$. Таким образом, органические вещества, как и другие вторичные образования, обнаруживают связь с интрузивами третьей стадии и являются продуктами более поздних низкотемпературных преобразований.

Четвертая стадия представлена крайними дифференциатами гипабиссального комплекса и включает лейкократовые гранодиорит-пор-

фиры и дациты, дайки микропегматита и микроаплита и связанные с ними взрывные брекчиевые дайки.

Доказательством принадлежности лейкократовых пород к гипабиссальному комплексу является переход гранодиорит-порфиров в периферийной части массива в лейкократовую разность, которая отличается почти полным отсутствием темноцветных минералов. Переход гранодиорит-порфиров происходит постепенно, но на коротком расстоянии (1 м). В переходной зоне наблюдается постепенное снижение количества темноцветных минералов вплоть до полного их исчезновения, а структура основной массы приобретает фельзитовый облик.

Лейкократовые породы в Вышковском районе образуют и самостоятельные интрузивные массивы как выходящие на поверхность (массив лейкократовых гранодиорит-порфиров Б. Шаяна), так и находящиеся на значительных глубинах (участок Лопош). Кроме того, известны экструзивный массив, сопряженный с жерловиной лейкократовых дацитов (Большой Ракош), и дайковые лейкократовые образования — дациты, микроаплиты, микропегматиты (участки Баян, Новый).

В экструзивном массиве Большой Ракош подземная часть характеризуется крутыми контактами, сменяющимися близ поверхности полыми языкоподобными инъекциями, переходящими на поверхность в небольшие потоки.

Вмещающие породы на контакте с массивами лейкократовых пород почти не изменены, наблюдается лишь незначительное уплотнение их на расстоянии 2—3 см без новообразований метаморфогенных минералов. Отдельные участки массивов обогащены ксенолитами аргиллитов и песчаников, в которых также не обнаружены следы термальных превращений.

В отличие от интрузивов гранодиорит-порфиров лейкократовые породы не вызывают воздымания пластов осадочной толщи в интрузивном контакте, хотя относятся к наиболее кислым диоритам гипабиссального комплекса и поэтому должны быть наиболее вязкими. Это, по-видимому, объясняется повышенной подвижностью лейкократовой магмы в связи с концентрацией в ней летучих компонентов в процессе длительной дифференциации. О повышенной подвижности лейкократовой магмы свидетельствуют и языкоподобные инъекции лейкократовых пород. Подобные инъекции не встречаются в массивах гранодиорит-порфиров, что еще более подчеркивает различия в подвижности магмы гранодиорит-порфиров и лейкократовых пород.

В растекшейся части экструзивов и вблизи контакта массивов лейкократовые породы имеют фельзитовидный облик с едва раскристаллизованным кварц-полевошпатовым субстратом, на фоне которого заметны микролиты плагноклаза, направленно расположенные относительно контакта. В удалении от контакта структура основной массы становится микропиклитовой и гранулитовой, подобно основной массе гранодиорит-порфиров.

Основные породообразующие минералы в лейкократовых породах — плагноклаз, кварц и калишпат. Эпизодически встречаются

фиры и дациты, дайки микропегматита и микроаплита и связанные с ними взрывные брекчиевые дайки.

Доказательством принадлежности лейкократовых пород к гипабиссальному комплексу является переход гранодиорит-порфиров в периферийной части массива в лейкократовую разновидность, которая отличается почти полным отсутствием темноцветных минералов. Переход гранодиорит-порфиров происходит постепенно, но на коротком расстоянии (1 м). В переходной зоне наблюдается постепенное снижение количества темноцветных минералов вплоть до полного их исчезновения, а структура основной массы приобретает фельзитовый облик.

Лейкократовые породы в Вышковском районе образуют и самостоятельные интрузивные массивы как выходящие на поверхность (массив лейкократовых гранодиорит-порфиров Б. Шаяна), так и находящиеся на значительных глубинах (участок Лопош). Кроме того, известны экструзивный массив, сопряженный с жерловиной лейкократовых дацитов (Большой Ракош), и дайковые лейкократовые образования — дациты, микроаплиты, микропегматиты (участки Баян, Новый).

В экструзивном массиве Большой Ракош подземная часть характеризуется крутыми контактами, сменяющимися близ поверхности полными языкоподобными инъекциями, переходящими на поверхность в небольшие потоки.

Вмещающие породы на контакте с массивами лейкократовых пород почти не изменены, наблюдается лишь незначительное уплотнение их на расстоянии 2—3 см без новообразований метаморфогенных минералов. Отдельные участки массивов обогащены ксенолитами аргиллитов и песчаников, в которых также не обнаружены следы термальных превращений.

В отличие от интрузивов гранодиорит-порфиров лейкократовые породы не вызывают воздымания пластов осадочной толщи в интрузивном контакте, хотя относятся к наиболее кислым диоритам гипабиссального комплекса и поэтому должны быть наиболее вязкими. Это, по-видимому, объясняется повышенной подвижностью лейкократовой магмы в связи с концентрацией в ней летучих компонентов в процессе длительной дифференциации. О повышенной подвижности лейкократовой магмы свидетельствуют и языкоподобные инъекции лейкократовых пород. Подобные инъекции не встречаются в массивах гранодиорит-порфиров, что еще более подчеркивает различия в подвижности магмы гранодиорит-порфиров и лейкократовых пород.

В растекшейся части экструзивов и вблизи контакта массивов лейкократовые породы имеют фельзитовидный облик с едва раскристаллизованным кварц-полевошпатовым субстратом, на фоне которого заметны микролиты плагноклаза, направленно расположенные относительно контакта. В удалении от контакта структура основной массы становится микропиклитовой и гранулитовой, подобно основной массе гранодиорит-порфиров.

Основные породообразующие минералы в лейкократовых породах — плагноклаз, кварц и калишпат. Эпизодически встречаются

пироксен и роговая обманка. Плагиоклаз развит во вкрапленниках и в основной массе. Во вкрапленниках плагиоклаз зональный, такого состава: центр — битовнит № 70—78, окружен зоной лабрадора № 54—56. Микролиты основной массы характеризуются № 25—28. Кварц развит в основной массе и незначительно во вкрапленниках, калишпат — только в основной массе. Лейкократовые дациты наиболее обогащены летучими компонентами, для них характерны турмалинизация в виде лучистых микровыделений в основной массе дацитов, слагающих некки, и наличие взрывных брекчий в виде даек. Кроме того, лейкократовые дациты характеризуются интенсивным гидротермальным преобразованием, выраженным главным образом каолинизацией, карбонатизацией и пиритизацией. Большинство проявлений лейкократовых гранодиорит-порфиров и дацитов и связанных с ними взрывных брекчий содержат рудную минерализацию.

Дайки микроаплита секут гранодиорит-порфиры, относящиеся к третьей стадии гипабиссального комплекса, что доказывает положение лейкократовых пород в конце гипабиссального ряда. Эти дайки вскрыты рядом скважин (скв. 19, скв. 1, участок Баня). Их мощность измеряется единицами и десятками сантиметров. Они обладают резкими прямолинейными контактами без следов термального воздействия на вмещающие их породы. Микроаплиты характеризуются фельзитовидной структурой и состоят из кварца, микролитов альбита, микрочешуек светлой слюды, пирита и бурых окислов железа. В породе значительно преобладает кварц, образуя изометричные микровыделения, проросшие микролитами альбита. Специфический минеральный состав и отсутствие вкрапленников свидетельствует о принадлежности этой породы к жильным дифференциатам аплитового ряда.

Микропегматиты, как и микроаплиты, слагают дайки, мощность которых колеблется от 4 до 15 м, и пересекают массив кварцевых диорит-порфиритов третьей стадии. Контакты их с вмещающими породами прямолинейные и четкие. От вмещающих их кварцевых диорит-порфиритов микропегматиты резко отличаются общим рисунком микроструктуры, минеральным составом и характером вторичных изменений.

Описываемым породам свойственна афировая структура. Вкрапленники редки и представлены кварцем, единичными табличками плагиоклаза, полностью замещенного микроагрегатом каолина и единичными вытянутыми чешуйками светлой слюды. Основная масса породы состоит из сферолитов, микропегматита, погруженных в фельзитовый агрегат. Последний с высоким содержанием калишпата, поскольку широко развита реакционная кайма вокруг зерен кварца. Значительное преобладание основной массы над вкрапленниками, а также характерный кварц-калишпатовый состав позволяют отнести эти породы к микропегматитам.

Описываемые жильные породы подвергнуты химическим анализам, которые пересчитаны на минеральный состав породы (табл. 26).

Данные таблицы подтверждают также, что основными породообразующими минералами для микроаплита являются кварц и альбит при значительном преобладании свободного кварца. Вероятно, в этой

породе наряду с каолинизацией происходило интенсивное окварцевание. Для микропегматитов основные породообразующие минералы — кварц и калишпат, находящиеся почти в равных количествах, что соответствует нормативному составу пегматитов. Таким образом, подытоживая приведенные выше материалы, приходим к выводу о резко лейкократовом составе жильных пород, представляющих крайние дифференциаты в известково-щелочном ряду.

Таблица 26

РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ И МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ
МИКРОАПЛИТА И МИКРОПЕГМАТИТА (ВЫШКОВСКИЙ РАЙОН)*

Окислы	В-1-28а, скв. 1, участ- ток Баян, микроап- лит	В-1-28а, скв. 1, участ- ток Баян, микроап- лит	В-К-59-6, участок Новый, микропег- матит	Номинальный состав пород, %		
				Минералы	Среднее по микроаплитам	Микропег- матит
SiO ₂	81,46	81,20	75,54	Кварц	65,3	40,7
TiO ₂	0,20	0,49	0,19	Альбит	13,2	—
Al ₂ O ₃	6,20	5,56	13,67	Калишпат	—	37,7
Fe ₂ O ₃	1,22	1,60	0,11	Слюда	6,3	10,1
FeO	1,86	2,16	0,28	Каолинит	7,4	10,7
CaO	0,24	0,76	0,13	Магнетит	2,1	0,4
MgO	2,95	3,42	0,51	Пирит	1,00	—
MnO	0,10	0,14	0,02			
Na ₂ O	1,45	1,62	0,27	С у м м а	98,20	99,60
K ₂ O	0,41	0,48	7,20			
H ₂ O ⁺	—	—	1,57			
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,10	0,48			
CO ₂	2,05	0,59	Не обн.			
S	—	0,51	0,10			
П. п. п.	—	1,25	0,42			
С у м м а	98,14	99,88	100,49			

* Анализы В-1-28а-1 и В-К-59-6 — лаборатория ИОНХ, Одесса. Анализ В-1-28а — лаборатория Львовского университета.

Дайкам микроаплита и микропегматита сопутствуют брекчиевые дайки. Совместное нахождение этих образований не случайно, так как взрывчатые брекчиевые дайки тяготеют к лейкократовым породам. Брекчиевые дайки разноориентированы и направление их подчинено элементам тектонических трещин, некоторые из них приурочены к зонам дробления в гранодиорит-порфирах. Все брекчиевые дайки крутопадающие. Для них характерны уступчатые контуры, непостоянная мощность как по простиранию, так и по падению. На коротком расстоянии дайки мощностью в 2—3 м превращаются в проводники, измеряемые сантиметрами. Брекчиевым дайкам, залегающим в осадочной толще, свойственны секущее положение относительно наслоения и боковые ответвления. Совокупность раздувов и пережимов, чередующихся с участками более устойчивой мощности, образует брекчиевые дайки протяженностью в 250—350 м (Б. М. Мерлич, 1958).

Брекчия этих даек состоит главным образом из вмещающих их пород и в меньшей мере из пород, вынесенных из глубин, — это обломки гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров, габбро-диабазов, лейкократовых дацитов, высокоглиноземистых роговиков, аргиллитов, песчаников и туфов. Обломки сцементированы туфоподобным и в меньшей мере глинистым материалом. Величина обломков в брекчии колеблется от метровых глыб до частиц размером в несколько миллиметров. Цемент брекчии в преобладающем большинстве замещен агрегатом серицита, каолина, карбоната с вкрапленностью и прожилками пирита, галенита, сфалерита. Необходимо отметить отсутствие следов катаклаза в минералах цемента, а также обломков брекчии и проявлений термального метаморфизма.

Как известно, эксплозии связаны с газами, выделяющимися в процессе магматической деятельности; в связи с этим естественно предположить, что экспозивная деятельность, вызвавшая возникновение брекчиевых даек, связана с лейкократовой магмой, тем более, что она является наиболее поздним дифференциатом магматического очага, давшего породы гипабиссального комплекса.

ГИПАБИССАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВЕЛИКОДОБРОНЬСКОГО РАЙОНА

Район с. Великая Добронь расположен на юге Чопской впадины, тяготеет к зоне Припаннонского разлома и сложен мощной осадочной (1800 м) толщей тортона, сармата, паннона и левантина, в которой залегают эффузивные и пирокластические породы андезитового комплекса, относящиеся к нижнесарматскому, паннонскому и левантинскому времени. Как показали глубокие скважины (16-ч, 19-ч и Д-1), донеогеновые и тортон-сарматские отложения прорваны интрузиями гипабиссального комплекса — кварцевыми габбро-диабазами, кварцевыми диорит-порфирами, гранодиорит-порфирами и лейкократовыми дацитами (см. рис. 6).

Кварцевые габбро-диабазы, наиболее ранние представители гипабиссального комплекса, вскрыты скв. Д-1 на глубине 2160—2164, 2445—2449 м и скв. 16-ч на глубине 1063—1066 м. От кварцевых диорит-порфиров они отличаются более меланократовым составом и отчетливо выраженной офитовой структурой основной массы. Порода состоит из плагиоклаза, гиперстена и моноклинного пироксена. Так же, как и другие породы гипабиссального комплекса, кварцевые габбро-диабазы замещены хлоритом, карбонатами, серицитом и содержат мелкую вкрапленность рудных зерен.

Кварцевые диорит-порфиры в разрезе скважины Д-1 развиты наиболее широко. Они встречены на глубине: 930—1100, 1200—1275, 2125—2225, 2375—2525, 3300—3843 м. В приповерхностных условиях кристаллизации, ограниченных глубиной до 1,5 км, кварцевые диорит-порфиры характеризуются отчетливой порфировой структурой и полнокристаллической гипидиоморфнозернистой основной массой. С глубиной порфиновые структуры сменяются порфировидными и основная масса приобретает субофитовый облик, а наиболее глубинные фации

(3300—3843 м) переходят в кварцевые диориты с равномернозернистой структурой, в которой линейные величины минералов первого и второго поколений равны. Таким образом, в диапазоне приведенных глубин наблюдается переход кварцевых диорит-порфиритов в кварцевые диориты. Причем изменение структуры в породе происходит при одинаковом наборе породообразующих минералов, состоящем из плагиоклаза, кварца, роговой обманки и резко подчиненного количества калишпата. Плагиоклаз представлен в идиоморфных зернах во вкрапленниках и в основной массе, в большинстве случаев замещен агрегатом серицита и карбоната.

Кварц в виде идиоморфных выделений развит главным образом в основной массе. Темноцветные минералы развиты во вкрапленниках и, как правило, замещены хлоритом и карбонатом. Интенсивная карбонатизация породы сопровождается выделением рудных зерен, а также вторичного кварца. Следовательно, кварцевые диорит-порфириты и кварцевые диориты, подобно гранодиорит-порфирам и лейкократовым дацитам, интенсивно гидротермально преобразованы. На глубине 940 м (скв. Д-1) кварцевые диорит-порфириты пересечены взрывной брекчиевой дайкой, состоящей из обломков кварцевых диорит-порфиритов, аргиллитов и кристаллов плагиоклаза, кварца и темноцветных минералов. Цемент брекчии пелитоморфный, туфогенного облика. Обломки и цемент брекчии замещены серицитом, карбонатами и содержат густую вкрапленность рудных зерен.

Гранодиорит-порфиры развиты на таких глубинах: 2122 м (скв. Д-1) и 1038—1069, 1071—1076 м (скв. 16-ч). Гранодиорит-порфиры, как и лейкократовые дациты, интенсивно гидротермально преобразованы. Независимо от глубины их становления они характеризуются порфировой структурой. Вкрапленники состоят из зерен плагиоклаза, оплавленного кварца и единичных выделений роговой обманки, замещенной хлоритом и карбонатами. Зерна плагиоклаза в большинстве случаев замещены серицитом, частично мусковитом.

Основная масса состоит из плотносросшегося кварц-полевошпатового агрегата и характеризуется микрогранулитовой структурой. Акцессорные — апатит, циркон. В породе интенсивно развита карбонатизация, сопровождающая пиритизацию; кроме того, видны обособления халцедоновидного кварца.

Наиболее поздние дифференциаты гипабиссального комплекса — лейкократовые дациты, вскрытые скважинами Д-1 и 16-ч на глубине 748—912 и 726—898 м (см. рис. 6). Среди пород гипабиссального комплекса лейкократовые дациты наиболее гидротермально преобразованы и часто устанавливаются по реликтам структуры. В менее измененных участках отчетливо видна порфировая структура, вкрапленники плагиоклаза и единичные оплавленные зерна кварца. Плагиоклаз замещен серицитом; основная масса каолинизирована с густой вкрапленностью пирита и обособлениями вторичного кварца. В менее измененных участках породы отмечается микропойкилитовая структура основной массы. Породу пересекают кварц-карбонатные прожилки с пиритом и карбонатные прожилки с баритом.

ГИПАБИССАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОНЫ ЗАКАРПАТСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА (ПЕРЕЧИНСКИЙ И СВАЛЯВСКИЙ РАЙОНЫ)

В этой зоне установлены следующие гипабиссальные породы: габбро-диабазы и габбро-порфириты (Перечинский район), лейкократовые дациты с гранатом (Перечинский и Свалявский районы, Восточная Словакия) и лейкократовые микрогранодиориты и их эксплозивные брекчи (Перечинский район).

Габбро-диабазы и габбро-порфириты

Эти породы развиты на северо-западе Закарпатья (близ границы со Словакией) и обнажаются в виде эрозионных окон двумя разобщенными массивами среди паннонских андезитов — низов гутинской свиты (III фаза магматизма). Площади массивов габбро-диабазов и габбро-порфиритов в эрозионном срезе — 0,6 км² и 0,15 км². Гипабиссальные массивы приурочены к поднятию донеогенового фундамента, сопряженному с Закарпатским глубинным разломом. Здесь осадочная оболочка сплошь перекрыта толщей паннонских андезитов, и поэтому контакты габбро-диабазов с осадочными породами установить не удалось. Ближайшие обнажения осадочной толщи — эоцен-олигоценые аргиллиты и песчаники, которые, вероятно, протягиваются под эффузивами в сторону гипабиссальных интрузий.

О возрасте и петрологическом положении перечинских габбро-диабазов существуют различные мнения. В. П. Костюк (1961) считает их более поздними, чем андезиты низов гутинской свиты (паннон), и относит к субвулканической фации. Мы эти интрузивные породы относим к неогеновому гипабиссальному комплексу и в этом смысле объединяем с вышковскими габбро-диабазами.

А. В. Зобков, основываясь на различиях в химическом составе и структурах перечинских и вышковских габбро-диабазов, предполагает, что первые более древние, чем неоген, и относит их условно к палеогену.

Обратимся к разбору этих точек зрения. Доказательством, опровергающим утверждение В. П. Костюка о послепаннонском возрасте перечинских габбро-диабазов, могут служить следующие данные. В крупном обнажении вскрыт непосредственный контакт между габбро-диабазами и паннонскими андезито-базальтами III фазы вулканизма (низы гутинской свиты). Эти породы контактируют по четкой извилистой линии, причем непосредственно у контакта андезито-базальты имеют стекловатый базис, степень раскристаллизации которого увеличивается с удалением от контакта. В 10 см от контакта структура основной массы этой породы становится пилотакситовой и в 1 м — приобретает полнокристаллический долеритовый облик. И главное — стекловатый субстрат основной массы андезито-базальтов срезает крупные зерна плагиоклаза и пироксена в габбро-диабазе, а также выполняет мелкие трещинки в последних, сопряженные с контактом (С. М. Спитковская,

1958). Совершенно очевидно, что андезито-базальты прорывают габбро-диабазы и, следовательно, моложе их.

Перечинские габбро-диабазы действительно отличаются от вышковских по химическому составу и структурам. Перечинским габбро-диабазам свойственны черты гибридности, об этом свидетельствует необычное сочетание крайне магнезиальных пироксенов с роговой обманкой, основных плагиоклазов с кварцем и наличие сфена, приобретающего значение породообразующего минерала. Эти явления не наблюдаются в вышковских габбро-диабазых. Сопоставление математически обработанных петрохимических характеристик указывает на различия как химического состава, так и условий образования сравниваемых габбро-диабазов (критерий Рао—Уилкса — 27,07 при критическом значении 20,09, значение критерия равенства матриц ковариации — 123,62 при критическом значении 58,62).

Что касается структур, то габбро-диабазы Перечинского района — крупнокристаллические породы с размером зерен плагиоклазов и пироксенов 3—5 мм, в то время как вышковские габбро-диабазы представлены мелкокристаллической разновидностью с размерами плагиоклазов и пироксенов 0,5—2 мм. Кроме того, для перечинских габбро-диабазов характерны только офитовые структуры, тогда как в вышковских габбро-диабазых в верхних горизонтах до глубины 1 км (считая от поверхности, существовавшей во время кристаллизации этих пород) развиты порфиоровые структуры, только на глубине 1 км появляются офитовые структуры. Крупнокристаллическость перечинских габбро-диабазов и развитие в них только офитовых структур свидетельствуют о значительной глубине кристаллизации этих пород, превышающей, судя по Вышковскому району, 1 км. Но, как показали буровые скважины, неогеновые отложения в Перечинском районе, залегая на палеогене, имеют мощности, не превышающие 300—400 м, что характерно для бортовой части Закарпатского прогиба, примыкающей к поднятиям Закарпатского глубинного разлома. Очевидно, в такой маломощной неогеновой толще не могли быть сформированы интрузивные массивы габбро-диабазов со столь резко выраженными признаками более глубинной кристаллизации.

Остается предположить становление интрузии габбро-диабазов в палеогеновой толще, что и не определяет возраст этих пород, но заставляет более осторожно отнестись к предположению о их неогеновом возрасте. В связи с этим мы определили абсолютный возраст трех образцов габбро-диабазов (табл. 27).

Определения произведены в лаборатории геологического факультета Львовского университета под руководством Г. Х. Чеджемова. Результаты определений абсолютного возраста противоречивы — первые два значения находятся в пределах неогена, третье — показывает палеоген. Разумеется, по таким материалам нельзя судить о возрасте габбро-диабазов. Однако необходимо учитывать, что высокое содержание калия в пробах 148 и 31 не свойственно габбро-диабазам, поэтому можно предположить наличие в них новообразований калийсодержащих минералов, обусловивших «омоложение» породы. Таким образом,

вопрос о возрасте перечинских габбро-диабазов остается открытым, ясно лишь, что они не древнее палеогена.

Для габбро-диабазов характерна устойчивость состава и структур как в различных участках одного массива, так и в отдельных массивах. Особенность данных пород — постепенные переходы в локальных участках от крупнозернистых габбро-диабазов к типичным габбро-порфирирам, что затрудняет оконтуривание этих разностей. Габбро-диабазы содержат ксенолиты размером до 10 см пироксен-полевошпатовых и биотит-полевошпатовых роговиков.

Таблица 27

ОПРЕДЕЛЕНИЕ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ГАББРО-ДИАБАЗОВ
ПЕРЕЧИНСКОГО РАЙОНА

№ образца	Порода и привязка образца	K, %	Ag 40 рад, нг/г	Возраст, млн. лет.
148	Габбро-диабаз. Перечин, участок Дальний	1,45	1,86	18±2
31	Габбро-порфирит. Перечин, участок Дальний, шурф № 1	1,30	1,99	22±4
Д-300	Габбро-диабаз. Перечин, участок Дальний, правый склон потока Китеж	1,00	2,46	36±8

Габбро-диабазы характеризуются офитовой структурой, а габбро-порфириды — порфировой с микрогаббровой основной массой. Минералогический состав этих пород следующий: плагиоклаз, моноклинный пироксен, гиперстен, кварц и калишпат; аксессуарные минералы — апатит, магнетит, сфен; вторичные минералы — амфибол, кварц, хлорит, карбонаты.

Плагиоклаз двух генераций образует крупные выделения широких и удлиненных таблиц зонального строения с простыми и полисинтетическими двойниками. Состав зерен плагиоклаза вкрапленников I и II генерации приведен в табл. 28. В измененных разностях плагиоклаз замещается мелкошубчатым агрегатом серицита либо каолина.

Гиперстен, моноклинный пироксен и роговая обманка образуют крупные идиоморфные выделения; железистость этих минералов видна из табл. 29. Низкая железистость темноцветных минералов отличает габбро-диабазы Закарпатского глубинного разлома от подобных пород в Припанионской тектонической зоне. Характерно, что роговая обманка псевдоморфно замещает зерна моноклинного пироксена.

Сфен в габбро-порфиридах и габбро-диабазов развит повсеместно, а в отдельных участках образует значительные выделения, замещающая зерна моноклинного пироксена. Зерна сфена отличаются отчетливо выраженным плеохроизмом и псевдоабсорбцией, где $\rho > V$. В некоторых крупных зернах видна пересекающаяся спайность.

ЗАМЕРЫ ПЛАГИОКЛАЗОВ ИЗ ГАББРО-ДИАБАЗОВ
НА ФЕДОРОВСКОМ СТОЛИКЕ

№ шлифа	Характеристика зерен	Координаты двойниковой оси или нормали шва			Символ	№ плагиоклаза
		Ng	Nm	Np		
5267/1	Крупная лейста, центр (зерна I генера- ции)	43,5	59	65	B⊥ (010)	75
5267/2	Крупная лейста I ге- нерации	56	80	35	B [001]	74
5276/в	То же	44	60	64	B⊥ (010)	76
5281/1	"	38	67	60,5	B [001]	74
5281/2	"	70	36	62	$\frac{B⊥ [001]}{(010)}$	70
5281/3	Лейста II генерации	37	60	70	B⊥ (010)	66
5281/4	То же	73	34	64	$\frac{B⊥ [001]}{(010)}$	68
Обн. 11/1	Лейста I генерации, зональная, край	33	62	72	B⊥ (010)	59
Обн. 11/2	То же	60	71	38	B [001]	61

Таблица 29

ОПТИЧЕСКИЕ КОНСТАНТЫ ТЕМНОЦВЕТНЫХ МИНЕРАЛОВ
ИЗ ГАББРО-ДИАБАЗОВ

№ образца	Ng	Np	2V	CNg	Железистость, мол. %
<i>Гиперстен</i>					
Д-145	1,700	1,688	-74	—	27
Д-5267	1,698	1,686	-76	—	25
Д-5281	1,703	1,690	-68	—	28
Д-11	1,702	1,690	-72	—	28
<i>Моноклинный пироксен</i>					
Д-145	1,711	1,685	+48	41	22
Д-5267	1,712	1,686	+46	40	24
Д-5276	1,710	1,685	+48	42	20
Д-5281	1,714	1,682	+49	40	27
Д-11	1,714	1,688	+47	42	27
<i>Роговая обманка</i>					
Д-32	1,656	1,642	-78	18	15

ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ПОРОДЫ — МИКРОГРАНОДИОРИТЫ И ДАЦИТЫ С ГРАНАТОМ

Микрогранодиориты распространены близ с. Дубриничи и представлены пластообразной интрузией, штокообразными телами и дайками, прорывающими палеогеновый флиш. С неогеновыми отложениями эти породы не контактируют. Размеры пластообразной залежи: мощность от 15 до 70 м, длина около 2 км. Штокообразные тела в поперечнике измеряются десятками метров, к одному из них приурочено концентрированное ртутное оруденение. Контакты микрогранодиоритов с флишевыми породами четкие, слабо волнистые, без следов термального метаморфизма. В экзоконтакте интрузии наблюдается интенсивное перематне и брекчирование вмещающих пород. Брекчия состоит из обломков флиша и характеризуется невыдержанной мощностью. Раздутье в брекчии, достигающие десятков метров, часто превышают мощность интрузивных тел и на коротком расстоянии сменяются пережимами в несколько сантиметров. На наш взгляд, образование брекчии связано с внедрением микрогранодиоритов, магма которых значительно обогащена летучими компонентами.

Дацинты с гранатом представлены куполами, по составу аналогичными микрогранодиоритам. Купола располагаются как среди вулканических образований гутинской свиты паннона, так и среди палеогенового флиша. Наличие агломератового туфа, состоящего из обломков дацита с гранатом, а также проявленная местами стекловатая структура их основной массы свидетельствует о развитии здесь наряду с экстрезивными фациями и наземных фаций, как это наблюдается в лейкократовых дацитах участка Большого Ракоша Вышковского района. Аналогичные дациты с гранатом обнаружены скважинами и в интрузивном залегании на больших глубинах (700—1200 м) в верхнемеловом и палеогеновом флише (район г. Свалява). Мощность интрузивных залежей колеблется здесь от 400 м (скв. 6) до 100 м (скв. 3). Известны лейкократовые дациты и липарито-дациты с гранатом и без него в Восточной Словакии, где они образуют интрузивные тела (массивы Михаловцы, Лесне, Бенятино, Мерник) среди неогеновых и палеогеновых отложений.

Основываясь на сходстве микрогранодиоритов с лейкократовыми дацитами и основной массой гранодиорит-порфиров Вышковского района, мы отнесли микрогранодиориты к паннону, подкрепив это определениями абсолютного возраста. Однако Э. А. Лазаренко (1970) счел для себя интересным отнести эти породы к меловым образованиям на основании того, что в палеогеновом флише он наблюдал мелкие обломки пород, напоминающие ему микрогранодиориты. В своей работе Э. А. Лазаренко не приводит результатов исследований этих пород. Необоснованность этого утверждения не помешала Э. А. Лазаренко причислить дубриничские микрогранодиориты к меловым банатитам и даже наметить в Закарпатье банатитовую рудную формацию.

Для того чтобы освободить читателей от возможных заблуждений, приводим определения абсолютного возраста микрогранодиоритов и петрологически связанных с ними лейкократовых дацитов с гранатом,

показывающие паннонский возраст этих пород. Микрогранодиориты с. Дубриничи — $12,2 \pm 1,3$ млн. лет; дациты с гранатом: купол ручья Поташня — $14,9 \pm 1$ млн. лет, интрузив Свалявы — $13,4 \pm 3$ млн. лет; лейкократовые липарито-дациты Словакии: массив Лесне — $14,7 \pm 2,2$ млн. лет, массив Михайловцы — $11,4 \pm 3,3$ млн. лет, массив Мерник — $13,9 \pm 3,0$ млн лет (лаборатория Львовского университета).

Микрогранодиориты — породы серовато-белого цвета, фельзитового облика. Им свойственно почти полное отсутствие порфировых вкрапленников, а если таковые встречаются, то это лишь единичные микро-вкрапленники плагиоклаза и биотита, не превышающие 0,5 мм. Кроме того, характерно исключительное сходство этих пород с основной массой гранодиорит-порфиров и их дифференцированных разностей — лейкократовых пород.

Главные породообразующие минералы — это плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат. Плагиоклаз в единичных вкрапленниках образует хорошо ограненные удлиненные таблицы, отличается более стойким составом по сравнению с микролитами основной массы и относится к андезину (табл. 30).

Таблица 30

ЗАМЕРЫ ПЛАГИОКЛАЗОВ ИЗ МИКРОГРАНОДИОРИТОВ

№ шлифа	Координаты двойниковой оси или нормали шва			Символ	№ плагиоклаза
	Ng	Nm	Np		
П-55-Д	78	53	3	$\frac{B \perp [001]}{(010)}$	45
П-56-Д	69	41	56	$B \perp (001)$	41

Показатели преломления микролитов плагиоклаза основной массы: $N_g = 1,554 - 1,550$; $N_p = 1,547 - 1,544$, что соответствует плагиоклазу № 28—35. Кварц развит также в идиоморфных зернах с характерными ромбовидными разрезами. Калишпат ксеноморфен. Очень редко в породе можно наблюдать единичные чешуйки биотита и мусковита. Биотит с $N_m = 1,675$ близок к лепидомелану. Особенностью этих пород является развитие в них сферолитов турмалина размером 0,5—1 см при величине отдельных призмочек 0,1 мм. При наличии турмалина в породе заметно повышается раекристаллизация основной массы. В участках, окружающих сферолиты турмалина, в основной массе возрастает количество идиоморфного кварца, сросшегося с плагиоклазом и калишпатом. Стало быть, тесное срастание ассоциирующего с турмалином кварца с другими породообразующими минералами может свидетельствовать об одновременной кристаллизации турмалина и основной массы микрогранодиоритов. Турмалин в сферолитах образует хорошо ограненные таблички и удлиненные зерна темно-зеленого цвета, отчетливо плеохроирующие: $N_g = 1,669$; $N_p = 1,644$, что отвечает приблизительно со-

держанию 80% шерлового компонента. Турмалин в микрогранодиоритах установлен повсеместно (в пластовой интрузии, дайках и в отторженцах в брекчии). В тяжелой фракции измельченной породы микрогранодиоритов обнаружен гранат в идиоморфных зернах.

Структура породы микрогипидиоморфнозернистая, переходит в гранулитовую. Вблизи контакта с вмещающими породами структура приближается к фельзитовой. В основной массе микрогранодиоритов наблюдаются округлые сферолиты, состоящие из тонких микропегматитовых сростаний кварца и калишпата. В отдельных участках сферолиты микропегматита становятся главным структурным элементом породы. Микрогранодиориты, как правило, каолинизированы. Каолинизация сопровождается карбонатизацией и местами ртутной минерализацией.

Лейкократовые дациты характеризуются редкими вкрапленниками плагиоклаза, биотита, граната, кварца. Плагиоклаз вкрапленников — андезин № 38—40 — образует таблички размером 1—2 мм. Вкрапленники кварца встречаются в значительно меньшем количестве, чем плагиоклаз, и обладают характерной оплавленной формой. Вкрапленники биотита имеют вид тонких табличек длиной до 1 мм. Цвет темный, бурый, с резким плеохроизмом. Показатель преломления биотита несколько ниже, чем у биотита из дацитов эффузивного комплекса $N_m=1,690$, а в более светлых разностях $N_m=1,676$, вероятно, близок к лепидомелану.

Структура породы порфировая, структура основной массы стекловатая. В стекловатой основной массе в значительном количестве присутствуют мелкие таблички плагиоклаза длиной до 0,1 мм, состоящие из андезина № 31—36.

Гранат встречается в дацитах в виде редких вкрапленников, размеры которых обычно до 1—2 мм, иногда до 5 мм. Цвет граната темно-красный. Кристаллы имеют одинаковый характерный габитус. Ведущей формой является тетрагон-триоктаэдр. В шлифе видно, что в некоторых случаях в края зерен граната вырастают кристаллы кварца и биотита, а внутри граната развиты мелкие зерна циркона, что заставляет предполагать их интрателлурическую кристаллизацию. Показатель преломления граната $N=1,812$, что приближается к данным для чистого альмандина. Гранаты из лейкократовых пород нами детально исследованы химически и рентгеноструктурно (В. С. Соболев и др., 1955). По данным исследований, гранат состоит из альмандина — 70,7%, пирропа — 7,7%, спессартина — 3,3%, гроссуляра — 11,8%, андрадита — 6,5%. По преобладающим компонентам гранат может быть назван альмандином с повышенным содержанием кальциевого компонента, что, вероятно, связано с особенностями генезиса. В пределах Закарпатского глубинного разлома уже на территории Восточной Словакии развиты кварцевые диорит-порфириты с гранатом.

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, СВЯЗАННЫЕ С ГИПАБИССАЛЬНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ

Контактные воздействия гипабиссальных интрузий на вмещающие породы наиболее полно изучены в Вышковском районе, где горными выработками и скважинами прослежены непосредственные интрузивные контакты на больших расстояниях. Напомним, что вмещающими породами в этом районе являются туфогенно-осадочные отложения, состоящие из аргиллитов, алевролитов, песчаников и плагиолипаритовых туфов. Мы установили, что различные стадии гипабиссального комплекса обуславливают разные ступени контактового метаморфизма и соответствующие им контактово-метаморфические породы (С. Спитковская, 1961).

В непосредственной связи с интрузиями габбро-диабазов и габбро-порфиритов (первая стадия) находятся высокотемпературные кварц-пироксен-полевошпатовые роговики, сопровождающие все без исключения выходы этих пород. Переход типичных кварц-пироксен-полевошпатовых роговиков в аргиллиты и алевролиты четкий и происходит на коротком расстоянии, без смены высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными. Характерно, что мощность роговиковых зон зависит от величины интрузирующих тел и колеблется в пределах от десятков метров до нескольких сантиметров, подчиняясь общей закономерности — увеличению мощности роговиковых зон с глубиной их образования. Эта закономерность отчетливо наблюдается при сравнении полей ороговикования, связанных с интрузиями габбро-диабазов и габбро-порфиритов.

Кварц-пироксен-полевошпатовые роговики — плотные, сливные, массивные, реже полосчатые и пятнистые породы с характерным раковистым и остроугольным изломом; по мере удаления от контакта они наследуют текстуру исходной осадочной породы. Под микроскопом — это мелкозернистая порода, состоящая из моноклинного пироксена, плагиоклаза, калишпата, кварца, биотита и магнетита. Имеет типичную роговиковую структуру, которая характеризуется прорастанием зерен полевого шпата и кварца пироксеном, а пироксена — магнетитом. Близ контакта с интрузией происходит полная перекристаллизация вмещающих пород, но в роговиках, удаленных от контакта, новообразования замещают только поровый цемент исходной породы, не затрагивая кластических зерен.

Пироксен принадлежит диопсид-геденбергитовому ряду и характеризуется такими показателями преломления: $N_g = 1,724$, $N_p' = 1,694$, что соответствует содержанию 45 мол. % железистого компонента. Зерна изометричные, размер их не превышает 0,07 мм. В роговиках пироксен является ведущим минералом. Близ контакта с интрузией в полностью перекристаллизованных разностях он равномерно рассеян в массе породы; в некотором удалении от контакта в неполностью перекристаллизованных разностях роговиков пироксен развит только в цементе породы, а в более тонкозернистых разностях, на границе перехода в обычные не метаморфизованные аргиллиты, образует редкие разобщенные скопления слабораскристаллизованного агрегата.

Биотит в типичных кварц-пироксен-полевошпатовых роговиках развит незначительно в виде неправильных чешуек размером до 0,06 мм, равномерно рассеянных в массе породы, светло-окрашенный с четким плеохроизмом до бесцветного. Показатели преломления $N_g=1,624$, $N_p=1,581$, что отвечает 35 мол. % содержания железистого компонента. В отдельных участках породы, особенно в полосчатых роговиках, количество биотита значительно возрастает, вплоть до образования существенно биотитовых прослоек с отчетливыми следами замещения полевых шпатов. В таких разностях железистость биотита несколько понижается и $N_g=1,616$, что соответствует 25 мол. % FeO, размер чешуек увеличивается, достигая 0,1—0,5 мм.

Плагиоклаз, калишпат, кварц преобладают в породе, образуя плотно сросшийся агрегат, в котором выделяются кристаллобласты плагиоклаза, калишпата и кварца. Зерна имеют неправильные, но более или менее изометричные формы, размер которых достигает 0,02—0,5 мм. Плагиоклаз принадлежит к началу ряда лабрадора с $N_g=1,565$, калишпат (по-видимому, ортоклаз) — с $N_g=1,525$. Кроме перечисленных минералов, описываемые роговики содержат мелкую рассеянную вкрапленность магнетита.

Минеральный состав породы соответствует минеральной ассоциации высокотемпературной пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма, по Ф. Тернеру и Д. Ферхугену (1961). Они пишут, что развитию этой фации «особенно благоприятствует небольшая глубина (где давление невелико) и близость интрузий основной магмы, где температуры высоки».

Данные о химическом составе кварц-пироксен-полевошпатовых роговиков вблизи контакта с интрузией габбро-диабазы и на некотором удалении от контакта, а также исходной породы приведены в табл. 31.

Сравнивая данные анализов роговиков и исходной породы (аргиллита), следует отметить в общем близкий состав породообразующих окислов в роговиках и аргиллитах, свидетельствующий о том, что минеральный парагенезис роговиков образуется в основном за счет исходной осадочной породы с незначительным привнесением вещества SiO₂ и CaO со стороны интрузива кварцевых габбро-диабазов. Одновременно в процессе ороговикования происходит резкая дегидратация исходной породы, выявленная значительным уменьшением содержания H₂O⁺ в роговиках.

Ниже приводим результаты пересчета анализов роговиков на количественный минеральный состав, вес. %:

№ образца	Пироксен	Биотит	Плагиоклаз	Калишпат	Кварц	Магнетит	Остаток
В-400-10	16	3	41	19	16	2	3
В-400-52	16	6	38	22	12	2	4

Иной характер ороговикования наблюдается на контакте интрузий диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов второй стадии гипабиссального комплекса. Развитые здесь роговиковые образования отличаются от кварц-пироксен-полевошпатовых роговиков, связанных с

габбро-диабазами и габбро-порфиритами как степенью контактового преобразования, так и минеральным составом, и относятся к кварц-амфибол-полевошпатовому ряду.

Таблица 31

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РОГОВИКОВ И ИСХОДНОЙ ПОРОДЫ*

Окислы	Роговик В-400-10 (близ контакта)	Роговик В-400-52 (в удалении от контакта)	Аргиллит В-400- -54
SiO ₂	57,88	55,04	53,76
TiO ₂	0,89	0,77	0,67
Al ₂ O ₃	16,73	17,37	17,22
Fe ₂ O ₃	1,62	1,66	2,11
FeO	4,85	6,05	4,14
CaO	7,56	7,19	5,99
MgO	3,70	4,29	3,68
MnO	0,12	0,16	0,20
K ₂ O	3,65	4,13	3,48
Na ₂ O	1,78	1,68	1,95
P ₂ O ₅	0,12	—	—
H ₂ O ⁻	0,29	0,30	0,52
H ₂ O ⁺	0,96	1,34	3,56
CO ₂	—	0,21	2,18
S	—	0,29	1,83
Сумма	100,15	100,31	100,37

* Химические анализы произведены в лаборатории Львовского университета аналитиком С. М. Цвик.

Для этих роговиковых образований характерна непостоянная мощность, исчисляющаяся несколькими сантиметрами около тонких апофиз диорит-порфиритов и достигающая нескольких метров близ крупных тел. Наблюдается неполная перекристаллизация в некотором удалении от контакта в связи с быстрой сменой физических условий метаморфизма. В таких случаях наряду с метаморфогенными новообразованиями в породе сохраняются первичные минералы исходной породы. Кроме того, в описываемых роговиках можно часто наблюдать замещение более высокотемпературных образований низкотемпературными, например, биотита — хлоритом, полевых шпатов — мусковитом и др.

Кварц-амфибол-полевошпатовые роговики представляют собой серые и темно-серые плотные породы с характерным остроугольным изломом, в большинстве случаев повторяющие первичную структуру осадочной породы. Минеральный состав роговиковых пород таков: амфибол, биотит, плагиоклаз, кварц, калишпат, эпидот, мусковит, хлорит, магнетит. Как и сопряженные с ними интрузивные тела, роговики часто подвержены вторичной карбонатизации и пиритизации.

Амфибол образует микровыделения удлиненных зерен с нечеткими оборванными ограничениями. Более крупным выделениям свойственна светло-зеленая окраска и отчетливый плеохроизм от зеленого до почти

бесцветного по биотитовой схеме. Показатели преломления — $N_g=1,660$, $N_p=1,644$. Судя по показателям преломления и другим особенностям минерала, этот амфибол принадлежит к роговым обманкам с 20 мол. % железистого компонента. Амфибол тесно сростается с полевым шпатом и кварцем.

Биотит — светлоокрашенный, с $N_m=1,621$, что соответствует содержанию 30 мол. % железистого компонента. Развит в небольшом количестве, равномерно рассеян в массе породы.

Эпидот обнаружен в тяжелой фракции измельченной породы в виде табличек и удлиненных столбчатых зерен, $N_g=1,730$, $N_p'=1,714$, что соответствует 12 мол. % содержания железистого компонента.

Плаггиоклаз с кварцем и калишпатом образуют тесные сростания, в которых нечетко выделяются изометричные очертания зерен. Плаггиоклаз значительно преобладает, принадлежит к ряду андезина с $N_g=1,558$. Калишпат развит незначительно и характеризуется показателем преломления $N_g=1,534$.

Мусковит развит в мелких чешуйках, образуя розетковидные прорастания с зернами полевого шпата, замещая последний.

Хлорит обычно развивается по биотиту, частично или полностью замещая его.

Магнетит так же, как и в высокотемпературных кварц-пироксен-полевошпатовых роговиках, образует мелкую рассеянную вкрапленность. Кальцит с пиритом выполняют тонкие прожилки, пересекающие породу. Размер зерен минералов, слагающих описываемые роговики, колеблется в пределах 0,01—0,2 мм.

По классификации Ф. Тернера и Д. Ферхугена (1961), минеральный состав описываемых роговиков определяет принадлежность их к среднетемпературной роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма с наложением элементов низкотемпературного метаморфизма.

Результаты химического анализа кварц-амфибол-полевошпатовых роговиков (обр. 32-а, участок М. Ракош), произведенного в лаборатории Львовского университета (аналитик С. М. Цвик), следующие, %: SiO_2 — 54,0; TiO_2 — 0,68; Al_2O_3 — 17,14; Fe_2O_3 — 2,03; FeO — 7,16; CaO — 4,48; MgO — 4,56; MnO — 0,13; K_2O — 2,31; Na_2O — 2,86; H_2O^- — 0,52; H_2O^+ — 3,63; CO_2 — 0,4; S — 0,2; сумма — 100,0.

Результаты пересчета анализа кварц-амфибол-полевошпатовых роговиков на количественный минеральный состав такие, вес. %: амфибол — 16, плаггиоклаз — 42, кварц — 15, калишпат — 4, биотит — 5, мусковит — 11, магнетит — 2, остаток — 5.

В контактовых роговиках наиболее меланократовых разностей диорит-порфиритов, близких по составу к кварцевым габбро-порфиритам, развиты промежуточные парагенезисы между пироксеновыми и амфиболовыми роговиками, и в переходных роговиках присутствуют зерна моноклинного пироксена.

Минералогические различия между породами близкого химического состава в пироксен-роговиковой и роговообманково-роговиковой фациях контактового метаморфизма выражаются в образовании

амфибола вместо пироксена и в резком уменьшении калишпата в результате замещения его мусковитом.

По данным Эскола, приведенным в «Петрологии изверженных и метаморфических пород» (1961), физические условия метаморфизма в указанных фациях различны и заключаются в более низкой температуре и более высоком давлении в роговообманково-роговиковой фации. Следовательно, можно предположить, что увеличение давления при реакциях метаморфизма в нашем случае происходит за счет давления флюидов, которыми более обогащена магма среднего состава по сравнению с магмой основного состава. Таким образом, если температура и давление — основные аргументы контактового метаморфизма, то в условиях малых глубин определяющим является именно температура.

К сказанному можно добавить, что на контакте интрузий гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов третьей стадии гипабиссального комплекса и более поздних лейкократовых пород четвертой стадии совершенно не наблюдаются контактовые воздействия на вмещающие породы, хотя магма этих интрузивных тел, представляющая наиболее поздние дифференциаты гипабиссального комплекса, наиболее обогащена летучими компонентами (H_2O и другими флюидами). При постоянном давлении нагрузки P_{H_2O} в породах поздних стадий дифференциации должно было быть более высоким по сравнению с P_{H_2O} в диорит-порфиритах более ранней стадии магматизма. Следовательно, можно утверждать, что существенным отличием в физических параметрах контактового метаморфизма гранодиорит-порфиров и связанных с ними кварцевых диорит-порфиритов была более низкая температура магматического расплава в интрузивных камерах. Все это приводит к выводу, что метаморфизм в условиях малых глубин определяется главным образом температурой магматического расплава непосредственно в интрузивных камерах.

Таким образом, нами установлено, что габбро-диабазы и габбро-порфириты (первая стадия) обуславливают метаморфизм высокотемпературной пироксен-роговиковой фации; диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты (вторая стадия), вызывают метаморфизм только среднетемпературной роговообманково-роговиковой фации, а гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты (третья стадия) и лейкократовые породы (четвертая стадия) не сопровождаются контактовыми преобразованиями вмещающих пород, не считая незначительного их уплотнения.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ГИПАБИССАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Результаты химических анализов пород гипабиссального комплекса приведены в табл. 32, химические анализы пересчитаны по методу А. В. Заварицкого и нанесены на вариационную диаграмму (рис. 11). Рой точек на диаграмме расположен главным образом между I и II вариационными линиями, отражая этим принадлежность гипабиссальных интрузий Закарпатья к известково-щелочному ряду (переходному меж-

ду типом Пеле и Лассен-Пик), но более приближающихся к крайнему известковому типу (Пеле). Породы гипабиссального комплекса тем самым повторяют общую особенность вулканических пород Закарпатья, а

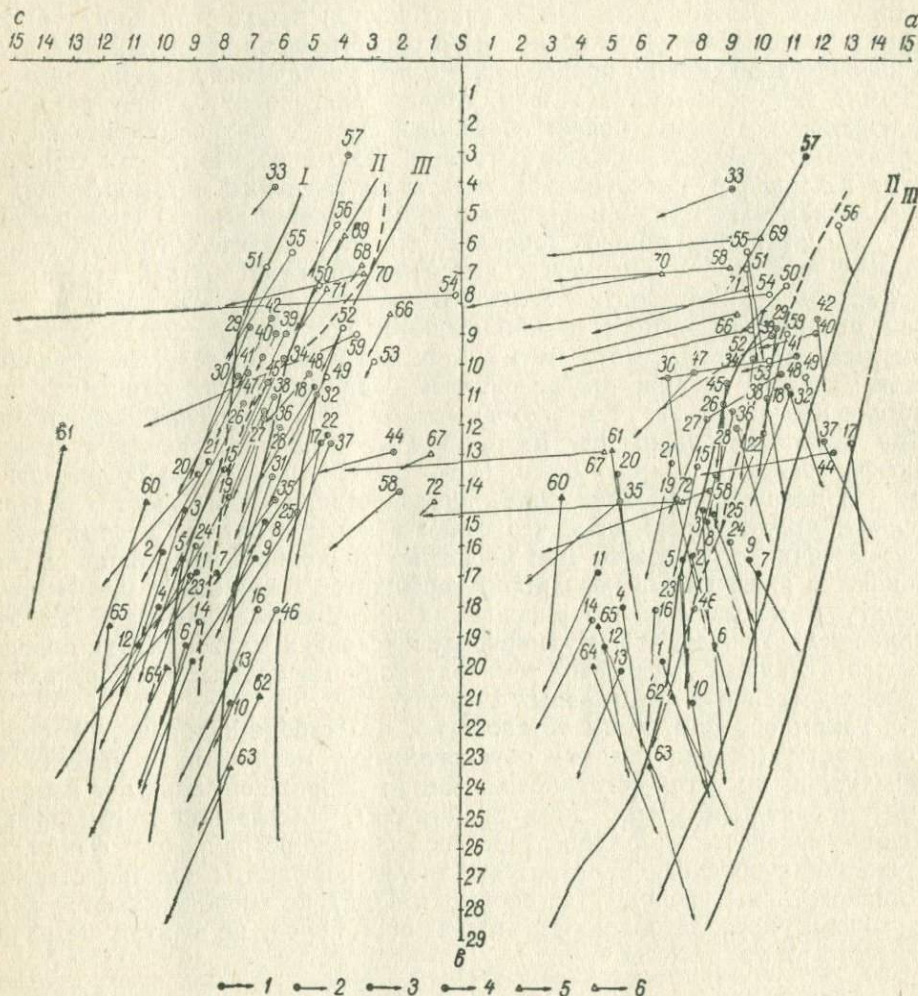


Рис. 11. Диаграмма химических составов пород гипабиссального комплекса Закарпатья (по А. Н. Заваричкому).

Интрузивы Припаннонского глубинного разлома: 1 — габбро-диабазы и габбро-порфириты (первая стадия); 2 — диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты (вторая стадия); 3 — кварцевые диорит-порфириты, гранодиорит-порфириты (третья стадия); 4 — лейкократовые дациты (четвертая стадия). Интрузивы Закарпатского глубинного разлома: 5 — габбро-диабазы, габбро-порфириты; 6 — лейкократовые дациты, микрогранодиориты.

также Внутренних Карпат (В. С. Соболев и др., 1955). Породы гипабиссального комплекса характеризуются последовательной многостадийной эволюцией от основных пород к кислым, отвечающей гомодромному

порядку дифференциации, свойственному также андезитовому вулканизму Внутренних Карпат.

Положение точек в верхней части диаграммы (см. рис. 11) на плоскости aSb для пород гипабиссального комплекса несколько отклоняется от вариационной кривой в сторону уменьшения щелочности, нарушая последовательное увеличение a в соответствии с возрастающей кислотностью пород в нормальном ряду. Эта особенность выражается появлением крайних дифференциатов лейкократовых пород, по составу соответствующих остаточному расплаву магмы гранодиоритов и кварцевых диоритов. Кроме того, общим свойством пород гипабиссального комплекса является повышенное значение характеристики a в кислых дифференциатах, обусловленное избыточным глиноземом, особенно отчетливо выраженное в интрузивных породах зоны Закарпатского глубинного разлома. Завышенное содержание глинозема в кислых породах комплекса, с одной стороны, отражает широкое развитие в них вторичных преобразований, с другой, — минералогическую специфику этих пород. Почти все разновидности гипабиссальных интрузий содержат большое количество чужеродных примесей. В породах, приуроченных к зоне Припаннонского глубинного разлома, — это неравномерно рассеянные ксенолиты высокоглиноземистых роговиков; в породах, приуроченных к зоне Закарпатского глубинного разлома, — это равномерно рассеянные ксенокристаллы граната.

Длина векторов на плоскости aSb для пород обеих структурных зон различна. Векторы пород, характеризующие гипабиссальный комплекс Припаннонской зоны, отличаются малой длиной, отражающей повышенную железистость в группе темноцветных минералов, где $f' > m'$. В интрузивных породах зоны Закарпатского разлома векторы характеризуются большей длиной, так как $f' < m'$, что отражает несколько заниженную железистость темноцветных минералов. Наклон векторов в левой части диаграммы не изменяется во всех породах гипабиссального комплекса и сохраняет умеренно крутое положение, что указывает на увеличение относительной роли натрия на фоне умеренно щелочного характера анализируемых пород и способствует широкому диапазону устойчивости моноклинного пироксена.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

Для оценки сходства или различия выделенных групп пород гипабиссального и эффузивного комплексов мы провели попарное сопоставление петрохимических данных важнейших групп магматических пород при помощи многомерного дисперсионного анализа (табл. 33).

Наиболее удобная модель магматического комплекса (группы, фазы, фации и т. д.) — многомерная случайная величина, число компонентов которой равно числу породообразующих окислов (в нашем случае восемь SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O). Многомерная случайная величина определяется двумя параметрами — вектором математических ожиданий и матрицей ковариации.

РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПОРОД

Окислы	Габбро-диабазы, габбро-порфиры первой стадии Вышковского района									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	В-400-15	В-399-19	В-445-10	В-600-В	В-19-4	В-8-616	В-618-6	В-531-ш	В-527-ш	В-529-ш
SiO ₂	53,68	52,92	54,28	63,96	54,46	48,64	49,66	56,46	50,56	47,42
TiO ₂	0,96	0,97	0,83	0,80	0,96	0,78	0,90	0,80	1,00	0,90
Al ₂ O ₃	17,68	19,07	18,47	17,84	18,42	17,84	17,43	16,32	15,22	14,94
Fe ₂ O ₃	2,25	0,06	1,91	1,50	3,84	1,44	2,61	3,51	1,43	2,32
FeO	5,88	6,56	6,04	6,82	5,60	7,33	6,18	4,74	6,25	9,05
MnO	0,17	0,20	0,17	0,14	0,14	0,21	0,26	0,13	0,15	0,57
MgO	5,01	4,20	3,42	4,63	3,78	4,82	3,76	3,47	2,60	3,66
CaO	9,52	8,74	7,90	8,67	7,45	7,16	5,95	7,13	7,00	6,30
Na ₂ O	2,08	2,49	2,52	1,63	2,34	2,41	2,16	2,73	2,36	2,13
K ₂ O	1,17	1,13	1,40	1,02	1,24	1,48	2,74	1,73	2,22	1,39
H ₂ O-	0,49	0,46	0,84	0,88	0,78	0,28	0,55	0,79	0,75	1,49
CO ₂	—	—	0,24	—	—	2,80	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	0,02	—	0,45	—	—	—
S ⁿ	—	—	0,50	0,63	—	0,32	—	—	—	—
П. п. п.	1,44	3,26	1,79	1,42	1,46	4,21	6,94	1,89	10,23	9,01
P ₂ O ₅	0,05	0,24	—	0,18	0,01	0,48	0,09	0,20	0,30	0,18
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,38	100,30	100,31	100,12	100,50	100,20	99,68	99,90	100,07	99,75

1-2 — Моронгош, габбро-диабаз, скв. 400, 399; лабор. Львовского ун-та; 3-4 — Моронгош, габбро-диабаз, скв. 400, 399; лабор. Львовского ун-та; 8-9 — Шаян, габбро-диабаз, общ., ксенолит, скв. 184; 10 — Шаян, общ.; 13 — Хижа, габбро-порфирит, ксенолит; 14-15 — Грендеш-Луци, диорит-порфирит, шт. 50-ый диорит-порфирит, общ., скв. 3, лабор. Львовского ун-та; 19-20 — Ракош, кварцевый диорит-кварцевый диорит-порфирит, скв. 8, лабор. Львовского ун-та.

ГИПАБИССАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ЗАКАРПАТЬЯ

Диорит-порфириды второй стадии Вышковского района

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
В-500-р	В-619-б	306	В-614-2	г. Луци	В-19-8	Баня обн.	В-3-12	В-503-р	В-504-р	Колсм	В-8-61
56,80	52,94	54,22	54,94	57,46	55,92	58,56	60,78	58,52	58,22	59,32	62,28
0,95	0,85	0,86	0,90	0,69	0,98	0,75	0,39	0,61	0,70	0,49	0,52
17,91	18,29	16,20	17,77	17,27	14,62	16,20	16,09	16,15	15,68	17,83	15,29
4,30	2,80	5,89	3,90	3,54	4,32	3,12	1,84	1,87	2,45	2,69	1,27
2,95	6,46	3,95	4,39	3,92	5,80	4,41	3,74	5,06	5,25	4,13	3,88
0,11	0,16	0,14	0,11	0,15	0,17	0,013	0,21	0,09	0,10	0,16	0,14
3,73	4,71	4,11	3,98	2,68	4,18	2,93	2,10	3,38	2,82	3,04	2,94
6,88	9,37	5,81	7,03	6,12	5,24	4,15	4,81	7,14	7,17	6,57	3,56
1,07	1,22	1,51	1,21	2,34	1,91	5,01	2,90	2,02	1,21	1,99	2,68
1,30	1,27	1,06	0,71	1,57	1,27	0,98	2,59	1,74	1,48	1,60	2,55
1,69	0,75	3,07	1,26	2,21	0,80	0,56	0,14	0,24	0,57	0,65	0,12
—	—	—	—	—	0,40	—	1,80	0,74	—	—	1,28
—	—	—	—	—	1,07	—	—	—	—	—	—
—	—	—	1,17	—	—	—	0,25	0,57	1,03	—	0,31
1,98	1,10	3,01	2,15	1,86	3,72	3,70	2,18	1,74	3,29	1,46	2,83
0,16	0,18	0,16	0,15	—	0,02	0,01	0,27	0,11	0,14	—	0,39
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,83	100,10	99,99	99,67	99,81	100,42	100,39	100,09	99,98	100,11	99,93	100,04

порфирит, скв. 445, обн., лабор. Львовского ун-та; 5-7 — Баня, габбро-диабаз, скв. 19, 8, обн., габбро-порфирит, ксенолит; 11 — Ракош, габбро-диабаз, ксенолит; 12 — Баня, габбро-порфирит, обн.; 16 — Баня — диорит-порфирит, скв. 19, лабор. Львовского ун-та; 17-18 — Баня, кварце-порфирит, шт. 46, лабор. Львовского ун-та; 21 — Колом, кварцевый диорит-порфирит; 22 — Баня,

Окислы	Кварцевые диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры							
	23	24	25	26	27	28	29	30
	В-490-40	В-762-2	Варгедь № 8	Варгедь	Хутор	В-445-28	В-400-22	Шутэ
SiO ₂	53,20	53,46	60,55	59,15	61,56	60,56	61,76	61,45
TiO ₂	1,06	1,00	0,62	0,60	0,07	0,66	0,63	1,01
Al ₂ O ₃	17,48	18,85	14,20	16,36	16,51	15,20	17,93	15,53
Fe ₂ O ₃	2,56	2,48	2,87	1,28	2,69	2,25	0,00	1,57
FeO	6,42	6,80	4,60	4,82	4,27	4,30	3,94	4,43
MnO	0,21	0,20	0,22	0,13	0,09	0,11	0,11	0,13
MgO	4,07	2,77	3,17	2,63	2,01	2,56	2,42	2,21
CaO	7,11	7,86	6,14	5,53	5,22	5,77	5,55	6,23
Na ₂ O	2,34	2,87	2,30	2,50	3,00	2,80	3,32	2,01
K ₂ O	1,08	1,39	2,16	1,85	0,91	1,78	1,98	1,51
H ₂ O ⁻	0,46	0,08	1,71	1,23	1,30	0,48	0,29	0,35
CO ₂	0,36	1,65	—	—	Не опр.	1,62	—	—
SO ₃	2,70	0,07	—	—	—	—	—	—
S ⁿ	0,01	—	—	—	—	0,20	—	—
П. п. п.	0,36	0,09	1,40	4,17	2,00	1,97	2,30	3,39
H ₂ O ⁺	1,35	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	0,20	—	—	—	0,23	—
Сумма	100,40	99,57	100,14	100,30	100,23	100,26	100,46	99,82

23 — Туринш, кварцевый диорит-порфирит, скв. 490, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 24 — Велятино, порфирит, лабор. Закарпатской экспедиции; 27—28 — Хуторской, кварцевый диорит-порфирит, ского ун-та; 30 — Шутэ, гранодиорит-порфир; 31—32 — Баня, гранодиорит-порфир, скв. 19, скв. порфирит; 36 — Новый, кварцевый диорит-порфирит, Канавы 59, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; Фирит, скв. 2, скв. 3, лабор. Львовского ун-та.

третьей стадии Вышковского района

31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
В-19-26	В-3-21	Обн.	Обн.	В-501-р	В-К-59-7	В-651-18	Вч-2-8	Вч-3-7а	Вч-3-8
60,20	62,14	64,18	62,71	62,54	60,96	60,30	58,80	57,96	56,84
0,79	0,46	0,51	0,63	0,70	0,73	0,63	0,59	0,58	0,45
16,57	16,10	15,47	15,97	16,16	16,65	15,45	11,70	8,87	12,25
2,16	1,44	0,43	3,02	4,47	1,68	2,80	7,77	11,25	8,09
4,52	3,88	2,19	2,62	2,09	4,89	4,35	4,74	4,02	4,08
0,17	0,22	0,06	0,09	0,08	0,21	0,12	0,13	0,11	0,11
3,12	2,40	0,21	2,32	2,32	2,29	2,15	2,89	2,75	2,94
5,08	3,92	4,74	4,75	5,06	5,20	5,25	6,20	5,44	5,44
2,76	3,46	2,00	2,94	1,33	2,85	3,81	3,32	3,30	3,18
1,36	2,15	2,59	2,14	1,48	1,74	2,45	2,14	2,07	2,35
0,36	0,06	0,45	0,90	2,24	0,59	0,46	0,72	1,00	1,60
0,56	1,06	—	—	—	0,38	0,41	0,70	2,92	2,94
0,02	—	—	—	0,03	0,07	0,04	0,11	0,08	0,12
—	0,51	—	—	—	0,02	—	0,14	0,08	0,08
2,10	2,18	6,68	2,20	0,99	—	0,10	—	—	—
—	—	—	—	—	1,44	1,33	—	—	—
0,02	0,17	—	—	0,15	—	—	—	—	—
99,79	100,15	99,51	100,29	99,64	99,70	99,50	99,85	100,43	100,47

диорит-порфирит, скв. 762, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 25—26 — Варгедь, кварцевый диорит-обн., скв. 445, лабор. Львовского ун-та; 29 — Моронгош, гранодиорит-порфир, скв. 400, лабор. Львов-3, лабор. Львовского ун-та; 33 — Чирсе, гранодиорит-порфир; 34—35 — Ракош, кварцевый диорит-37 — Вышково, кварцевый диорит-порфирит, скв. 651; 38—40 — Черепед, кварцевый диорит-пор-

Оксиды	41	42	43	44	45	46	47	48	49
	В-288-1	В-ч-к	В-С-20	В-С-21	В-530-ш	В-588-6	В-588-12	В-262-14	В-263-20
SiO ₂	58,26	64,02	60,22	59,54	60,24	63,95	58,83	59,43	54,86
TiO ₂	0,73	0,62	0,65	0,65	0,65	0,74	0,80	0,72	0,85
Al ₂ O ₃	15,74	18,97	18,29	18,71	18,31	14,50	15,97	15,31	15,94
Fe ₂ O ₃	1,07	1,48	6,56	6,72	2,51	3,66	3,55	2,37	2,16
FeO	5,24	2,04	0,77	1,00	3,80	0,70	2,20	4,46	4,30
MnO	0,18	0,13	0,12	0,22	0,14	0,12	0,22	0,18	0,20
MgO	2,06	1,32	0,21	0,33	1,15	0,78	0,62	1,68	4,70
CaO	5,24	4,84	4,75	5,20	5,11	1,77	1,76	4,86	4,72
Na ₂ O	3,07	3,21	3,65	3,43	3,43	0,80	1,14	2,53	2,24
K ₂ O	1,93	2,20	2,28	2,15	2,45	5,92	6,30	1,78	1,61
H ₂ O ⁻	0,35	0,76	1,62	0,33	0,75	1,35	0,58	0,61	0,86
CO ₂	2,65	0,15	—	—	2,35	0,98	1,85	26,43	1,90
SO ₃	—	—	0,06	0,05	0,08	—	3,09	0,55	1,55
S ⁿ	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	0,78	—	1,43	—	3,30	1,24	—	—
H ₂ O ⁺	2,62	—	—	—	—	—	2,44	2,99	3,72
P ₂ O ₅	—	—	0,17	0,10	0,07	0,15	—	—	—
Сумма	99,13	100,52	99,35	99,81	100,09	99,66	100,59	99,90	99,61

41, 43 — Черепец, кварцевый диорит-порфирит, скв. 288, обн., лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; кварцевый диорит-порфирит, обн., лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 46—51 — кварцевый диорит-Моронтош, лейкократовый гранодиорит-порфир, скв. 19, лабор. Львовского ун-та; 53—56 — Ракош Новый, микропегматит, Канавя 59, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 58—59 — Лопош, лейкократовый

Лейкокраповые дациты и гранодиорит-порфириты IV стадии Вышковского района

50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
289-27	В-591-20	В-445-19	Большой Шаян	В-615-р	В-720-13	В-720-17	В-К59-6	В-603-1	В-611-2
57,27	59,02	62,08	66,17	63,40	65,80	65,89	75,54	64,28	64,45
0,67	0,68	0,74	0,56	0,38	0,29	0,38	0,19	0,29	0,39
15,95	16,18	14,74	15,86	15,90	17,28	14,55	13,67	14,72	14,77
1,13	3,00	4,62	3,86	1,12	0,05	0,90	0,11	0,96	1,78
4,31	3,00	3,30	1,73	3,30	1,84	4,30	0,28	2,73	2,54
0,18	0,20	0,11	0,03	0,09	0,04	0,19	0,02	0,07	0,10
1,13	0,79	1,42	0,65	1,81	0,75	0,42	0,51	1,25	0,55
5,19	3,84	3,95	3,86	5,31	3,24	2,36	0,13	4,74	3,50
2,07	2,43	3,15	3,18	2,92	2,94	3,18	0,27	2,50	3,55
1,62	3,11	2,78	2,51	1,75	2,21	1,97	7,20	2,40	2,76
0,92	0,91	0,36	—	1,27	0,69	0,40	0,48	0,38	0,58
4,15	2,39	1,60	—	—	2,90	3,42	—	4,76	3,43
1,57	1,88	0,01	—	—	—	—	0,10	—	0,30
0,03	0,01	—	—	—	—	—	0,02	—	—
0,20	—	1,00	0,50	2,58	—	0,24	0,42	1,38	0,69
2,99	2,55	—	—	—	2,51	1,63	1,57	—	0,86
—	—	0,05	—	0,13	—	—	—	—	—
99,38	99,98	99,91	99,78	99,96	100,54	99,23	100,51	100,46	100,25

42 — Черепец, кварцевый диорит-порфирит, карьер, лабор. Львовского ун-та; 44—45 — Шаян, порфирит, Киблер, скв. 588, скв. 262, скв. 289, скв. 591, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 52 — лейкокраповый дацит, обн. (53, 54), скв. 720 (55, 56), лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 57 — дацит, скв. 603, скв. 611, лабор. Киевского ун-та.

Окислы	Гипабиссальные породы района Великая Добронь			Перечинский район. габбро-диабазы			
	60	61	62	60а	61а	62а	63
	3815	гранодиорит- порфир	дацит	Д-37	Д-28	Д-145	Д-27
SiO ₂	70,37	66,00	60,34	58,33	54,52	55,75	54,34
TiO ₂	0,30	0,45	0,62	1,05	0,72	0,72	0,75
Al ₂ O ₃	14,55	15,52	12,52	17,33	21,50	14,90	16,06
Fe ₂ O ₃	0,46	2,98	4,81	1,45	2,72	3,07	1,48
FeO	0,78	0,47	0,86	4,80	1,86	4,60	6,03
MnO	0,04	0,10	0,07	0,12	0,03	0,13	0,14
MgO	0,73	1,76	1,56	4,25	3,87	5,39	7,17
CaO	3,02	1,76	2,64	8,05	10,81	8,95	9,51
Na ₂ O	3,91	1,75	1,33	1,06	1,76	2,10	2,18
K ₂ O	1,94	3,23	4,74	0,58	0,50	1,47	1,02
H ₂ O ⁻	0,16	0,54	0,90	0,70	0,53	1,20	0,51
CO ₂	2,80	2,30	2,00	—	—	—	—
SO ₃	—	—	8,21	—	—	—	—
S ⁿ	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,13	2,64	—	1,96	0,91	1,22	0,84
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,22	0,09	0,10	0,10
Сумма	100,19	99,50	100,60	99,90	99,82	99,60	100,13

60 — скв. Добронь-1, кварцевый диорит, лабор. Львовского ун-та; 61 — скв. Добронь-1, грано-
лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 60 а—61 а — габбро-диабаз, Дальний, из обнажений, 62 а—65 —
вый дацит, Новоселица, из обнажений; 70 — микрогранодиорит, Дубриничи, скв. 25, лабор. Львов-
Все анализы авторов.

габбро-порфиры, лейкократовые дациты и микрогранодiorиты

64	65	66	67	68	69	70	71	72
Д-326	П-32	П-131-д	206	143	П-78	скв. 25	С-1-17	С-1-13
54,90	52,98	70,20	74,02	72,28	71,08	72,48	65,70	64,88
0,73	0,56	—	—	0,11	0,12	0,16	0,24	0,25
17,40	19,59	14,30	14,65	14,96	16,60	13,72	16,77	16,03
0,92	0,84	0,97	0,46	1,54	1,00	0,73	0,05	0,26
3,30	2,91	0,97	—	1,22	0,36	1,00	2,28	2,78
0,08	0,03	0,07	—	—	—	0,11	0,08	0,05
6,59	5,90	0,76	0,43	0,13	0,22	0,52	0,65	0,42
11,68	12,35	1,97	0,91	2,73	3,20	2,12	3,68	4,00
1,32	1,33	2,72	0,65	2,43	2,91	0,64	2,49	1,68
0,95	0,33	2,06	2,51	2,60	2,54	4,01	2,79	2,41
0,52	0,24	1,85	3,08	1,11	0,82	0,52	0,66	0,52
—	—	—	—	—	—	1,10	2,58	3,58
—	—	0,07	—	—	—	—	—	—
—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
1,74	2,26	4,09	2,95	0,38	0,95	3,13	—	—
—	—	—	—	—	—	—	2,27	3,22
0,08	—	0,05	0,04	0,04	0,07	0,12	0,23	—
100,21	99,79	99,90	99,70	99,53	99,87	100,36	100,47	100,08

диорит-порфир, лабор. ИОНХ АН УССР, Одесса; 62 — скв. Добронь-1, лейкократовый дацит, габбро-порфирит из обнажений; 66—67 — микрогранодiorит из обнажений; 68—69 — лейкократового ун-та; 71—72 — Свалява, лейкократовый дацит с гранатом, скв. 1, лабор. Львовского ун-та.

Вектор математических ожиданий в принятой формализации — модель среднего химического состава группы пород. Матрица ковариации, представляющая меру рассеяния значений всех окислов относительно их средних содержаний и связи окислов между собой, дает определенное представление об условиях формирования пород. Вектор математических ожиданий и матрица ковариации, определяющие многомерную функцию распределения, позволяют составить достаточную петрологическую характеристику определенной группы пород, и процесс сравнения двух или нескольких групп сводится к проверке гипотез о равенстве этих статистик.

Гипотеза о равенстве векторов математических ожиданий проверяется методом Рао—Уилкса (Д. А. Родионов, 1968): если векторы равны, то вычисленное значение V будет меньше или равно табличному (критическому) значению χ^2 с определенным числом степеней свободы при заданном уровне значимости; если рассчитанное значение V превышает значение χ^2 , гипотеза отвергается. Проверка гипотез о равенстве матриц ковариаций была проведена вычислением значения $-2\rho \ln W$, имеющего χ^2 распределения с числом степеней свободы $\frac{1}{2} n(n+1)$ (Т. Андерсон, 1963). Если вычисленное значение критерия $-2\rho \ln W$ меньше или равно табличному (критическому) значению χ^2 при соответствующем числе степеней свободы и принятом уровне значимости, гипотеза считается состоятельной, в противном случае гипотеза отвергается, то есть имеются основания предполагать существенные различия в составах и условиях формирования сравниваемых пород.

Все вычислительные операции произведены в вычислительном центре Львовского университета на ЭВМ «Минск-22».

Породы разных стадий гипабиссального комплекса Вышковского района, как показывают значения критериев равенства векторов средних, значительно превышающих критические, имеют разные составы. Эти породы относятся к одному высокодифференцированному комплексу, степень дифференциации которого повышается от ранних производных к конечным. Это находит отражение в изменении оценок дисперсий в породах разных стадий и выражается в существенных различиях матриц ковариаций сравниваемых пород (см. табл. 33).

При сравнении петрографически однотипных пород гипабиссального комплекса, развитых в различных тектонических зонах, установлено, что гипотезы о равенстве их векторов средних и ковариационных матриц отклоняются. Так, для габбро-диабазов Вышковского (Припанныонская зона) и Перечинского (Закарпатский разлом) районов значение критерия $V=27,07$ при критическом $\chi^2_{0,01; 8}=20,09$, критерия $-2\rho \ln W = 123,62$ при критическом $\chi^2_{0,01; 36}=58,62$. В то же время петрографически однотипные породы четвертой стадии, пространственно разбросанные (Перечин-Свалявский район Советского Закарпатья и районы Бенятино, Мерник, Лесне Восточной Словакии), но развитые в одной структурной зоне, обладают весьма близкими составами ($V=8,12$).

Гипотеза о равенстве векторов средних гипабиссальных пород первой стадии Вышковского района и пород основного состава иных фаций

этого района — субвулканических образований и эффузивов гутинской свиты — не отклоняется (значение V соответственно равно 17,37 и 13,58), что свидетельствует о близком составе этих образований и дает основание предполагать единый источник магмы этих пород. Не отклоняется и гипотеза о равенстве ковариационных матриц гиабиссальных пород первой стадии и субвулканических образований Вышковского района ($-2\rho\ln W=57,16$), что отражает общность условий формирования этих пород, приведших к близости дисперсий окислов породообразующих элементов и сходному характеру связей между ними. Различие же условий формирования близких по составу гиабиссальных пород первой стадии и основных эффузивов гутинской свиты Вышковского района отражается в значении критерия равенства ковариационных матриц, превышающем критическое ($2\rho\ln W=66,84$).

Гипотезы о равенстве векторов средних и матриц ковариаций пород третьей и четвертой стадий гиабиссального комплекса и кислых эффузивов гутинской свиты отклоняются (значения V соответственно 35,43 и 34,38, а значения $-2\rho\ln W$ равны 74,46 и 101,65). Это еще раз подтверждает, что породы гиабиссального комплекса по химическому составу и условиям образования весьма существенно отличаются от пород эффузивного комплекса и их нельзя считать корнями эффузивов.

Равенством многомерных функций распределения обладают лишь субвулканические образования Вышковского района при сопоставлении со следующими группами пород: 1 — гиабиссальные породы первой стадии Вышковского района ($V=17,37$; $-2\rho\ln W=57,16$); 2 — субвулканические образования флишевой области ($V=16,97$, $-2\rho\ln W=51,28$); 3 — основные эффузивы гутинской свиты Вышковского района ($V=13,20$; $-2\rho\ln W=45,01$ и 4 — сарматские андезиты Чопской цепи погребенных вулканов $V=18,64$; $-2\sigma\ln W=58,02$).

Таким образом, субвулканические породы по составу и условиям образования занимают некоторое промежуточное положение между ранними дифференциатами гиабиссального и эффузивного комплексов, возникших из еще недифференцированной магмы или в самом начале ее дифференциации. Исходя из этого, можно предположить, что химический состав субвулканических пород приближается к составу исходной магмы, породившей все многообразие пород неогенового андезитового вулканизма Закарпатья, как продукты дифференциации исходной андезитовой магмы в промежуточных очагах (гиабиссальный комплекс), так и продукты непосредственного прорыва исходной магмы из глубинных источников, слагающие эффузивный комплекс (Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская, 1963, С. М. Спитковская, 1968).

ВОЗРАСТНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГИАБИССАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Относительно возраста гиабиссальных интрузий и их места в неогеновом магматизме существуют разноречивые представления. Как указано выше, некоторые исследователи относят интрузивные образования к субвулканической фации эффузивов, тем самым возраст гиабиссальных пород отождествляют с возрастом эффузивов III и IV фазы (верх-

ний паннон—левантин). Мы относим интрузии гипабиссального комплекса к более ранним образованиям, нежели породы эффузивного комплекса III и IV фазы неогенового вулканизма, аргументируя это следующими положениями.

Нижняя возрастная граница гипабиссальных интрузий определяется нижним сарматом, который прорван наиболее ранними дифференциатами этого комплекса — габбро-диабазами и габбро-порфиритами первой стадии (Вышковский район). Верхняя граница интрузивов первой стадии ограничена внедрением пород второй стадии гипабиссального комплекса, поскольку последние содержат ксенолиты габбро-диабазов.

Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты второй стадии гипабиссального комплекса также прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего сармата (Вышковский район). Верхняя возрастная граница пород второй стадии определяется возрастом гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров третьей стадии, поскольку последние содержат ксенолиты диорит-порфиров и их кварцевых разностей. Гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты третьей стадии прорывают отложения нижнего паннона. Верхняя возрастная граница для гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров третьей стадии определяется возрастом лейкократовых пород. В лейкократовых дацитах Вышковского района установлены ксенолиты гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров. Кроме того, в кластическом материале эксплозивных брекчий, выполняющих жерловину и брекчиевые дайки, широко развиты обломки гранодиорит-порфира и кварцевого диорит-порфирита, а брекчиевые дайки пересекают гранодиорит-порфиры. Помимо этого, дайки микроаприта и микропегматита секут гранодиорит-порфиры. Поскольку нижней возрастной границей гранодиорит-порфиров является нижний паннон, то для лейкократовых дацитов эта граница должна быть несколько повышена, мы их относим к верхнему паннону.

Доказательством более раннего возраста комплекса гипабиссальных интрузий, нежели вулканических пород III и IV фаз эффузивного комплекса, и в частности пород Выгорлат-Гутинской вулканогенной гряды, служат следующие факты.

1. Как следует из разреза (рис. 12) дайка андезито-базальта прорывает паннонские отложения и залегающий в них интрузив кварцевых диорит-порфиров (Вышковский район, участок Штольневой).

2. Поток растекания купола лейкократовых дацитов (гипабиссальный комплекс) непосредственно перекрыт андезито-базальтами эффузивного комплекса, причем в расположенной рядом вулканической жерловине, выполненной обломками главным образом лейкократовых дацитов и в меньшей мере гипабиссальных пород, обломки андезито-базальтов или других пород эффузивного комплекса отсутствуют (участок Большой Ракош, Вышковский район).

3. В андезито-базальтах и в горизонте гиалодацитовых туфов эффузивного комплекса найдены ксенолиты габбро-диабазов, диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. В то же время в гипабиссальных интрузиях, изобилующих ксенолитами осадочных пород, отсутствуют ксе-

ЗНАЧЕНИЯ КРИТЕРИЕВ РАВЕНСТВА ВЕКТОРОВ СРЕДНИХ (ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ) И РАВЕНСТВА КОВАРИАЦИОННЫХ МАТРИЦ (НИЖНЯЯ ЧАСТЬ)
 при $\chi^2_{0,01;8} = 20,09$; $\chi^2_{0,01;36} = 58,62$

№ группы	Характеристика групп пород Районы распространения	Количество анализов	Значения критерия V															
			Гипабиссальные породы						Субвулканические образования		Эффузивы основного — среднего состава				Эффузивы кислого состава		Плагиолипариты Берегово-Беганьского района	
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	Гипабиссальные породы первой стадии (габбро-диабазы, габбро-порфириты). Вышковский район. Зона Припаннонского разлома	17		27,07	67,59	55,76			17,37		13,58	36,37						
2	Гипабиссальные породы первой стадии (габбро-диабазы, габбро-порфириты). Перечинский район. Зона Закарпатского разлома	8	123,62				71,06		59,72		48,05							
3	Гипабиссальные породы третьей стадии (кварцевые диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры). Вышковский район. Зона Припаннонского разлома	22	73,83			42,33			48,08		35,39		35,43	28,85				
4	Гипабиссальные породы четвертой стадии (лейкократовые гранодиорит-порфиры, лейкократовые дациты). Вышковский район. Зона Припаннонского разлома.	8	104,43		122,13			41,84	45,98				34,38	16,76	60,94	25,27		
5	Гипабиссальные породы четвертой стадии (лейкократовые микрогранодиориты, лейкократовые дациты). Перечин-Свалявский район. Зона Закарпатского разлома	15		132,06		109,48			8,12				35,91		36,09	24,51		
6	Гипабиссальные породы (лейкократовые дациты). Бенятино, Мерник, Лесне, Восточная Словакия	9				106,54	83,43								28,49	33,35		
7	Субвулканические образования (андезиты, андезит-базальты). Вышковский район. Зона Припаннонского разлома	12	57,16		83,58					16,97	13,20	31,37	18,64	31,91				
8	Субвулканические образования (андезиты, андезит-базальты). Оленево, Турья-Реметы. Флишевая область	16		94,82						51,28		53,42	54,65	51,88				
9	Андезиты, андезит-базальты гутинской свиты. Выгорлат-Гутинская гряда (Вышковский район)	10	66,84		103,58					45,01		23,93						
10	Андезиты, андезит-базальты гутинской свиты. Выгорлат-Гутинская гряда (без Вышковского района)	36	72,11	117,99						77,88	71,56	96,17	32,13	28,95	41,11			
11	Сарматские андезиты Чопской цепи погребенных вулканов	14								58,02	58,35		99,07		22,65	49,27		
12	Паннон-левантинские андезиты, андезит-базальты Чопской цепи погребенных вулканов	15								60,83	59,79		96,76	56,54		41,35		
13	Липариты, дациты гутинской свиты. Выгорлат-Гутинская гряда (без Вышковского района)	15			74,46	101,65	69,39						44,28		8,69	47,84	22,01	
14	Верхнепаннонские (?) дациты Чопской цепи погребенных вулканов	15			65,86	108,96							92,09	83,07	68,82	55,70	22,04	
15	Бескварцевые (гиперстенсодержащие) плагиолипариты Берегово-Беганьского района	30				115,88	58,78			90,77				105,70	86,50		34,80	
16	Такситовые кварцевые плагиолипариты и спекшиеся туфы Берегово-Беганьского района	16				105,70	69,70			77,40				77,70	68,20	87,70		

Значение критерия — $2\rho_{lnw}$

нолиты эффузивов, которые в современном эрозионном срезе окружают некоторые интрузии и примыкают к ним (Вышковский район).

4. По данным Н. И. Лебеда, А. В. Зобкова и Ю. П. Скатынского (1969), в Вышковском районе на кварцевых диорит-порфиритах массива Кругляк (гипабиссальный комплекс) залегают своеобразные конгломераты, галька и валуны которых представлены такими же интрузив-

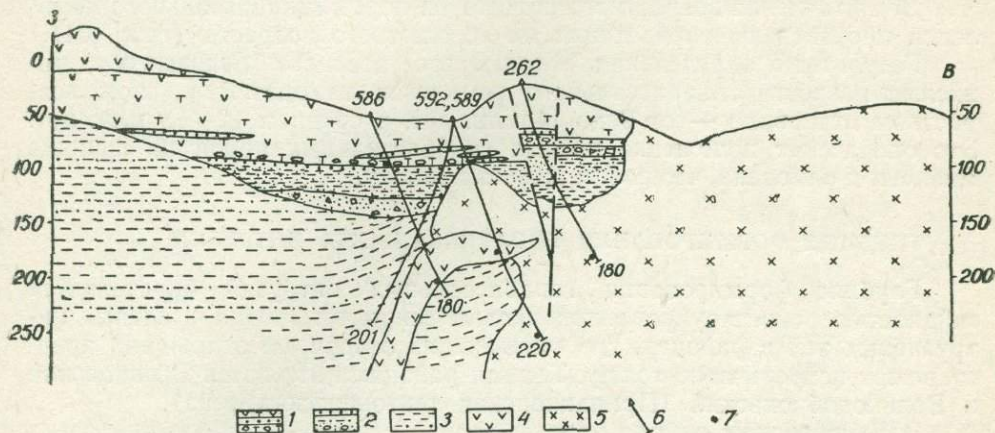


Рис. 12. Разрез через интрузив Киблер (Вышковский район):

1 — верхний паннон, верхняя пачка (осадочная брекчия, туффиты, андезитовые туфы); 2 — верхний паннон, нижняя пачка (осадочная брекчия, аргиллиты, туффиты); 3 — паннонский ярус, алевролиты, аргиллиты; 4 — андезиты гутинской свиты (покровы и дайки); 5 — кварцевые диорит-порфириты (третья стадия); 6 — буровые скважины; 7 — места отбора проб на химический анализ.

ными породами, как в интрузивном массиве, причем по мере удаления от него количество обломков интрузивных пород уменьшается. Эти конгломераты перекрыты андезитовыми туфами и андезитами гутинской свиты (эффузивный комплекс Выгорлат-Гутинской гряды, III фаза вулканизма) и прорваны дайками андезито-базальтов.

5. Кварцевые диорит-порфириты Великодоброньского района прорывают нижнесарматские андезиты погребенной цепи вулканов и перекрываются паннон-левантинской эффузивно-пирокластической толщей (см. рис. 6).

6. По данным Г. Г. Сасина, андезитовые туфобрекчии (эффузивный комплекс) залегают на дресе лейкократовых дацитов с гранатом (гипабиссальный комплекс), постепенно переходящей в неразрушенные дациты (Перечинский район).

7. Как показали буровые скважины, размытая поверхность лейкократовых микрогранодиоритов (гипабиссальный комплекс), прорывающих палеогеновый флиш, перекрыта андезитовыми туфами (низы эффузивного комплекса, III фаза), под которыми местами залегают древний делювий с обломками микрогранодиоритов (Перечинский район, участок Заильев).

Из приведенных выше данных о соотношениях гипабиссального и эффузивного комплексов следует, что последний относится к более позд-

ним образованиям, и верхняя возрастная граница гипабиссальных интрузий определяется возрастом низов гутинской свиты, которая относится к верхнему паннону. Таким образом, весь сложный комплекс гипабиссальных интрузий образовался в пределах нижнего сармата — паннона, причем первые основные дифференциаты относятся к нижнему сармату, а последующие, более кислые — к паннону.

Для уточнения возрастного положения пород гипабиссального комплекса произведены определения их абсолютного возраста (табл. 34).

Результаты определения абсолютного возраста показывают, что кислые разности гипабиссального комплекса находятся в узком возрастном интервале — от 9 до 14 млн. лет, в среднем 12—13 млн. лет. Это определяет положение кислых гипабиссальных пород на границе миоцена и плиоцена, что соответствует паннону.

ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ ГИПАБИССАЛЬНЫХ ИНТРУЗИИ

Глубина формирования гипабиссальных интрузий определяется мощностью реконструированной кровли вскрытых эрозий и слепых интрузивных тел в районах, где вмещающие осадочные отложения представляют непрерывную толщу. Такими районами являются Вышковский и Великодоброньский (Припаннонская тектоническая зона).

В Вышковском районе породы первой стадии — габбро-диабазы и габбро-порфириды — установлены среди отложений тортона и нижнего сармата. Некоторые тела в настоящее время выведены эрозией на дневную поверхность, но большинство интрузивов образует слепые тела, обнаруженные буровыми скважинами. О широком развитии габбро-диабазов на глубине свидетельствуют многочисленные ксенолиты этих пород в более молодых интрузивах. Мощность покрывки наиболее приповерхностных интрузивов первой стадии может измеряться примерно 300—400 м, а мощность кровли более глубоко залегающих пород определяется суммарной мощностью отложений вскрытого тортона и нижнего сармата и достигает 1700 м. Таким образом, вертикальный диапазон внедрения интрузивов первой стадии составляет от 0,3—0,4 до 1,7 км и более.

В этом диапазоне глубин структура габбро-диабазов изменяется в зависимости от глубины формирования интрузивов. Так, в приповерхностных условиях, ограниченных глубиной до 1 км, развиты только порфировые разности пород со значительным разрывом линейных величин минералов первого и второго поколений. С глубиной более 1 км порфировые разности пород переходят в порфировидно-офитовые, а затем в офитовые. В зависимости от величины поперечного сечения интрузивов сокращается либо увеличивается переходная зона. При этом состав пород с глубиной изменяется в сторону увеличения содержания SiO_2 и щелочей. Последнее часто обуславливает пегматоидные структуры в более глубоко залегающих габбро-диабазлах.

В том же районе диорит-порфириды и кварцевые диорит-порфириды второй стадии так же, как и породы первой стадии, установлены среди отложений тортона и нижнего сармата. Так как диорит-порфири-

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПОРОД
ГИПАБИССАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ЗАКАРПАТЬЯ

№ п.п.	№ образца	Порода и привязка образца	Содержание		Возраст, млн. лет
			К, %	Ag 40, рад н/г	
1	В-618-6	Гранодиорит-порфир, Вышково, участок Баня	2,52	2,392	14±3,0
2	19 скв. 445	Гранодиорит-порфир, Вышково, Моронгош, скв. 445, гл. 361 м	2,38	1,771	11±3,0
3	14	Кварцевый диорит-порфирит, Вышково, участок Черепец	2,16	1,98	13,4±3,4
4	15-А	Березит, Вышково, участок Шутэ	3,23	3,13	14,2±2,7
5	В-400-52	Роговик на контакте с габбро-диабазами, Вышково, участок Моронгош, скв. 400, гл. 348 м	3,22	2,359	11±2,5
6	В-651-18	Кварцевый диорит-порфирит, Вышково, скв. 651, гл. 995 м	1,99	1,321	9,6±3,3
7	Ч-Д-7	Кварцевый габбро-порфирит, скв. Великая Добронь I, гл. 2447 м	2,85	2,351	12,2±3,5
8	1-Д-2801	Гранодиорит-порфир, скв. Великая Добронь I, гл. 2801 м	2,80	2,760	14,3±2,6
9	Ч-16-87	Измененный гранодиорит-порфир, Великая Добронь, скв. 16, гл. 1063 м	2,88	2,145	11,0±3,0
10	125/71	Кварцевый диорит-порфирит, Вышково, г. Варгедь	2,00	1,1	9±3,0
11	117/71	Кварцевый диорит-порфирит, Вышково, г. Кругляк	2,28	1,4	9±2,0
12	96/71	Лейкократовый гранодиорит-порфир, Вышково, участок Лопош, скв. 603, гл. 480 м	2,51	1,3	8±2,0
13	7056	Лейкократовый гранодиорит-порфир, Вышково, Большой Шаян	2,76	2,29	12,2±2,8
14	В-611-2	Лейкократовый гранодиорит-порфир, Вышково, участок Лопош, скв. 611, гл. 545 м	2,33	1,785	11,2±2,0
15	В-603-1	Лейкократовый гранодиорит-порфир, Вышково, участок Лопош, скв. 603, гл. 440 м	2,28	2,138	13,7±3,1
16	СВ-1-11	Лейкократовый дацит с гранатом, Свалява, скв. 1, гл. 752 м	2,53	2,326	13,4±3,0

№ п.п.	№ образца	Порода и привязка образца	Содержание		Возраст, млн. лет
			К, %	Ag 40, рад нг/г	
17	Д-25-76	Лейкократовый микрогранодиорит, Дубриничи, скв. 25, гл. 76 м	3,11	2,579	12,2±1,3
18	С-Мх-19	Липарито-дацит с гранатом, Словакия, купол Михаловцы	3,58	2,773	11,4±3,3
19	С-Л-14	Липарито-дацит с гранатом, Словакия, купол Лесне	2,97	2,977	14,7±2,2
20	С-М-16	Липарито-дацит с гранатом, Словакия, шток Мерник	2,88	2,734	13,9±3,0

Примечание. 10—12 — по данным А. М. Барсука (1973), лаборатория ИГЕМ АН СССР. 3,4 — по данным Э. А. Лазаренко, остальные — по данным авторов, лаборатория геологического факультета Львовского университета.

ты прорывают нижние горизонты луковской свиты, то мощность кровли наиболее близповерхностных интрузивов второй стадии определяется 200 м. Однако большинство интрузивов второй стадии развито среди отложений нижних свит нижнего сармата и тортона. Следовательно, максимальная мощность кровли диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов второй стадии складывается из общей мощности отложений тортона (1000 м) и сармата (740 м), достигающей 1700—1800 м. Таким образом, вертикальный диапазон формирования интрузивов второй стадии определяется глубиной от 0,2 до 1,7—1,8 км и более, подобно интрузивам первой стадии.

В этом диапазоне глубин диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты, образующие небольшие штокообразные тела, как и породы первой стадии, характеризуются отчетливой порфировой структурой. Но среди ксенолитов кварцевых диорит-порфиритов второй стадии наблюдаются разности с порфировидно-сфитовой структурой, в которых линейное отношение минералов I и II поколений достигает 1/3—1/2. В таких разностях выделения кварца в основной массе значительны и превышают нормативное содержание. Надо полагать, что подобные породы вынесены из глубин больших, чем 1,7—1,8 км.

Гранодиорит-порфиры и кварцевые диорит-порфириты третьей стадии в Вышковском районе развиты наиболее широко и представляют относительно крупные интрузивные тела, отпрепарированные эрозией среди отложений нижнего паннона и сармата, а также слепые тела, установленные буровыми скважинами среди отложений нижнего сармата и тортона. Наиболее приповерхностные интрузивы выедрались в нижнепаннонские отложения, их полная мощность достигает 300 м. Следовательно, минимальную мощность кровли интрузивов третьей стадии можно определять приблизительно — 200 м. Максимальная мощность кровли для не вскрытых эрозией интрузивов равна суммарной мощ-

ности отложений тортона, сармата и нижнего паннона и в районе достигает 2000 м. Таким образом, вертикальный диапазон формирования гранодиорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиритов третьей стадии определяется от 0,2 до 2 км и более, подобно интрузивам ранних стадий.

В этом диапазоне глубин кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры характеризуются отчетливо выраженной порфировой структурой, а соотношение линейных величин минералов I и II поколений изменяется в пределах одного массива от 1/15 в приконтактной зоне до 1/5—1/6 на расстоянии 300—400 м от контакта в глубь массива. Следует отметить, что интрузивы третьей стадии обычно образуют крупные тела размером 1—3 км в диаметре. В этих интрузивных телах структура основной массы в преобладающем большинстве гранулитовая.

Лейкократовые породы четвертой стадии гипабиссального комплекса прорывают отложения паннона, полная мощность которых в районе 450—500 м. Мощность сохранившейся от эрозии части паннонских отложений в контакте с массивом лейкократовых пород — 300 м. Так как массив возвышается над эродированной поверхностью паннонской толщи на 200 м и верхняя часть его, вероятно, размыва, то, следовательно, в момент внедрения лейкократовая лава достигала дневной поверхности, образуя экструзивный шток. На другом участке поток лейкократовых дацитов площадью 2,5—3 км² сочетается с корневой интрузивной частью экструзий. Лейкократовые породы в отличие от интрузивов более ранних стадий гипабиссального комплекса слагают экструзивные купола, достигавшие дневной поверхности в момент их образования. В наземной растекшейся части экструзивов порода приобретает фельзитовый облик со следами течения вязкого субстрата. Порфировую структуру с фельзитовой основной массой обнаруживают также приконтактные зоны корневой интрузивной части экструзива. По мере удаления от контакта в глубь экструзива происходит раскристаллизация стекловатого базиса на коротком расстоянии и структура основной массы становится гранулитовой или микропойкилитовой.

Следует заметить, что данные о формировании гипабиссального комплекса в Вышковском районе ограничены разведанными глубинами. Надо полагать, что слепые интрузивные тела развиты также и среди более глубоких горизонтов. Об этом свидетельствуют материалы глубоких скважин Великодоброньского района. Здесь кварцевые диорит-порфириты и гранодиорит-порфиры вскрыты скважинами на глубинах: 930 м — Добронь-1; 1038 м — 16-ч, 1374 м — 19-ч; 2125 м и 3300 м — Добронь-1 среди отложений неогенового чехла и фундамента Чопской впадины. Если из этих глубин вычесть мощность постпаннонских образований, то полученные результаты будут соответствовать следующим глубинам становления интрузивов: 0,2, 0,3, 0,7, 0,9, 1,4, 2,6 км.

Таким образом, вертикальный диапазон внедрения интрузивов гипабиссального комплекса в Великодоброньском районе определяется от 0,2—0,3 до 2,6 км; экструзии лейкократовых дацитов, вероятно, достигали дневной поверхности, так как они развиты гипсометрически выше

наиболее близповерхностных кварцевых диорит-порфиритов, а постпаннонские эффузивно-пирокластические отложения непосредственно ложатся на лейкократовые дациты (см. рис. 6).

В указанном диапазоне глубин изменения структуры кварцевых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров происходят следующим образом: в приповерхностных условиях, ограниченных глубиной 1,4 км, развиты отчетливо порфировые разности, характеризующиеся полнокристаллической основной массой и соотношением линейных величин минералов первого и второго поколений, равным 1/15—1/10. В более глубоких фациях кварцевых диорит-порфиритов (2,5 км) порфировые структуры в зоне эндоконтакта с глубиной сменяются порфировидными с небольшим разрывом линейных величин минералов I и II поколений — 1/3—1/4, а на расстоянии 300—400 м от контакта в глубь массива на глубине 3 км и более соотношение линейных величин минералов I и II поколений приближается к единице.

Необходимо отметить, что в разрезе скважин 16-ч и Добронь-1 (см. рис. 6) на больших глубинах (до 2000 м) наряду с полнокристаллическими породами гипабиссального комплекса вскрыты субвулканические интрузии эффузивного комплекса, характеризующиеся типичным эффузивным обликом со стекловатой фазой в основной массе. Это обстоятельство убедительно показывает несостоятельность утверждений Б. Г. Данилович (1964, 1970) о принадлежности гипабиссальных интрузий к субвулканическим образованиям, являющимся корнями эффузивов.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что особенностью интрузивов гипабиссального комплекса является чрезвычайно широкий вертикальный диапазон их формирования — от 0,1—0,3 до 3 км, причем если в приповерхностных условиях преобладают небольшие штокообразные тела и слагающие их породы характеризуются порфировой структурой, то на более глубоких горизонтах развиты крупные массивы, а слагающим их породам свойственны порфировидные и равномернозернистые структуры. Степень раскристаллизации основной массы пород рваных дифференциатов гипабиссального комплекса с более основной и подвижной магмой изменяется в зависимости от глубины становления отдельных интрузивных тел, в то же время степень раскристаллизации поздних дифференциатов с большим содержанием SiO_2 и летучих компонентов является функцией не только глубинности, но также величины интрузируемых тел.

О ХАРАКТЕРЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ГИПАБИССАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА

Образования гипабиссального комплекса, как показывает фактический материал, локализуются в сводовых и блоковых поднятиях до-неогенового фундамента, испытавших относительное воздымание по поперечным нарушениям в зонах глубинных разломов. Нам представляется, что в таких приподнятых зонах фундамента происходила миграция основной магмы из глубинных источников с образованием обособленных внутрикоровых очагов, в которых и имела место глубокая

вытеснению Са из плагиоклаза и расширению поля устойчивости моноклинного пироксена.

Особенностью пород эффузивного комплекса, по данным В. П. Костюка (1961), является пониженное значение Na_2O , обусловившее широкий диапазон развития гиперстена в породах обычной железистости. Поэтому в эффузивном комплексе, кроме базальтов и андезито-базальтов с гиперстеном, широко развиты гиперстеновые андезиты, гиперстеновые андезито-дациты и гиперстеновые дациты. Помимо того, породам гипабиссального комплекса свойственно устойчивое отсутствие оливина, в то время как он является порообразующим минералом в основных (базальтах) и кислых (дацитах и андезито-дацитах) породах эффузивного комплекса.

Если сравнить соотношение железистости темноцветных минералов с содержанием SiO_2 в породах гипабиссального и эффузивного комплексов, расположенных в одних структурных зонах (например, Припаннонская зона глубинного разлома), то нетрудно заметить существенные отличия, особенно четко выраженные в начальных и конечных дифференциатах обоих комплексов (табл. 35).

Таблица 35

ЖЕЛЕЗИСТОСТЬ ПИРОКСЕНОВ

Порода	Содержание SiO_2 , %	$\frac{\text{FeO}}{\text{FeO}+\text{MgO}}$	
		Гипабиссальный комплекс, район Вышково	Эффузивный комплекс, район Черной горы, по данным Золотухина
Габбро-диабазы, габбро-порфиры	52—53	28—29	—
Андезито-базальт	»	—	36—38
Кварцевый диорит-порфирит	68—70	46	—
Дациты, липариты	70—72	—	52—54

Таким образом, основываясь на различиях в рассмотренных особенностях, приходим к выводу о специфической эволюции магматических очагов, в процессе которой создавались неодинаковые условия дифференциации магмы, сформировавшей породы гипабиссального и эффузивного комплексов. О более глубокой и совершенной дифференциации в очагах гипабиссального комплекса свидетельствуют также существенные различия крайних дифференциатов. Последние в гипабиссальном комплексе представлены экзотическими лейкократовыми породами, лишенными или почти лишенными темноцветных минералов, обогащенными летучими компонентами и интенсивно гидротермально преобразованными. Это лейкократовые микрогранодиориты, лейкократовые дациты и гранодиорит-порфиры и генетически связанные с ними эксплозивные брекчи, слагающие дайки и трубки взрыва. Последними дифференциатами эффузивного комплекса являются дациты и липариты

с темноцветными минералами, часто относящимися к крупнопорфировым и гигантопорфировым разностям. Различия в величине порфировых вкрапленников в породах гипабиссального и эффузивного комплексов, несомненно, свидетельствуют о разных режимах интрателлурической кристаллизации в магматических очагах, в частности, о больших периодах покоя в очагах эффузивного комплекса.

Дифференциация в магматических очагах в определенной степени управляется температурой магматического расплава. Последняя для образований гипабиссального комплекса устанавливается по способности к термальному воздействию отдельных производных комплекса на вмещающие глинистые породы и ксенолиты, а также по некоторым данным термометрии в наиболее поздних дифференциатах. Установлено, что породы ранних стадий дифференциации (габбро-диабазы, габбро-порфириты и диорит-порфириты) обуславливают метаморфизм высокотемпературной (пироксен-роговиковой) и среднетемпературной (роговообманково-роговиковой) фации контактовых роговиков (С. М. Спитковская, 1961). Температурные пределы этих фаций роговиков, по данным Ф. Тернера и Д. Ферхугена (1961), определяются 900—700—650°C. В то же время температура поздних дифференциатов гипабиссального комплекса (кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, лейкократовых дацитов и микрогранодиоритов) не достигала того предела, при котором возможны термальные преобразования глинистых пород, и изменения в зоне экзоконтакта выразились незначительным уплотнением без новообразований метаморфогенных минералов. Исходя из существующих представлений о температурных границах наиболее низкотемпературных фаций контактового метаморфизма (Ф. Тернер, Д. Ферхуген, 1961), можно предположить, что верхний температурный предел магматического расплава поздних дифференциатов не превышал 500°C, о чем свидетельствует также температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце микрогранодиорита, достигавшая примерно 400°C.

Таким образом, температурный диапазон кристаллизации пород гипабиссального комплекса определяется в пределах 900—500°C. Согласно имеющимся сводкам, наиболее вероятный температурный интервал, характеризующий состояние магмы основных и кислых эффузивов, равен 1100—700°C (А. Н. Заварицкий, 1961). Сравнивая приведенные материалы о температуре магмы пород гипабиссального комплекса и эффузивов, можно заметить, что температура магматического расплава ранних дифференциатов этого комплекса укладывается в интервал температур основных и кислых лав, в то время как температура магмы поздних дифференциатов значительно ниже и не имеет температурных аналогов среди эффузивов.

Более низкая температура магмы средних и особенно кислых производных гипабиссального комплекса в сочетании с данными о минеральных ассоциациях свидетельствует о том, что начало кристаллизационного процесса в очагах гипабиссального комплекса относится к значительно меньшим глубинам, чем в очагах эффузивного комплекса, где температура падала заметно медленнее. Разумеется, со временем раз-

личия в характере дифференциации по мере увеличения разрыва в температурном режиме нарастали.

Приведенные выше материалы убедительно подтверждают тезис о существовании петрологически обособленных магматических очагов для пород эффузивного и гипабиссального комплексов, а также и то, что эффузивный комплекс образовался в результате прорыва магмы непосредственно из глубинных истоков, а гипабиссальный — из промежуточных внутрикоровых очагов, возникших из тех же глубинных магматических источников.

Следовательно, мы предполагаем наличие локальных промежуточных магматических очагов, приуроченных к определенным структурным зонам. В таких локальных очагах дифференциация, помимо других факторов, была управляема реакциями магмы с погруженными в нее ксенолитами кровли. Поэтому почти во всех разностях пород гипабиссального комплекса содержится большое количество чужеродных примесей — от относительно слабо переработанных и неравномерно распределенных обломков вмещающих пород кровли (высокоглиноземистые роговики) до равномерно рассеянных в магме ксенокристаллов (гранат, сфен). Вероятно, именно особенностями процессов ассимиляции вмещающих пород кровли в локальных магматических очагах, быть может, расположенных на разных уровнях глубин, следует объяснить наблюдаемые различия в минеральном и петрохимическом составе пород гипабиссального комплекса, приуроченных к разным структурным зонам.

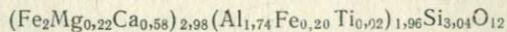
Известно, что породы гипабиссального комплекса зоны Припанионского глубинного разлома (Вышковский район) содержат большое количество ксенолитов высокоглиноземистых роговиков с кордиеритом, андалузитом, корундом, силлиманитом, шпинелью; плагиоклазом, редкими чешуями биотита и магнетитом, неравномерно рассеянных в массе породы и образованных в промежуточных очагах из обломков кровли. Это подтверждается тем, что физические условия формирования подобных роговиков характеризуются высоким давлением и температурой, значительно превышающими возможное давление и температуру в камерах на месте кристаллизации интрузивов. Об этом свидетельствуют аналогия ксенолитов высокоглиноземистых роговиков в ранних и поздних дифференциатах комплекса (независимо от глубины их формирования), а также полное отсутствие подобных образований в зоне эзоконтакта интрузивов.

Высокоглиноземистые роговики можно отнести к образованиям пироксен-роговиковой фации по классификации Ф. Тернера и Д. Ферхугена (1961). Минеральные ассоциации их укладываются в парагенетические треугольники $Al_2O_3-(Mg, Fe)O-SiO_2$ и $CaO-Al_2O_3-SiO_2$, но парагенезис в системе $CaO-Al_2O_3-SiO_2$ весьма ограничен, так как в роговиках отсутствуют минералы с высоким содержанием кальция (гроссулар, волластонит, кальцит). Можно предположить, что наблюдаемые ассоциации высокоглиноземистых роговиков представляют производные слюдисто-хлоритовых либо слюдисто-амфиболовых сланцев, в той или иной степени насыщенных кварцем и кальцитом. Последний

возможен в виде карбонатных прослоев. При ассимиляции этих пород происходит небольшое втекание СаО в магматический расплав, что значительно повышает активность наиболее подвижных компонентов (K_2O , Na_2O) (Д. С. Коржинский, 1946; В. П. Жарикова, 1959). Таким образом, становится понятной специфика минерального состава пород гипабиссального комплекса Вышковского района, заключающаяся в широком диапазоне устойчивости моноклинного пироксена и неустойчивом парагенезисе с роговой обманкой.

Иная картина наблюдается в зоне Закарпатского глубинного разлома. Характерной особенностью пород гипабиссального комплекса этой зоны является наличие в них равномерно рассеянных ксеногенных кристаллов сфена в габбро-диабазе и габбро-порфиридах и граната в лейкократовых дацитах и микрогранодиоритах. А на продолжении указанной зоны на территории Восточной Словакии гранаты установлены и в кварцевых диорит-порфиридах. Сфен и гранат являются продуктами глубокой ассимиляционной переработки обломков пород кровли, о чем свидетельствуют такие данные.

Эти минералы отсутствуют в породах эффузивного комплекса, развитых в той же структурной зоне. Сфен в габбро-диабазе и габбро-порфиридах находится в тесном срастании с лейстами основного плагиоклаза, гиперстена, моноклинного пироксена, иногда развиваясь как бы вместо зерен моноклинного пироксена. Гранат в лейкократовых дацитах выделяется в виде типичных фенокристаллов в раскристаллизованной, стекловатой основной массе и находится в ассоциации со средним плагиоклазом, биотитом, кварцем и калишпатом. В шлифах видно, что в некоторых случаях в края зерен граната врастают кристаллы кварца и биотита, кроме того, гранат содержит включения акцессорного циркона. Подобные соотношения в породе ксеногенных кристаллов с пороодообразующими минералами не вызывают сомнений в том, что они появились в интрателлургической стадии кристаллизации, а не в состоянии динамики магмы. Кристаллохимическая формула граната



пересчитана по химическим анализам мономинеральной фракции. Согласно формуле гранат принадлежит к группе альмандина, особенностью которого является повышенное содержание кальциевого компонента.

Таким образом, появление ксеногенных минералов только в породах гипабиссального комплекса следует связывать с глубокой ассимиляцией вмещающих пород кровли в промежуточных магматических очагах, причем исходным материалом могли служить породы, насыщенные глиноземистым и известковистым компонентами. Избыток этих компонентов несколько нарушил прямую дифференциацию в магматическом расплаве, так как породы гипабиссального комплекса зоны Закарпатского разлома обнаруживают черты гибридности, заключающиеся в несколько необычном парагенезисе пороодообразующих минералов, что видно из следующего: 1. В габбро-диабазе и габбро-порфиридах ассоциируют: гиперстен (с $FeO = 25-28$ мол. %), моноклинный пиро-

ксен ($\text{CaFe} = 20\text{—}27$ мол. %), плагиоклаз № 60—75, кварц, калишпат, сфен; 2. Наблюдается широкий диапазон развития биотита в средних породах (кварцевых диорит-порфиритах) в ассоциации с гиперстеном и моноклинным пироксеном, а также в кислых лейкократовых породах совместно с гранатом.

О ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЯХ ГИПАБИССАЛЬНОГО И ЭФФУЗИВНОГО КОМПЛЕКСОВ

На основании приведенных материалов можно сделать следующие выводы относительно места гипабиссального комплекса в неогеновом магматизме Закарпатья и о соотношении его с эффузивным комплексом.

Породы гипабиссального комплекса петрологически чужды кислому липаритовому магматизму и комагматичны вулканогенным породам эффузивного андезитового комплекса, то есть связаны с ним общностью глубинных источников. Но андезитовый комплекс образовался путем прорыва магмы непосредственно из глубинных источников, а гипабиссальный комплекс — из промежуточных очагов (камер), возникших из тех же глубинных источников, но отличающихся от них условиями дифференциации магмы.

По-видимому, произошла миграция основной (андезитовой) магмы из общего глубинного источника в средние горизонты коры с образованием обособленных интрузивных очагов (камер), в которых и развивалась длительная и глубокая дифференциация магмы, давшая стадийные инъекции гипабиссального комплекса. Наиболее благоприятными для миграции магмы и локализации промежуточных интрузивных очагов были зоны глубинных разломов, что, по всей вероятности, связано с поднятиями в них древнего фундамента. Что касается пород эффузивного комплекса, то они образовались путем дифференциации андезитовой магмы в глубинных источниках и прорыва дифференциатов непосредственно к дневной поверхности.

Одним из доказательств этих положений может служить более высокая температура магмы средних и особенно кислых производных эффузивного комплекса сравнительно с гипабиссальным комплексом. Это объясняется тем, что температурный режим в глубинных источниках и в промежуточных интрузивных камерах не мог быть одинаковым: в первых температура падала медленнее, чем во вторых. С момента образования промежуточных очагов разрыв в температурном режиме с течением времени нарастал. Соответственно увеличивались различия в условиях дифференциации в промежуточных очагах и в глубинных источниках, и как следствие — нарастали различия в химическом и минеральном составе более поздних дифференциатов гипабиссального и эффузивного комплексов, что подтверждается нашими исследованиями.

Кроме того, доказательством петрологической обособленности гипабиссального и эффузивного комплексов могут служить также и следующие суммированные данные о различиях между породами этих комплексов.

1. Резкое отличие в количественных соотношениях основных и кислых пород в гипабиссальном и эффузивном комплексах. Кислые породы гипабиссального комплекса (гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты третьей стадии, лейкократовые породы четвертой стадии) занимают в этом комплексе доминирующее положение — более 60%, в то время как в эффузивном комплексе кислые породы (дациты, липариты и их пирокласты) составляют не более 15—20% от общего объема вулканических пород.

2. Крайними кислыми дифференциатами гипабиссального комплекса являются экзотические лейкократовые породы, что доказывается непосредственными переходами этих пород в гранодиорит-порфиры, а также локализацией их только в районах развития гипабиссальных интрузий. К последним дифференциатам эффузивного андезитового комплекса относятся обычные дациты и липариты с темноцветными минералами, широко распространенные и вне районов развития гипабиссальных пород.

3. Кислые лейкократовые породы гипабиссального комплекса не содержат темноцветных минералов, чем резко отличаются от кислых пород (дацитов) эффузивного комплекса, в которых развиты пироксены, амфибол, оливин и биотит (до 12%).

4. Для лейкократовых дацитов гипабиссального комплекса характерны небольшие размеры вкрапленников (1—2 мм), в то время как дациты эффузивного комплекса относятся к крупнопорфировым разновидностям, что свидетельствует о различных режимах интрателлурической кристаллизации.

5. Лейкократовые породы отличаются развитием широких полей гидротермального преобразования, проявлением турмалинизации и концентрацией взрывных брекчиевых даек. Все это свидетельствует о повышенном содержании летучих компонентов в конечном магматическом дифференциате гипабиссального комплекса, явившемся источником лейкократовых пород.

6. Лейкократовым породам свойственна приуроченность концентрированного эндогенного оруденения, которое отсутствует в кислых породах эффузивного комплекса.

7. В породах гипабиссального комплекса постоянно отсутствует оливин, который является порообразующим минералом в породах эффузивного комплекса и широко развит в базальтах, андезито-дацитах и дацитах.

8. Попарное сопоставление математически обработанных петрохимических характеристик кислых пород третьей и четвертой стадий гипабиссального комплекса и кислых эффузивов показывает значения критерия Рас—Уилкса — соответственно 35,4 и 34,4 при критическом значении 20,09 и значения критерия равенства матриц ковариации — 74,4 и 101,6 при критическом значении 58,62. Это служит веским доказательством различия сравниваемых пород как по химическому составу, так и по условиям образования.

9. Гипабиссальные интрузии вызывают ороговикование вмещающих пород, что не свойственно интрузивным субвулканическим телам

эффузивного комплекса независимо от их состава, мощности и глубины залегания.

10. Субвулканические тела андезито-базальтов и андезитов эффузивного комплекса независимо от глубины залегания (вскрыты на глубинах до 2000 м) и мощности (до сотен метров) имеют типичный эффузивный облик со стекловатой фазой в основной массе, что резко отличает их от полнокристаллических пород гипабиссального комплекса. Кстати, скважиной Добронь-1 (см. рис. 6) на больших глубинах (более 1000 м) вскрыты рядом с полнокристаллическими породами гипабиссального комплекса сопоставимые с ними по мощности субвулканические тела эффузивного комплекса со стекловатой основной массой, что не оставляет места для утверждений Л. Г. Данилович (1964, 1970) о переходе с глубиной эффузивов в гипабиссальные интрузии и, следовательно, о принадлежности последних к субвулканической фации.

11. Гипабиссальные интрузии воздымают контактирующие с ними осадочные породы, что не наблюдается в контакте с интрузивными субвулканическими телами эффузивного комплекса, хотя местами они имеют значительные размеры.

Размещение резко отличающихся пород гипабиссального и эффузивного комплексов в одних и тех же районах (Вышковский, Великодоброньский и Перечинский) является веским доказательством обособленности очагов, давших эти породы, и неодинаковости режимов магматической дифференциации в очагах. Это особенно убедительно доказывается сопоставлением характеристик экзотических лейкократовых дацитов гипабиссального комплекса и обычных дацитов эффузивного комплекса.

Связанные с неогеновым циклом магматизма комплексы пород распределяются в пространстве следующим образом. Плаггиолипаритовые туфы (I фаза вулканизма) имеют региональное площадное распространение и протягиваются из Солотвинской впадины в Чопскую и далее в Восточно-Словацкую впадину, а также в пределы Румынии и Венгрии. Образования эффузивного комплекса цепи погребенных вулканов (II фаза вулканизма) вытянуты в северо-западном направлении вдоль зоны сочленения Закарпатского прогиба и Паннонского массива и тяготеют к этой зоне. К этой же зоне приурочены экстрезии плаггиолипаритов Береговского холмогорья и Земплинского острова (II фаза), а также гипабиссальные интрузии Вышковского и Доброньского районов (последний район приурочен, по-видимому, к северному блоковому выступу рассматриваемой зоны). Эффузивный комплекс Выгорлат-Гутинской гряды (III и IV фазы) в северо-западной части Закарпатья протягивается вдоль сочленения Закарпатского прогиба с флишевыми Карпатами, а в юго-восточной части тяготеет к сочленению прогиба с Паннонским массивом.

В пространственном размещении различных комплексов неогенового магматизма прослеживаются определенные тектонические закономерности; для их понимания необходимо кратко остановиться на некоторых чертах тектонического строения Закарпатья.

Решающая роль крупных разрывных нарушений в формировании и размещении неогеновых магматических образований Закарпатья общепризнана. Но природа этих нарушений четко не охарактеризована и большинство исследователей относит их к элементам обособленной молодой блоковой тектоники, независимой от крупных, длительно живущих структур. К таким структурам относится зона Закарпатского глубинного разлома, расположенная на сочленении складчатых Карпат и Закарпатского внутреннего прогиба, и зона Припаннонского глубинного разлома, отделяющая Закарпатский прогиб от Паннонского массива. Необходимо подчеркнуть, что для указанных зон и особенно для Припаннонской характерны поднятия донеогенового фундамента, которые, по нашему представлению, во многом определяют особенности магматизма и металлогенеза этих зон.

Помимо упомянутых зон глубинных разломов, в Закарпатье установлено большое количество молодых разрывных нарушений продольного (северо-западного), поперечного (северо-восточного) и диагонального направлений, связанных с блоковой тектоникой. Эти нарушения, возникшие главным образом в послетортонское время, являлись в течение верхнего миоцена и плиоцена зонами активных подвижек, приведших к блоковому расчленению Закарпатского прогиба. Часть про-

дольных разрывных нарушений, расположенных вблизи Закарпатского и Припаннонского глубинных разломов, по-видимому, сопряжена с ними и обусловила ступенчатое опускание Закарпатского прогиба. Поперечные разрывные нарушения, по всей вероятности, накладывались и на донеогеновые сводовые и горстовые поднятия фундамента в зонах глубинных разломов, осложняя их молодыми блоковыми дислокациями. Особенно интенсивно развиты молодые нарушения блокового типа в западной части Закарпатского прогиба в Чопской впадине, где, по данным геофизических работ (С. И. Субботин, 1955) и по материалам глубоких скважин, фундамент впадины расчленен серией различно ориентированных разрывов и расчленен на приподнятые и опущенные блоки (см. рис. 6).

Развитие неогеновых магматических образований контролируется молодыми разрывными нарушениями, но, по нашему представлению, их возникновение и развитие находится в зависимости, во времени и пространстве, от дифференциации колебательных движений в основных структурно-фациальных зонах Закарпатья и, следовательно, от степени тектонической активности глубинных разломов на разных участках и в различные промежутки времени. Это подчеркиваем в связи с тем, что существует точка зрения о формировании молодых радиальных разрывов в результате особых самостоятельно возникших тектонических импульсов, объяснение которым не дает ни один исследователь, придерживающийся такого мнения (В. С. Буров, 1958; И. Д. Гофштейн, 1964). По этому поводу В. С. Буров пишет, что «мнение о том, что формирование вулканических цепей (Выгорлат-Гутинской, Калимани-Харгита), вытянутых вдоль Восточных Карпат, связано с развитием неогеновых прогибов, не находит подтверждения, так как разломы, с которыми была связана эффузивная деятельность, не согласуются с планом развития неогеновых прогибов».

Итак, по нашему представлению, особенности пространственного распределения неогеновых магматических образований находятся в зависимости от дифференциации колебательных движений в структурных единицах Закарпатья, с которыми в свою очередь связан тектонический режим зон глубинных разломов. Магматические образования локализуются преимущественно на границе поднятий и прогибаний. Доказательством этого тезиса могут служить приведенные ниже материалы о тектонических закономерностях формирования и пространственного размещения неогеновых магматических комплексов Закарпатья.

Источники плагиолипаритовых туфов I фазы вулканизма (гельвет—нижний сармат) предполагаются в Берегово-Беганьском районе и, возможно, Виноградовском. Судя по закономерностям изменения мощностей пластов туфа и по размерам кластической части, а также по литературным данным (Г. Панто, 1965), основные вулканические жерловины, давшие мощные плагиолипаритовые эксплозии, расположены в пределах Паннонского массива на территории Венгрии и Румынии. В гелльвете—нижнем сармате в пределах Паннонского массива господствовал сравнительно стабильный режим, если не считать блоковых перемещений по радиальным разрывам с общей тенденцией к опусканию в

тортоне и к поднятию в гельвете и в сармате, когда происходило максимальное накопление взрывного материала. Следовательно, деятельность обособленных магматических очагов, поставивших только липаритовую магму, следует связывать с устойчивым тектоническим режимом, имеющим тенденцию к поднятию, когда колебательные движения были минимальными и развивалась блоковая тектоника. Эта особенность отчетливо проявляется в расположении бескварцевых, гиперстенсодержащих плагиолипаритовых куполов Берегово-Беганьского района, которые, по-видимому, петрологически связаны с общим источником липаритовой магмы, но относятся к более поздней, паннонской (II) фазе вулканизма. Эти купола локализируются только в блоках с приподнятым донеогеновым фундаментом и с сокращенными мощностями неогеновых отложений (см. рис. 6). Подтверждением этой закономерности может служить также развитие в этом районе такситовых кварцевых плагиолипаритов, туфолов и спекшихся туфов, относящихся к I фазе вулканизма.

Эффузивный андезитовый комплекс II фазы вулканизма, слагающий Чопскую цепь погребенных вулканов, занимает следующие тектонические позиции. Цепь погребенных вулканов протягивается параллельно Припаннонской тектонической зоне, и на одних участках породы андезитового комплекса далеко распространены на юг и приближены к северным окраинам Венгрии, на других — удалены от них. По-видимому, генеральное направление цепи погребенных вулканов определялось общим поднятием докарбонового фундамента (Припаннонская гряда поднятий нижнепалеозойского структурного этажа), находящимся на сочленении Паннонского массива и Закарпатского прогиба. Выше мы отмечали, что эти поднятия проходят по ломаной линии, то вдаваясь в виде выступов в пределы Закарпатья, то отступая в сторону Венгрии (см. рис. 2).

В распределении вулканических центров важное значение имели молодые разрывы, органически связанные с тектоническим развитием зоны Припаннонского глубинного разлома и в одних случаях возникшие в пределах этой зоны, а в других — отдаленные от нее. Вследствие этого эффузивный андезитовый вулканизм погребенной цепи на одних участках развит непосредственно в Припаннонской тектонической зоне, в других случаях — во внешней его части, тяготеющей к Закарпатскому прогибу.

Связь андезитового вулканизма цепи погребенных вулканов с блоковой тектоникой несомненна, что видно из временных и фациальных различий вулканических образований в разных тектонических блоках (см. рис. 6). Необходимо отметить, что значительные блоковые перемещения происходили в низах нижнего сармата и в панноне, что видно по резко меняющимся мощностям соответствующих отложений в разных блоках. Наибольшие воздымания претерпели блоки скважин 15-ч, 16-ч, 18-ч и 19-ч на границе нижнего сармата и паннона, в это время здесь, возможно, на короткое время устанавливался наземный режим. Затем в панноне, когда наиболее активно проявился вулканизм, блок скважины 15-ч подвергся опусканиям, а блоки скважин 16-ч и 18-ч ос-

тавались стабильными, но в левантине и они были захвачены нисходящими движениями. В блоке скважин 10-ч и Ужгород-3 наибольшие вздымания произошли в досарматское время и в нижнем сармате; когда развивались вулканические извержения, наблюдалось опускание. Крупные опускания во время мощной вспышки нижнесарматского вулканизма проявились в блоке скважины Мальчицы-1 в Словакии, что видно по большой мощности нижнесарматских отложений.

Таким образом, для андезитового вулканизма цепи погребенных вулканов характерна обстановка контрастного блокового расчленения с общей тенденцией к опусканию региона, причем намечается связь вспышек вулканической деятельности с нисходящими движениями в отдельных блоках. Остановимся на разборе закономерностей пространственного распределения образований эффузивного комплекса III и IV фаз вулканизма, слагающих Выгорлат-Гутинскую гряду.

В пределах Чопской впадины и примыкающей части Словакии Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда протягивается вдоль Закарпатского глубинного разлома и имеет северо-западное направление, причем вулканические аппараты известны как в пределах впадины, так и во флише (районы Перечина, Оленево, Керецки). Восточнее р. Боржавы направление гряды меняется на субмеридиональное, она, отойдя от Закарпатского глубинного разлома, пересекает Закарпатский прогиб, образуя хребет Великий Шоллес. В районе сел Королево, Горбки, Хижа вулканическая гряда входит в Припаннонскую тектоническую зону, где контролируемая ею, вновь приобретает северо-западное направление и, не меняя его, продолжается через села Велятино и Вышково на территорию Румынии в район Бая Маре (см. рис. 2). Вследствие этого юго-восточная часть Выгорлат-Гутинской гряды оказывается отделенной от Закарпатского глубинного разлома Солотвинской впадиной, а субмеридиональное колено гряды разделяет Закарпатский прогиб на Чопскую и Солотвинскую впадины. Продолжением гряды на территории Румынии являются массивы Гутин и Циблеш, а далее к юго-востоку — горы Калмани-Харгита, отделяющие Трансильванскую впадину от Мармарошского кристаллического массива (см. рис. 2).

Такое расположение Выгорлат-Гутинской гряды многие исследователи (В. С. Буров, 1958; И. Д. Гофштейн, 1964; Е. Ф. Малеев, 1962; Э. А. Лазаренко, 1963, 1964) объясняют возникновением в плиоцене особого разлома, который контролировал вулканическую деятельность. Этот разлом, по мнению указанных исследователей, сечет разные тектонические элементы и независим от общего хода развития Закарпатского прогиба. По нашему мнению, своеобразие в распределении вулканических центров Выгорлат-Гутинской гряды зависит от особенностей дифференциации колебательных движений в Закарпатском прогибе и смежных структурах. Подтверждением этого служат такие данные.

В конце нижнего сармата колебательные движения в Закарпатском прогибе приобрели отчетливо дифференцированный характер: в панноне и верхнем плиоцене Чопская впадина была вовлечена в более интенсивное погружение, нежели Солотвинская впадина, однако по скорости нисходящих движений Чопская впадина уступала Паннонскому масси-

ву. Нисходящие движения в северной части Солотвинской впадины, примыкающей к зоне Закарпатского глубинного разлома, прекратились, и она как бы причленилась к складчатым Карпатам, продолжавшим воздыматься; в это же время в Чопской впадине, включая и полосу сочленения его с Закарпатским глубинным разломом, опускания продолжались. Это подтверждается отсутствием паннонских и верхнеплиоценовых отложений на большей части Солотвинской впадины и главным образом в полосе, прилегающей к Закарпатскому глубинному разлому, в то время как по всей Чопской впадине, включая полосу, граничащую с Закарпатском разломом, широко распространены отложения паннона и особенно левантина.

Естественно, дифференциация колебательных движений в Закарпатском прогибе в панноне и плиоцене органически связана с различиями вертикальных движений в ограничивающих его зонах Закарпатского и Припаннонского глубинных разломов, то есть с неодинаковой тектонической активностью этих разломов на разных участках и в различные промежуточные времена. Именно это и обусловило особенности пространственного распределения пород эффузивного комплекса.

Действительно, в результате различия колебательных движений в Солотвинской и Чопской впадинах возник поперечный субмеридиональный разлом, который контролировал в панноне и левантине вулканическую деятельность в хребте Великий Шоллес. Результат прекращения опусканий северной части Солотвинской впадины, начиная с паннона, — атрофия дифференцированных движений на ее сочленении с зоной Закарпатского глубинного разлома. Это привело к затуханию в зоне разлома активных тектонических подвижек, как следствие — к отсутствию в ней неогеновых вулканических образований. На сочленении Чопской впадины с Закарпатским глубинным разломом в панноне и особенно в левантине дифференцированные тектонические движения продолжались, возникали новые разрывы и активизировались старые, что и обусловило бурное развитие здесь вулканической деятельности.

Юго-восточная ветвь Выгорлат-Гутинской гряды контролируется зоной Припаннонского глубинного разлома, в которой, как отмечалось выше, тектонические движения в панноне и плиоцене не прекращались. Но до настоящего времени считалось, что в западной части зоны Припаннонского разлома, примыкающей к Чопской впадине, паннонские и левантинские вулканические образования отсутствуют. Видимо, поэтому сочленение Закарпатского прогиба и Паннонского массива трактуется как «зона миоценовых разломов и вулканизма» (И. Д. Гофштейн, 1964) или подзона развития допаннонской вулканической деятельности (О. С. Вялов, 1960), или, наконец, как зона тортон-сарматского вулканизма (Э. А. Лазаренко и др., 1963).

Однако в связи с обнаружением в Чопской цепи погребенных вулканов паннонских и левантинских андезитов и дацитов (наряду с сарматскими) стало очевидным, что паннон-левантинский вулканизм развивался на всем протяжении Припаннонской тектонической зоны, начиная от г. Чоп и кончая районом Бая Маре (см. рис. 2). Кстати, паннон-левантинский эффузивный комплекс района Бая Маре ничем не отли-

чается от эффузивного комплекса остальной части Выгорлат-Гутинской вулканической гряды (Н. Онческу, 1960).

Таким образом, эффузивный магматизм Закарпатья развивался в зонах дифференцированных тектонических движений, преимущественно на границе поднятий донеогенового фундамента с участками прогибаний, причем эффузивный комплекс концентрируется в основном в последних. Вулканическая активность в данном случае связана с нисходящими движениями как в масштабах прогибов и впадин, так и в отдельных блоках.

Эти тектонические закономерности в размещении неогенового эффузивного комплекса сохраняются для всех Внутренних Карпат. Так, Штьявницкий вулканический массив (Словакия) расположен на сочленении приподнятых древних ядер и их мезозойской оболочки (Татро-Вепорид) с глубоко опущенной Придунайской впадиной. Северо-Венгерские вулканические горы (массивы Матра, Бюкк) приурочены к стыку карбонovo-палеогеновых поднятий, связанных с разломом Балатон-Веленце, и глубоких верхнеогеновых опусканий Паннонской впадины. Токай-Прешовская вулканическая гряда (Словакия) располагается на сочленении Восточно-Словацкой впадины со ступенчатым опусканием Татрид и Гемерид, связанным с мезозойским разломом Балатон-Веленце и неогеновым Горнадским разломом. Гряда Калимани-Харгита (Румыния) вытянута вдоль сочленения приподнятого Мармарошского кристаллического массива с Трансильванской впадиной. Неогеновые вулканические массивы Рудных гор (Румыния) находятся на сочленении палеозойско-мезозойских поднятий гор Апусени с восточной частью Паннонской впадины (см. рис. 2).

Таким образом, эффузивный комплекс распространен главным образом в пределах неогеновых депрессий и в меньшей мере в зонах глубинных разломов, хотя в общем плане развитие вулканической деятельности находится в зависимости от разломов.

В отличие от эффузивного комплекса образования гипабиссального комплекса приурочены к зонам глубинных разломов и за их пределами не развиты. Наиболее полно гипабиссальный комплекс представлен в Вышковском районе, который находится в Припаннонской тектонической зоне. К внешнему выступу этой тектонической зоны приурочена сложная интрузия диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров Доброньского района, вскрытая скважиной 1-Д до глубины 3800 м. В пределах зоны Закарпатского глубинного разлома известны три района, в которых встречаются образования гипабиссального комплекса: Перечинский район, где развиты габбро-диабазы, лейкократовые дациты с гранатом и лейкократовые микрогранодиориты; Свалявско-Оленевский район с лейкократовыми дацитами, содержащими гранат, на территории Словакии — район Бенятино—Мерник, где распространены лейкократовые дациты с гранатом и микрогранодиориты.

Гипабиссальные интрузии в пределах зон глубинных разломов развиты только в районах со своеобразной тектонической обстановкой (Б. В. Мерлич, 1958; Б. В. Мерлич, С. М. Спитковская, 1963, 1965). Для этих районов характерны горстовые или сводовые поднятия, обусловлен-

ные пересечением зон глубинных разломов поперечными разрывными нарушениями, возможно, сопряженными с поперечными поднятиями. По некоторым разрывным нарушениям происходили многократно повторяющиеся подвижки различной амплитуды. Наиболее значительные перемещения по крупным краевым разрывам привели к общему воздыманию районов. Более мелкие подвижки внутри районов обусловили расчленение их на опущенные и приподнятые блоки.

Наличие блоковой тектоники и ее характер в районах распространения гипабиссальных интрузий иллюстрируется следующим. Вышковский район в нижнем сармате и панноне был приподнят, вследствие чего уничтожена часть нижнесарматских и паннонских отложений и обнажены интрузии гипабиссального комплекса. Молодые левантинские движения привели к дальнейшему воздыманию района, в результате этого еще больше обнажились интрузии и размыта значительная часть эффузивного комплекса III и IV фаз (паннон—левантин). Все эти данные свидетельствуют о заложении поперечных разрывов, по которым произошли блоковые перемещения не позднее нижнего сармата, и об активной их жизни в панноне и плиоцене.

В Береговском районе поднятие фиксируется выходом на дневную поверхность нижнесарматских отложений, высоким гипсометрическим положением донеогенового фундамента (на глубине 600—1000 м) и непосредственным залеганием на нем тортон-гельветских отложений, что свидетельствует о длительности существования поднятия (см. рис. 6). По данным глубоких скважин создается впечатление, что Береговское холмогорье находится на сочленении поперечного поднятия донеогенового фундамента (Береговское холмогорье, скважина № 2, Новое Село, Залужское антиклинальное поднятие) с Припаннонской тектонической зоной. По-видимому, это поднятие связано с разломом Загреб—Кульч, влияние которого не ограничивается пределами Венгрии (см. рис. 2).

В Перечинском районе поднятие фиксируется выходом на дневную поверхность донеогеновых пород. Здесь блоковыми воздыманиями по поперечным разрывам обусловлен размыв паннонских лейкократовых дацитов и микрогранодиоритов, затем перекрытых более молодыми лавами и туфами эффузивного комплекса III и IV фаз вулканизма.

В Свалявско-Оленевском районе поднятие подтверждается выходом на дневную поверхность донеогеновых пород, а также размывом паннонских лав и туфов с выходом на дневную поверхность субвулканических тел, которые, возможно, относятся ко II фазе вулканизма.

На наш взгляд, закономерная локализация пород гипабиссального комплекса в зонах глубинных разломов объясняется общей приподнятостью в них донеогенового фундамента. По-видимому, такая обстановка способствовала образованию обособленных интрузивных очагов (камер), в которых и происходила дифференциация магмы, давшей стабильные инъекции от основных производных к кислым. А приуроченность гипабиссальных образований именно к приподнятым и разбитым на блоки районам объясняется, вероятно, тем, что в такой тектонической обстановке создавались благоприятные условия для внедрения магматических дифференциатов из промежуточных интрузивных очагов.

Неогеновое эндогенное оруденение Закарпатья представлено тремя минеральными ассоциациями — ртутной, свинцово-цинковой и мышьяково-сурьмяной, причем устанавливается закономерная приуроченность их к зонам глубинных разломов (Б. В. Мерлич, 1958). В зоне Припаннонского глубинного разлома распространено ртутное и свинцово-цинковое оруденение, в зоне Закарпатского глубинного разлома — ртутное оруденение и в Петрошской тектонической зоне, находящейся во флишевой области уже за пределами Внутренних Карпат, — мышьяково-сурьмянное оруденение, которое здесь не рассматривается.

В зоне Припаннонского глубинного разлома известно два рудных района — Вышковский с широко развитым ртутным оруденением, небольшими свинцово-цинковыми и смешанными ртутно-свинцово-цинковыми рудопроявлениями и Береговский — с преобладающим свинцово-цинковым оруденением и мелкими ртутными проявлениями. В пределах Румынии к этой тектонической зоне относятся рудные районы Оаш и Бая Маре, в которых развиты полиметаллические месторождения и ртутные проявления. В Вышковском районе разведано шесть ртутных месторождений и около тридцати рудопроявлений. Кроме того, известно два свинцово-цинковых рудопроявления (одно в прошлом эксплуатировалось) и несколько комплексных ртутно-свинцово-цинковых проявлений. В Береговском районе разведано одно барито-свинцово-цинковое и одно свинцово-цинковое месторождения, в пределах последнего выявлены два ртутных проявления.

В зоне Закарпатского глубинного разлома расположено три рудных района (с северо-запада на юго-восток): Перечинский, в котором разведано одно ртутное месторождение и три рудопроявления; Оленевский с двумя ртутными месторождениями и пятью рудопроявлениями и Драговский район, в котором развиты ртутные и мышьяковые проявления.

На наш взгляд, эндогенное оруденение Закарпатья связано с общим магматическим источником и единым гидротермальным процессом, но формирование свинцово-цинковой и ртутной минерализации происходило в две разделенные тектоническими подвижками стадии, в которых участвовали качественно различные растворы, являющиеся стадийными пульсациями единых магматических очагов. В первую стадию выделялись свинец и цинк и во вторую — ртуть. Судя по смешанным рудопроявлениям, в растворах второй стадии содержалось небольшое количество металлических соединений первой стадии и наоборот. Но существуют и другие точки зрения. Одни исследователи считают, что ртутные месторождения представляют лишь одну из последних по времени фаз единого гидротермального процесса, в ходе которого про-

исходит постепенное обогащение растворов ртутью и обеднение рядом халькофильных элементов (А. А. Сауков, 1946; В. Э. Поярков, 1955). Другие исследователи утверждают, что ртутные и свинцово-цинковые месторождения Закарпатья связаны с обособленными во времени, структурно и петрологически магматическими очагами (Э. А. Лазаренко, 1970).

Доказательством нашей точки зрения могут служить следующие данные: 1. Более высокая температура начала выделения минералов ртутных рудопроявлений по сравнению с температурой окончания кристаллизации минералов свинцово-цинковых рудопроявлений. Например, отложение барита и кварца в ртутных проявлениях началось при 130—110°C, а выделение кварца в свинцово-цинковых проявлениях закончилось при 100—75°C и даже при 50°C (Вышковский район). 2. Дробленый пирит и сфалерит (первая стадия) цементируется кальцитом и кинноварью (вторая стадия). Прожилки марказита и кинновари (вторая стадия) пересекают пирит (первая стадия). Кинноварь образует корки и налеты на кварце, пирите и сфалерите первой стадии (Вышковский район). 3. На различных горизонтах смешанных ртутно-свинцово-цинковых месторождений отмечается прямая коррелятивная связь между содержанием свинца, цинка и ртути (Вышковский район). 4. В каждом районе устанавливается общий для ртутных и свинцово-цинковых рудопроявлений структурный и магматический контроль.

Переходя к вопросу о связи эндогенного оруденения Закарпатья с магматизмом, следует отметить следующее. Известно, что эта проблема чрезвычайно сложна, получение непреложных доказательств наличия и характера такой связи крайне затруднено. Тем не менее затронутая проблема должна решаться, и поэтому мы предприняли попытку обобщить собранные материалы, касающиеся связи оруденения Закарпатья с магматизмом, которые, возможно, приблизят эту проблему к решению.

В этой главе мы аргументируем следующие положения. Эндогенное оруденение Закарпатья парагенетически связано только с гипабиссальным комплексом, имеет паннонский возраст, пространственно приурочено к гипабиссальным интрузиям и подчинено общему с ними структурному контролю. И оруденение, и гипабиссальные интрузии распространены только в пределах зон глубинных разломов и локализируются лишь в районах с блоковыми или сводовыми поднятиями донеогенового фундамента. Эти положения основываются на таких данных.

ОБЩНОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ И СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ И ГИПАБИССАЛЬНЫХ ИНТРУЗИИ

Как показали поисково-разведочные работы, эндогенные месторождения в Закарпатье, так же, как и образования гипабиссального комплекса, распространены только в зонах Припаннонского и Закарпатского глубинных разломов и за их пределами не установлены, в то время как образования эффузивного комплекса развиты как в этих зонах, так

и вне их. Эндогенные месторождения и гипабиссальные интрузии встречаются совместно и приурочены только к тем участкам зон глубинных разломов, в которых наблюдаются поднятия донеогенового фундамента горстового и, возможно, сводового характера и развиты блоковые структуры. Такие участки и являются рудными районами. Внутри рудных районов установлена закономерная приуроченность эндогенных месторождений и рудопроявлений к гипабиссальным интрузиям, а также контроль рудоотложения поперечными по отношению к зонам разломов разрывными нарушениями либо теми же, с которыми связаны интрузии, либо сопряженными с ними, либо возникшими вследствие внедрения интрузий (интрузивно-купольные структуры).

Таким образом, неогеновое оруденение и гипабиссальные интрузии пространственно совмещены и связаны с общей для них и весьма специфической тектонической обстановкой, свойственной только рудным районам. Приводим фактический материал, подтверждающий эти положения.

Вышковский рудный район (зона Припаннонского глубинного разлома) характеризуется горстовым поднятием донеогенового фундамента и расчленением по разломам северо-восточного и меридионального направления на приподнятые и опущенные блоки. В нижнем сармате и панноне, то есть к моменту внедрения интрузии и рудообразования, фундамент был приподнят на 600—700 м относительно его уровня в прилегающих к району участках.

Все ртутные, свинцово-цинковые и ртутно-свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления Вышковского района находятся или непосредственно в гипабиссальных интрузивах, или в контактирующих с ними гидротермально преобразованных осадочно-туфогенных породах и далее 50—100 м от контакта не распространяются. Некоторые ртутные месторождения (Большой Шаян, Большой Ракош) расположены в лейкократовых породах гипабиссального комплекса. Во всех случаях четко проявляется контроль разрывными нарушениями, рассекающими интрузивные массивы и вмещающие их породы. В удалении от интрузивных массивов в осадочной и вулканогенной толщах района оруденение не обнаружено, несмотря на многолетние детальные поисковые работы.

Не обнаружено оруденение и в мощной толще вулканогенных пород эффузивного комплекса в районе Велятино—Королево, примыкающем с северо-запада к Вышковскому району и расположенном в зоне Припаннонского глубинного разлома. В этой толще известны субвулканические интрузивные тела дацитов и липаритов, которые являются конечными дифференциатами гутинской свиты эффузивного комплекса, но интрузивы гипабиссального комплекса не обнаружены. Отсутствие здесь оруденения подкрепляет положение о связи рудообразования с гипабиссальным комплексом и указывает на отчужденность его от эффузивного комплекса.

Необходимо выяснить, с какими породами ассоциирует неогеновое оруденение в области, примыкающей к Вышковскому району с юго-востока уже на территории Румынии, где в пределах вулканического мас-

сива Оаш—Гутин известны рудные районы Оаш и Бая Маре с полиметаллическим и ртутным оруденением. Эти рудные районы расположены в зоне Припаннонского глубинного разлома на сочленении с грядой поднятий гор Апусени (см. рис. 2) и характеризуются приподнятым фундаментом и сходными с Вышковским районом магматизмом и рудогенезом.

По данным румынских геологов, в районах Оаш и Бая Маре эндогенное оруденение локализуется в биотит-амфиболовых и в кварцевых андезитах, представленных интрузивными массивами среди вулканогенных толщ, морфологически подобных Вышковским гипабиссальным массивам. Согласно А. Секе (1965), эти андезиты переходят и в плане, и с глубиной в кварцевые диорит-порфиры и даже в кварцевые диориты, например, в районе месторождения Бая Борша. В Рудных горах, гряда Апусени (см. рис. 2), по данным В. Яновичи и др. (1969), неогеновые свинцово-цинковые, золото-серебряные и ртутные месторождения (Сэкерымба, Барза, Златна, Рошия—Мантанэ, Войя, Бабуя) также приурочены главным образом к кварцевым андезитам, образующим интрузивные тела, морфологически сходные с гипабиссальными интрузиями Вышковского района.

Известно, что кварцевые андезиты вообще редкая порода и, как отмечает А. Н. Заварицкий (1961), кварц в андезитах — явление нечастое и случайное. Детальное изучение андезитов Выгорлат-Гутинской гряды (В. С. Соболев и др., 1955; В. П. Костюк, 1961), в состав которой входят районы Оаш и Бая Маре, а также Чопской цепи погребенных вулканов (Б. В. Мерлич и др., 1968) показало, что в этих вулканических грядах нет ни биотит-амфиболовых андезитов, ни тем более кварцевых андезитов. Это приводит к мысли, что в Румынии под названием кварцевые и биотит-амфиболовые андезиты в свое время были описаны приконтактные или близповерхностные разности кварцевых диорит-порфиров и, возможно, гранодиорит-порфиров, отличающихся структурами, близкими к андезитовым, и это название по традиции сохранилось за ними и до настоящего времени. Подтверждением этого служат интрузивные формы кварцевых и биотит-амфиболовых «андезитов», близость их минерального и химического состава составу кварцевых диорит-порфиров Вышковского района, а также резкие отличия от состава всех типов андезитов, слагающих Выгорлат-Гутинскую, Чопскую гряды и известных в вулканических массивах Венгрии и Словакии.

На основании изложенного можно сделать вывод, что и в Румынии неогеновое оруденение связано с гипабиссальными интрузиями. Эта закономерность проявляется и в Словакии, где полиметаллическое месторождение Банска Штьявница (см. рис. 2) также ассоциирует с гипабиссальными интрузиями, представленными здесь гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и интрузивными дацитами, постепенно переходящими с глубиной в гранодиорит-порфиры.

В Береговском рудном районе (зона Припаннонского глубинного разлома) также установлено горстовое поднятие донеогенового фундамента, который, находясь на глубине 600—1000 м, возвышается над фундаментом в смежных районах на 500—900 м. Эта структура отно-

сятся к донеогеновым образованиям, ибо горстовые выступы сложены морскими отложениями, которые, судя по абсолютному возрасту аутигенных слюд в них (83—102 млн. лет), не могут быть моложе верхнего мела. На этих отложениях развита кора выветривания, и они перекрыты морскими отложениями бурдигала-гельвета. В данном районе свинцово-цинковое и ртутное оруденения локализируются в нижнесарматских плагиолипаритовых туфах близ куполов и интрузивных штоков бескварцевых лейкократовых плагиолипаритов, которые мы относим к паннону. Петрологическое положение этих плагиолипаритов не ясно, судя по некоторым признакам их можно отнести к гипабиссальному комплексу.

В пределах Закарпатского глубинного разлома в локализации интрузивных пород и эндогенного оруденения в общем наблюдаются те же закономерности, что и в Припаннонской зоне. Рудные районы — Перечинский, Оленевский и Драговский — приурочены к тектоническим поднятиям, выраженным выходами более древних, чем в окружающих районах, пород. В Перечинском районе ртутное месторождение локализуется в интрузивном штоке лейкократовых микрогранодиоритов, относящихся к четвертой стадии гипабиссального комплекса. В небольшом удалении в пределах Словакии известно ртутное месторождение Мерник, расположенное тоже в микрогранодиоритах. В Оленевском районе ртутные месторождения и рудопроявления находятся в прорывающих палеогеновый флиш интрузивных телах (дайки, штоки, трубки взрыва) андезито-базальтов, возраст которых и петрологическое положение не установлены. Они могут быть отнесены к ранним проявлениям андезитового вулканизма гутинской свиты (III фаза), но могут принадлежать к сарматскому вулканизму (II фаза). Интрузивные тела секутся поперечными разрывными нарушениями, чем и обусловлено развитие в них ртутного оруденения. Неподалеку, в районе г. Свалявы скважинами вскрыты лейкократовые интрузивные породы гипабиссального комплекса. В Драговском районе ртутно-мышьяковая минерализация установлена во флише близ интрузивных тел спилитов и диабазов.

Приведенные материалы показывают, что пространственная приуроченность оруденения к гипабиссальному комплексу и общий для них тектонический контроль как в региональном, так и в локальном плане являются общей закономерностью для Закарпатья и, по-видимому, для сопредельных районов Румынии и Словакии. Следовательно, закономерности размещения в пространстве образований гипабиссального комплекса определяют и закономерности пространственного распределения ртутного и свинцово-цинкового оруденения. В то же время образования эффузивного комплекса Закарпатья, включая кислые его дифференциаты — дациты и липариты, не обнаруживают пространственной связи с оруденением, их размещение определяется иными тектоническими факторами, нежели размещение гипабиссальных интрузий и рудопоявлений. Эти обстоятельства могут свидетельствовать о генетической отчужденности рудообразования и эффузивного магматизма.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ГИПАБИССАЛЬНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ

Как отмечено выше, в верхнеэоценовом этапе магматизма Закарпатья мы выделяем два различных по условиям образования комплекса изверженных пород — гипабиссальный (нижний сармат—паннон) и эффузивный (нижний сармат—левантин). Помимо фациальных, морфологических, петрографических и структурных отличий, эти комплексы различаются и особенностями условий дифференциации родоначальных магматических очагов. Они комагматичны, то есть связаны общностью глубинного, по-видимому, подкорового источника магмы, но эффузивный комплекс образовался прорывом магматического вещества непосредственно из глубинного источника, а гипабиссальный возник из промежуточных, внутрикоровых очагов (камер), в которых происходила длительная и совершенная дифференциация магмы, мигрировавшей из глубинного источника и давшей в процессе дифференциации стадийные инъекции этого комплекса от основных к кислым. Вероятно, именно с этими петрологическими особенностями и связаны различия в тектонических закономерностях размещения пород гипабиссального и эффузивного комплексов. Горстовые и сводовые поднятия фундамента в пределах зон глубинных разломов способствовали возникновению промежуточных магматических очагов, а глубокопроникающие линейные разрывные нарушения, вызванные радиальными движениями как в пределах, так и за пределами глубинных разломов, были благоприятными для непосредственного прорыва магмы из глубинных источников.

В предыдущих главах приведены материалы, показывающие, что степень дифференциации магмы в гипабиссальном и эффузивном комплексах была различной. Неодинаков также ход магматической дифференциации в начальной (гутинской) и конечной (бужорской) фазах эффузивного комплекса, отнесенных соответственно к III и IV фазам эоценового магматизма (см. табл. 1). В гипабиссальном комплексе процессы дифференциации магмы зашли наиболее далеко, на что указывают широкий ряд производных от основных габбро-диабазов в начальном дифференциате до кислых лейкократовых пород в конечном и наиболее совершенном дифференциате, а также следующие особенности конечного дифференциата: экзотический лейкократовый состав пород, подобный аплитам, широкое проявление в них метасоматических преобразований с развитием турмалинизации, концентрация взрывных брекчий, что свидетельствует о повышенном содержании летучих компонентов, и проявление рудной минерализации.

В эффузивном комплексе дифференциация магмы менее совершенна и конечными продуктами III фазы (гутинская свита) являются обычные (с темноцветными минералами) дациты и липариты, а в IV, завершающей фазе эффузивного комплекса кислые дифференциаты вообще отсутствуют и конечными производными здесь являются базальты и андезит-базальты бужорской свиты.

Коль скоро рудоносные гидротермы являются продуктом последних стадий процесса дифференциации магматических очагов, то, следова-

тельно, металлогенетическое значение очагов высокой степени дифференциации и очагов слабо дифференцированных не может быть одинаковым. Естественно, гидротермальное минералообразование должно связываться с последними дериватами глубоко раздифференцированных магматических очагов.

Рассмотрение изложенных материалов с этих позиций приводит к выводу о вероятной связи неогенового рудогенеза Закарпатья с наиболее глубоко раздифференцированным комплексом гипабиссальных интрузий и главным образом с конечными кислыми дифференциатами этого комплекса, представленными кварцевыми диорит-порфиритами и гранодиорит-порфирами третьей стадии, а также лейкократовыми породами четвертой стадии. Этот вывод подтверждается фактическим материалом о размещении эндогенного оруденения Закарпатья, ибо, как выше отмечалось, почти все эндогенные месторождения и рудопроявления приурочены к гипабиссальным интрузиям. Отсутствие оруденения в кислых дифференциатах эффузивного комплекса — в обычных дайтах и липаритах, в которых и следовало бы его ожидать, если бы этот комплекс был рудогенерирующим, — подчеркивает связь рудообразования с кислыми производными гипабиссального комплекса.

Высказываемое многими геологами (Е. Ф. Малеев, 1967; Э. А. Лазаренко, 1966; Л. Г. Данилович, 1963) предположение о связи эндогенного оруденения Закарпатья с завершающей фазой эффузивного комплекса в свете выдвинутых положений представляется необидительным, ибо вулканическая деятельность этой фазы прекратилась на низкой степени дифференциации магматических очагов. По-видимому, именно этим и объясняется, что ни в Закарпатье, ни в граничащих с ним Чехословакии и Румынии не встречено концентрированное эндогенное оруденение в породах конечной фазы эффузивного комплекса.

Касаясь характера связи оруденения с гипабиссальным комплексом, следует предположить не генетические, а парагенетические связи, учитывая общность как промежуточных магматических очагов, так и путей проникновения из них магматического материала и рудоносных гидротерм. Это доказывается несоответствием масштабов гидротермального минералообразования объемам интрузивных тел. Гидротермальная деятельность была отделена от последних проявлений гипабиссального магматизма некоторым промежутком времени и тектоническими подвижками, что подтверждается контролем оруденения тектоническими трещинами, пересекающими интрузивные массивы и местами являющимися элементами интрузивно-купольных структур.

ВОЗРАСТНЫЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С ГИПАБИССАЛЬНЫМ КОМПЛЕКСОМ

Многие геологи (Э. А. Лазаренко, 1970; Е. Ф. Малеев, 1963; Б. Н. Зайцева, 1963) относят свинцово-цинковое оруденение к нижнему сармату, а ртутное — к плиоцену. Мы полагаем, что свинцово-цинковое и ртутное оруденение, являясь продуктом единого гидротермального процесса, связанного с общими магматическими очагами, давшими ги-

пабиссальный комплекс, не разделено во времени, не считая стадийного разделения, и имеет паннонский возраст. Это положение аргументируется следующими данными.

В Вышковском районе свинцово-цинковое и ртутное оруденение локализуется в кварцевых диорит-порфиритах, гранодиорит-порфирах и лейкократовых породах, внедрившихся в фаунистически точно охарактеризованные отложения паннона. Следовательно, здесь оруденение не может быть древнее паннона. Как показано в гл. 6, верхняя возрастная граница этих гипабиссальных интрузий определяется возрастом низов гутинской свиты эффузивного комплекса района, которая относится к верхнему паннону. Поскольку в породах эффузивного комплекса района (верхний паннон—плиоцен) свинцово-цинковое оруденение отсутствует, а в вулканомиктовых отложениях основания этого комплекса (низы гутинской свиты), обнаружена переотложенная окатанная киноварь (Н. И. Лебедь и др., 1969), то верхняя возрастная граница оруденения может быть определена верхним панноном (см. табл. 1). Таким образом, в Вышковском районе наблюдается тесная возрастная близость кислых производных гипабиссального комплекса и оруденения, возраст которого определяется панноном.

Сложнее установить возраст оруденения в Береговском районе, где оно концентрируется в нижнесарматских плагиолипаритовых туфах, прерванных бескварцевыми плагиолипаритами, которые большинство геологов относят к нижнему сармату, но мы в гл. 4 обосновываем их паннонский возраст. Более молодые породы в пределах рудных полей отсутствуют. Поскольку прямые геологические доказательства возраста Береговского оруденения не получены, в качестве объективного критерия приводим результаты определения абсолютного возраста пород гипабиссального комплекса, бескварцевых плагиолипаритов и гидротермально измененных плагиолипаритовых туфов из рудных зон (табл. 36).

Как видно из табл. 36, значения абсолютного возраста поздних дифференциатов гипабиссального комплекса Закарпатья и рудного поля Банска Штьявница (Словакия), бескварцевых плагиолипаритов Береговского района и Земплинского массива (Словакия) весьма близки между собой и идентичны значениям абсолютного возраста измененных рудными процессами плагиолипаритовых туфов Береговского района.

Неизбежен вывод, что все эти образования относятся к узкому возрастному интервалу в пределах 9—15 млн. лет, в среднем 12,5 млн. лет. Но поскольку возраст гипабиссальных интрузий по геологическим данным точно определен как паннонский, то, следовательно, указанное значение абсолютного возраста этих пород (12—13 млн. лет) может считаться репером для паннона. Это согласуется и с геохронологической шкалой в абсолютном летоисчислении, по которой полученные значения абсолютного возраста укладываются в интервал между верхами миоцена и низами плиоцена, включающий верхний сармат, мэотис и поит, то есть именно те ярусы, которые объединяются панноном. Коль скоро абсолютный возраст рудного процесса, зафиксированный адуляризацией оруденелых туфов, тоже определяется 13 млн. лет,

то, следовательно, оруденение Береговского района должно быть отнесено к паннону.

Т а б л и ц а 36

ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА
ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ЗАКАРПАТЬЯ

№ п.п.	Характеристика пород	Количество определений	Абсолютный возраст, млн. лет		
			максимальный	минимальный	средний
II	Интрузивные породы третьей стадии гипабиссального комплекса — гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты Вышковского и Добровьского районов, гранодиориты, гранодиорит-порфиры рудного поля Банской Штьявницы (Словакия)	13	14,8	9,0	12,2±2,8
III	Интрузивные породы лейкократовой фации четвертой стадии гипабиссального комплекса — лейкократовые гранодиорит-порфиры, дациты с гранатом и микрогранодиориты Вышковского и Перечин-Свалявского районов, Восточная Словакия (массивы Лесне, Мерник, Михаловцы)	9	14,7	8,0	12,3±2,5
IV	Бескварцевые плагиолипариты Береговского района и Земплинского массива (Словакия)	17*	15,7	9,0	12,8±2,5
	Липаритовые туфы, подвергшиеся гидротермальным преобразованиям (адуляризация, окварцевание), связанным с рудным процессом, Береговский район	5**	13,7	12,5	13,2±1,6

* Пять определений взяты из работы М. Ю. Фишкина (1967).

** Все определения из той же работы. Определения проведены в лаборатории геологического факультета Львовского университета.

Возрастная и рудогенетическая близость Береговского и Вышковского свинцово-цинкового оруденения подтверждается, помимо приведенных материалов об абсолютном возрасте, идентичностью минерального состава и температурного режима рудообразования, а также близостью геохимических особенностей, что видно из таких данных. Гипогенная минерализация Береговского и Вышковского месторождений

представлена следующими рядами. Береговское месторождение: кварц, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, золото, серебро, тетраэдрит, пираргирит, барит, халцедон, доломит, кальцит. Вышковское месторождение: кварц, пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, золото, серебро, тетраэдрит, прустит, барит, халцедон, доломит, кальцит. Согласно минералотермометрическим определениям образование обоих месторождений началось при 300—200°C и закончилось при 100—75°C (Б. В. Мерлич, 1961). Сопоставление математически обработанных результатов спектральных анализов по 17 элементам показывает, что геохимические характеристики рудных и жильных минералов и гидротермально измененных пород Береговских и Вышковских месторождений близки (критерии Рао—Уилкса соответственно 26,5 и 30,3 при критическом значении 33,4). Сходность гидротермального метасоматоза в этих двух районах отмечается многими исследователями.

Все близкие особенности Береговского и Вышковского месторождений, а также приуроченность их к одной тектонической зоне подкрепляют радиологические данные об их одновозрастности, а поскольку паннонский возраст Вышковского месторождения доказан, имеются все основания отнести к паннону и Береговское месторождение.

Таким образом, на основании приведенных данных эндогенное оруденение Закарпатья может быть причислено к паннону и, следовательно, оно одновозрастно с поздними дифференциатами гипабиссального комплекса, что является веским доводом в пользу связи рудогенеза с интрузивным гипабиссальным магматизмом.

В Румынии в рудных районах Оаш и Бая Маре эндогенное оруденение, судя по публикациям, тоже относится к паннону. Для подтверждения приводим данные Д. Джюшкэ (1960) и Н. Онческу (1960) о магматизме и оруденении этих районов (табл. 37). Как видно из табл. 37, Н. Онческу связывает оруденение Бая Маре с III фазой вулканизма, относящейся к верхнему сармату—понт, то есть к паннону (верхний сармат, мэотис и понт относятся к паннону). Схемы магматизма и связанного с ним металлогенеза района Бая Маре, по Н. Онческу и Д. Джюшкэ, близки и сопоставляются по дацитам Лимпедя и Улмоаса.

Выделение нижнего и верхнего сармата (паннона) в нерасчлененной сарматской схеме Д. Джюшкэ может быть произведено по дацитам Лимпедя и Улмоаса, из которых первые относятся, по Н. Онческу, к нижнему сармату, а вторые — к верхнему. Следовательно, в схеме Д. Джюшкэ все породы от дацитов Улмоаса и моложе включаются в верхний сармат, то есть в паннон, а значит, к этому времени относится и связанное с ними оруденение. Позже Д. Джюшкэ, Г. Чефлика и Г. Удобаши в работе «Металлогенез, связанный с неогеновым вулканизмом румынских Карпат» (1969) указывают, что в горах Оаш-Гутин основной металлогенез относится к паннону.

Здесь следует отметить, что по нашим данным, приведенные в табл. 37 кварцевые и амфиболовые андезиты в действительности представляют собой кварцевые диорит-порфиры, аналогичные Вышковским.

СХЕМА МАГМАТИЗМА В РАЙОНЕ БАЯ МАРЕ И СВЯЗЬ С НИМ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Фаза вулканизма	Возраст	Породы	Оруденение	Фаза вулканизма	Возраст	Породы	Оруденение
по Д. Джюшкэ (1960)				по Н. Онческу (1960)			
I	Верхний тортон—начало сармата	Андезиты Сеннь Липариты Местекэнош	—	I	Тортон	Андезиты Липариты	
II	Сармат (нерасчлененный)	Дациты Лимпедя Дациты Улмоаса Кварцевые андезиты Пискуятул Дацит Шиндилэу Кварцевый андезит Улму Амфиболовый андезит Жирияпэн (Породы II фазы расположены от древних к молодым)	Главные месторождения образовались после внедрения кварцевого андезита Пискуятул и андезита Жирияпэн. Рудные тела месторождения Капник пересекают андезиты Пискуятул и Жирияпэн. Минерализация из месторождения Хержа пересекает андезиты Жирияпэн	II	Нижний сармат	Дацита Лимпедя	
				III	Верхний сармат—понт (паннон)	Дациты Улмоаса Амфиболовые кварцевые андезиты	Интенсивное полиметаллическое оруденение с золотом и серебром
III	Конец сармата—плиоцен	Пироксеновые андезиты и туфы	Без оруденения	IV	Верхний плиоцен	Пироксеновые андезиты и туфы	Без оруденения

Основываясь на собранных материалах, мы полагаем, что полиметаллическое месторождение Банска Штьявница (Словакия) тоже можно отнести к паннону. Здесь рудные жилы пересекают гипабиссальные тела гранодиоритов и гранодиорит-порфиров, дайки дацитов, переходящих с глубиной в гранодиорит-порфиры и толщу тортонских и нижнесарматских андезитов. Следовательно, оруденение не может быть древнее нижнего сармата. О связи оруденения с определенными магматическими породами района нет конкретных данных. Некоторые словацкие геологи полагают, что гипабиссальные интрузии рудного поля относятся к мезозою и поэтому не связаны с оруденением (Л. Разложник, 1968). Данные определения абсолютного возраста интрузивных пород, которые мы приводим, показали, что эти породы должны быть отнесены к паннону, поскольку 12—13 млн. лет можно считать репером для паннонского времени (табл. 38).

Таблица 38

ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА ПОРОД
МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАНСКА ШТЯВНИЦА

№ проб	Порода	Содержание К, %	Содержание ar^{10} рад нг/г. %	Возраст, млн. лет
С-Ш-16	Липарит	6,42	4,734	10,8±2,0
С-Ш-13	Гранодиорит	3,90	3,946	14,8±2,4
С-Ш-14	Гранодиорит	3,15	2,941	13,7±2,5
С-Ш-25	Гранодиорит-порфир	4,13	3,468	12,3±2,0

Исходя из общей закономерности о связи рудогенеза с гипабиссальным магматизмом, оруденение Банской Штьявницы можно считать паннонским.

Таким образом, в Советском Закарпатье, Румынии и Словакии возраст эндогенного оруденения определяется панноном и, следовательно, есть основания выделить во Внутренних Карпатах паннонский этап рудогенеза, связанный с породами гипабиссального комплекса.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СОВЕТСКОГО ЗАКАРПАТЬЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ВНУТРЕННИХ КАРПАТ

Первая схема металлогенического районирования Советского Закарпатья была предложена нами (1958, 1965). Мы выделили три неогеновые рудоносные зоны, протягивающиеся в юго-восточном направлении: Чопско-Вышковская зона, зона Закарпатского глубинного разлома и Петрошская зона. Чопско-Вышковская рудоносная зона приурочена к Припаннонскому глубинному разлому, находящемуся на сочленении Закарпатского прогиба и Паннонского массива, и включает два рудных района — Береговский и Вышковский с полиметаллическим и ртутным оруденением. На территории Румынии к этой зоне относятся районы Оаш и Бая Маре, в которых развито полиметаллическое и ртутное оруденение. Вторая рудоносная зона контролируется Закарпатским глубинным разломом, расположенным на сочленении флишевых Карпат и Закарпатского прогиба, и характеризуется ртутным оруденением, известным в Драговском, Оленевском и Перечинском районах, а также в районе Мерник в пределах Словакии. Третья, Петрошская рудоносная зона расположена во флишевых Карпатах, в полосе развития дифференцированных колебательных движений во флишевом бассейне — прогибаний в пределах Центральной синклинали зоны и относительных поднятий в Петрошской зоне в олигоцене и эоцене. Свидетельством различий в тектоническом режиме является наличие в Петрошской зоне конгломератов и грубозернистых песчаников, а также развитие разрывных нарушений сбросового и надвигового типов.

Таким образом, на наш взгляд, неогеновые рудоносные пояса Закарпатья закономерно приурочены к зонам сочленения региональных геоструктур с различным режимом тектонического развития. Главными элементами таких зон являются крупные, часто глубинные разломы и сопряженные с ними поднятия фундамента, характер развития которых определяет магматизм и металлогеническую характеристику выделенных рудоносных зон. Эту принципиальную тектоническую основу мы приняли и при металлогеническом районировании прилегающих к Закарпатыю районов Внутренних Карпат.

В последнее время со своим металлогеническим районированием Внутренних Карпат выступил Э. А. Лазаренко и др. (1968). Он выделил две крупные металлогенические зоны — зону внешнего обрамления внутренних прогибов и зону горстового обрамления Большой Венгерской впадины.

В металлогеническую зону внешнего обрамления внутренних неогеновых прогибов этот автор включил: металлогеническую подзону южного края западнокарпатских центральных массивов (Словакия), Прешов-Драговскую металлогеническую подзону, контролируемую Закарпатским

глубинным разломом, и Вышково-Родненскую металлогеническую подзону, приуроченную к зоне Припаннонского глубинного разлома. Здесь в одну металлогеническую зону включены совершенно различные тектонические структуры (Татро-Вепориды и Гемериды, Пенинская зона, Закарпатский прогиб, Припаннонская зона), причем автор не расшифровывает тектонической сущности ни самой металлогенической зоны, ни ее подзон. Эклектичность этих металлогенических построений ясна, непонятно только, почему сама металлогеническая зона называется «зоной внешнего обрамления прогибов», если она сечет Придунайскую впадину, Закарпатский прогиб и занимает внутреннее положение относительно Солотвинской и Маромурешской впадин.

Вторая металлогеническая зона, выделенная Э. А. Лазаренко, — зона горстового обрамления Большой Венгерской впадины — состоит из Бержень-Береговской металлогенической подзоны, включающей структуры и рудные месторождения островных поднятий Северо-Венгерских гор и Берегово-Беганьского района, подзоны Бая Маре и подзоны гряды островных поднятий гор Апусени. Все эти металлогенические подзоны контролируются совершенно различными тектоническими структурами, но, как полагает Э. А. Лазаренко, их объединяет в одну металлогеническую зону приуроченность к так называемому «горстовому кольцу», которое он рассматривает как единую структуру, возникшую в позднем неогене в результате формирования внутренних прогибов и Паннонской межгорной впадины. По этому поводу Э. А. Лазаренко и др. (1968) отмечает: «Горстовое кольцо своим происхождением обязано нисходящим движениям в миоцене на границе с внутренними прогибами и Паннонским массивом, а затем опусканиям в плиоцене, но уже внутренней части Паннонского массива». Согласно этой концепции, причиной возникновения «горстового кольца» является опускание с разной скоростью Паннонского массива и смежных с ним внутренних впадин в позднем миоцене и плиоцене.

Исследования глубинного строения Паннонского массива, проведенные венгерскими и румынскими геологами (Э. Вадас, 1964; Г. Вейн, 1969; Н. Онческу, 1960) и донеогенового фундамента Закарпатского прогиба (О. С. Вялов и др., 1963; М. И. Петрашкевич, 1971; С. М. Спитковская, 1973; Б. В. Мерлич, 1973) показывают, что «горстовое кольцо», как единая неогеновая структура, не существует. В действительности наблюдаются донеогеновые, сформировавшиеся в разное время, начиная от карбона и кончая палеогеном, гряды островных блоковых поднятий Паннонского массива (поднятия Центрально-Венгерских гор, Северо-Венгерских гор — массивы Бёржень, Матра, Бюкк, Уппонь, Сёндрё, поднятия гряды Апусени — массивы Рудных гор, Кодру, Бихор, Плопиш, Мезеш), протягивающиеся в северо-восточном направлении и связанные с крупными, региональными разломами (линия Балатон—Веленце, разлом Загреб—Кульч, разлом вдоль гряды Апусени), заложеными, вероятно, в бретонскую фазу тектогенеза. Причина возникновения гряд островных поднятий — дифференциация тектонических движений в позднем палеозое, мезозое и палеогене, связанная с указанными разломами и приведшая к расчленению Паннонского массива на

троговые опускания и гребневидные поднятия. Последние Э. А. Лазаренко и рассматривает как звенья неогенового «горстового кольца».

К неогеновому «горстовому кольцу» этот автор отнес и Припаннонскую гряду поднятий фундамента, заложенную в раннем палеозое и являющуюся элементом зоны Припаннонского глубинного разлома (Б. В. Мерлич, 1973). Эта гряда поднятий протягивается согласно разлому Самош в карпатском (юго-восточном) направлении вдоль сочленения Паннонского массива с территорией современного Закарпатского прогиба, в районах Земплин (Словакия) и Феджет—Прилука (Румыния) выходит на поверхности, а в районе Берегово характеризуется блоковыми поднятиями донеогенового заложения. По-видимому, эти особенности Припаннонской гряды и послужили для Э. А. Лазаренко основанием к включению ее в неогеновое «горстовое кольцо».

Пространственное сочетание отмеченных выше разновозрастных и подчиненных различным тектоническим структурам гряд островных поднятий донеогенового фундамента и создало иллюзию единого неогенового «горстового кольца», к которому затем была привязана Э. А. Лазаренко и др. (1968) единая металлогеническая зона.

Возникновение выступов древнего фундамента в пределах Паннонского массива и на его сочленении с современным Закарпатским прогибом не в неогене, а в течение позднего палеозоя, мезозоя и палеогена, доказываются материалами многих исследователей (Э. Вадас, 1964; Н. Онческу, 1960; Г. Вейн, 1969; Б. В. Мерлич, 1973), которые основываются на таких фактах, как крупные перерывы в осадконакоплении, уменьшение мощности осадочных толщ, выпадение из разреза свит, развитие прибрежных фаций в чехлах древних выступов и наличие карстовых образований и коры выветривания в выступах в интервале от позднего палеозоя до палеогена. Опуская изложение этих материалов, мы все же считаем необходимым подчеркнуть, что наличие жестких, устойчивых в течение длительного времени гряд островных поднятий в Паннонском массиве послужило причиной обособления окаймляющих его неогеновых впадин, а не формирование этих впадин повлекло за собой возникновение островных поднятий, как это утверждает Э. А. Лазаренко (1968).

Итак, тезис о едином неогеновом «горстовом кольце», как тектонической основе металлогенического районирования Внутренних Карпат, оказался несостоятельным. Совершенно очевидно, что в основу металлогенического районирования должен быть положен не географо-геометрический, а историко-тектонический подход к анализу особенностей пространственного распределения месторождений и рудопроявлений и ассоциирующих с ними магматических образований. Такая основа может быть построена только на материалах о закономерностях тектонического развития Паннонского массива и донеогенового фундамента Закарпатского прогиба. Поскольку эти материалы изложены в гл. 2, здесь мы коснемся только основных положений.

По представлению советских исследователей (О. С. Вялов, 1969; М. И. Петрашкевич, 1971; В. И. Хоменко, 1969) для донеогенового фундамента Закарпатского прогиба характерны обособленные структурно-

фациальные зоны, протягивающиеся из Восточной Словакии в Советское Закарпатье, имеющие юго-восточное (карпатское) простирание и представленные палеогеновыми, меловыми, юрскими, триасовыми и палеозойскими отложениями. Эоценовые отложения фундамента Закарпатья являются продолжением подгальского флиша, широко развитого в Восточной Словакии, сенонские отложения — продолжением центрально-карпатского мела Словакии и палеозойские породы — продолжением Центральных массивов Западных Карпат. Следует отметить, что в донеогеновом фундаменте Закарпатского прогиба зафиксированы надвиговые дислокации также северо-западного направления. Общая картина тектонического строения фундамента прогиба может быть пополнена данными В. И. Славина (1963) о том, что в перми на границе Паннонского массива и Северо-Карпатской геосинклинали зарождался прогиб, а в раннем триасе на территории Закарпатья возник грабен северо-западного направления.

По данным словацких геологов (Р. Руденец, 1969; Р. Руденец, Я. Славик, 1970), строение донеогенового фундамента Восточно-Словацкой впадины в общем сходно со строением фундамента Закарпатского прогиба. В фундаменте этой впадины установлены отложения докембрия, палеозоя, мезозоя и палеогена, образующие вытянутые в юго-восточном (карпатском) направлении структурно-фациальные зоны, представленные грядями поднятий и узкими депрессиями. Эти исследователи полагают, что такие поднятия, как Гуменско-Ужгородское и Инячевское, протягиваются в пределы Украинского Закарпатья, где фиксируются ужгородскими скважинами.

Таким образом, большинство исследователей рассматривают донеогеновый фундамент Закарпатского прогиба как структуру, состоящую из параллельных структурно-фациальных зон, простирающихся в юго-восточном направлении и являющихся продолжением структур фундамента Восточно-Словацкой впадины.

Совершенно иные закономерности наблюдаются в формировании структур Паннонского массива. Прежде всего необходимо отметить, что он был структурно-однородным только в докембрии и раннем палеозое. Начиная с девона, массив вследствие дифференциации тектонических движений приобретает гетерогенную структуру, для которой характерно чередование вытянутых в северо-восточном направлении троговых депрессий и гребневидных поднятий, развивавшихся в девонское, карбоновое, мезозойское и палеогеновое время (Э. Вадас, 1964, Г. Вейн, 1969).

Если в докембрии Паннонский массив представлял собой ассинтскую платформу, то в нижнем палеозое он сложен геосинклинальными отложениями мезозонального ряда, подвергшимися складчатости северо-восточного направления в бретонскую фазу орогенеза. В эту же фазу обособился глубокий трог северо-восточного простирания и возникли региональные разломы Загреб—Кульч и Самош (см. рис. 2). Следует отметить, что северо-восточное простирание нижнепалеозойских толщ при приближении к границам Словакии и Закарпатья меняется на широтное и структуры следуют вдоль разлома Самош.

В карбоновое время в Паннонском массиве возник крупный геосинклинальный трог Игал—Бюкк северо-восточного направления, vyplненный отложениями от нижнего карбона до нижней перми и ограниченный линией гранитного пояса Балатон—Веленце (см. рис. 2). В трог Игал—Бюкк близ границы со Словакией и Закарпатьем прослеживается изменение простираия пород на широтное и даже юго-восточное и, таким образом, в зоне сочленения Паннонского массива с территорией современного Закарпатского прогиба намечается закономерное изменение структурного плана массива.

В мезозое Паннонский массив был расчленен геосинклинальными трогами и грядами поднятий, вытянутыми в северо-восточном направлении и связанными с разломами того же направления. Мезозойский структурный этаж включает верхнепермские, триасовые, юрские и нижнемеловые отложения, представленные преимущественно в карбонатных фациях. В верхнемеловом—палеогеновом цикле развития Паннонского массива дифференциация тектонических движений возросла и вследствие этого осадочные трог были уже и короче с развитием узких сбросовых грабенов, но унаследовали северо-восточное направление. Наиболее крупной структурой является верхнемеловой—палеогеновый «флишевый» трог, в развитии которого видное место занимает разлом Загреб—Кульч. Этот трог протягивается в северо-восточном направлении к границам Закарпатья и здесь меняет простираие на широтное и затем на юго-восточное.

Таким образом, наблюдаются резкие отличия в строении фундамента Закарпатского прогиба и в глубинном строении Паннонского массива. Для первого характерны структуры юго-восточного (карпатского) простираия, а для второго — северо-восточного, причем с приближением к Закарпатья простираие структур сменяется широтным и затем юго-восточным. Столь резкое изменение структурного плана может последовать только при наличии древнего жесткого упора на границе этих двух геоструктур, каковым, по нашему мнению, служит Припаннонская гряда поднятий фундамента, заложенная в раннем палеозое, сопряженная с разломом Самош и являющаяся элементом зона Припаннонского глубинного разлома. Естественно, тектонические основы металлогенического районирования в этих двух регионах не могут быть одинаковыми.

Исходя из концепции о решающей роли в размещении эндогенных месторождений во Внутренних Карпатах крупных длительно развивавшихся разломов и связанных с ними поднятий донеогенового фундамента и основываясь на приведенных выше материалах о строении фундамента Закарпатского прогиба и Паннонской наложенной впадины, мы предлагаем следующую схему металлогенического районирования Внутренних Карпат.

Сообразно общему структурному плану рудоносные зоны в пределах Паннонского массива протягиваются в северо-восточном направлении, а в пределах Закарпатья — в юго-восточном. В районе Паннонского массива потенциально рудоносные зоны приурочены к донеогеновым грядам островных блоковых поднятий северо-восточного

направлений, развивавшимся в позднем палеозое, мезозое и палеогене и связанным с крупными разломами того же направления (пояс Балатон-Веленце, разлом Загреб-Кульч, разлом вдоль гряды Апусени), заложенными в бретонскую фазу тектогенеза. Сочленения приподнятых гряд Паннонского массива с зоной Припаннонского глубинного разлома могут рассматриваться как районы, благоприятные для эндогенного оруденения.

Одной из таких островных гряд, к которой приурочена металлогеническая зона, является гряда Апусени в Румынии, протягивающаяся в северо-восточном направлении и включающая на севере уже в пределах Припаннонской гряды поднятий выступы древних пород Феджет, Прилука и палеогеновое поднятие в основании вулканического массива Гутин. Крупными рудными районами металлогенической зоны Апусени являются: на юге — Рудные горы (округ Брад) и на севере, в сочленении с зоной Припаннонского глубинного разлома, — районы Оаш, Бая Маре и Вышково, которые по существу, должны быть отнесены к Припаннонской металлогенической зоне.

Следующей приподнятой грядой Паннонского массива, к которой приурочена рудоносная зона, является гряда островных поднятий Северо-Венгерских гор, включающая массивы Бержень, Матра, Бюкк, Упюнь, Сёндрё. Контролируется она региональным разломом Балатон—Веленце, на севере — линией Дарно. Эта рудоносная зона содержит полиметаллическое и золотое оруденение, протягивается в северо-восточном направлении, на севере сочленяется со Спишко-Гемерским рудогорьем.

К перспективным в смысле рудоносности можно отнести зону относительных поднятий на сочленении карбоновой геосинклинали Игал—Бюкк с верхнемеловым—палеогеновым «флишевым» трогом, контролирующуюся региональным разломом Загреб—Кульч. Эта зона, как и все структуры Паннонского массива, простирается в северо-восточном направлении, на пересечении ею Припаннонского глубинного разлома расположен Берегово-Беганьский рудный район, относящийся к Припаннонской металлогенической зоне. Можно предположить цепь поднятий фундамента, которая контролируется Центральным Карпатским уступом (северо-западная Венгрия), протягивающуюся в северо-восточном направлении к Вепорскому антиклинорию и проходящую в фундаменте Придунайской впадины и Штьявницкого вулканического массива. Возможно, полиметаллические и золоторудные месторождения Банска Штьявница и Кремница приурочены к этой цепи и поднятия карбонových пород в первом связано с ней (см. рис. 2).

В пределах Закарпатья металлогенические зоны соответственно структурному плану донеогенового фундамента и направлению зон глубинных разломов — Припаннонского и Закарпатского — имеют юго-восточное (карпатское) направление. Они четко контролируются Припаннонским и Закарпатским глубинными разломами и вне их, в пределах Закарпатского прогиба рудная минерализация не установлена, и прогиб бесперспективен в смысле эндогенного оруденения, несмотря на большое число молодых разрывных нарушений, пересекающих его.

Для Припаннонской металлогенической зоны (рудные районы Берегово-Бегань, Вышково, Бая Маре) характерны горстовые поднятия донеогенового фундамента, перемежающиеся с опущенными участками, развитие пород гипабиссального комплекса, с которым парагенетически связаны свинцово-цинковые и ртутные месторождения и рудопроявления, распространённые в районах с приподнятым фундаментом, осложненным блоковой тектоникой (Б. В. Мерлич, 1965). О том, что горстовые поднятия здесь относятся к донеогеновым образованиям, свидетельствует следующее. В Берегово-Беганьском рудном районе блоковые выступы фундамента (глубина 600—1000 м) сложены морскими отложениями, которые не могут быть моложе верхнего мела, поскольку определения абсолютного возраста, проведенные нами по аутигенным слюдам, показали 83—102 млн. лет. На этих отложениях развита кора выветривания, и они перекрыты отложениями бурдигала—гельвета. Легко заметить, что поднятия сформировались до бурдигала, вероятно, в верхах мела—низах палеогена, что следует связывать с ларамийской фазой тектогенеза.

В металлогенической зоне Закарпатского глубинного разлома распространены также породы гипабиссального комплекса и развито ртутное оруденение. Во флишевой области уже в пределах Внешних Карпат заслуживает выделения Петрошская металлогеническая зона с мышьяково-сурьмяной минерализацией, протягивающаяся в юго-восточном направлении.

Нам представляется, что закономерности пространственного распределения магматических образований и связанного с ними оруденения Внутренних Карпат определяется главным образом особенностями тектонического развития региона в донеогеновое время и в меньшей мере — молодыми тектоническими движениями. Решающее значение имеют донеогеновые блоковые поднятия фундамента Внутренних Карпат, связанные с крупными (иногда глубинными) разломами и предопределившие благоприятную обстановку для магматической деятельности и процессов рудообразования, включая неогеновые. Молодые неогеновые тектонические движения явились импульсом к проявлению процессов гипабиссального магматизма и парагенного ему рудообразования, но только в районах с указанной тектонической обстановкой. Именно поэтому неогеновые разрывные нарушения за пределами таких районов оказываются безрудными.

ЛИТЕРАТУРА

- Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ. М., ИЛ., 1963.
- Багдасарян Г. П., Глевасская А. М., Михайлова Н. П. Об абсолютном датировании палеомагнитных зон в разрезе Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье). — В сб.: Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, ч. II. Киев, «Наукова думка», 1970.
- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. — «Советская геология», 1949, № 40.
- Бондаренко В. Н. Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970.
- Борсук А. М., Аракелянц М. М., Шанин Л. Л. О возрасте магматических пород Закарпатья в связи с проблемой их рудоносности. — В сб.: Тезисы докладов XVIII сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1973.
- Буров В. С. О тектонических условиях накопления сарматских и паннонских отложений Закарпатья. — В сб.: Геологический сборник Львов. геол. о-ва, 1958, № 5—6.
- Вадас Э. Геология Венгрии. М., «Мир», 1964.
- Вялов О. С. Общее структурное подразделение западных областей УССР. — «Изв. АН СССР, серия геологическая», 1953, № 5.
- Вялов О. С. Краткий очерк тектоники Восточных Советских Карпат. — В сб.: Материалы КБГА, № 1. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Вялов О. С., Буров В. С., Муравецкий В. Н. О характере фундамента западной части Закарпатского прогиба. — ДАН СССР, 1963, т. 150, № 4.
- Гофштейн И. Д. Нестектоника Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1964.
- Данилович Л. Г. До питання про послідовність вивержень в хр. Аваш в Закарпатті. — ДАН УРСР, 1960, № 12.
- Данилович Л. Г. Геолого-петрографічна характеристика вулканічного комплексу хребта Оаш. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
- Данилович Л. Г. Неогеновые вулканоплутонические формации Закарпатья. — В сб.: Проблемы вулканизма, материалы ко II Всесоюзному вулканологическому совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Данилович Л. Г. О характере развития неогенового вулканизма в Закарпатском внутреннем прогибе. — В сб.: Тр. II Всесоюзного вулканологического совещания, т. II, М., «Наука», 1966.
- Данилович Л. Г. Основные особенности развития магматизма Карпат. — В сб.: Геология и геохимия горючих ископаемых, 1969.
- Данилович Л. Г. О природе субвулканических образований Закарпатья. — В сб.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука», 1970.
- Джюшкэ Д. Эволюция вулканизма в районе Бая Маре. — В сб.: Материалы КБГА, № 2. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические процессы скарново-полиметаллических месторождений Западного Кармазара. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1959, вып. 14.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Зайцева В. Н., Новодережкин Н. А., Расточинский С. В. Металлогения неогенового вулканизма Закарпатья. — В сб.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Золотухин В. В. Геолого-петрографічні дослідження Чорної гори та прилеглих районів Закарпаття. Изд-во Львов. ун-та, 1966.
- Зоубек В., Машка М. Общее тектоническое подразделение Западных Карпат и их донеогидного основания. — В кн.: Тектоническое развитие Чехословакии. М., ИЛ, 1963.
- Коржинский Д. С. Принцип подвижности щелочей при магматических явлениях. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис магматизму Карпат. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.

- Круглов С. С. Зона Пеннинских утесов. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., «Недра», 1971.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львов. ун-та, 1963.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А. Металлогения Украинских Карпат. — В сб.: Проблемы металлогении Украины. Киев, «Наукова думка», 1964.
- Лазаренко Э. А., Малыгина О. А. Особенности рудоносности вулканогенных формаций Закарпатья. — В сб.: Тр. II Всесоюзного вулканологического совещания. М., «Наука», 1966.
- Лазаренко Э. А., Гнилко М. К., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпатья. Изд-во Львов. ун-та, 1968.
- Лазаренко Э. А. Магматизм и рудные образования Советских Карпат. Автореферат докторской диссертации. Киев, 1970.
- Лазыко Е. М., Резвой Д. П. О тектонической природе зоны Карпатских утесов. — «Вісник Львівського ун-ту, серія геологічна», 1962, № 1.
- Лесбедь Н. И., Зобков А. В., Скатынский Ю. П. О соотношениях вулканических и интрузивных образований в Вышковском районе (Закарпатье). — В сб.: Тезисы докладов III Всесоюзного вулканического совещания. Львов, 1969.
- Малеев Е. Ф. О приуроченности оруденения к вулканическим образованиям в Закарпатье. — ДАН СССР, 1962, т. 142, № 1.
- Малеев Е. Ф. О связи рудообразования с вулканизмом Закарпатья. — «Советская геология», 1963, № 1.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., «Наука», 1964.
- Малеев Е. Ф. Типы ртутного оруденения и связь их с вулканизмом. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 3.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Гатчеттит из Закарпатья. — «Минералогический сборник», 1955, № 9.
- Мерлич Б. В. Эксплозивные брекчиевые дайки в Закарпатье. — «Изв. АН СССР, серия геологическая», 1958, № 3.
- Мерлич Б. В., Спитковська С. М. Про вік гіпабіссальних інтрузій Вишковського району в Закарпатті. — «Геологический журнал АН УССР», 1958, т. XVIII, вып. 3.
- Мерлич Б. В. Тектонические факторы локализации неогенового оруденения в Закарпатье. — «Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1958, № 5—6.
- Мерлич Б. В. О генетических соотношениях ртутного и свинцово-цинкового оруденения в Закарпатье. — В сб.: Проблемы геохимии, вып. 1. Изд-во Львов. ун-та, 1959.
- Мерлич Б. В. Стадии эндогенного минералообразования в Закарпатье. — В сб.: Материалы комиссии минералогии и геохимии КБГА, 1961, № 1, Изд-во Львов. ун-та.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Новые данные о связи неогенового оруденения Закарпатья с магматизмом. — ДАН СССР, 1963, № 6, т. 153.
- Мерлич Б. В. Связь верхнеогенового магматизма и рудогенеза Закарпатья с глубинными разломами. — В сб.: Доклады VII конгресса КБГА. София, 1965.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. О возрасте свинцово-цинкового оруденения Закарпатья. — «Вестник Львовского ун-та», 1965, вып. 3.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Особенности верхнеогенового магматизма глубинных разломов Закарпатья. — «Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1965, № 9.
- Мерлич Б. В., Славик Я., Спитковская С. М., Рудинец Р., Чверчко Я. Цепь неогеновых погребенных вулканов в южной части Закарпатского внутреннего прогиба. — «Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1968, № 11.
- Мерлич Б. В., Спитковская С. М. О развитии Припаннонского глубинного разлома (Закарпатье) в донеогеновое время. — «Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1973, № 14.
- Мерлич Б. В. О природе «горстового кольца», обрамляющего Паннонский массив. — «Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1973, № 14.
- Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. — В сб.: Тектоника СССР, 1949, т. II. Изд-во АН СССР.

- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики, М., ИЛ, 1960.
- Петрашкевич М. И. Тектоника донеогенового фундамента Закарпатского прогиба. — В кн.: Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., «Недра», 1971.
- Плешаков И. Б. Геологическое строение и нефтеносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской области УССР. — В сб.: Тр. совещания по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1949.
- Поярков В. Э. Сурьма и ртуть. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968.
- Сасин Г. Г. Тектонические закономерности размещения неогенового полиметаллического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии. — «Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1965, № 9.
- Сасин Г. Г. Генетические типы алунитовой минерализации Берегово-Беганьского района Закарпатья. — В сб.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львов. ун-та, 1966.
- Сауков А. А. Геохимия ртути. — «Тр. института геологических наук АН СССР, минералого-геохимическая серия» № 17, вып. 78, 1946.
- Славик Я. О металлогении восточнославяцких третичных отложений. — В сб.: Некоторые проблемы геологии и металлогении Западных Карпат. Братислава, 1967.
- Славин В. И. О срединном Паннонском массиве Карпат. — «Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1958, № 5—6.
- Славин В. И. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Славская А. И. Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобрневич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. Я. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области. — «Минералогический сборник Львов. геол. о-ва», 1955, № 9.
- Спитковская С. М. Неогеновые габбро-диабазы в вулканогенной гряде Закарпатья. — Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1958, № 5—6.
- Спитковская С. М. Особенности контактового метаморфизма, связанного с гипабиссальными интрузиями Вышковского района Закарпатья. — «Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1961, № 7—8.
- Спитковская С. М. О связи гипабиссальных интрузий с экструзиями лейкократовых дацитов в Закарпатье. — «Изв. АН СССР, сер. геологическая», 1964, № 8.
- Спитковская С. М. Морфология и закономерности формирования неогеновых гипабиссальных интрузий Закарпатья. — «Геологический сборник Львов. геол. о-ва», 1966, № 10.
- Спитковская С. М. О характере магматических очагов гипабиссального комплекса Закарпатья и особенностях протекавших в нем процессов. — В сб.: Вопросы геологии Карпат. Изд-во Львов. ун-та, 1968.
- Спитковская С. М., Кузовенко В. В., Иванова Р. Г. К литологии и петрографии разреза западной части Закарпатского прогиба. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. 1. Изд-во Львов. ун-та, 1969.
- Спитковская С. М., Сасин Г. Г. Литолого-петрографическая характеристика донеогенового фундамента Берегово-Беганьского поднятия. — В сб.: Вопросы литологии и петрографии, кн. II. Изд-во Львов. ун-та, 1973.
- Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Титов Э. М. Игнимбреты Закарпатья. — В сб.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львов. ун-та, 1966.

- Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Научтехиздат. М., 1958.
- Трусова И. Ф. Основные черты строения неогеновых вулканических образований Закарпатья. — «Тр. МГРИ», 1954, т. XXVI.
- Фишкин М. Ю. О лиаритовых куполах Береговского района Закарпатской области. — В сб.: Бюллетень вулканологической станции АН СССР, 1954, № 23.
- Фишкин М. Ю. Особенности формирования близповерхностных месторождений Советских Карпат и их связь с эффузивно-интрузивным комплексом. — «Тр. II всесоюзного вулканического совещания». М., «Наука», 1966.
- Фишкин М. Ю., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В., Мамчур Г. П. О возрастном соотношении экструзивно-эффузивных образований и полиметаллического оруденения Береговского холмогорья в Закарпатье по данным определения их абсолютного возраста. — В сб.: Тр. комиссии по определению абсолютного возраста АН СССР. М., «Наука», 1967.
- Хоменко В. И. Тектоническое районирование Закарпатского прогиба в связи с проблемой нефтегазоносности. — «Геология и геохимия горючих ископаемых», 1969, № 20.
- Шаталов Е. Т., Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Родионов Д. А., Шипулин Ф. К., Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. М., «Недра», 1965.
- Dank V. és Fülöp I. irán Magyarország paleozóosés mezozóos képződményeinek fedetlen földtani térképe. Budapest, 1967.
- Giusca D., Ciofilica G., Udubasa G. Metallogenesis associated to Neogene Volcanism in the Romanian Carpathians. — «Revue Roumaine de geologie», 1969, N 1, t. N 13.
- Janovici V., Giusca D., Ghitulescu T., Borcos M., Lupu M., Bleahy M., Savy H. Evolutia Geologica a muntilor metaliferi. Bucuresti, 1969.
- Koch S., Panto G. Alpidisch postmagmatische Mineralisationen Ungarns, ihre genetischen und paragenetischen Merkmale. — «Acta Geologica Academiae Sc. Hungaricae», 1970, t. 14.
- Konecny V., Bacdasarjan G. P., Vass D. Evolution of neogene Volcanism in Central Slovakia and its conerontation with absolute ages. — «Bulletin of the IX Congress Carpatho-Balkan geological association», v. 1, Budapest, 1969.
- Kulcsár L. Goldführende und polymetallische erzindikationen am ostrand des Tokajes-Gebirges. — «Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungarica», 1970, t. 14.
- Kuthan M. Undacny Vulkanizmus Karpatského Orogeny a vulkanologické studia v sev. casti Presovckych hor. — Prace statneho geologickeho ustavu, 1948.
- Odor L. Conditions lithologiques et géologiques de la Montagne Karancs. Földt. Közl. 92 p. p. 385—399. Budapest, 1962.
- Panto G. A Tokaji-Hegység földtani vizsgálata, 1961, A. M. áll. Földtani intézet évi. jelentése az 1961, 1962.
- Panto G. Miozäne Tufhorizonte Ungarns. — «Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungarica» 9 (3—4). Budapest, 1965.
- Panto G. Geology of Northern Hungary. Carpatho-Balkan geological Association IX Congress. Budapest, 1969.
- Radulescu D., Borcos M. Spätsubsequenter alpiner Magmatismus in Rumänien. — «Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae», 1967, t. 11, N 1—3.
- Rozložnik L., Slavkovsku J. Prispěvek k postavenium tzv. Vrchotovuch andezituv v rámci neovulkanitov Slovenskeho Stredohoria. — Geologické práce, Spravy 46, Bratislava, 1968.
- Rudinec R. Poznámky k podlozia Vychodoslovenskej neogenej panvy. — Geologické práce, Spravy 50, Bratislava, 1969.
- Rudinec R., Slavik J. Geologicka stavba Podlozia Vychodoslovenského neogénu. — Geologické práce, Spravy 53, Bratislava, 1970.
- Simová M. Petrografia a petrochemia produktov finalneho vulkanizmu Slovenskeho stredohoria. — «Acta geolog. et geografica universitatis Comenianae». Bratislava, 1965.
- Slávik J. Geologická stavba Chonkovskej depresie. — Geologické práce, Spravy 55. Bratislava, 1971.

- Sz á d e c z k y—K a r d o s s E. et al. Die Neovulkanite Ungarns. — «Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae», 1967, t. 11, N 1—3.
- S z ö k e A., S t e c l a c i L. Regiunea Torojaga-Baja-Borsa. — Editura Academici Republicii Populare Romine, 1965.
- V a l a c h J. Niektoré nové poznatku o geologicko-petrografickuch pomeroch oblasti Viglaska Huta—Kalinka. — Geologické práce, Spravy 38, Bratislava, 1966.
- V e n d e M. A Tarpai Nagyhegy Hipersztén andezitje. Annales Muzei Nationalis Hungarici, XXIII, 1926.
- W e i n Gy. Tectonic review of the neogene—covered areas of Hungary. — «Bulletin of the IX Congress of the Carpatho-Balkan geological association», v. 1, Budapest, 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ЗАКАРПАТЬЯ	7
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗАКАРПАТЬЯ	10
Закарпатский внутренний прогиб	11
Зона Закарпатского глубинного разлома	13
Зона Припаннонского глубинного разлома и строение донеогенового фундамента Закарпатского прогиба и Паннонской впадины	15
НЕОГЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ ЗАКАРПАТЬЯ	21
Схема развития магматизма во Внутренних Карпатах	21
ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫЙ ЛИПАРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС	32
Плагииолипаритовые туфы	32
Плагииолипариты	35
Нижнесарматские такситовые кварцевые плагииолипариты, их туфолавы и спекшиеся туфы	36
Бескварцевые плагииолипариты	42
Петрологическое положение и возраст плагииолипаритов	50
ЭФФУЗИВНЫЙ АНДЕЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС	59
Чопская цепь погребенных вулканов	59
Нижнесарматские андезиты и андезито-базальты	62
Паннонские дациты и андезито-дациты	66
Верхнепаннон-левантинские базальты, андезито-базальты и андезиты	70
Возрастные соотношения эффузивов Чопской цепи погребенных вулканов	78
Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда	80
ГИПАБИССАЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС	83
Гибабиссальные образования Вышковского района	84
Гибабиссальные образования Великодоброньского района	102
Гибабиссальные образования зоны Закарпатского глубинного разлома (Перечинский и Свалявский районы)	104
Контактово-метаморфические породы, связанные с гибабиссальными интрузиями	111
Петрохимическая характеристика пород гибабиссального комплекса	115
Результаты математической обработки петрохимических материалов	117
Возрастное положение гибабиссального комплекса	127
Глубина формирования гибабиссальных интрузий	130
О характере магматических очагов гибабиссального комплекса	134
О петрологических соотношениях гибабиссального и эффузивного комплексов	140
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕОГЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗАКАРПАТЬЯ	143
О СВЯЗИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ С МАГМАТИЗМОМ	150
Общность пространственного размещения и структурного контроля оруденения и гибабиссальных интрузий	151
Петрологические критерии связи оруденения с гибабиссальными интрузиями	155
Возрастные критерии связи оруденения с гибабиссальным комплексом	156
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СОВЕТСКОГО ЗАКАРПАТЬЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ВНУТРЕННИХ КАРПАТ	162
ЛИТЕРАТУРА	169

CONTENTS

INTRODUCTION	5
BRIEF NOTES ON GEOLOGICAL INVESTIGATIONS OF THE TRANSCARPATHIANS	7
GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE TRANSCARPATHIANS	10
The Transcarpathian inner depression	11
Transcarpatian deep fault zone	13
The Prepannonian deep fault zone and the structure of pre-Neogene basement of the Transcarpathian and Pannonian depressions	15
NEOGENE MAGMATISM OF THE TRANSCARPATHIANS	21
Development — scheme of the Inner Carpathians	21
THE SEDIMENT A VOLCANIC LIPARITE COMPLEX	32
Plagioliparitic tuffs	32
Plagioliparites	35
Taxitic quartzo-plagioliparites and their welded tuffs of Lower Sarmatian	36
The quartzless plagioliparites	42
The petrological position and the age of plagioliparites	50
The chain of the buried volcanos in the chop	50
THE VOLCANIC ANDESITE COMPLEX	59
Andesites and andesite-basalts of the Lower Sarmat age	62
Dacites and andesite-dacites of the Pannonian age	66
Basalts, andesite-basalts and andesites of Upper-Pannonian — Levantinian age	70
The age-relations of the rocks of the buried chain of Chop volcanos	78
The rygorlate — Hutian volcanic range	80
THE HYPABYSSAL COMPLEX	83
The hypabissal formations of the Vischkov district	84
The hypabissal formations of the Veliko-Dobron district	102
The hypabissal formations of the Transcarpathian deep fault	104
The contact-metamorphical rocks of the hypabissal intrusions	111
Petrochemical characteristic of the hypabissal complex	115
The computing of the petrochemical data	117
The age of the hypabissal complex	127
The depth of the hypabissal intrusions origine	130
On the character of the magmatic chamber of the hypabissal complex	134
On the petrological relations of the hypabissal and volcanic complexes	140
THE TECTONIC RELATIONSHIP OF DISTRIBUTION OF THE NEOGENE MAGMATIC BODIES OF THE TRANSCARPATHIANS	143
ON THE RELATIONSHIP OF THE ENDOGENOUS ORE-CONTENT AND MAGMATISM IN TRANSCARPATHIANS	150
The community in the space-distribution and structure-control of the origine of ore deposits and hypabissal intrusions	151
The petrological criteria of the relationship of the ore-deposition and hypabissal intrusions	155
The age-criteria of the ore-deposition and hypabissal complex	156
THE METALLOGENIC ZONATION OF THE SOVIET TRANSCARPATHIANS AND ADJACENT AREAS OF THE INNER CARPATHIANS	162
BIBLIOGRAPHY	169

Борис Владимирович Мерлич,
Софья Михайловна Спитковская

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И МАГМАТИЗМА
ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Том 2

Глубинные разломы, неогеновый магматизм
и оруденение Закарпатья

Под редакцией Дмитрия Петровича Резвого

Издательское объединение «Вища школа»
Издательство при Львовском государственном
университете

Редактор Т. К. Гулида
Художественный редактор Н. Н. Чишко
Технический редактор А. В. Малявко
Корректор Е. Г. Логвиненко

Сдано в набор 21. 08 1973 г. Подписано к печати
5. 03 1974 г. Формат бумаги 70×90¹/₁₆. Бумага типогр.
№ 2. Физ. печ. л. 11+2 вкл. Условн. печ. л. 12,87+0,36 л. вкл.
Уч.-изд. л. 13,24+0,65 л. вкл. Тираж 1000. БГ 12453. Цена
1 руб. 56 коп. Зак. 2044.

Издательство издательского объединения «Вища шко-
ла» при Львовском государственном университете. Львов,
Университетская, 1.

Областная книжная типография Львовского областного
управления по делам издательств, полиграфии и книж-
ной торговли, Львов, Стефаника, 11.

1 руб. 56 коп.

1143



„ВИЩА ШКОЛА“
1974