

ПАЛЕОСТРОВНАЯ ДУГА

Е.Ф. ШНЮКОВ,
И.Б.ЩЕРБАКОВ,
Е.Е.ШНЮКОВА

 e-cory by API

СЕВЕР А ЧЕРНОГО МОРЯ

Е. Ф. Шнюков,
И. Б. Щербаков,
Е. Е. Шнюкова

**ПАЛЕООСТРОВНАЯ ДУГА
СЕВЕРА
ЧЕРНОГО МОРЯ**

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE
National scientific museum of natural history
Department of marine geology and sedimentary ore formation

E. F. Shnyukov,
I. B. Shcherbakov, K. E. Shnyukova

**PALEOISLAND ARC
IN THE NORTHERN PART
OF THE BLACK SEA**

Kiev—1997

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНЫ
Национальный научно-природоведческий музей
Отделение морской геологии и осадочного рудообразования

Е. Ф. Шнюков,
И. Б. Щербаков, Е. Е. Шнюкова

**ПАЛЕООСТРОВНАЯ ДУГА
СЕВЕРА
ЧЕРНОГО МОРЯ**

Киев—1997

ББК 26.3
Ш 77

УДК 551.462:33:551.35(262.5)

В книге впервые описываются и истолковываются фрагменты палеоостровной дуги, обнаруженной на северо-западном склоне Черного моря. Приводятся данные по геологии, петрологии, металлогении материкового склона, широко сопоставляемые с петрологией и металлогенией Горного Крыма. В основу работы положен огромный фактический материал, собранный за последние девять лет экспедиционных исследований на научно-исследовательских судах и в процессе работ в прибрежной зоне Крыма.

Рассчитана на широкий круг геологов.

В книзі вперше описано та тлумачено фрагменти палеоострівної дуги, виявленої на північно-західному схилі Чорного моря. Наведено дані з геології, петрології, металогенії материкового схилу, що широко зіставляються з петрологією та металогенією Гірського Криму. В основу праці покладено величезний фактичний матеріал, зібраний за останні дев'ять років експедиційних досліджень на науково-дослідних судах у Чорному морі та в процесі робіт у прибережній зоні Криму.

Розрахована на широке коло геологів.

The fragments of the paleoisland arc that have been revealed in the north-western part of the Black Sea continental slope are described and explained in this book. The data on geology, petrology and metallogeny of the submarine massif are considered and compared with those of the Mountainous Crimea. The book is based on the enormous factual material collected for recent nine years from the boardsides of the scientific vessels during several voyages in the Black Sea and field expeditions on the Crimean seashore. The book is intended for wide circle of geologists.

Ответственный редактор
член-корреспондент НАНУ и РАН Е. А. КУЛИШ

Авторы приносят глубокую благодарность АО "Укргазпром" и лично председателю правления Богдану Алексеевичу Клюку за финансовую поддержку настоящего издания, оказанную в экономически трудный момент

ISBN 966-02-0288-1

© Е. Ф. Шнюков,
И. Б. Щербаков,
Е. Е. Шнюкова, 1997

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение (<i>Е.Ф.Шнюков, И.Б.Щербаков</i>)	7
Глава I. Палеоостровная дуга севера Черного моря: существующие представления (<i>Е.Ф.Шнюков, И.Б.Щербаков</i>)	10
Глава II. Ломоносовский подводный массив (<i>Е.Ф.Шнюков, И.Б.Щербаков, Е.Е.Шнюкова</i>)	20
II.1. История изучения кристаллических пород материкового склона (<i>Е.Ф.Шнюков</i>)	20
II.2. Методика морских геологических исследований (<i>Е.Ф.Шнюков</i>)	22
II.3. Геологическое положение и строение Ломоносовского подводного массива (<i>Е.Ф.Шнюков, И.Б.Щербаков, Е.Е.Шнюкова</i>)	40
II.4. Осадочные и пирокластические породы (<i>Ю.В.Соболевский, В.А.Кутний</i>)	50
II.5. Петрология магматических горных пород	60
II.5.1. Петрография	60
II.5.1.1. Вулканические горные породы (<i>И.Б.Щербаков</i>)	60
II.5.1.2. Плутонические и гипабиссальные горные породы (<i>Е.Е.Шнюкова</i>)	71
II.5.2. Петрохимия и геохимия	79
II.5.2.1. Вулканические горные породы (<i>И.Б.Щербаков</i>)	80
II.5.2.2. Плутонические и гипабиссальные горные породы (<i>Е.Е.Шнюкова</i>) ...	104
II.5.3. Петрогенезис пород Ломоносовского подводного массива как фрагмента палеоостровной дуги (<i>И.Б.Щербаков, Е.Е.Шнюкова</i>)	115
Глава III. Комплекс малых интрузий Горного Крыма (<i>Е.Е.Шнюкова</i>)	129
III.1. История изучения магматизма и тектоники Горного Крыма	129
III.2. Геологическое положение и строение массивов комплекса малых интрузий	132
III.3. Петрология магматических горных пород	136
III.3.1. Петрография	136
III.3.2. Петрохимия и геохимия	144
III.3.3. Породообразующие минералы	160
III.3.3.1. Кварц	160
III.3.3.2. Плаггиоклаз	163
III.3.3.3. Пироксены	165
III.3.3.4. Оливин	173

III.3.3.5. Амфибол	175
III.3.4. Акцессорные минералы	178
III.3.4.1. Гранат, анатаз и брукит	179
III.3.4.2. Периклаз	180
III.3.4.3. Циркон и апатит	182
III.3.5. Петрогенезис комплекса малых интрузий	185
Глава IV. Галька и валуны гранитоидов в осадочных образованиях	
Крыма (Е.Е.Шнюкова)	187
IV.1. Галька гранитов из конгломератов Горного Крыма	187
IV.1.1. Петрография и петрохимия гранитов	187
IV.1.2. Изотопный возраст гранитов из галек и валунов и их геологическое значение	191
IV.2. Эратические валуны окрестностей г. Балаклавы	199
Глава V. Металлогения палеоостровной дуги	
севера Черного моря (Е.Ф.Шнюков)	204
V.1. Эпохи магматизма и рудообразования	204
V.2. Магматические рудопроявления	207
V.2.1. Хромшпинелиды	207
V.2.2. Ильменит	209
V.2.3. Титаномагнетит и магнетит	210
V.3. Вторичные изменения кристаллических пород Ломоносовского подводного массива (Ю.В.Соболевский, В.А.Кутний)	212
V.4. Наложенная рудная минерализация	226
V.4.1. Сульфидная минерализация в породах Ломоносовского подводного массива (Е.Ф.Шнюков, В.А.Кутний)	227
V.4.2. Сульфидная минерализация в магматических породах Горного Крыма	233
V.4.3. Киноварь в породах Ломоносовского подводного массива	237
V.4.4. Киноварь в породах Горного Крыма	238
V.4.5. Золото и другие благородные металлы в породах Ломоносовского подводного массива	240
V.4.6. Золотоносность Горного Крыма	242
V.4.7. Некоторые общие соображения о генезисе рудопроявлений в сопоставлении с Карпатами	248
V.5. Необычные карбонатные постройки в пределах Ломоносовского подводного склона — вероятное следствие дегазации недр (Е.Ф.Шнюков, Ю.В.Соболевский, В.А.Кутний)	249
Заключение (Е.Ф.Шнюков, И.Б.Щербаков)	260
Summary	266
Литература	278

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы геологию Крыма все чаще рассматривают с позиций плитовой тектоники. Наиболее аргументированно обосновал это положение П.Манетти с соавторами [214].

В.Е.Хаин [144,147], по-видимому, одним из первых назвал крымские сооружения палеоостровной дугой, а Э.М.Спирidonов с соавторами [126,127] отметили соответствие некоторых базитов Крыма типичным породам бонинитовой серии. Дискуссия велась, главным образом, вокруг проблемы происхождения Черноморской впадины.

Авторы считают своим долгом ознакомить читателя с новым фактическим материалом, полученным ими при изучении кристаллических пород дна Черного моря, и дать его истолкование хотя бы в первом приближении.

Впервые изучение кристаллических пород дна Черного моря провели К.М.Шимкус и А.С.Жигунов.

Начало нашему интенсивному исследованию кристаллических горных пород Черного моря положено в 1989 г., когда с борта научно-исследовательского судна "Михаил Ломоносов" в 26 милях к юго-западу от г. Севастополь было обнаружено крупное обнажение магматических горных пород. По аналогии с выделенными в Крыму палеовулканическими центрами это проявление вулканизма назвали Ломоносовским подводным палеовулканическим центром (ЛППЦ). Позднее, однако, обнаружилось, что ЛППЦ представляет собой лишь небольшую часть огромного обнажения северо-западного материкового склона Черного моря, которое теперь

авторы называют Ломоносовским подводным массивом (ЛПМ).

Открытие кристаллических пород в Черном море, по мнению авторов, имеет принципиально важное значение не только для познания геологии морского дна, но и прилегающей суши. Найдены новые серьезные подтверждения существования палеоостровной дуги, причем, если на суше фрагменты этой дуги преимущественно юрские, то на дне моря большей частью — меловые. Соответственно расширяются металлогенические перспективы как на суше в Крыму, так и на дне моря. В книге объединены описания трех казалось бы разных объектов разной значимости и разного объема: выходов кристаллических пород северо-запада Черного моря, малых интрузий Черного моря, малых интрузий Горного Крыма и обломочного материала гранитоидов (галька юрских конгломератов, валуны Керченского полуострова и Балаклавы). В действительности каждый из них дополняет друг друга: юрский магматизм Горного Крыма эволюционирует в меловой магматизм кристаллических пород морского дна, сохраняя некоторые специфические крымские особенности состава и приобретая новые. Экзотические валуны и гранитоидная галька конгломератов позволяют по-новому рассматривать геологию Крыма в позднепротерозойское время и в мезозое. В частности, получены убедительные основания предполагать, что находящееся в акватории Черного моря гипотетическое "поднятие Андрусова" сложено геологическими формациями, сходными по набору и возрасту с формациями Малого Кавказа.

Изложенный материал — совершенно новый и весьма обширный. Так, по породам северо-западного материкового склона выполнены 177 полных химических анализов, столько же рентген-флуоресцентных анализов, визуально описаны сотни образцов, изучены сотни шлифов и аншлифов, выполнено 38 определений возраста калий-аргоновым методом, проведено множество вспомогательных операций, причем некоторые виды анализов выполнялись непосредственно на судах. В книге использованы также результаты геофизических методов — магнитометрии, гравиметрии, метода теплового потока, гидроакустики (установка “Бук”, эхолоты).

Полевые работы в Горном Крыму проводились по традиционной геологической методике, причем удалось изучить обнажения в основных труднодоступных местах, в том числе и в закрытых для посещения заповедниках. Объем аналитических данных по малым интрузиям Горного Крыма многократно превысил весь имевшийся к началу работ материал. Выполнено: 76 химических и столько же рентген-флуоресцентных анализов пород, 250 описаний шлифов, десятки искусственных шлифов. Были изучены люминесцентные свойства полевых шпатов и ЭПР-характеристики кварца (67 монофракций).

Большой объем материала из морских сборов и малых интрузий проанализирован рентгеноспектральным зондовым микроанализом (200 зерен пироксена, оливина, амфибола, эпидота, хлорита, акцессорные минералы, сотни рудных минералов).

С исчерпывающей полнотой изучена галька гранитов из юрских конгломератов и гранитные глыбы района г. Балаклавы. Особое внимание уделено химическому составу этих пород и их возрасту (около 30 химанализов пород, 26 определений возраста).

Для исследования сквозных акцессорных минералов (циркон и апатит) из магматических образований комплекса малых интрузий, гранитов гальки юрских конгломератов и валунов Балаклавы применена новая методика массового комплексного изучения геохимии, возраста (модифицированный метод “общего свинца”),

кристалломорфологических особенностей и фотолюминесценции их индивидуальных микрокристаллов [5,6,175–179]. Эту работу, выполненную в сотрудничестве с С.Е.Шнюковым, А.В.Андреевым и А.К.Чебуркиным, планируется продолжить, распространить на магматические образования всего континентального склона и завершить комплексной генетической интерпретацией полученных данных.

Степень детальности изучения предлагаемого материала, к сожалению, неодинакова: более глубоко изучены горные породы малых интрузий Крыма и галька юрских конгломератов. Финансовые трудности не позволили подвергнуть столь же всестороннему изучению каменный материал подводного массива. В частности, не хватило средств на некоторые дорогостоящие современные виды анализов (изотопия стронция и неодима, редкие земли и др.). Особо следует подчеркнуть, что авторы заведомо не имели намерения охватить магматизм Крыма в целом — обилие опубликованных трудов многих известных ученых делает это излишним.

Изучение Ломоносовского подводного массива (ЛПМ) производилось на средства Отделения морской геологии и осадочного рудообразования НАН Украины.

Авторы пользуются случаем поблагодарить Президента НАНУ академика Б.Е.Патона, по указаниям и при помощи которого были организованы рейсы на суда “Академик Вернадский” и “Ихтиандр”.

Проведение большей части морских экспедиционных работ оказалось возможным в связи с выполнением ряда национальных программ под эгидой Национального агентства морских исследований и технологий Украины. Авторы глубоко благодарны генеральному директору НАМИТ контр-адмиралу запаса профессору А.А.Щипцову, заместителю генерального директора А.Г.Стажилову, которые сами неоднократно руководили экспедициями, заместителю генерального директора А.В.Ищенко, благодарны экипажам научных судов в лице их капитанов: А.В.Георга-Копулоса (“Михаил Ломоносов”), Ю.Г.Кима (“Академик Вернадский”), Г.И.Нарыжного (“Ихтиандр”), О.Ф.Тю-

менева (“Киев”), Н.И.Корзина (“Профессор Водяницкий”).

В морских экспедициях принимали участие многие сотрудники Отделения металлогении и осадочного рудообразования НАН Украины, ряда институтов НАН Украины, НАМИТ и других организаций. Авторы благодарят за помощь в экспедиционных работах Л.И.Митина, А.А.Строганова, С.А.Клещенко, Г.Н.Орловского, А.В.Иванникова, В.П.Коболева, Т.С.Блохину, Н.В.Маслун, Я.К.Луцива, Д.М.Пяткову, А.П.Зиборова, Н.А.Маслакова, В.А.Нестеровского, Г.Е.Княжевского, Д.В.Семенова, А.А.Любицкого, А.И.Ломейко, А.А.Пасынкова, А.И.Воробьева, В.Е.Иванова, В.А.Цвященко, Н.И.Мавренко, О.Н.Турегу, Ю.И.Иноземцева, Е.Н.Рыбак, Л.И.Лысинову, Ю.Ю.Оровецкого, И.Э.Ломакина, В.В.Слипченко, И.М.Скопиченко, И.А.Францеву, А.А.Абашина, А.К.Чебуркина, З.Г.Захарова, В.В.Сидоренко, Л.Г.Клещенко, В.Г.Вернигорова.

Мы всегда будем помнить безвременно ушедшего от нас дорогого друга и соратника Александра Васильевича Григорьева, постоянного руководителя палубных работ и участника всех экспедиций, материалы которых положены в основу книги.

Большой урон созданию монографии нанесла безвременная кончина ведущего научного сотрудника Юрия Вячеславовича

Соболевского к сожалению, не успевшего закончить работу над своими разделами книги.

Огромную подготовительную работу по созданию книги выполнил В.А.Кутний. Он же участвовал в научной обработке материалов.

Участие Ю.В.Соболевского и В.А.Кутнего в написании рукописи отражено в оглавлении.

Стратиграфическая колонка района работ составлена Ю.И.Иноземцевым по нашей просьбе.

Средства на издание этой книги частично заработаны путем реализации научно-популярных книг, написанных академиком Е.Ф.Шнюковым с соавторами: “Катастрофы в Черном море” (Е.Ф.Шнюков, Л.И.Митин, В.П.Цемко, 1994), “Пираты Черного моря” (Е.Ф.Шнюков, 1995), “Сокровища и загадки” (Е.Ф.Шнюков, 1996).

Авторы выражают свою признательность руководителям керченской фирмы “Киммерикон” Ю.Л.Богомякову и В.И.Белову, оказавшим финансовую помощь в подготовке настоящего издания.

Предварительные итоги экспедиционных работ оперативно публиковались в виде экспресс-информации. Перечень этих препринтов приводится в списке литературы.

Авторы благодарят В.Н.Минееву и Л.В.Фастовец, оказавших нам большую помощь в работе над монографией.

Глава I

ПАЛЕООСТРОВНАЯ ДУГА СЕВЕРА ЧЕРНОГО МОРЯ: СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Под островной дугой в литературе понимают сложный структурный комплекс в мобильной зоне сочленения океана и континента. Геоморфологически островные дуги выражаются цепью вулканических подводных возвышенностей или островов [59].

По Д. Кеннету [59], островным дугам свойственны следующие черты: 1) дугообразная цепочка островов; 2) большая активность вулканизма; 3) глубоководные желоба на океанической стороне и относительно мелководное море со стороны континента; 4) четкие линейные магнитные аномалии; 5) тектоническая активность; 6) совпадение дуг с молодыми орогенными поясами; 7) высокий тепловой поток на континентальной стороне дуг.

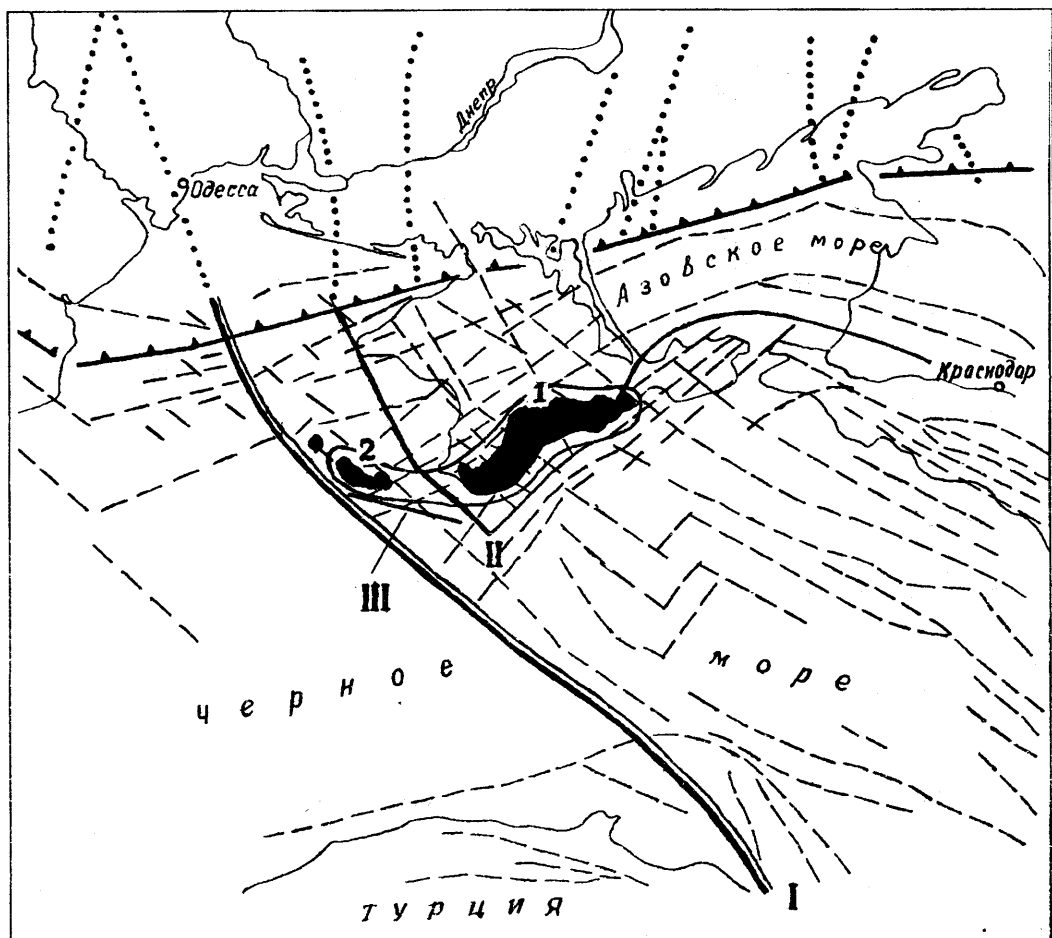
Несомненно, островодужные сооружения севера Черного моря не полностью соответствуют всем признакам таких структур, так как они представляют собой сумму фрагментов более древних дуг. Поскольку на севере Черного моря — в Крыму и прилегающей морской акватории — нет современного вулканизма, а развит преимущественно юрский и меловой островодужный магматизм, правильнее говорить о палеоостровной дуге (рис. 1). Главный признак палеоостровной дуги — стык материка и океана и соответствующий вулканизм — здесь фиксируется.

Ссылаясь на представления новой глобальной тектоники, Х. Раст [111] выделяет две принципиально разные формы вулканизма: вулканизм основного состава, свя-

занный с рифтовыми зонами, и вулканизм среднего и кислого состава, связанный с зонами субдукции. Именно кислый и средний вулканизм преобладают в районе развития палеоостровной дуги севера Черного моря.

Островные дуги подразделяются на материковые и океанические [2, 14, 43]. По нашему мнению, главный признак — прикрытие к массиву континентальной земной коры — для материковой палеоостровной дуги севера Черного моря налицо. Палеоостровная дуга располагается как в крымской, так и в северо-западной части Черного моря над континентальной корой. Зоны океанической коры располагаются южнее.

Многие признаки островной дуги — дугообразная вытянутость цепочки палеовулканических островов и палеовулканов, активность вулканизма в мезозое и даже палеогене, совпадение дуг с орогенными поясами Крымского мегантиклинория и другие — проявлены достаточно четко. В качестве глубоководного желоба можно рассматривать глубоководные впадины Черного моря, где осадочные толщи достигают 16 км мощности. Обширные моря к северу от Горного Крыма и на северо-западном шельфе достаточно мелководны в течение всего мезозоя и палеогена. Сложнее ситуация с геофизическими аномалиями, ибо из-за фрагментарности дуг, а иногда и фрагментарности наблюдений, проследить их совмещение с островными дугами достаточно трудно.



По данным В.Б.Соллогуба [122], к Горному Крыму приурочен интенсивный максимум силы тяжести. С юга, юго-востока и юго-запада этот максимум обрамляется зонами относительного минимума. "Гравитационное поле Черноморской впадины и окружающих ее структур в целом отличается аномальностью на фоне слабopоложительного поля Украинского щита и Скифской плиты... Выделяется субширотная, постепенно сужающаяся к востоку полоса положительных аномалий, охватывающая северную часть Западно-Черноморской впадины, Горный Крым, часть шельфа у Таманского и Керченского полуостровов. Она прослеживается на суше вдоль береговой линии до г.Сухуми" [33]. Именно в этот максимум, скорее всего, вписывается выявленный на материковом склоне северо-запада Черного моря массив кристаллических пород (рис.2).

Тепловое поле Крыма характеризуется

Рис. 1. Палеоостровная дуга севера Черного моря.

1 — Крымская (юрская) часть дуги; 2 — Ломоносовский подводный массив (преимущественно меловой фрагмент дуги); I — Одесско-Синопский разлом; II — Западно-Крымский разлом; III — Ломоносовский разлом. Карта-основа (см. рис. 7) дополнена авторами.

относительно повышенными значениями. Максимальные значения отмечены в пределах Тарханкута, где градиент температуры в верхней части разреза достигает $50\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [122]. Работами последних лет установлено, что распределение теплового потока Черноморской впадины очень сложно по своей конфигурации, а впадина имеет чаще всего низкий уровень теплового потока (менее $50\text{ мВт}/\text{м}^2$). В краевых частях зоны значения высоких и низких параметров чередуются. Высокий тепловой поток ($60\text{--}70\text{ мВт}/\text{м}^2$) установлен, в частнос-

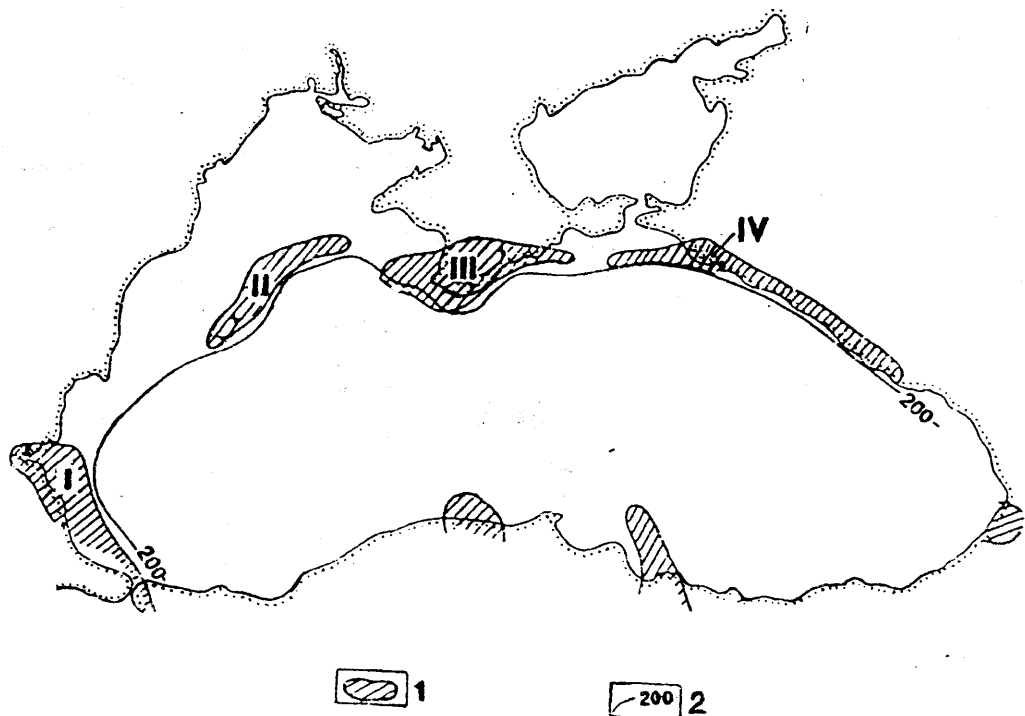


Рис.2. Схема расположения гравитационных максимумов Черного моря [33].

1 — контур максимума и положение локальных экстремумов; 2 — положение изобаты дна 200 м. Максимумы: I — Бургасский; II — Губкинский; III — Крымский; IV — Западно-Кавказский.

ти, в отдельных участках морского продолжения мегантиклинория [33].

Тектонические процессы находят свое отражение в высокой сейсмической активности и вулканизме (рис.3). Эпицентры землетрясений расположены преимущественно на периферии черноморских впадин. В то же время ряд эпицентров расположен непосредственно в районе выявленных выходов кристаллических пород на северо-западном материковом склоне Черного моря [33].

Приведенные в соответствующих разделах наши петрохимические и петрографические данные свидетельствуют о петрографическом единстве Ломоносовского подводного массива и Горного Крыма и о существовании палеоостровной дуги, обращенной своей выпуклостью на юг.

До 70-х годов Крым традиционно рас-

сматривался как геосинклинальная структура не вполне обычного для альпийского орогенеза характера. К началу 80-х годов, несколько позже, чем в других регионах, относятся интенсивные попытки приложения к Крыму мобилистических представлений.

Одна из первых основательных работ по применению положений плитовой тектоники к Причерноморью принадлежит П.Манетти, М.Бокалетти и А.Пекерилло [214]. Авторы рассматривают Черное море как окраинный бассейн Среднегорско-Понтической островодужной системы, сформировавшейся в период мел-эоцен. По мнению этих авторов тектоническая активность Причерноморского сектора разделяется на два цикла: 1) полный орогенический меловой и 2) палеоцен-эоценовый. Первый отличает проявление рифтогенных пород — шошонитов и калиевых кислых вулкани-тов, второй — известково-щелочной, типично островодужный вулканизм. Авторы работы считают, что, начиная с мела, Балканско-Понтическая система представляла собой северную окраину Неотетиса, вдоль которой шло погружение в северном направлении под Восточно-Европейскую

платформу. Верхняя проекция зоны субдукции располагалась на линии Среднегорье — Западные и Восточные Понтиды. Интересно, что на разрезе Черного моря в районе Ялты (рис. 4, 5) показаны многочисленные зоны смещения мезозойских и кайнозойских толщ, уходящие под Крым.

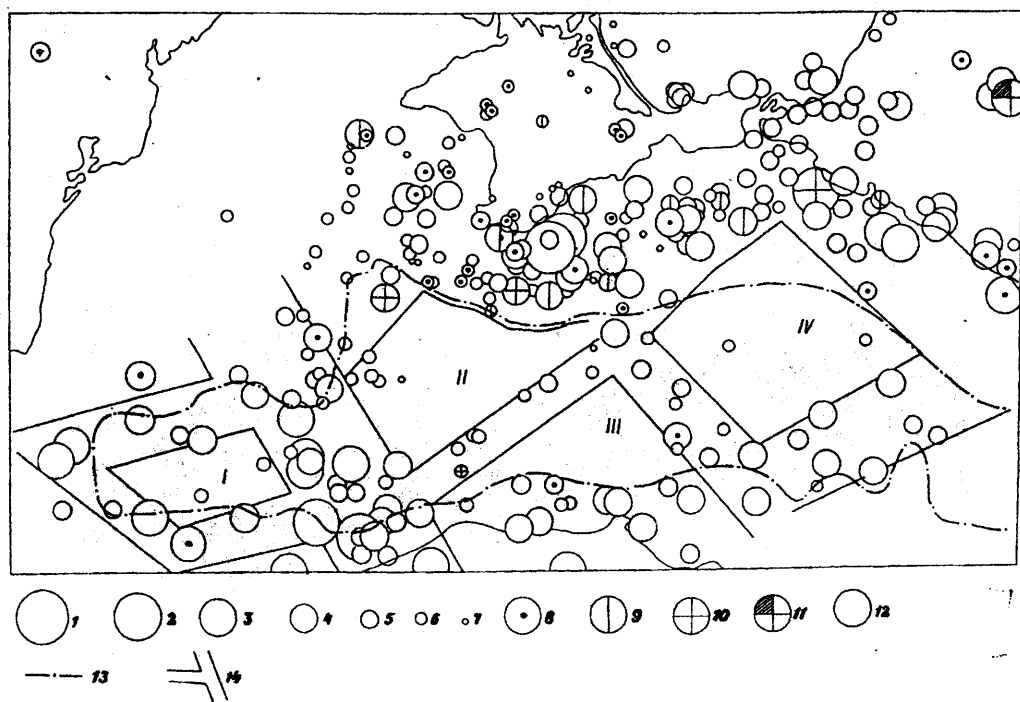
А.В.Чекунов в ряде работ [150,151,153] рассмотрел эволюцию Черноморской впадины и в этой связи — геотектоническую эволюцию Крыма. Им доказывается, что Черноморская впадина — молодая, новообразованная на континентальной коре, деструкция которой произошла в мел-четвертичное время по модели рифтинга. Гранитный слой мезозойского времени был денудирован. Впадина динамична, причем особенно активно она углубляется в последнее время. Движущей силой формирования впадины, по мнению А.В.Чекунова, послужил мантийный астенолит, который в результате спровоцированных им взаимосвязанных эндогенных процессов сформировал выше раздела Мохо своеобразный слой, отвечающий по своим физическим свойствам базальту. По его мнению, вертикальные и горизонтальные движения — опускание и раздвигание — закономерно связаны и неразделимы. В связи с этим

допускается поддвижение под Крым новообразованной коры океанического типа, но это поддвижение происходило в небольших масштабах, о чем свидетельствует наличие сейсмофокальной зоны с глубинами очагов землетрясений всего до 40 км. Типичных зон Беньофа, как считает А.В.Чекунов, в альпийском поясе Средиземноморья вообще нет. Поэтому весь Средиземноморский регион следует рассматривать как совокупность астенолитных овалов, между которыми и происходят коллизия и скручивание материала, принимаемого за результат островодужного механизма.

Почти одновременно с итальянскими геофизиками В.Е.Хаин [144,145] обосновано

Рис. 3. Схема эпицентров землетрясений Черноморского региона [33].

Эпицентры землетрясений 1900–1986 гг. 1 — $M \leq 7,5$; 2 — $6,5 \leq M \leq 7,4$; 3 — $5,5 \leq M \leq 6$; 4 — $4,5 \leq M \leq 5,4$; 5 — $3,5 \leq M \leq 4,4$; 6 — $2,5 \leq M \leq 3,4$; 7 — $1,5 \leq M \leq 2,4$. Глубины очагов, км: 8 — 0–15; 9 — 15–30; 10 — 30–50; 11 — 50–100; 12 — без определения глубины; 13 — контур области с “безграничной” земной корой; 14 — сейсмические линеаменты; I–IV — блоки, выделенные по сейсмическим линеаментам.



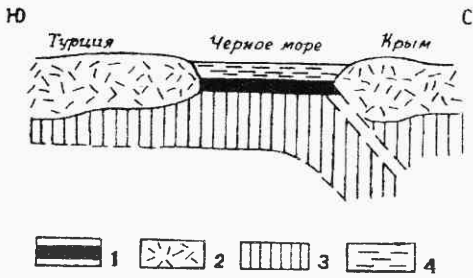


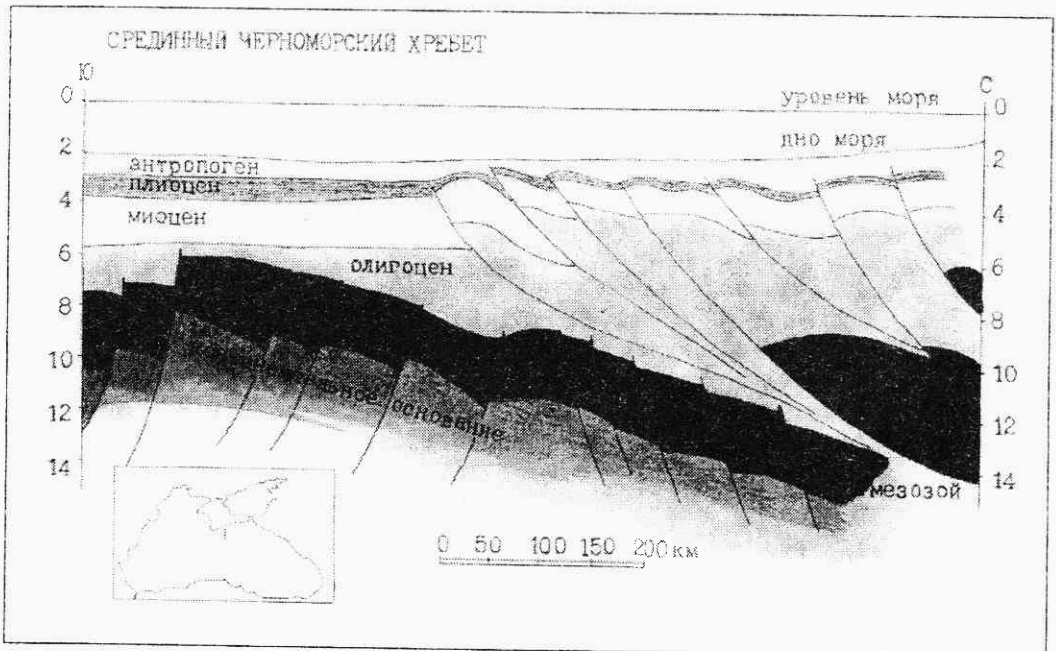
Рис. 4. Субдукция океанической плиты Черного моря под континентальные отложения Горного Крыма [150].

1 — океаническая плита Черного моря; 2 — континентальные отложения; 3 — нижняя литосфера; 4 — водный слой.

вал более конкретно структуру Крыма с позиций плитовой тектоники.

Он пишет, что магматизм мезозоя-кайнозоя в крымском секторе Средиземноморья был связан с повторным раскрытием Тетиса и новообразованием океанической коры, закончившимся в середине верхнего мела. По северной окраине восточной части альпийского пояса, от Добруджи через Крым и Предкавказье в позднем триасе —

Рис. 5. Субмеридиональный сейсмический профиль SU-25. Местоположение профиля показано на врезке.



ранней юре сформировался окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс, связанный с субдукцией коры мезозойского Тетиса под континент Евразии. В Горном Крыму это было первое зафиксированное проявление плитовой тектоники, которое осуществилось в две фазы сжатия: средняя юра (небольшие плутоны гранитоидов), вторая половина мела (известково-щелочной, кислый и средний магматизм). В конце мела — начале палеогена происходило второе островодужное событие — возник Южно-Черноморский вулканоплутонический пояс со все более щелочным магматизмом, зарождение которого связано с субдукцией океанической коры Неотетиса (рис. 6).

Зона субдукции, по В.Е.Хайну, находилась к югу от Горного Крыма и направлена под Крым. Зона Беньюфа трассируется эпицентрами малофокусных землетрясений. Палеоостровная дуга Горного Крыма была, по его мнению, связана с Восточнопонтийско-Закавказской вулканической дугой. Ко времени появления статьи В.Е.Хайна еще не были известны результаты наших работ по ЛПМ.

В последние годы В.Е.Хайн и М.Г.Ломизе [147] несколько уточнили свою позицию. По их мнению, зоны субдукции нередко возникают на окраинах крупных за-

дуговых бассейнов. Они считают, что сходные явления наблюдаются в Черном море и, к примеру, в Венесуэльской впадине. Эти бассейны — докайнозойского возраста. Спрединг в них прекратился, но по периферийным частям бассейнов происходит надвигание смежных складчатых сооружений в направлении осей бассейнов. В результате возникают структуры, подобные аккреционным клиньям типичных зон субдукции. В них, однако, активной субдукции — поддвига океанской плиты под островодужную (континентальную) — нет, а происходит обратный процесс надвигания континентальных плит на океанские микроплиты. Вслед за французским геологом Ф. Буиссом, изучавшим Карибский регион, В.Е. Хаин и М.Г. Ломизе называют это явление псевдосубдукцией. По мнению этих исследователей, зоны субдукции могут располагаться с разных сторон вулканических дуг, как со стороны, обращенной к океану, так и со стороны континента или даже одновременно с двух сторон.

Своеобразие зоны субдукции в Крыму отмечает и В.В. Юдин [187]. По его мнению, “классической зоны субдукции в основании континентального склона Крыма нет. Здесь отсутствует желоб, тыловой и междугутовой бассейны, задуговой вулканизм и др. Однако присутствуют такие его признаки, как аккреционный клин дислоцированных осадков, лежащих на океанической коре, а также отрицательная аномалия силы тяжести, сейсмичность, повышенный геотермический градиент в тыловой зоне и др. Поэтому такой тип субдукции назван “квазисубдукцией”.

Э.М. Спиридонов с соавторами [127, 128] для обоснования наличия в Крыму островодужных образований одним из первых использовал анализ петрохимических особенностей горных пород. По их мнению, в составе Бодракского субвулканического комплекса, точнее — в силле Коробковского, имеются оливиновые долериты, близкие по составу к бонинитам (первое упоминание этого термина по отношению к Крыму). Заметим, что эта порода имеет несколько повышенную титанистость и недостаточно высокую для типичных бонинитов магнезиальность. Этими же авторами [126] охарактеризованы хромшпинеле-

лиды, по составу отвечающие минералам пород коматиит-бонинитового типа. Предполагается, что цепочка вулканических массивов, протягивающаяся от г. Балаклава и р. Бодрак через г. Симферополь до Карадага, фиксирует островную дугу, причем ее фронтальной частью является бассейн р. Бодрак.

На петрохимической зональности, главным образом, основаны выводы И.С. Денисевича и Г.И. Каляева [38, 39]. По их расчетам, содержание K_2O в магматических породах нарастает с севера на юг, достигая максимума на южном берегу Крыма. Симферопольская сутура, имеющая четкое падение на север, служила, по мнению авторов, каналом для поступления мантийных магм, а магматический комплекс в зоне сутуры напоминает океаническую кору. Авторы делают несколько неожиданный вывод, утверждая, что фронт вулканической дуги находится на севере, следовательно, поглощение континентальной коры шло на юг, причем южная часть дуги опущена ниже уровня моря. К сожалению, они не имели возможности ознакомиться с нашим материалом, иначе стройность петрохимической зональности палеостровной дуги была бы существенно нарушена.

Таким образом, в начале 90-х годов сложились представления о Крыме как островной дуге. Преобладала точка зрения о погружении зоны субдукции на север (рис. 4). Авторы настоящей книги поддерживают точку зрения П. Манетти и других [214]. Она кажется нам наиболее обоснованной фактическим материалом. Принципиальная модель формирования Горного Крыма очень наглядно показана Х. Дачевым и др. [33] (рис. 7).

В то же время фундаментальными геофизическими, в частности, томографическими исследованиями, выполненными европейскими специалистами, установлено, что истинная зона субдукции — погружение Аравийско-Африканской плиты на север — расположена на широте Эгейских островов в Средиземном море [95]. В мезозое она была локализована южнее островодужной системы Понтид, — как пишут И.В. Архипов, А.А. Терехов и др. [9]. В случае субдукции эпицентры землетрясений

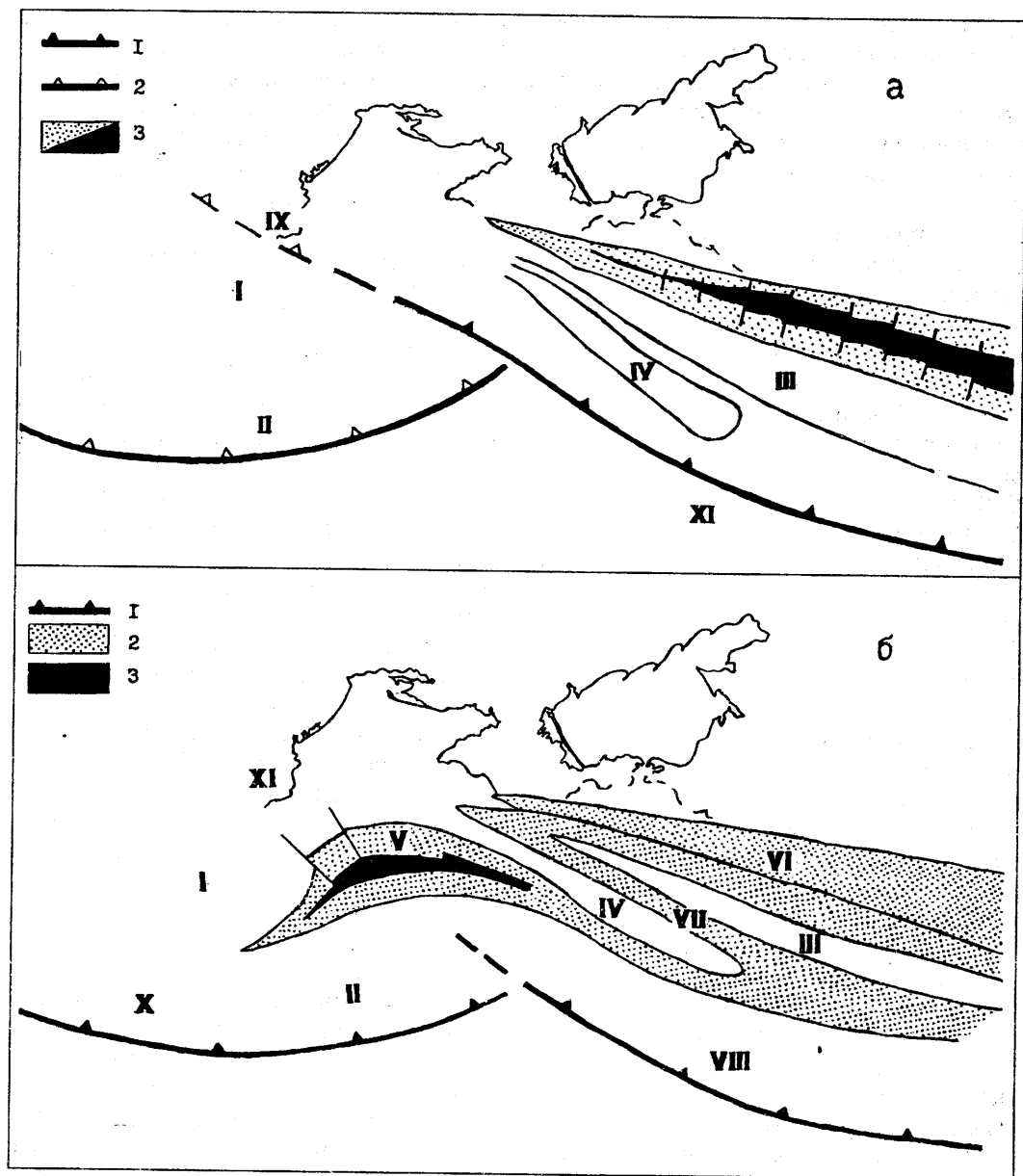
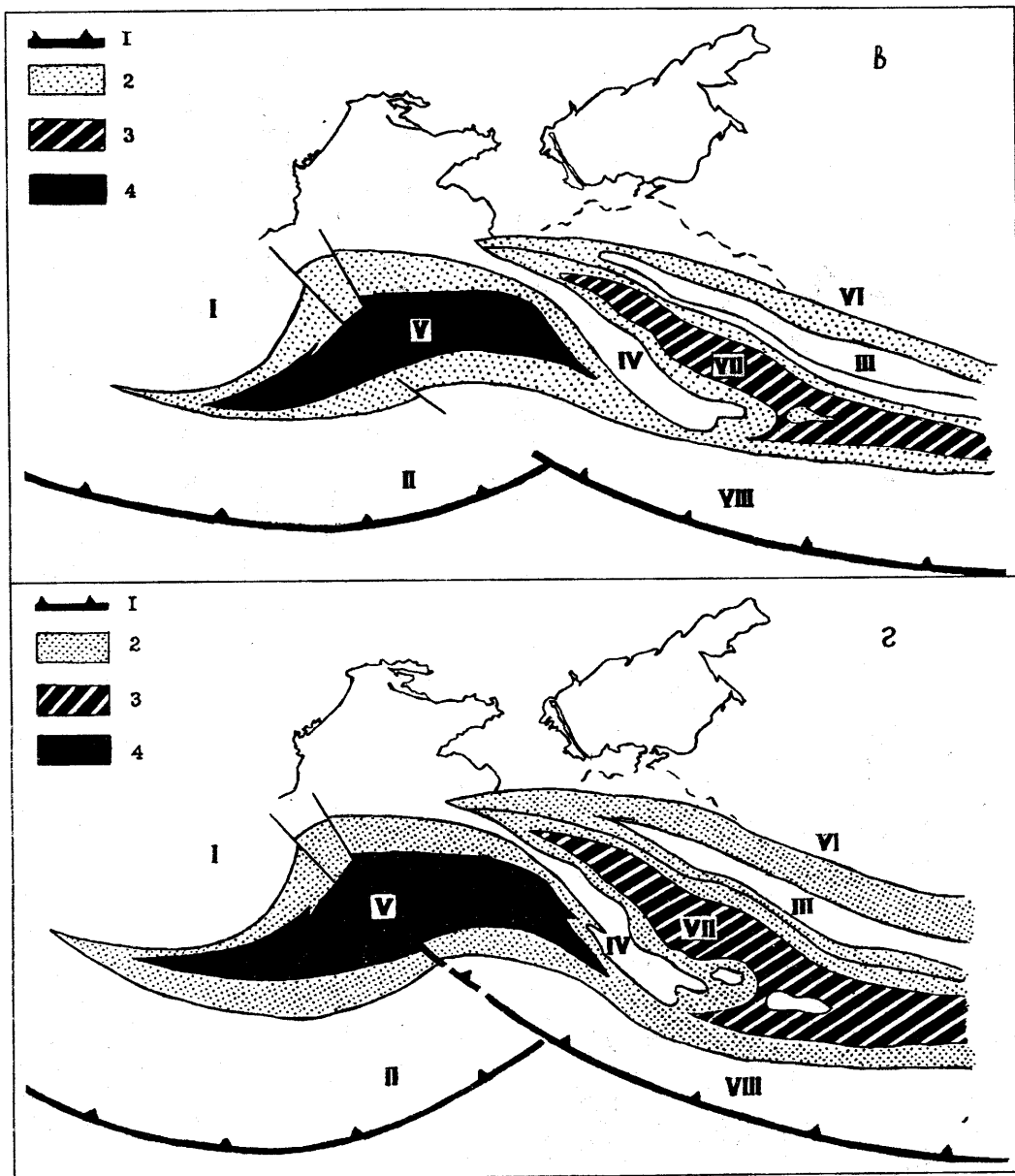


Рис. 6. Эволюция Тетиса в мезозое-палеогене с позиций тектоники плит [214].
 I — Мезия; II — Западные Понтиды; III — хребт Шатского; IV — Срединно-Черноморский хребт (хребт Андрусова); V — Западно-Черноморский бассейн; VI — Большой Кавказ; VII — Восточно-Черноморский бассейн; VIII — Восточные Понтиды; IX — Добруджа; X — Среднегорье; XI — Тетис.
 а — конец средней юры (165 млн лет): 1 — активная зона субдукции, 2 — зона шарьяжа, 3 — задуговый бассейн Большого Кавказа, б — конец нижнего мела (100 млн. лет): 1 — активная зона субдукции, 2 — задуговый рифтовый бассейн, 3 — новое океаническое дно, в — конец мела (65 млн. лет): 1 — активная зона субдукции, 2 — задуговый бассейн и окраина, 3 — тонкая континентальная кора, 4 — океаническое дно, г — конец палеоцена (55 млн лет): 1 — зона субдукции, 2 — задуговый бассейн и окраина, 3 — очень тонкая континентальная кора, 4 — океаническое дно



глубокофокусные — 80–90 км. Глубина массива эпицентров всех землетрясений к югу от Крыма и к югу от ЛПМ — на уровне 20–6 км, редко до 40 км. Можно говорить, таким образом, о подобии ситуации к югу от палеоостровной дуги с зоной субдукции, но утверждать с достоверностью о существовании зоны субдукции в Черном море пока не приходится.

Вполне очевидно, что определение “зрелая островная дуга” к рассматриваемым нами образованиям не применимо ввиду полного отсутствия анатектических

гранитов и пород амфиболитовой фации. Кроме того, накопленный петрологический опыт по аналогичным районам показывает, что подводные хребты и поднятия типа примитивных островных дуг, характерные для активных окраин континентов, проходили лишь начальные стадии островодужной эволюции — бонинитовую и толеитовую [14,43].

В ЛПМ, как показано ниже, имеется два определяющих стадии развитой островной дуги элемента: породы бонинитовой серии и плутониты, отвечающие по всем параме-

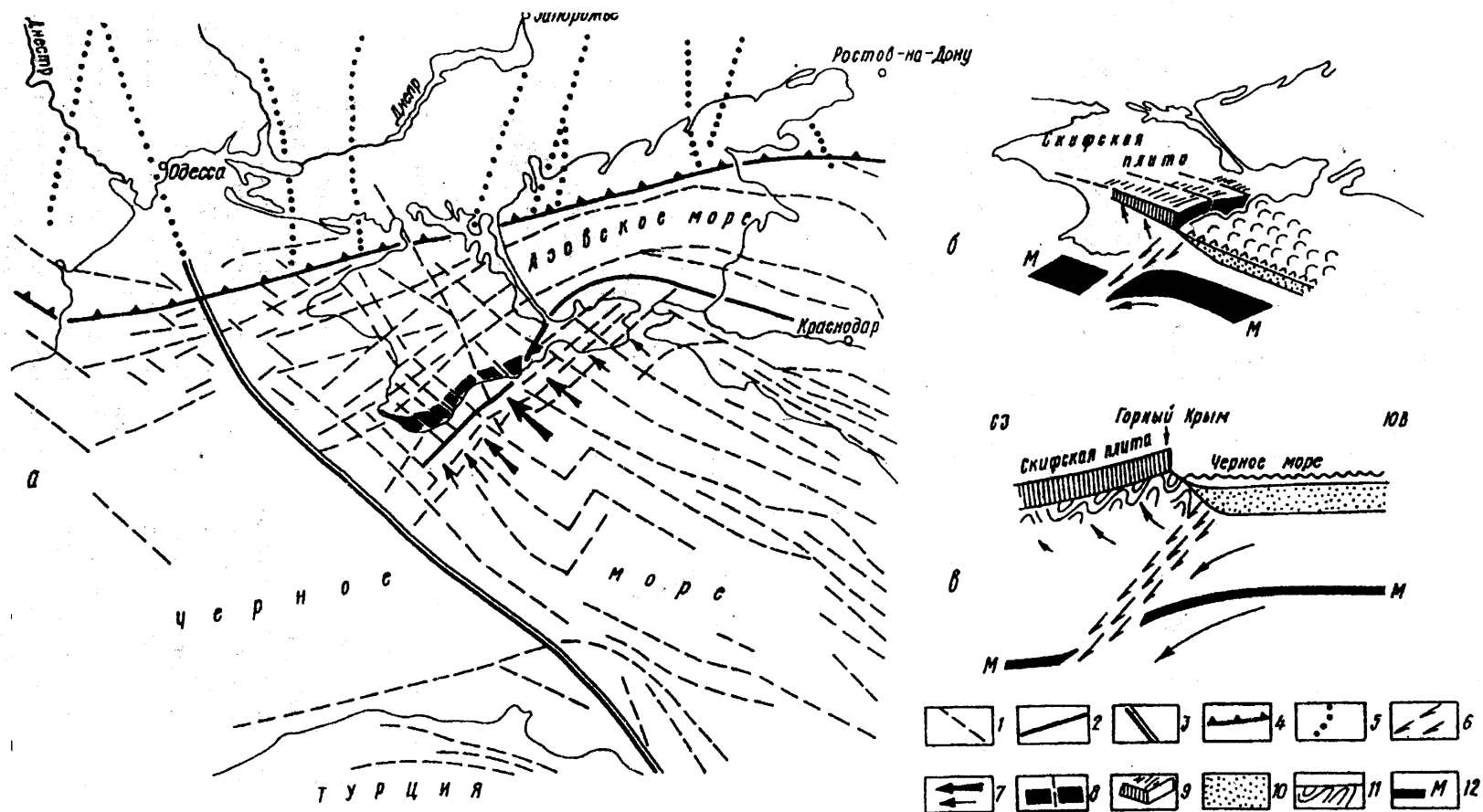


Рис. 7. Схема разломной тектоники (а) и модели формирования Горного Крыма (б, в) [33].

1 — разломы альпийской эпохи; 2 — Ялтинско-Южно-Азовский разлом, на западе переходящий в Ломоносовский разлом; 3 — Одесско-Синопский разлом; 4 — краевой шов Восточно-Европейской платформы; 5 — древние разломы; 6 — зона глубинного поддвига под Горным Крымом; 7 — направление усилий и перемещение горных масс; 8, 9 — “вздёрнутая” краевая часть Скифской плиты (Горный Крым); 10 — осадочный слой; 11 — триасово-юрский складчатый комплекс (таврическая серия); 12 — раздел М.

трам океаническим гранитам офиолитовых комплексов. Не установлен третий и наиболее важный компонент — собственно офиолиты. Последние, как полагают [52], хорошо сохраняются только при обдукции; при субдукции они сохраняются лишь частично. На основании приведенных показателей комплекс магматических пород ЛПМ можно квалифицировать как юную островную дугу.

Магматизм Южного Крыма — отчетливо известково-щелочного характера, включая вулканы и комагматичные им плагиогранит-тоналитовые интрузии Горного Крыма. Бониниты здесь отсутствуют, но есть проблематичные реликты офиолитов, которыми могут служить описанные Е.Ф.Шнюковым с соавторами [170] ультрамафиты. Можно, по-видимому, считать, что магматизм Южного Крыма отвечает развитой стадии островной дуги.

Нельзя не заметить некоторых черт унаследованности меловым плутоническим магматизмом магматизма юрского. Оба они отличаются преобладанием натрия над калием, отчетливо восстановительным характером магмы, который выразился в ряде общих минералогических особенностей пород.

Таким образом, в относительно небольшом секторе северного Причерноморья, возможно, соседствуют, а частично и совмещены в пространстве элементы юрской дуги развитой стадии и меловой дуги юной стадии.

Магматические породы Горного Крыма активно изучались в течение последних полутора столетий. Литература по ним обширна, есть обобщающие сводки, например, В.И.Лебединского и Н.Н.Макарова [74] и др. В этой связи мы не считали необходимым возвращаться к теме изучения магматизма Горного Крыма и использовали уже имеющийся обширный материал. Однако некоторые новые находки и исследования создали предпосылки для новых представлений и поэтому мы более детально рассматриваем далее вопрос об обломочно-валунном материале кристаллических пород вдоль всего южного фронта Кры-

ма (Балаклава, мезозойские конгломераты Горного Крыма, карангатские террасы Восточного Крыма, валуны в керченских рудах). Это как бы изучение южного фасада горного сооружения, позволяющее оценить участие более древних структур в формировании Крыма и связи находившихся в море древних структур с крымскими в разные моменты геологической истории.

Другим направлением работы было изучение малых интрузий Горного Крыма. Обнаружение вулканических и особенно плутонических пород на материковом склоне Черного моря заставляют нас сопоставлять их с магматизмом ближайшей территории — Горного Крыма. Единственным районом Крымского побережья, где широко развиты интрузивные породы, является район г.Алушты (комплекс малых интрузий). Поскольку данные по магматизму малых интрузий не публиковались ранее и нужны для понимания природы магматизма в море, авторы сочли необходимым привести их в отдельной главе. Мы учитывали при этом и разновозрастность этих образований — юрский возраст крымских малых интрузий и преимущественно меловой возраст пород северо-запада Черного моря.

Сопоставление массива кристаллических пород северо-запада Черного моря с Горным Крымом позволяет рассматривать их на основании петрографических, петрохимических и многих других данных как фрагменты сложно построенной одной или двух палеоостровных дуг, фиксирующие их общий остаточный контур, к тому же, очевидно, далеко не полный. Надо полагать, при извержениях вулканов и активных вертикальных движениях уничтожалась значительная часть ранее возникших вулкаников.

Многие моменты геологической истории северного Причерноморья остаются еще не вполне выясненными. Наши данные показывают, что, скорее всего, существует связь Северо-Черноморской дуги со структурами Кавказа. Вопрос о соотношении альпийского магматизма Болгарии [223] и палеоостровной дуги севера Черного моря остается пока не проработанным.

Глава II

ЛОМОНОСОВСКИЙ ПОДВОДНЫЙ МАССИВ

II.1. История изучения кристаллических пород материкового склона

Кристаллические породы материкового склона северо-запада Черного моря были впервые подняты, судя по литературным данным, во время экспедиции на НИС "Академик Вавилов" в 1973–1974 годах и во время 61-го рейса НИС "Витязь" (А.С.Жигунов, К.М.Шимкус и др., 1989). По итогам этих экспедиций А.С.Жигуновым и К.М.Шимкусом выделены на материковом склоне Крыма южный и юго-западный (Прикрымский) и юго-восточный (Алуштинский) районы. В пределах первого района в наиболее крутой части материкового склона (1460–1760 м) установлены выходы светло-серых гранит-порфиров, предположительно среднеюрского возраста. Сообщалось, что их обнажения располагаются прямо на юго-западном продолжении среднеюрского вулканического пояса, протянувшегося вдоль северного края Качинского поднятия в Крыму. Здесь же были подняты темно-серые аргиллиты таврики.

В юго-западном районе материкового склона (фактически речь идет о Форосском поднятии — *Е.Ш.*) подняты меловые глауконитовые песчаники (300–400 м); вулканиды — туфы андезитового, андезито-дацитового состава, туффиты (830–1100 м); в основании склона — известняки и мергели верхней юры, а также среднеюрские

плагиогранит-порфиры, туфопесчаники, гравелиты [158–160, 45, 46].

В 1982–1984 гг. появились материалы по глубокому бурению в шельфовой зоне, где в ряде скважин были встречены меловые вулканиды. В частности, в скв. 2 на Ильичевской структуре андезито-диабазовые порфиры и их туфы пройдены в инт. 1198–1608 м, изучен их химизм, изотопный возраст, петрография. Эти данные сопоставляются с разрезом скв. 84 на Меловом поднятии на Тарханкуте, где в основании скважины (3878–4003 м) вскрыты гранитоиды, и с другими крымскими скважинами (скв.3 Орловская, Новоселовское поднятие) [36, 148].

На геофизических картах Черного моря 1988 года, изданных в Триесте, нанесен массив магматических и вулканических пород в 46 милях к югу от Севастополя. Этот массив фиксируется в эоценовом, олигоценном, плиоценовом, четвертичном срезях. Размеры его — 35 × 10 км. В восточной части моря, кстати, почти на линеаменте 38 меридиана — 38° 15' — также выделяется скрытый массив кристаллических пород (35 × 20 км). Эти небольшие массивы магматических пород, выявляемые сейсмикой, скрыты донными осадками. Оба они расположены в зоне глубинных разломов. Правда, глубинный разлом по 38 меридиану на изданных итальянских картах не приведен, но все другие источники этот разлом рисуют [214]. Фактически обнажения кристаллических пород — плутоидов и вулканидов — к

юго-западу от Севастополя были по-настоящему вскрыты авторами при драгировании материкового склона Черного моря. Эти работы выполнялись в 1989 г. с борта НИС “Михаил Ломоносов”. Тремя драгами были подняты кислые, средние и основные вулканы. Все эти породы располагались в пределах единого очага, позже описанного в литературе как Ломоносовский палеовулканический центр, названный так в честь научно-исследовательского судна “Михаил Ломоносов” [182]. Поднятые в этом рейсе кристаллические породы были детально изучены петрографически и петрохимически. Учитывая чрезвычайный интерес находок, большие перспективы дальнейшего изучения этого района материкового склона, начатые исследования были продолжены авторами во время последующих экспедиций и, в частности, в мае 1992 г. во время 44-го рейса НИС “Академик Вернадский”. В районе выявленного палеовулканического центра драгами были вновь подняты и изучены палеовулканы, измененные туфы, базальтоиды, порфириты [25]. Еще более сенсационные и обширные петрографические материалы по подводному Ломоносовскому палеовулканическому центру, уточнению его географии, состава, изотопного возраста пород удалось получить с борта НИС “Ихтиандр”, экспедиция на котором состоялась в период с 31.01 по 22.03 1994 г. с небольшим перерывом. Рейс проводился по Постановлению Президиума НАН Украины и был организован при личном содействии Президента НАН Украины акад. Б.Е.Патона на средства Института новейших физических проблем (И.П.Петухов). На НИС “Ихтиандр” удалось получить уникальные петрографические сборы на 7 станциях. Выяснилось, что это фрагменты палеоостровной дуги, частью которой является Горный Крым. Драгировался обрывистый материковый склон, особенно крутой в интервале глубин 1200–1750 м. Изучение рельефа дна палеоостровной дуги проводилось не только акустической аппаратурой, в первую очередь различными эхолотами, но и с борта подводного аппарата Север-2. Изучались очень крутой материковый склон, скальные обна-

жения кристаллических пород, системы тектонических разрывов, своеобразные карбонатные постройки на дне, фиксирующие выходы газов [26].

Исследования подводной палеоостровной дуги целенаправленно продолжались авторами и позже, уже во время специально организованной экспедиции на НИС “Профессор Водяницкий” во время его 47-го рейса (29.09 по 07.10.1994 г.). Один из полигонов этой экспедиции был специально задан в районе Ломоносовского палеовулканического центра. Вновь удалось поднять разнообразный набор пород. В этих и предыдущих сборах зафиксированы широко проявленные вторичные изменения кристаллических пород [27].

Большой объем исследований изотопного (калий-аргонового) возраста и химизма поднятых пород позволил установить их преимущественно меловой — палеогеновый возраст, своеобразие геохимического состава. При проведении в 1995 г. четырех научных экспедиций на НИС “Киев” указанный район был неизменно в центре исследований, что позволило уточнить распространение пород разного состава в разрезе материкового склона и по площади, дополнить коллекцию кристаллических пород, сконцентрированную в ННПМ НАН Украины, новыми их разновидностями, отобранными на нескольких новых станциях.

В итоге всех работ кристаллические породы удалось отобразить тяжелыми драгами на 23 станциях, проследить обнажения кристаллических пород по северо-западному материковому склону Черного моря [31,28].

Авторы монографии участвовали практически во всех рейсах, планировали районы драгирования, участвовали в подъеме драг и трубок, в первичной обработке сборов, их лабораторной и научной обработке. Научным руководителям всех проводившихся экспедиций был академик Е.Ф.Шнюков, начальниками экспедиций — А.А.Щипцов, А.Г.Стажилов, А.А.С-троганов.

II.2. Методика морских геологических исследований

Методика морских геологических исследований кристаллических пород материкового склона Черного моря весьма специфична.

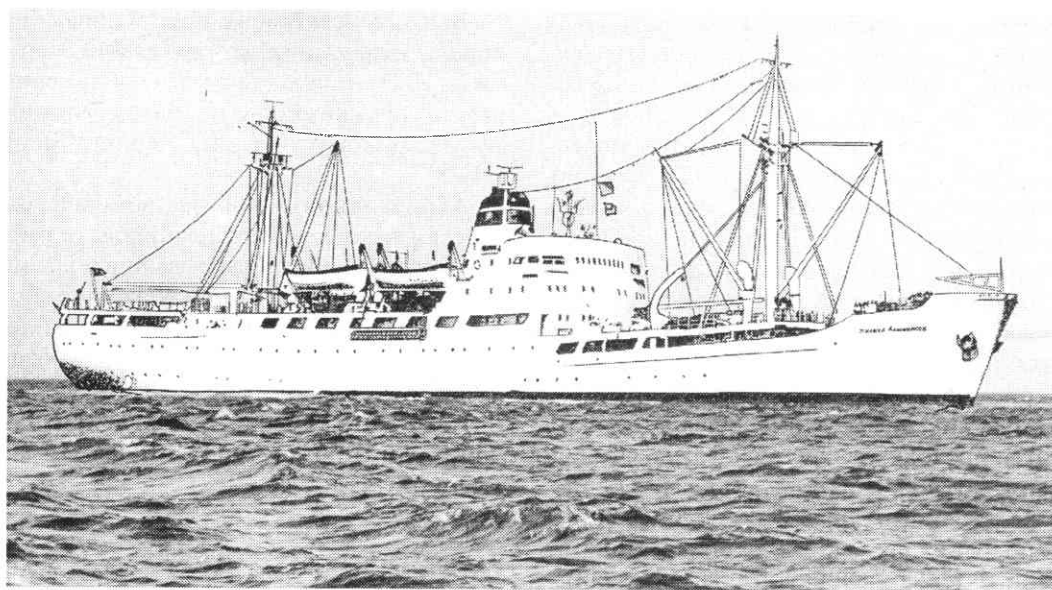
Важной задачей был выбор района работ. Этот этап исследований включал поиски районов развития кристаллических пород в Алуштинском полуострове, на Форосском выступе, в районе Карадага, на северо-западе Черного моря. В итоге работы были локализованы к юго-западу от Севастополя, на северо-западном материковом склоне Черного моря, где зафиксирован наиболее крутой материковый склон. Крутизна материкового склона прямо связана с составом слагающих его отложений и наводит на мысль о его сложении кристаллическими породами или метаморфизованными осадочными породами. Эта идея подтвердилась при многолетних (1989–1996 гг.) работах.

Рис. 8. Научно-исследовательское судно НАН Украины “Михаил Ломоносов”. Построено в 1957 г. в г. Росток (Германия), водоизмещение — 5960 м, длина — 102,4 м; ширина — 14,4 м; осадка — 6,3 м; экипаж — 73 человека, научный состав — 65 человек. Автономность плавания — 30 суток, суточный расход топлива — 25 т.

Первые исследования на северо-западном материковом склоне были выполнены авторами в 1989 г. с борта научно-исследовательского судна НАН Украины “Михаил Ломоносов” во время его 51-го рейса в Черное море (рис.8). Во время проведения экспедиции на судне было 18 лабораторий, в том числе лаборатории геологии, гидрологии, рельефа дна и другие; установлено восемь океанографических и одна глубоководная лебедки, обеспечивающих работы с тяжелыми грунтовыми трубками и с тяжелыми драгами.

Этот же район северо-западного материкового склона обследовался НИС “Академик Вернадский” во время 44-го рейса (1992 г.) (рис.9). На судне во время работ было 27 лабораторий, в том числе лаборатории геологии, промера, гидрохимии и другие. Судно было хорошо научно вооружено эхолотами (ГЭЛ-3 и др.), несло восемь океанологических и мощную глубоководную лебедки. Для подъема на палубу и спуска трубок и тяжелых драг использовались две новых стрелы к грузовым лебедкам, создающие на баке единое грузовое устройство грузоподъемностью 12 т и наибольшей высотой поднимаемого груза до 12 м [25].

Очень большие, пожалуй даже основные сборы каменного материала с северо-западного материкового склона удалось получить во время рейса НИС “Ихтиандр”



(31.01.–22.03.1993 г.) (рис.10). На судне восемь лабораторий, в том числе геологическая. Мощная траловая лебедка грузоподъемностью свыше 40 т, наличие слипа (устройство на корме для подъема трала), трапециевидная кормовая мачта, мощный трос диаметром 22 мм обеспечивают прекрасную возможность для драгировочных работ при волнении моря до 5 баллов и даже выше, независимо от направления дрейфа судна, ибо протяжка драги может проводиться при движении судна на главном двигателе (рис.11). Лучших условий для драгирования и подъема тяжелых грунтовых трубок не было ни на одном другом судне. Для работы использовались тяжелые драги весом до 500 кг, диаметром до 1 м, длиной до 2 м, сваренные из 10-миллиметровой стали. В дно драги вваривалась металлическая решетка с ячейками 10x10 см, которая в зависимости от ожидаемых пород перекрывалась капроновой сеткой типа дель (рис. 12). Объем поднятых кристаллических пород в отдельных драгах достигал 2 т.

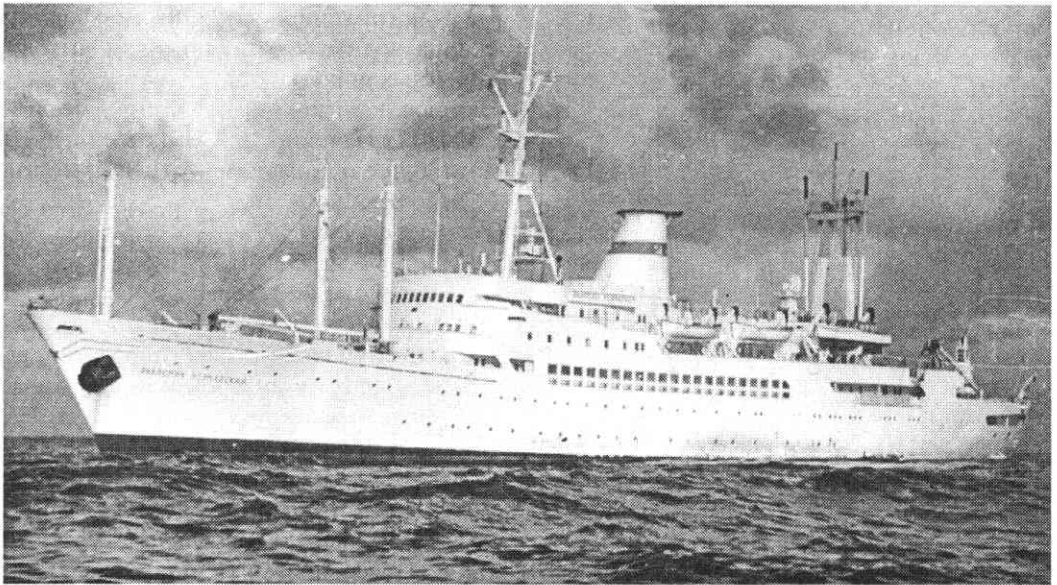
Рельеф дна изучался эхолотами “Симрад”, “Омар” и “Сарган”, установленными на судне. “Ихтиандр” является носителем подводного аппарата “Север-2”, опускающегося до глубины 2000 м (рис.13).

С целью изучения материкового склона северо-запада Черного моря, в первую очередь обнажений кристаллических пород и

газовых выходов, было проведено семь спусков подводного аппарата Север-2.

Все спуски приурочены к восточной части изучавшегося массива кристаллических пород (рис.14). В спусках подводного аппарата участвовали капитан-наставник О.И.Донец, капитан И.П.Коник, механик Б.И.Плескин, А.Т.Николаев, гидронавты-исследователи А.А.Помозов, И.Э.Ломкин, Д.В.Семенов, Е.Ф.Шнюков. Из семи спусков аппарата на максимальную глубину — до 2000 м — проведено четыре (рис.15). При подводных работах проводилось изучение подводного рельефа дна. Встречены весьма своеобразные формы рельефа, в частности огромные, почти вертикальные обрывы в нижней части материкового склона. Их высота несколько сот метров. Это явно молодые тектонические нарушения. Скорее всего тектоническую природу имеют и наблюдавшиеся на дне своего рода распадки, чередующиеся с невысокими водоразделами между ними. Один из таких водоразделов, вероятно,

Рис. 9. Научно-исследовательское судно НАН Украины “Академик Вернадский”. Построено в 1968 г. в г.Висмар (Германия), водоизмещение — 6863 т, длина — 124,2 м, ширина — 17 м, осадка — 6,1 м, скорость хода — 16 узлов. Автономность по топливу — 52 сут, суточный расход топлива — 22 т, научный состав — 79 человек, экипаж — 81 человек.



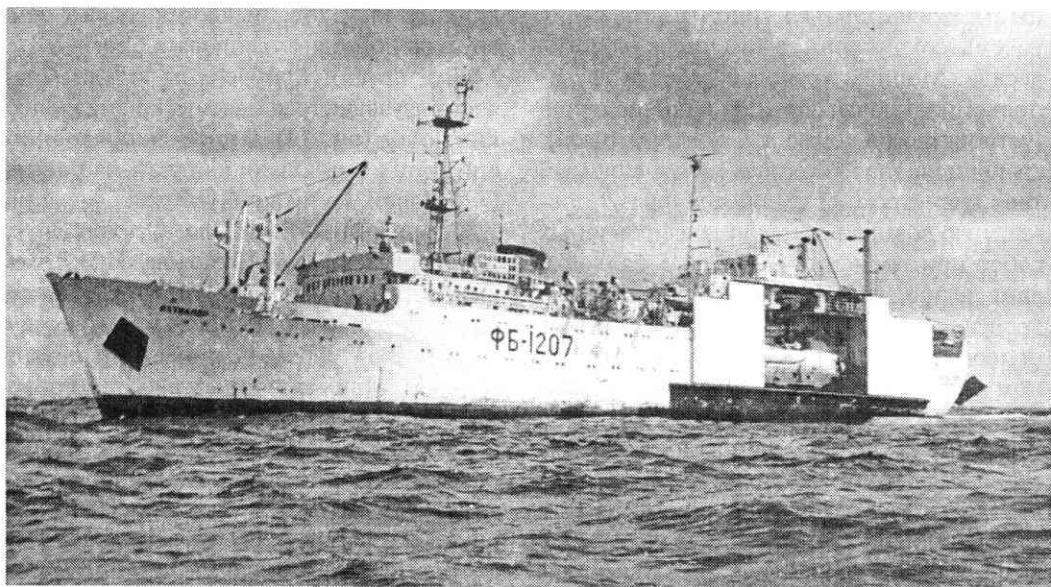


Рис. 10. Научно-промысловое судно объединения «Маризкопром» НАН Украины «Ихтиандр». Построено в г. Херсоне в 1973 г., водоизмещение — 3870 т, длина — 84,7 м, ширина — 14 м, осадка — 5,8 м, скорость хода — 12 узлов, экипаж — 70 человек, научный состав — 20 человек.

представляет собой крупную дайку кислых пород в осадочной толще, вытянутую в направлении 60° (северо-восток). Это один из возможных вариантов толкования наблюдавшихся фактов (см. рис. 15). Здесь же обнаружены своеобразные ветвистые карбонатные образования, очевидно, фиксирующие очаги выхода газов на дне. Они подробно описаны в последующих разделах. Далее приводятся протоколы двух наиболее информативных спусков подводного аппарата, составленные И.Э.Ломакиным и Д.В.Семеновым. Биологические наблюдения акванавтов опущены. Подводные фотографии сняты акванавтами, выполнены прямо на судне Л.И.Лысиковой.

*Протокол погружения N 4 (317)
подводного аппарата «Север-2»*

Судно — НИС «Ихтиандр».
Рейс — 1/93
Дата 13.02.1993 г.
Район — северо-запад Черного моря.
Координаты:

точки погружения 44°23'98 с.ш.;
32°59'32 в.д.;
точки всплытия 44°24'58 с.ш.; 32°59'31
в.д.;

Глубина 1780–1600 м.

Время:

закрытия люка — 10.20,
начала погружения — 11.06,
подхода к грунту — 12.00,
начала всплытия — 15.03,
работы у грунта — 02.11,
подъема на поверхность — 17.24,
открытия люка — 17.24,
погружения — 7.04.

Цель погружения: изучение морфологии склона вблизи его подножия и выходов коренных пород.

Экипаж: капитан — И.П.Коник, механики — В.И.Пляскин, А.Г.Николаев, гидронавты-исследователи — Д.В.Семенов, И.Э.Ломакин.

Условия спуска:

ветер северо-западный 3–5 м/с;
волнение 0–3 балла;
t воздуха +2° С.

Данные по гидроакустике, гидрологии, результаты фото- и видеосъемки опущены.

Общая характеристика маршрута. Погружение проводилось в интервале глубин 1780–1600 м со скоростью 0,3–0,5 узла на максимально возможном приближении к грунту (0–1,5 м). Генеральные курсы: 20, 10, 0°. Поверхность дна сильно расчлене-

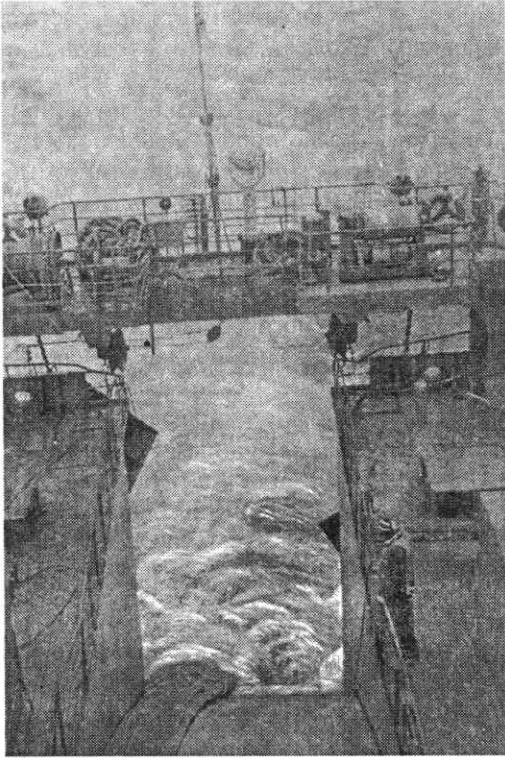


Рис. 11. Слип на судне “Ихтиандр”, обеспечивающий удобство драгирования.

на оползневыми структурами, а также обнажениями плотного глинистого материала и, возможно, коренных пород с хорошо выраженной параллелограммовидной отдельностью. Грунт — ил серо-черный с буроватым налетом на поверхности; глинистая плотная масса, выдерживающая отрицательные углы наклона (крутизна более 90°).

На всем протяжении маршрута вертикальная дальность видимости (вдв) составляла 6–7 м (при искусственном освещении), горизонтальная дальность видимости (гдв) не превышала 8–10 м. Проводились наблюдения за планктоном. ПА опустил на ровное плато на глубине 1750 м, до склона шел примерно 0,5 мили, пересек уступ глубиной 8 м — южный борт субширотного понижения (“палеореки”). Северный борт в рельефе не выражен — очень пологий. После этого ПА пересек генеральным курсом 0° скальную грядку простиранием 60° , высотой $1780-1600=180$ м. Гряда осложнена неглубокими, до 15 м,

крутосклонными долинами (каньонами) простирания около 60° .

Склон гряды — это чередование крутонаклонных плато (до 35°) и скальных обнажений в виде полок и субвертикальных стен.

Осадки в основании склона и на уступах, а также на вершине скальной гряды — это светлые алевритовые и слабопесчанистые илы, которые покрыты толстым слоем органогенной присыпки, иногда более 30 см (по результатам касания грунта аппаратом). Органогенная взвесь “тяжелая”, не поднимается в виде мути (рис.16). На субгоризонтальных участках грунта отмечены редкие овальные с неровными краями пятна со светлой оторочкой, генезис их неясен, а также очень мелкие узкие, иногда попарно субпараллельные полосы-борозды — более темного цвета, ориентированные, как правило, поперек склона или слегка вниз по склону. Подобные полосы есть и на практически ровных участ-

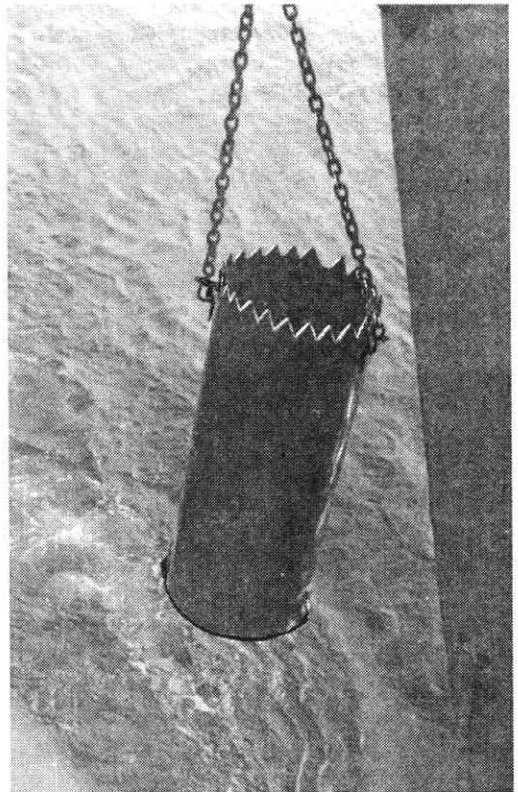


Рис. 12. Тяжелая драга при подъеме на судне “Ихтиандр”.

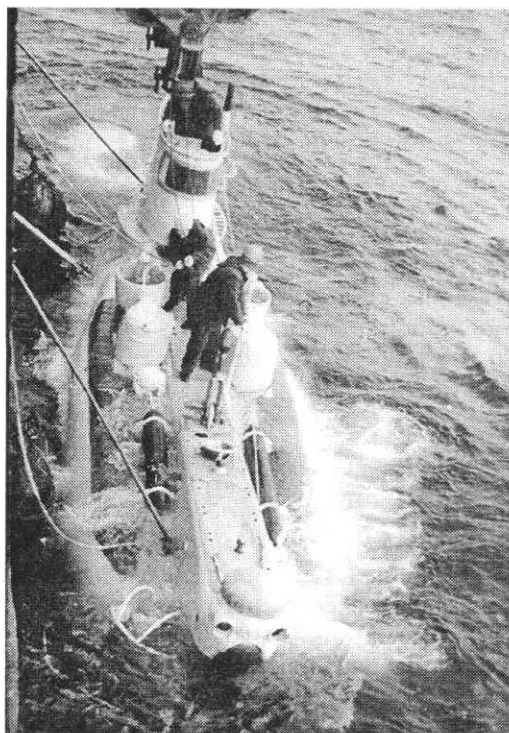


Рис. 13. Подводный аппарат Север-2. Надводное водоизмещение аппарата 38,7 т (подводное водоизмещение 44 т), скорость хода — до 3 узлов, экономическая — 1,5 узла. Дальность плавания при экономической скорости 9 миль, время работы под водой 6 часов, экипаж — 5 человек, в том числе 2 наблюдателя.

ках грунта — возможно, следы сползания или волочения чего-либо по грунту.

В трех точках отмечены торчащие из грунта ветвистые образования, напоминающие по внешнему виду обыкновенные ветви дерева или кактуса. На всем маршруте ПА не обнаружено рифелей или других форм рельефа, указывающих на стационарные течения. Судя по присыпке и непосредственным замерам, течения в районе работ практически отсутствуют. Лишь на глубине 1660 м было отмечено легкое западное течение (менее 5 см/сек).

С глубины 1720 м склон становится круче, появляются первые коренные обнажения (рис.17). В нижней части склона это, скорее всего, алевритопесчаники, либо сильно дробленные коренные породы. В пользу первого предположения свидетельствуют их облик, характерная форма от-

дельности — желваково-плитчатая, часто с неровными сколами, мелкими чешуйками (рис.18–21)

В пользу второго — близкие по облику породы в драговых пробах. Выше по склону обнажаются хорошо диагностируемые по характерным признакам (отдельность, облик) средние и кислые изверженные породы — граниты либо диориты. Разрез северного склона гряды полностью повторяет разрез южного склона. Контакт пород не обнаружено, но, как на северном, так и на южном склоне магматическое тело отделено от вмещающих пород узкими линейными долинами — каньонами около 15 м шириной и глубиной.

Об осадочном происхождении пород нижнего яруса свидетельствует их малая

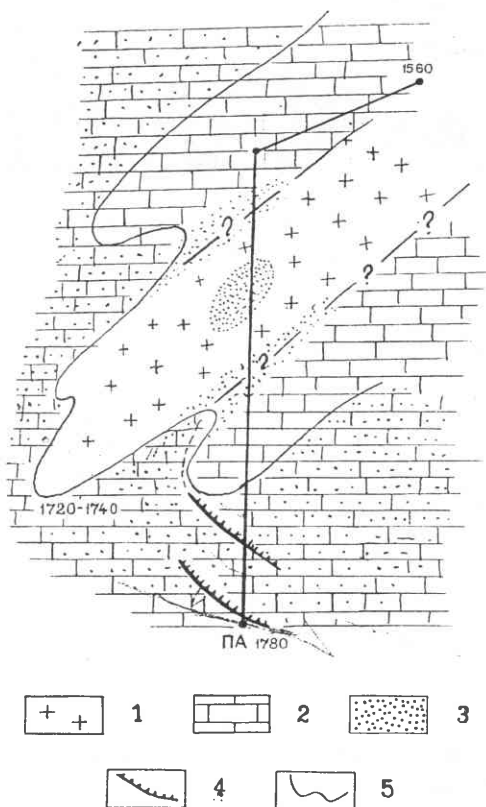
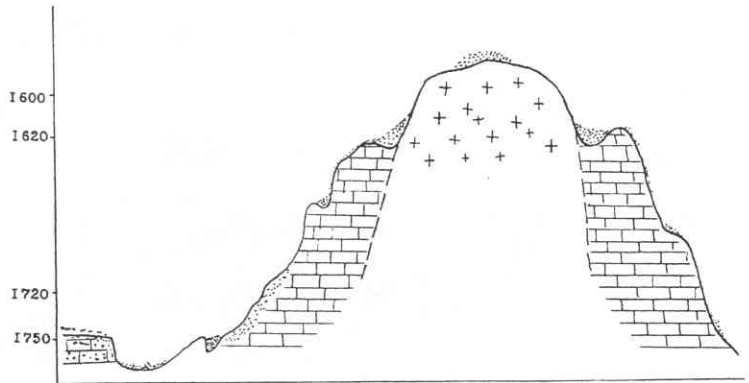


Рис. 14. Геологическая схема по маршруту движения подводного аппарата во время четвертого спуска.

1 — изверженные породы; 2 — осадочные породы (мергели, песчаники); 3 — рыхлые осадки; 4 — крутые стенки долин и каньонов; 5 — контур пологих склонов долин.

Рис.15
Предполагаемый
разрез по маршруту
движения
подводного аппарата.
Условные
обозначения
см. на рис. 14.



твердость. При касании грунта аппаратом породы, явно твердые с виду, легко крошатся и рассыпаются. Первое впечатление — это песчаники слабосцементированные. Сколы неровные, сглаженные.

В пределах первых снизу по склону обнажений коренных пород отмечались пустотелые формы в виде метровых выступов причудливых форм, от которых сохранилась иногда только внешняя корка.

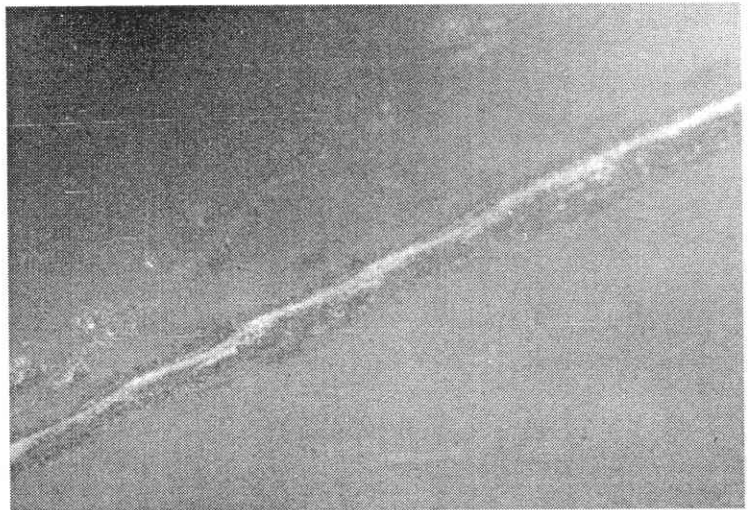
Таким образом, ПА на маршруте пересекает крупное, вытянутое по азимуту 60° тело изверженных средних или кислых пород (дайка?), внедренное в мергели, плотные известняки или алевроито-песчаники. Крутые склоны, отвесные стены в сочетании с близко прилегающим дном котловины вполне могли давать на эхолоте эффект “газового купола”. Древовидные ветвистые образования, возможно, фиксируют выходы газа.*

Интересно, что в районе практически нет терригенных присклоновых образований — не отмечены делювиальные шлейфы или даже одинокие глыбы у склонов. Есть долинки — пути постоянно-периодического транспорта материала.

В районе очень интенсивное осадконакопление полностью сnivelировало рельеф. После периодического схода оползней со склона муть, оседая, покрывает все, в том числе и делювий. Но, в этом случае, хорошо выраженная кромка долины палеореки в основании склона должна объясняться процессами либо абразии либо локальной тектоники (тектонический шов). Однако из борта этой долины драгированы хорошо сортированные слоистые пес-

* Это заключение — результат лабораторных исследований.

Рис. 16
Подводный снимок.
Глубина 1760 м.
Крутизна склона $10-15^\circ$.
Транспортировка
осадков по склону.
Курс 0° .



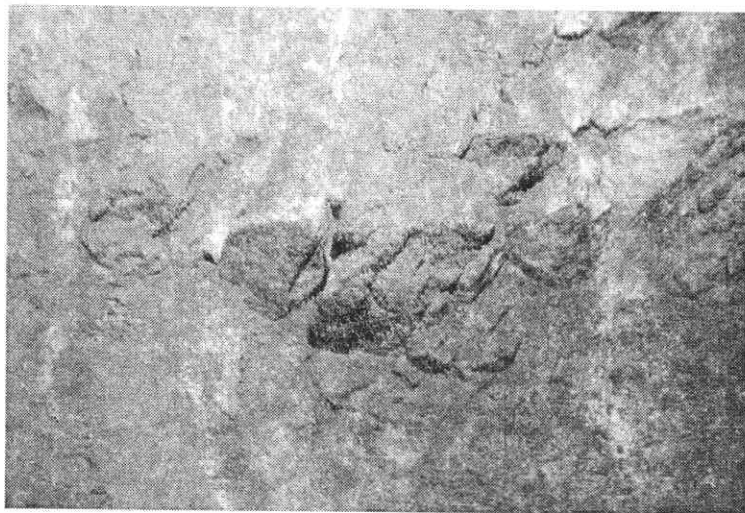


Рис. 17
Снимок с ПА.
Глубина 1710—1720 м.
Крутой склон.
Курс 0°.

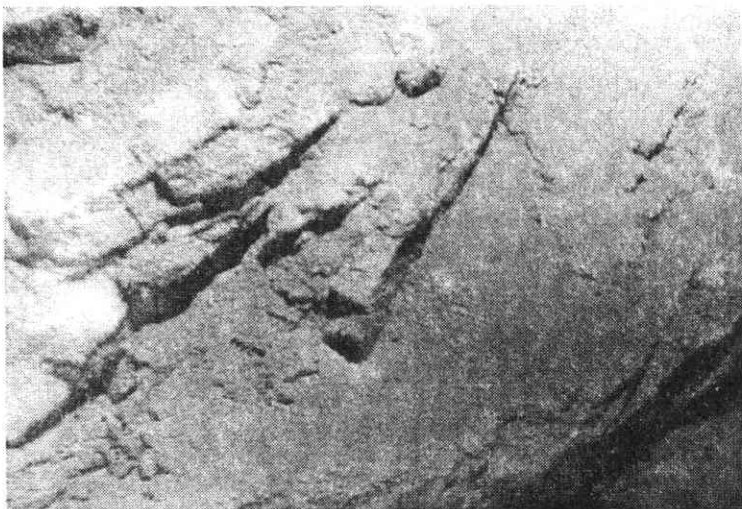


Рис. 18
Снимок с ПА.
Глубина 1780 м.
Курс 0°.
Обнажение
скальных,
скорее всего
осадочных пород.



Рис. 19
Снимок с ПА.
Глубина 1760—1665 м.
Курс 0°.
Основание склона.
Обнажение
крупнообломочных
осадочных пород.

Рис. 20
Снимок с ПА.
Глубина 1740 м.
Курс 0°.
Коренные породы —
песчаники
с крупнообломочной
отдельностью.



ки (окатанные), и склон ее (уступ) субвертикален. Это требует объяснения, добора фактического материала. Возможно, долины в основании склона — следы транспорта материала.

*Протокол погружения N 6 (317)
подводного аппарата "Север-2"*

Судно — НИС "Ихтиандр".
Рейс — 1/93 (II этап).
Дата 13.03.1993 г.
Район — северо-запад Черного моря.
Координаты:
точки погружения 44°24'6 с.ш.;
32°24 в.д.;
точки всплытия 44°24'25 с.ш.;

32°59'36 в.д.;
Глубина 1775—1395 м.

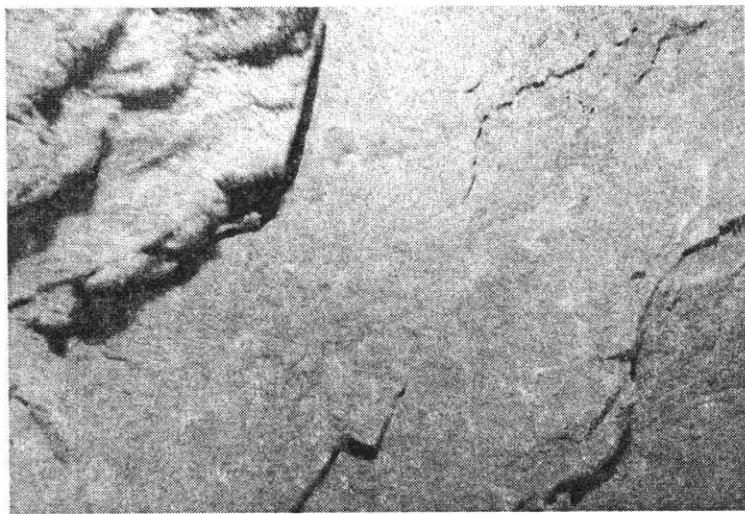
Время:

закрытия люка — 8.30,
начала погружения — 8.57,
подхода к грунту — 10.53,
начала всплытия — 13.14,
работы у грунта — 02.21,
подъема на поверхность — 15.03,
открытия люка — 15.25,
погружения — 06.55.

Цель погружения: изучение ландшафтов континентального склона и выходов коренных пород.

Экипаж: капитан — И.П.Коник, ст. механик — А.Г.Николаев, гидронавты-исследователи — Д.В.Семенов, И.Э.Ломакин.

Рис. 21
Снимок с ПА.
Глубина 1700—1690 м.
Курс 0°.
Крутой склон (80°)
с хорошо выраженной
отдельностью.



Фоновые условия:

ветер северо-западный 3–5 м/с;

волнение 1 балл;

температура воздуха +10° С.

Данные по гидроакустике, гидрологии, технические детали фото- и видеосъемки опущены.

Общая характеристика маршрута. Погружение проводилось в интервале глубин 1775–1390 м со скоростью 3–0,5 узла на удалении 0–3 м от грунта. Генеральный курс 0°. Промежуточные курсы — 10–40°. В интервале глубин 155–165 м замечен слой повышенной мутности воды с прозрачностью 1–1,5 м. Видимо, это переходной слой от кислородной к сероводородной зоне.

На всем протяжении маршрута горизонтальная дальность видимости составляла 6–7 м с незначительными отклонениями в меньшую сторону. Вертикальная дальность видимости при подходе к грунту составляла 4 м, на маршруте достигала 4,5–5 м.

Течения. На обследованном участке не отмечены.

Планктон. Наблюдения проводились во время погружения в слое 0–150 м.

В погружении ПА двигался генеральным курсом 0°. По необходимости — для движения “вверх по склону”, лучшего обзора, выполнения требований техники безопасности — на локальных участках маршрута курс менялся на 20–30, редко 60°, но не более, чем на несколько минут.

ПА коснулся грунта на глубине 1760 м (плюс-минус 5 м).

От этой точки (время 10.50) 35 минут ПА двигался над практически ровным плато, покрытым рыхлым осадком с толстым слоем (визуально более 1 м в точках касания грунта) органогенной присыпки. Присыпка состоит из более твердых (1–4 мм) светлых фрагментов органогенного детрита и пластичных, мягких, темно-серых или темно-бурых хлопьев, как правило, более мелких. Наблюдаются редкие пятна на поверхности осадка — овалы, с неровными краями, размером до 35 см, сложенные только светлыми составляющими присыпки. Скорее — следы падения на дно различных объектов. Иногда на грунте отмечаются мертвые рыбки (шпрот), ветви деревьев.

Отмечены линейные, обычно парно-параллельные беспорядочно ориентированные борозды, глубиной 1–5 мм, такой же ширины. Реже встречены одиночные, более глубокие линейные борозды до 5 см глубиной.

Следов течения, рифелей на маршруте ПА не обнаружено. В 11.26 ПА подошел к основанию склона. Заметно увеличивается крутизна плато (до 8–10°), на поверхности дна появляются неровности — борозды как следы оплывания осадка со склона и осыпания материала. На глубине 1665–1660 м курсом 0° подошли к коренному обнажению крепких пород — скорее всего мергелей, песчаников или туфопесчаников (склон чуть справа). Отличная параллелепипедная крупнообломочная отдельность с неровными сколами, иногда сглаженными краями, гранями. Основная система трещин ориентирована приблизительно под углом 60°. Отмечены трещины 220–235, 35, 0–10, 90–100°. Здесь, на склоне общей крутизной около 60° отмечаются узкие (до 10 см) полосы, состоящие из белой составляющей органогенной присыпки, — пути транспорта материала вниз по склону. Полосы хорошо выражены в понижениях коренного ложа, и явно видно их “неоднократное использование”, т.е. материал по ним транспортируется скорее всего порциями через некоторый промежуток времени.

До 1630 м ПА поднимается курсом 0° по склону, состоящему из стен описанных серых, темно-серых осадочных или вулканогенно-осадочных пород, перемежающихся с крутонаклонными (до 45°) полками, заполненными осадком с толстым слоем органогенной присыпки.

В 11.40 на глубине 1630 м у крутой (70°) стены ПА подвернул на курс 30°, чтобы подняться (носом к стене), но тут же опять вернулся на курс 0°.

В интервале глубин 1610–1595 м резко появился иной тип пород. Это зона контакта. Контуры ее не ясны (засыпаны в долинах-понижениях рельефа органогенной присыпкой).

При подходе к ним ПА перевалил скальную гряду, уходящую вправо вверх по склону, прошел над узкой долиной — площадкой, засыпанной взвесью, и подошел че-

рез 5–6 м к стене с крайне причудливыми формами. Это столбы, торчащие из склона, разнообразно изогнутые, иногда пустотелые, в форме древовидных выступов, ветвей размером 1–2,5 м. Породы визуаль­но не диагностируемы. Нет четких граней, углов — все достаточно округлено.

Выше стены с этими формами — на­клонная площадка, покрытая толстым сло­ем осадка. Следующая стена просматри­вается справа. Это опять типичные извер­женные породы с крупнообломочной параллелипидальной отдельностью как в основании склона (рис.22). Идем курсом 0°. Глубина — 1560 м. Трещиноватость 320, 35, 80–100, 60–70, 0° (рис. 23, 24).

В 11.58 подворачиваем на курс 20°, под­нимаемся вверх по плато и на глубине 1500 м переваливаем через пологий бугор.

Склон острее справа (по догадкам), ориентируемся в толще воды, подворачи­ваем на курс 40° в поисках склона и около 20 минут идем с заглублением курсами 40 и 60° к склону.

Подходим к грунту на глубине 1560 м. Здесь те же изверженные породы. Та же отдельность и трещиноватость, основные трещины отдельности параллельны курсу ПА — 60°.

12.38, глубина 1520 м, идем курсом 30°, стена перед нами. Здесь осадок, следы оползания (рис.25).

12.42, глубина 1500 м, курс 30°. Идем по гребню вверх по склону. Подворачива­ем на курс 0°, чтобы двигаться вверх по склону. Выходим на плато. Рыхлый оса­док, органогенная присыпка, следы опол­зания материала. На глубине 1480 м, под­вернув на курс 40°, пройдя незначитель­ное понижение рельефа, подходим к субвертикальной стене. Здесь обнажаются плитчатые серые плотные породы с круг­лыми сколами, явно осадочного происхож­дения. Наблюдаются местами желвачные формы, передавливание слоев. Это либо плотные известняки, либо мергели. По склону вниз уходят рытвины транспорта материала глубиной и шириной до 25 см. Это хорошо видимые желоба со сглажен­ными краями и дном, плавно огибающие неровности рельефа. Они имеют видимую длину 15–20 м и располагаются между вы­положенными участками рельефа.

Выше по склону залегают субгоризон­тально слоистые, явно осадочные поро­ды — скорее всего песчаники. Они про­слеживаются в разрезе до глубины 1440 м. Выше коренных обнажений не обнаруже­но. Тут рельеф выполаживается, и толстый слой осадка полностью скрывает коренные породы. При глубине 1395 м ПА начал всплытие.

Зоо- и фитобентос на маршруте не от­мечены. Ихтиофауна отсутствует. Через каждые 50–100 м наблюдался шпрот дли­ной 5–7 см.

Видеосъемка проводилась камерой М 7 (Япония). Получены изображения всех типичных участков в районе исследований. Качество хорошее и удовлетворительное. Запись проводилась на видеокассету №29, таймер.

Технические вопросы. По-прежнему на глубинах, близких к предельным (1700–1500 м), не работает манипулятор, что де­лает невозможным отбор проб и воды про­боотборниками конструкции Авилова.

Звукоподводная связь была устойчивой, качество 2–4 балла.

Таким образом:

1. В погружении пересечена одним кри­волинейным галсом скальная гряда, сло­женная двумя типами пород.

В центре это неширокая, около 150 м в плане полоса (возможно, дайка) плотных кристаллических пород с параллелипидаль­ной крупноблочной отдельностью. Сколы ровные, острые. Основная трещиноватость 60°. Отмечены трещины 80–100, 0–10, 320°. Простира­ние тела около 60°.

Кристаллические породы обрамлены с северо-запада и юго-востока осадочными. По внешнему виду это песчаники, туфо­песчаники, возможно, мергели или даже плотные известняки.

Отдельность крупнообломочная.

2. На осмотренном участке наблюдате­лями не отмечены прямые газовыделения, не зафиксированы даже косвенные при­знаки, но обнаружены необычные древо­видные выступы.*

* Природа древовидных выступов и ветвей установлена позже в лабораторных условиях. Это очаги выхода метана. В первичном протоколе не указаны.

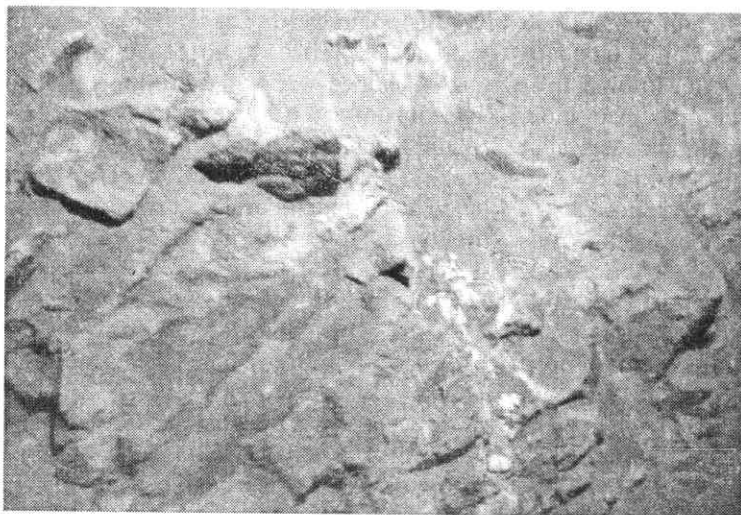


Рис. 22
Снимок с ПА.
Глубина 1575–1580 м.
Курс 0°.
Характер
отдельности
в изверженных
породах.



Рис. 23
Снимок с ПА.
Глубина 1580–1560 м.
Коренные
обнажения
кислых пород.

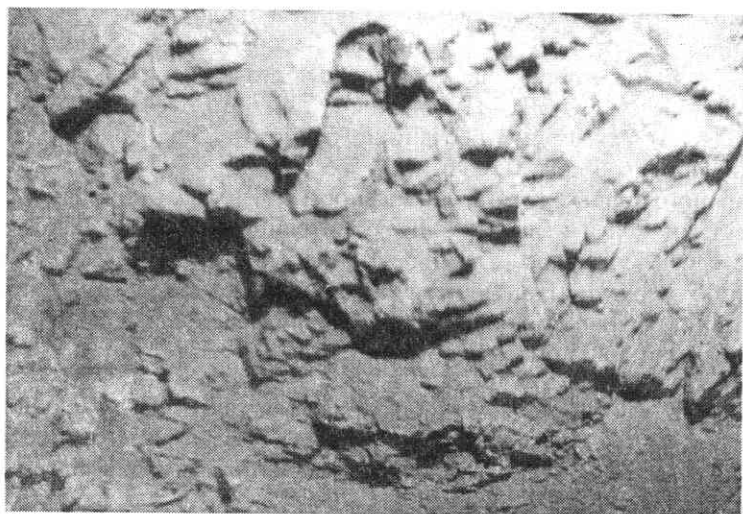
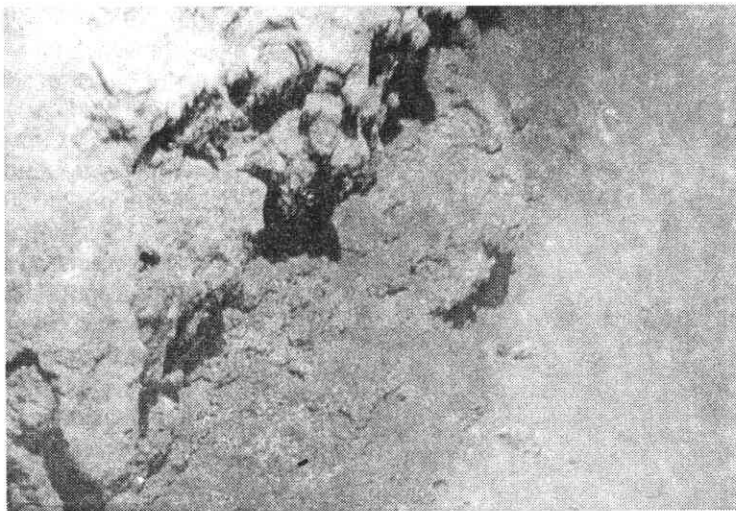


Рис. 24
Снимок с ПА.
Глубина 1560 м.
Обнажение
кислых
изверженных
пород.

Рис. 25
Снимок с ПА.
Глубина 1520 м.
Осадки выполаживают
рельеф и скрывают
обнажения
осадочных пород.



Следующим этапом в познании массива кристаллических пород на северо-западе материкового склона Черного моря явились исследования, проведенные на НИС “Профессор Водяницкий” (рис.26).

Это был 47-й рейс этого судна (23.09–7.10.1994). Он проводился за средства Национального агентства морских исследований и технологий Украины.

На судне 11 лабораторий, в том числе лаборатории промера, океанографии. Специальной геологической лаборатории нет.

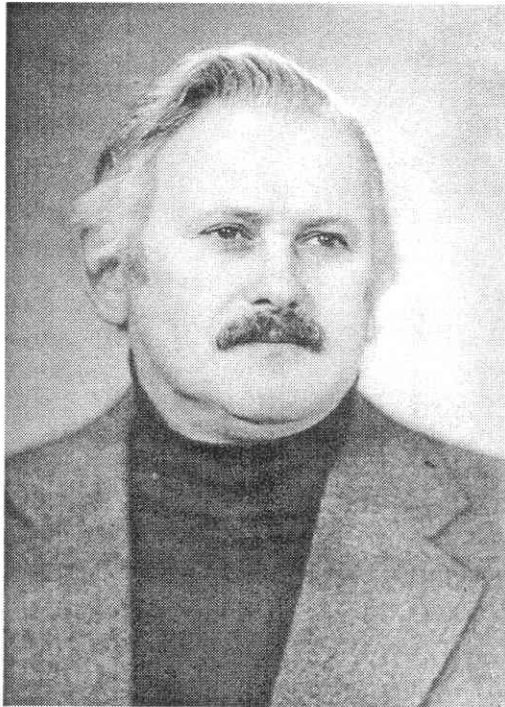
Судно экономично: расход топлива в сутки — 7т. На нем установлена двухбара-

банная траловая лебедка с П-образной рамой, четыре океанологических лебедки. Рама очень облегчает спуско-подъемные операции с тяжелыми геологическими снарядами (рис.27).

Во время экспедиции на НИС “Водя-

Рис. 26. Научно-исследовательское судно “Профессор Водяницкий”. Построено в 1976 г. в Финляндии, водоизмещение — 1711 т, длина — 68,8 м; ширина — 12,4 м; осадка — 4,2 м; скорость хода — 13 узлов, экипаж — 31 человек, научный состав — 28 человек.





Григорьев Александр Васильевич.
1931–1995 гг.

ницкий” и в последующих работах использовались тяжелые драги, но чаще облегченные снаряды — созданная Ю.Е.Княжевским рамочная глубоководная драга с сеткой и облегченная квадратная драга. Первая представляет собой

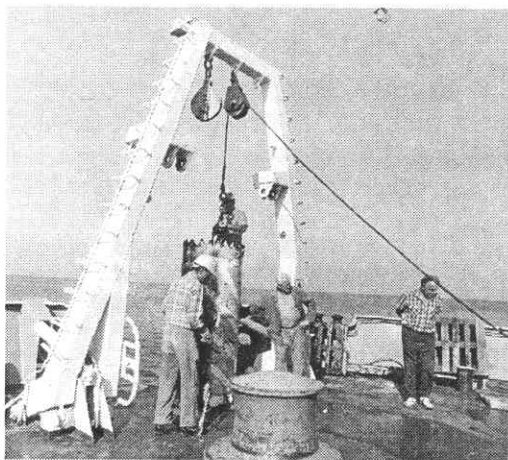


Рис. 27. П-образная рама для подъема тяжелых снарядов при геологических работах на НИС “Профессор Водяницкий”.

жесткую полукруглую раму из труб полтора дюйма, оснащенную двумя грузами по 50 кг, удерживается на цепях диаметром 12–17 мм, длиной до 2 м. Ширина рамы 1,5 м; высота 0,7 м; вес 130–150 кг. К раме прочно крепится мешок из дели с ячейкой 20–30 мм.

Облегченная квадратная драга представляет жесткую емкость квадратного сечения 750×750 мм и длиной 1,6 м; толщина металла 3–4 мм. Два груза — по 50 кг, в днище отверстия; цепи, удерживающие драгу, длиной до 2 м.

Большие каменные и особенно акустические материалы по северо-западному склону Черного моря удалось собрать во время шести рейсов НИС “Киев” (1994–1996 гг.) в порядке выполнения Национальной программы исследований и использования ресурсов Азово-Черноморского бассейна и других районов Мирового океана. Они финансировались НАМИТ Украины. На судне используется несколько океанологических лебедок для работы с тяжелыми трубками и облегченными драгами (рис.28).

“Киев” оборудован замечательной акустической аппаратурой, позволяющей получать уникальные материалы по геологии морского дна. Это гидроакустический комплекс “Бук”. Он работает на частоте около 3 килогерц, имеет высокую мощность излучаемого гидроакустического сигнала и может быть использован не только для изучения рельефа дна, но и для исследования геологического разреза до глубин порядка 100 м от морского дна. В совершенствовании гидроакустической аппаратуры, первоначально предназначавшейся для военных целей, большой вклад внес А.А.Любицкий и научная группа сотрудников НИС “Киев” во главе с помощником капитана по науке Л.Л.Будько. По данным исследований ГАК “Бук” могут быть решены многие геологические задачи:

- изучение рельефа дна;
- изучение верхней части разреза донных отложений;
- изучение водной толщи;
- выявление и изучение газоводных источников на дне;
- изучение грязевых вулканов, их выб-

росов, геометрии слагающих их слоев;

- прослеживание древней речной сети;
- оконтуривание песчаных тел и т.д.

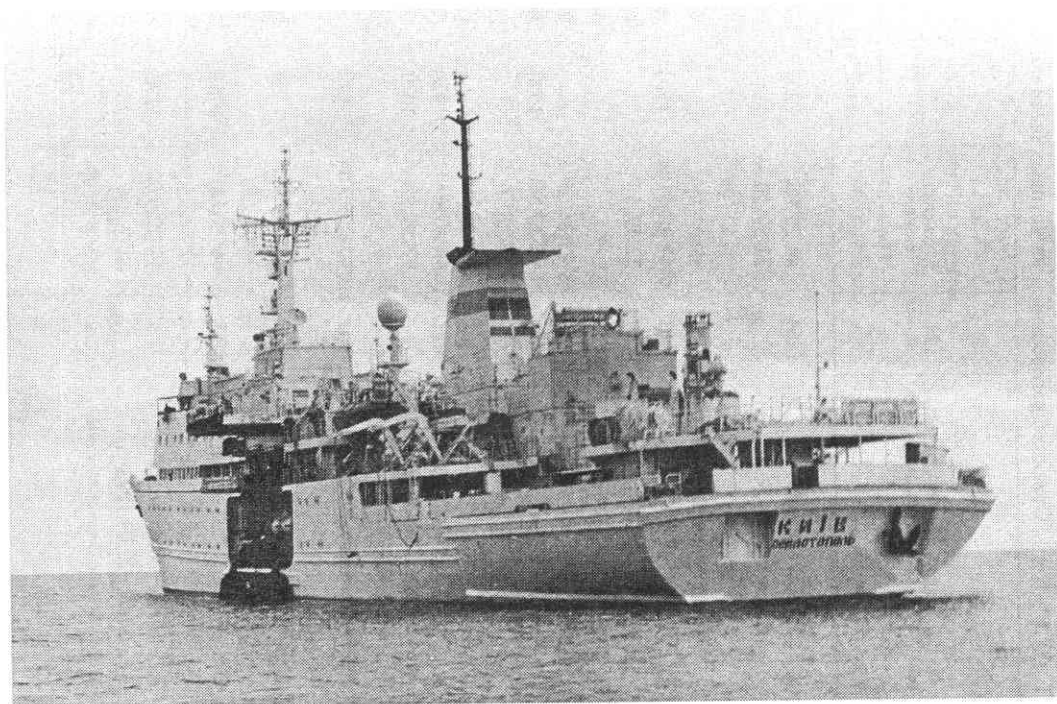
Наряду с мощным гидроакустическим оборудованием в работе использовались обычные эхолоты.

Все палубные работы на НИС “Киев” и других судах проводились под руководством [А.В. Григорьева] и Ю.Е. Княжевского специально сформированными коллективами из научных сотрудников совместно с палубными командами научно-исследовательских судов. Выход в точку, маневрирование в момент драгирования или опускания трубки выполнялись штурманским составом судов под руководством капитанов. Усилиям этих лиц мы во многом обязаны получением уникальных научных материалов.

Рис. 28. Научно-исследовательское судно “Киев” (бывш. “Академик Крылов”). Построено на Николаевском заводе “Океан”, водоизмещение — 9540 т; длина — 124,3 м; ширина — 17,5 м; осадка — 7,4 м; скорость хода — 14 узлов, экипаж — 73 человека, научный состав — 76 человек, суточный расход топлива при работе на двух машинах — 30 т.



**Соболевский Юрий Вячеславович.
1934–1996 гг.**



Т а б л и ц а 1. Станции драгирования, на которых были подняты кристаллические породы

№ п.п.	Судно, № рейса, время проведения рейса	№ станции	Координаты станции	Глубина, м	Породы	
					Магматические	Осадочные
1.	НИС "Михаил Ломоносов", 51-й рейс, ноябрь-декабрь 1989 г.	6164	44°26',06 32°59',20	1200	Базальты умеренномагнезиальные, андезиты умеренномагнезиальные, плагиориодациты	Песчаники, алевролиты, аргиллитоподобные породы черносланцевой формации
2.	То же	6165	44°25',57 32°59',53	1420	Андезибазальты умеренномагнезиальные, андезиты высоко- и умеренномагнезиальные, плагиориолиты умеренномагнезиальные, микродиориты, туфы	Песчаники, алевролиты, аргиллиты таврической серии
3.	—	6166	44°24',57 32°59',30	1600	Андезибазальты высоко- и умеренномагнезиальные, дациты, плагиориолиты умеренномагнезиальные	То же
4.	НИС "Академик Вернадский" 44-й рейс, 7.05-18.05.1992 г.	8781	44°26',47 32°55',99	1043- 1070	Андезиты, диабазы, туфы	Аргиллитоподобные породы черносланцевой формации, глины майкопской серии, глины карбонатные (понт), песчаники
5.	То же	8836	44°23',50 33°04',00	1758	Базальты миндалекаменные	
6.	—	8783	44°25',86 32°57',25	1051	Диабазы, измененные туфы	Аргиллитоподобные породы черносланцевой формации
7.	НИС "Ихтиандр" 31.01-22.03.1993 г.	1	44°25',92 33°01',36	1190	Пикритобазальты, базальты высоко- и умеренномагнезиальные, андезибазальты высокомагнезиальные, андезиты высокомагнезиальные, дациты, плагиориодациты, плагиориолиты высоко- и умеренномагнезиальные	—

№ п.п.	Судно, № рейса, время проведения рейса	№ станции	Координаты станции	Глубина, м	Породы	
					Магматические	Осадочные
8.	То же	2	44°23',97 33°01',96	1525	Плагиориодациты	—
9.	—”—	7	44°25',39 32°57',78	1738	Дациты, плагиориодациты, плагиориолиты умеренномагнезиальные	Карбонатные постройки
10.	—”—	10	Касание дна: 44°25',50 32°58',14 Отрыв от дна: 44°25',74 32°57',33	1480 1090	Андезибазальты умеренномагнезиальные, андезиты высокомагнезиальные, плагиориодациты, плагиориолиты высокомагнезиальные	—
11.	—”—	13	44°26',80 32°51',20	1260	Базальты умеренномагнезиальные, андезибазальты высоко- и умеренномагнезиальные, кварцевые диориты калиево-натриевой серии, плагиогранит-порфиры	—
12.	—”—	17	Касание дна: 44°23',90 32°59',54 Отрыв от дна: 44°26',20 32°58',50	1480 1120	Плагиориолиты высокомагнезиальные, кварцевые диориты натриевой серии, тоналиты и плагиограниты натриевой серии	Карбонатные постройки
13.	—”—	20	Касание дна: 44°33',27 32°34',48 Отрыв от дна: 44°35',77 32°35',22	1450 1020	Андезиты умеренномагнезиальные	Песчаники рыхлые, известняки плитчатые, алевритовые глины (мэотис), глины (верхний плиоцен)

№ п.п.	Судно, № рейса, время проведения рейса	№ станции	Координаты станции	Глубина, м	Породы	
					Магматические	Осадочные
14.	—”—	3	44°23',24 33°02',97	1790	Плагиориодациты, плагиориолиты высокомагнезиальные	—
15.	НИС”Профессор Водяницкий”, 47-й рейс, 23.09—07.10.1994 г.	21	Касание дна: 44°23',78 32°59',97 Отрыв от дна: 44°23',41 32°59',60	1745	Плагиориолиты, андезиты, дациты	Известняки, песчаники
16.	То же	61	Касание дна: 44°26',10 32°54',40 Отрыв от дна: 44°25',80 32°54',00	1009	Базальты умеренномагнезиальные, андезибазальты высоко- и умеренномагнезиальные, дациты, микродиориты, туфы	Известняки (средний миоцен), глины алевроитовые (сармат, мэотис), глины (химмерий), аргиллитоподобные породы черносланцевой формации
17.	НИС “Киев”, 4-й рейс, 2.08—21.08.1995 г.	66	Касание дна: 44°28',30 32°47',40 Отрыв от дна: 44°28',30 32°47',00	1500	Дацинты	—
18.	То же	67	Касание дна: 44°24',60 32°59',90 Отрыв от дна: 44°25',10 32°59',80	1500	Базальты высоко- и умеренномагнезиальные, андезибазальты высокомагнезиальные, плагиориолиты высоко- и умеренномагнезиальные, плагиограниты натриевой серии, туфы	Аргиллитоподобные породы черносланцевой формации, известняки, глины алевроитовые (мэотис)

№ п.п.	Судно, № рейса, время проведения рейса	№ станции	Координаты станции	Глубина, м	Породы	
					Магматические	Осадочные
19.	—”—	120	44°07',45 33°34',62	864—937	Туфы, туффиты	—
20.	НИС “Киев”, 5-й рейс, 11.11—05.12.1995 г.	138	Касание дна: 44°24',94 33°00',28 Отрыв от дна: 44°24',89 33°00',23	1269 1346	Базальты высокомагнезиальные	—
21.	То же	139	Касание дна: 44°25',32 33°00',82 Отрыв от дна: 44°25',58 33°01',03	945—941	Андезибазальты высокомагнезиальные, гранофиры	—
22.	—”—	141	Касание дна: 44°27',50 32°48',90 Отрыв от дна: 44°27',70 32°49',00	1406 1370	Андезиты умеренномагнезиальные, габбро, диориты, диорит-порфиры, тоналиты калиевой серии и плагиограниты калиево-натриевой серии	—
23.	—”—	143	Касание дна: 44°28',00 32°48',90 Отрыв от дна: 44°28',60 32°48',90	1024 884	Туффиты	—

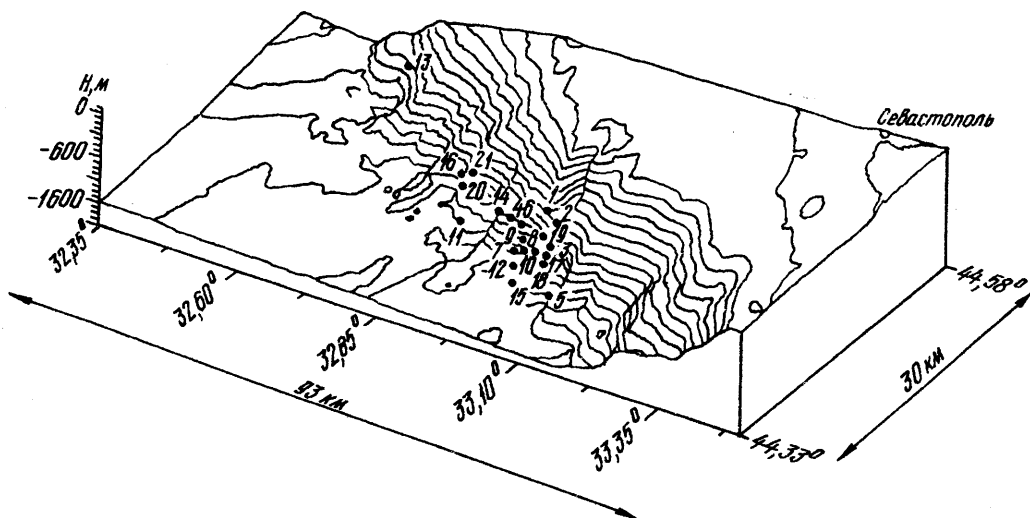


Рис. 29. Схема расположения станций в пределах ЛПМ, на которых драгированием были подняты кристаллические породы: 1— 6164; 2— 6165; 3— 6166; 4— 8781; 5— 8836; 6— 8783; 7— 1; 8— 2; 9— 7; 10— 10; 11— 13; 12— 17; 13— 20; 14— 61; 15— 21; 16— 66; 17— 67; 18— 138; 19— 139; 20— 141; 21— 143. Горизонталы проведены через 100 м.

На НИС "Киев" установлен подводный аппарат, позволяющий достигать глубин 500 м. Кристаллические породы залегают глубже предельно достигаемой этим аппаратом глубины. Было выполнено несколько спусков, но относящиеся к теме работы материалы получить не удалось. Подводный аппарат с НИС "Киев" здесь не характеризуется.

Обработка полученных обширных каменных материалов проводилась очень детально. Были проведены петрографические, минералогические, минераграфические исследования пород, получены сотни химических, рентген-флюоресцентных и спектральных анализов, десятки определений изотопного возраста и другие данные. Все они легли в основу настоящей монографии и отражены в последующих главах. Расположение станций на материковом склоне в пределах ЛПМ (рис.29), состав поднятых пород приведены в табл.1. Кроме этих станций, в 13 точках драги пришли пустыми; на 23 станциях были подняты только илы, на 6 станциях толь-

ко осадочные породы. Таким образом, на 42 станциях в пределах ЛПМ магматические породы поднять не удалось.

II.3. Геологическое положение и строение Ломоносовского подводного массива

Выявленные в итоге наших многолетних работ подводные выходы кристаллических пород расположены на северо-западном материковом склоне Черного моря к юго-западу от г. Севастополь.

Крайняя восточная точка обнаруженных выходов кристаллических пород — ст. 8836 — имеет координаты 44°23'50 с.ш. и 33°04'00 в.д., крайняя западная точка — ст. 20 — 44°35'77 с.ш. и 32°35'22 в.д. В целом в пределах установленных контуров обнажения кристаллических пород вытянуты с юго-востока на северо-запад (310°) на расстояние 44 км. При этом возможно увеличение протяженности массива кристаллических пород как на восток, так и на запад, поскольку исследования за пределами указанных крайних точек затруднены.

Так, на востоке обнаруженные выходы кристаллических пород уперлись в район захоронения боеприпасов, где драгировать опасно. К востоку от склада боеприпасов наши драги подняли осадочные породы.

На западе кристаллические породы как бы погружаются под осадочный чехол и скорее всего достоверно обрываются по-

перечным к обрыву материкового склона субмеридиональным каньоном реки Палео-Каланчак. Восточнее этого каньона попадаются отдельные торчащие скалы, опробовать которые драгами не удалось. Далее к востоку расположены главные обнажения ЛПМ.

Ширина полосы выходов кристаллических пород на материковом склоне — 6–12 км, в одном случае до 22 км (по меридиану 33°).

Общая предполагаемая площадь дна, занятая кристаллическими породами, — примерно 550 км².

Приведенные данные могут быть уточнены при последующих работах и являются первыми ориентировочными оценками (рис. 30).

В предыдущих публикациях авторы описывали найденные обнажения кристаллических пород на материковом склоне как Ломоносовский подводный палеовулканический центр (ЛППЦ). Выяснение истинных масштабов развития кристаллических пород на северо-западе материкового склона приводит нас к необходимости не ограничиваться указанием на узлокальный характер выходов, а использовать термин, более соответствующий положению вещей, — массив.

В нашей литературе понятие массив используется как термин свободного пользования. Так, “в петрографии под массивом понимают геологическое тело, когда форма и условия залегания его точно не установлены” [29, с.413]. Примерно сходные определения даются и в английской литературе. “Массив может быть предварительно определен как тело плутонических пород средних размеров” [40, с.165]. Аналогично определяется это понятие и в “Толковом словаре английских геологических терминов”: массив — это “... массивный морфологический и структурный элемент в пределах орогенического пояса, обычно сложенный более жесткими породами, чем породы обрамления. Это могут быть выходы на поверхность пород фундамента, консолидированного в процессе древних орогений, или более молодые интрузивные тела. Термин также применяется в общем смысле для обозначения тел плутонических пород и слагаемой ими тер-

ритории ...” (с.298). В “Международном тектоническом словаре” [41] массив определяется как “крупный комплекс кристаллического основания или интрузивных пород, обычно в виде хорошо выделяющейся физико-географической единицы” (с.69). Можно привести еще несколько определений, но рассмотренные выше толкования их фактически исчерпывают и оправдывают принятие этого термина применительно к выделенным подводным обнажениям.

Материковый склон Черного моря составляет, по оценке болгарских специалистов, 40% площади дна [А.Вылканов и др., 1983 г.]. Они выделяют на материковом склоне три ступени: 100–1000 м — это наиболее крутая его часть (всего 3% площади склона); вторая ступень ограничивается глубинами 1500–1800 м, она положе первой. Уклон третьей ступени, глубиной до 2000 м, еще меньше. Максимальные глубины моря — 2245 м.

В.Т.Гончаров, Ю.П.Непрочнов, А.Ф.Непрочнова [35] выделяют три типа материкового склона: 1. Крутой изрезанный склон, лежащий вблизи от берега. Угол склона — до 20–30°. Такой склон характерен для Кавказа, некоторых районов Турции, юго-востока Крыма. 2. Склон с крутизной 1–3°, прямолинейный, полого понижающийся, установлен у побережья Болгарии, к югу от Керченского пролива. 3. Сложный и неоднородный по рельефу и очертаниям склон выявлен между мысом Калиакра и Крымом.

Наибольшую крутизну верхней части уступа материкового склона подчеркивают и В.П.Гончаров, Ю.Д.Евсюков, К.М.Шимкус [34]. Для северо-запада верхний уступ склона относительно пологий (4–5°) и расчленен каньонами и подводными долинами. Ниже 1700 м эти авторы выделяют еще материковое подножие.

Именно в этом районе проводились наши исследования. Полностью подтвердились данные о его сбросово-уступчатом строении, усложненном к тому же субмеридиональными нарушениями, по которым, возможно, протекали палеореки. Нами рассматривается рельеф дна только в пределах изученного полигона, где обнаружены подводные выходы кристалли-

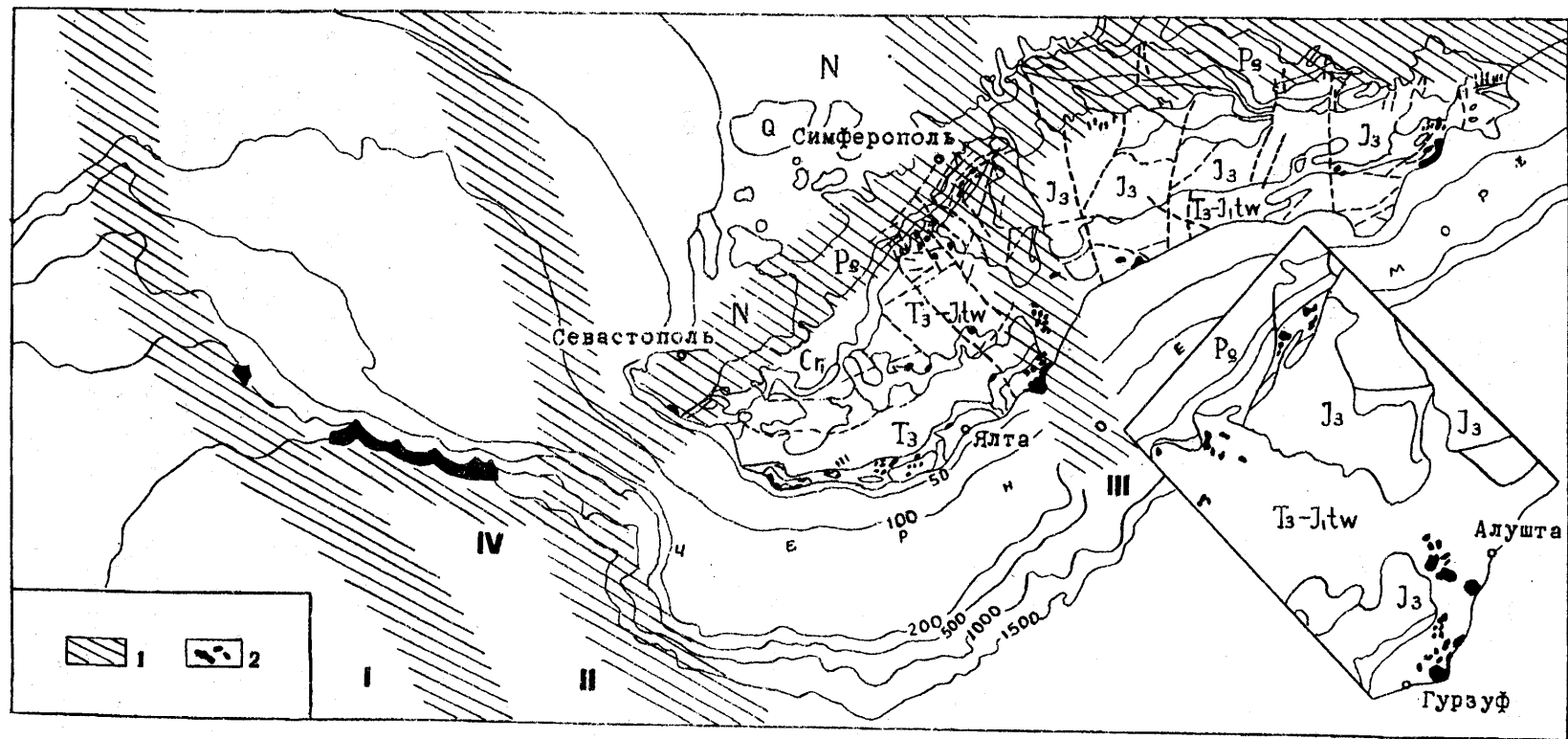


Рис. 30. Магматические образования в пределах палеоостровной дуги севера Черного моря. Крымская часть приведена по данным Э.М.Спиридонова и др. [127].

I — зоны разломов: *I* — Одесско-Синопского; *II* — Западно-Крымского; *III* — Симферопольско-Алуштинского (Салгирско-Октябрьского); *IV* — Ломоносовского; *2* — выходы кристаллических пород. Пунктир — мелкие нарушения в Горном Крыму.

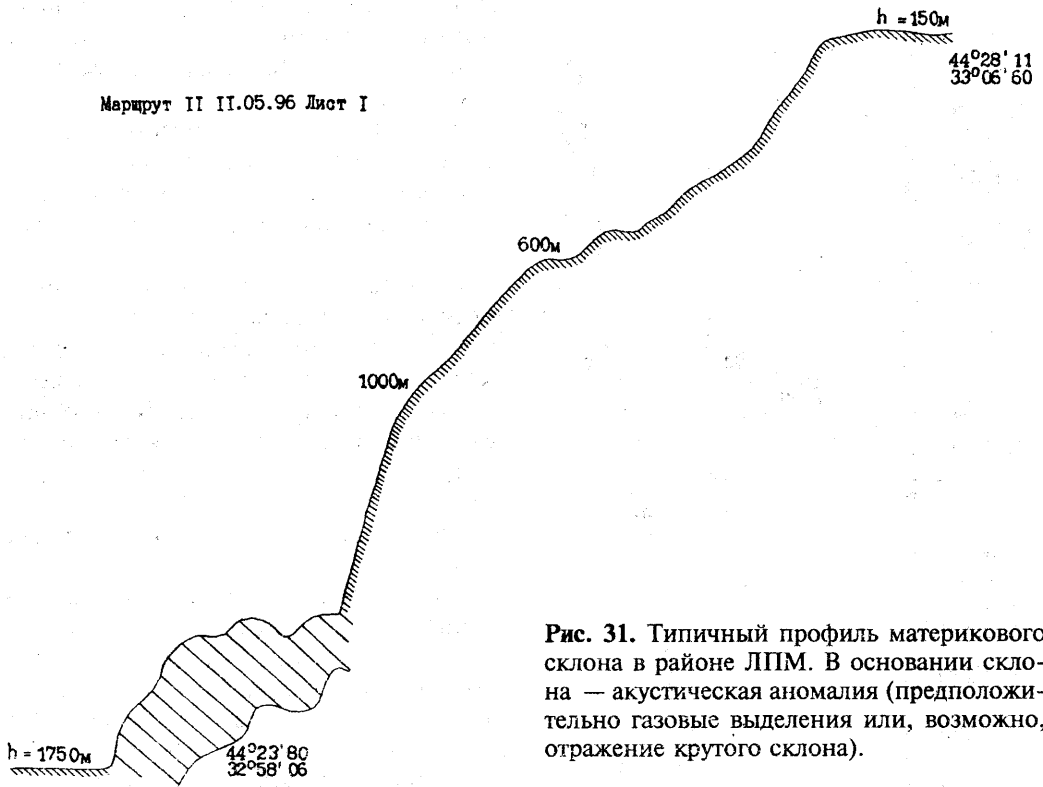


Рис. 31. Типичный профиль материкового склона в районе ЛПМ. В основании склона — акустическая аномалия (предположительно газовые выделения или, возможно, отражение крутого склона).

ческих пород (рис. 31). В рельефе дна полигон хорошо выделяется изгибом материкового склона на востоке и каньоном одного из рукавов Палео-Днепра — Палео-Каланчака на западе. Ширина материкового склона — около 7 км на востоке полигона, в западном направлении он расширяется и выполаживается. Местами отмечаются довольно крутые (около 15°) склоны с перепадом высоты 1550 м и протяженностью около 7 км (рис. 32, 33). Однако, как правило, на склоне отмечается характерная особенность — региональный перегиб в области глубин около 1000 м, прослеженный на всем его протяжении. А.Д.Архангельский и Н.М.Страхов [8] пишут о том, что всюду, где имелось достаточное количество промеров, фиксировался уступ на глубинах 1100–1400 м (в районе, ограниченном меридианами мыса Тарханкут и Судака). Для нашего полигона эти данные в полной мере не подтверждаются. Большой крутизной характеризуется нижняя часть разреза, что, возможно, связано с составом пород и имеет тектоническую природу.

На внешнем шельфе в ряде мест устанавливается небольшое нарушение, параллельное материковому склону. Нарушение явно современное, ибо фиксируются разрывы всего осадочного чехла (рис. 34). Это как бы зародышевое нарушение. По данным А.А.Пасынкова [27], от внешнего шельфа (глубины 100–110 м) до регионального перегиба на глубинах около 1000 м (местами около 600 м) склон представляет собой полого наклоненную грань рельефа шириной 4–4,5 км. Ниже углы наклона изменяются от 30 до 45° , ширина склона сокращается до 2 км для восточной части и 4 км для западной. Ниже изобаты 1000 м на профилях наблюдаются три террасовидных площадки шириной до 1000 м. Эта комбинация пологих террас и крутых (до 45°) уступов явно свидетельствует о сбросово-блоковом строении региона.

В западном направлении материковый склон заметно выполаживается. Подножие склона в его восточной части очерчено изобатой 1700 м, а в западной — изобатой 1550–1600 м. Профиль склона повсеместно выгнутый, террасированный, определя-

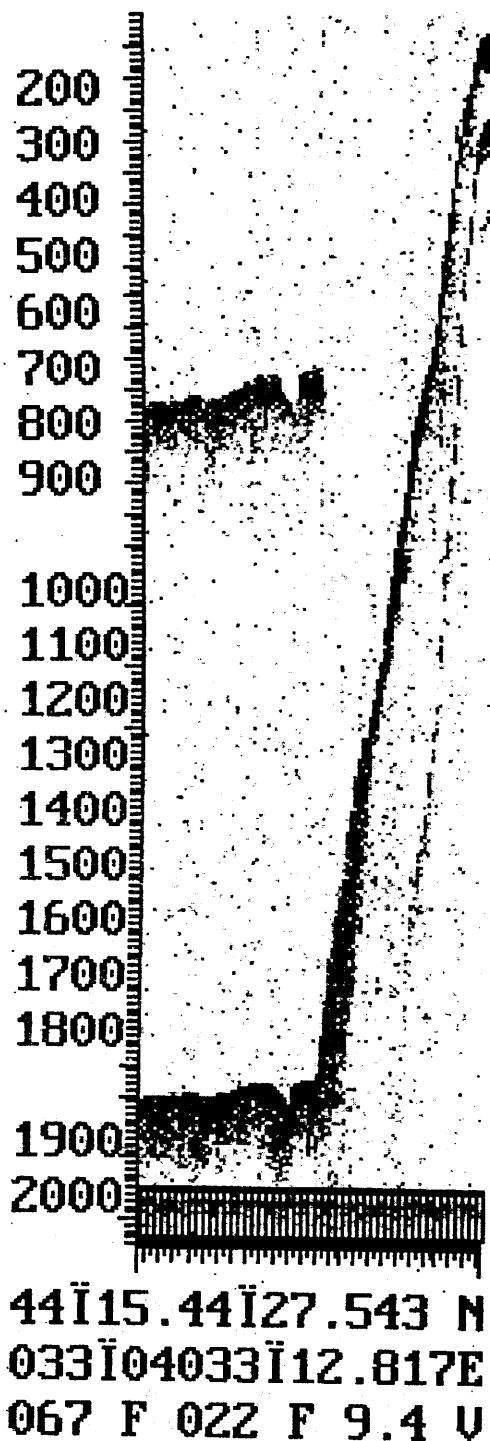


Рис. 32. Крутой обрыв (реально — около 15°) материкового склона ЛПМ. В основании склона — тектонический ров, заполненный предположительно аллювиальными отложениями реки Палео-Каланчак. Эхолотный промер.

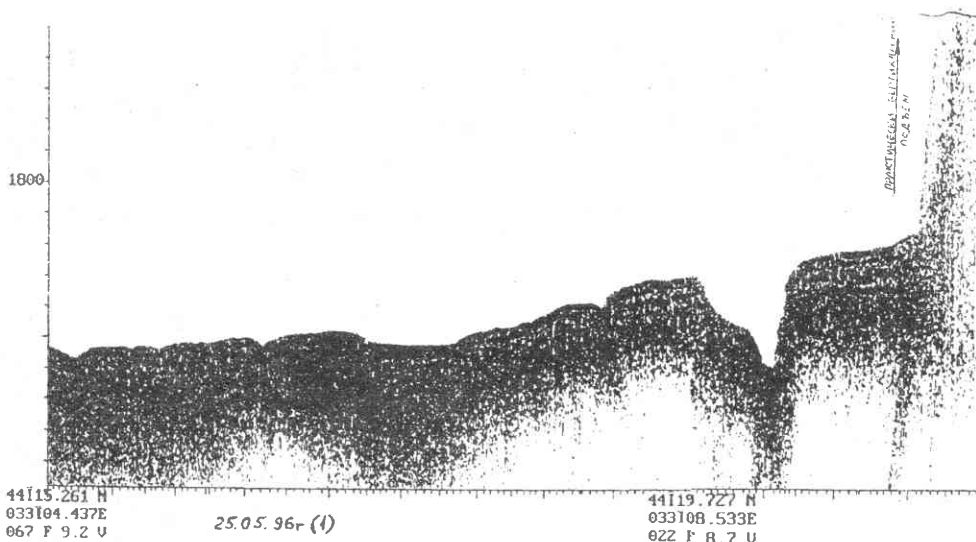
ется сочетанием субмеридиональных скальных обрывов, крутонаклоненных уступов (до 45°) и субгоризонтальных (до 5°) поверхностей.

Материковый склон интенсивно расчленен развитой системой небольших каньонов-распадов, ориентированных по простиранию на северо-восток 60°, реже 5–10°.

Степень расчлененности в восточной части полигона выше, что связано, очевидно, с различной глубиной воздействия неотектонических процессов на породы запада и востока полигона. В восточном блоке полигона водораздельные хребты сужены и разделены каньонами, нередко с обрывистыми бортами. В западном блоке преобладают крупные, но сглаженные формы долин.

Пограничная зона между материковым склоном и глубоководной впадиной в пределах изучавшегося полигона осложнена вдольсклоновым желобом, вытянутым с запада на восток на расстояние более 115 км (см. рис. 32, 33). Морфометрия этой депрессии изучалась на протяжении нескольких рейсов [25–28]. Воедино материалы были сведены А.В. Григорьевым и отчасти А.А. Пасынковым. В тектонический желоб как бы вложена долина реки Палео-Каланчак. Поэтому желоб имеет более или менее выраженные элементы строения, характерные для речных долин суши (русло, бровка, террасы). В разрезе он поперечно асимметричен, при этом южный борт — почти отвесная стена высотой до 8–10 м, а северный борт пологий. Ширина желоба колеблется от 1 до 3 км.

Современный продольный профиль dna желоба неровный и состоит из серии впадин и поднятий. Общая глубина — до 60 м. В точках примыкания каньонов — “притоков” — установлены относительное понижение глубины dna долины и максимальное ее расширение. На востоке долина замыкается крупным водоемом конечного стока — округлой депрессией (рис. 35). В разрезе осадочной толщи обнаружены в интервале 0,95–1,5 м пропластки русловых фаций с пресноводной фауной. Это илисто-песчано-детритовая смесь с включениями гальки и гравия коренных пород. Породы подняты в несколь-



ких драгах и трубках. Возраст фауны — 8–12 тысяч лет. Можно предположить, что долина реки сформирована в эпоху голоценовой активизации долгоживущей зоны разлома и опущена на большую глубину совсем недавно.

Морфометрия материкового склона определяется, таким образом, геологическим строением района, в первую очередь сбросово-глыбовой тектоникой и литологическим (петрографическим) составом осадочной толщи.

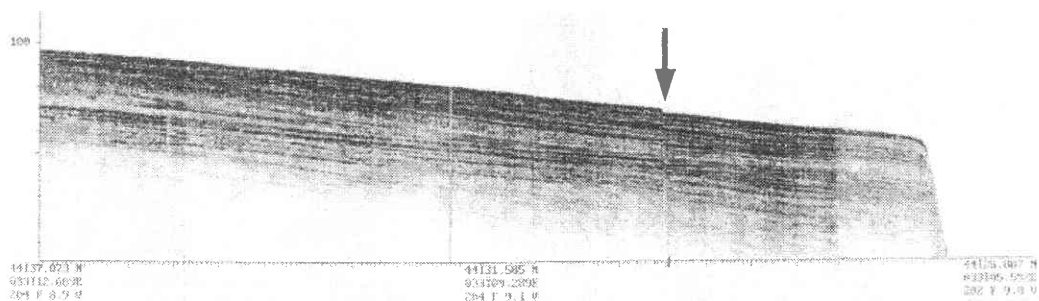
Предположение о тектонических контактах не лишено оснований, если учесть реальную ситуацию. На востоке, скорее всего, массив оборван Западно-Крымским тектоническим нарушением, вызвавшим изгиб материкового склона и далее на север трассирующимся юго-западным берегом Крыма; западное окончание прорисовано нарушением, зафиксированным каньоном реки Палео-Каланчак, одного из рукавов Днепра — Одесско-Синопским глубинным разломом. Многочисленные

Рис. 33. Строение тектонического рва в основании материкового склона. Эхолотный промер. Длина профиля 14,7 км.

мелкие нарушения в направлении 60° отображены в рельефе дна небольшими каньонами и наблюдались с подводного аппарата. Южная и юго-западная граница — тектоническая, по описанному выше желобу, трассирующему безымянный разлом, названный нами Ломоносовским.

Массив вулканических и интрузивных пород на северо-западном материковом склоне по возрасту слагающих его пород моложе вмещающего его осадочного чехла. Просмотр немногочисленных сейсмических материалов, полученных в свое время еще геофизиками объединения “Южморгеология”, позволяет предполагать более молодой возраст массива, хотя и не

Рис. 34. Нарушение современного осадочного чехла. Внешний край шельфа. Эхолотный промер.



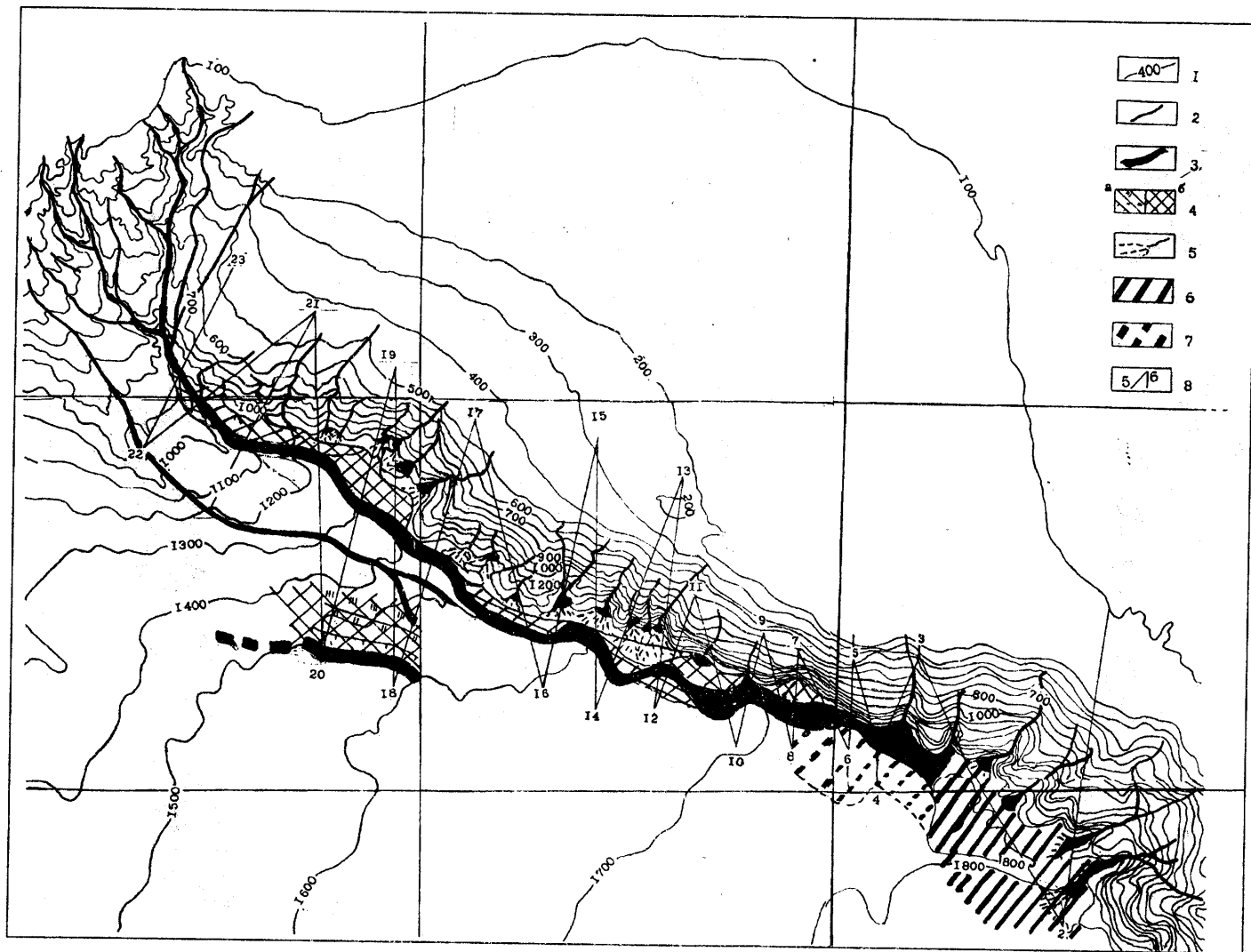


Рис. 35
 Предположительная долина реки Палео-Каланчак.
 1 — изобаты дна;
 2 — каньоны склона;
 3 — русло погребенной реки;
 4 — предполагаемые террасы:
 а — первая надпойменная терраса,
 б — вторая надпойменная терраса;
 5 — конусы выносов каньонов;
 6 — аллювиально-пролювиальные накопления;
 7 — зона авандельты погребенной реки (эстуарий);
 8 — линии профилей системы "Бук".
 Схема составлена А. В. Григорьевым.

дает возможности точно оценить активный или тектонический контакт у массива с вмещающим осадочным чехлом. Несомненно, сверху все породы перекрыты предположительно неоген-четвертичным покровом (рис. 36).

Таким образом, в тектоническом плане ЛПМ представляет собой зону пересечения двух региональных разломов: Западно-Крымского и Ломоносовского разлома, отделяющего континентальный склон от Черноморской впадины. Западно-Крымский разлом, по одним сведениям, является фрагментом Одесско-Синопского (Трансчерноморского) разлома. По другим, недавно опубликованным данным, Одесско-Синопский линеймент расположен западнее, а по участку ЛПМ проходит самостоятельный дизъюнктив [33], который, вероятно, и является Западно-Крымским разломом. Он был прослежен гидроакустическими методами во время 5-го рейса НИС "Киев" [31]. Ломоносовский разлом, скорее всего, представляет собой продолжение Южнобережной сейсмогенной зоны. В месте пересечения разломов, в точке с координатами 33°00' в.д., 44°25,5' с.ш. В.П.Кобелевым с соавторами [62] обнаружена локальная аномалия теплового потока величиной до 90 мВт/м², которую мы склонны связывать именно с палеовулканической деятельностью.

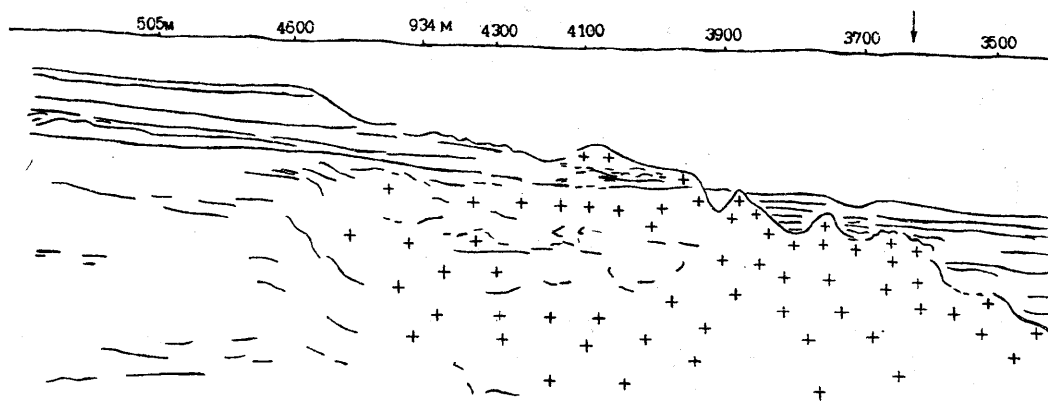
ЛПМ находится на западном окончании крупного Крымского гравитационного максимума, протягивающегося на восток по Горному Крыму до Феодосии и далее уходящего к кавказскому берегу (рис. 37).

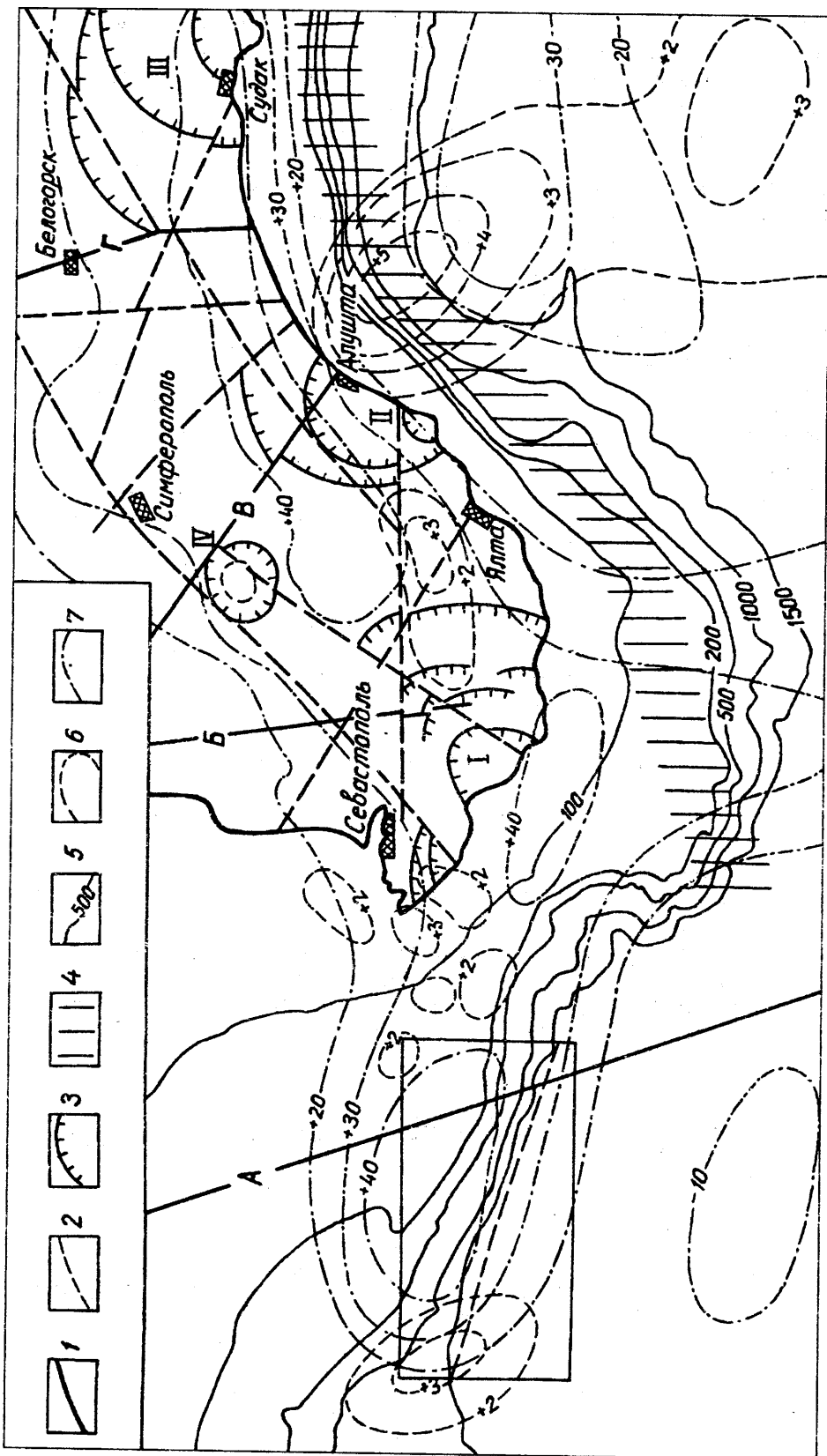
В зону этого максимума попадают все

палеовулканические центры Крыма, что еще раз подтверждает включение ЛПМ в единую с Горным Крымом структуру. Кроме того, с Крымским гравитационным максимумом совпадает зона базификации верхней части коры, выделенная геофизиками [33]. Эпицентр западной части Крымского гравитационного максимума в акватории моря приходится на изобату 200 м [33], вниз по склону значения уменьшаются. Вообще, известные в Черном море гравитационные максимумы приурочены к этой изобате и как бы окаймляют вдоль нее Черноморскую впадину. Южнее ЛПМ, в абиссальной части, находится отрицательная гравитационная аномалия. Как показали детальные гравиметрические исследования на участке ЛПМ во время 5-го рейса НИС "Киев", смена положительных значений аномалий силы тяжести на отрицательные происходит примерно на глубине 1500 м [31]. Магнитное поле в районе ЛПМ характеризуется в целом отрицательными значениями [31], что не удивительно, учитывая низкую магнитную восприимчивость изученных пород.

Кристаллические породы подняты в 23 драгах, из них в четырех были только осадочно-метаморфические (песчаники, кристаллические сланцы, известняки, компоненты флиша) и вулканокластические породы (туффиты, туффопесчаники). Наиболее крупный обломок за все время исследова-

Рис. 36. Сейсмический разрез север-юг через центральную часть ЛПМ. По материалам объединения "Южморгеология". Интерпретация авторов.





ний дна Черного моря был поднят в ноябре 1995 г. в период 5-го рейса НИС "Киев". Он представлен скаполитизированным туффитом и имеет вес около 50 кг (рис. 38).

Исходя из результатов драгировок, можно составить предварительную схему распределения горных пород в пределах ЛПМ (рис. 39).

Верхняя и наиболее пологая часть склона занята осадочно-метаморфическими породами. Их подошва находится в среднем на уровне изобаты 1000 м. Самый верхний уровень подошвы осадочной толщи — на востоке массива, на уровне 800 м. В средней части подошва опускается до изобаты 1400 м, а на западе вновь поднимается до 1000 м. Кровля осадочной толщи проходит примерно по изобате 500 м.

Самая мощная толща вулканитов находится на востоке, где ее мощность составляет около 900 м. Этот участок представляет собой, по сути, палеовулканический центр в пределах ЛПМ — крайний западный, продолжающий ряд из четырех наземных палеовулканических центров [63]. Здесь представлен полный набор вулканитов: базальты, андезибазальты, анде-

зиты, дациты, плагиориодациты и плагиориолиты при некотором преобладании кислых вулканитов. Базальты встречены во многих драгах восточной окраины массива, причем плагиофировые базальты тяготеют к верхней части склона, а авгитофировые — к нижней. Далее на запад, ближе к середине массива, подняты в основном средние вулканиты — андезиты и андезибазальты совместно с породами осадочно-метаморфической толщи. Наконец, начиная от середины и до западного окончания массива вулканиты исчезают, замещаясь кристаллическими породами осадочно-метаморфической толщи. Исключение составляет крайняя станция №20, где был поднят андезит, свидетельствующий о наличии в составе толщи потоков вулканитов*. Как показали наши исследования, среди вулканитов выделяются две петрохимические серии: высоко- и умеренномагнезиальная. Однако никакой закономерности в пространственном размещении пород этих серий в пределах ЛПМ не обнаружено.

В самой нижней части массива четырьмя драгами установлены в коренном залегании полнокристаллические плутонические породы — плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты, диориты и габбро в виде двух обособленных выходов. Плутониты были разделены нами на две серии: натриевую и калиево-натриевую. В самой восточной части вскрыты кислые плутониты натриевой серии, а далее к западу — одноименные породы, но калиево-натриевой серии. С последними пространственно связаны выходы основных и средних плутонитов — габбро и диоритов. Оба выхода плутонитов, вероятно, продолжают в абиссальную часть моря. Это предположение было высказано по результатам моделирования гравитационного и магнитного полей в период 5-го рейса И.Н.Корчагиным. Обращает на себя внимание также тот факт, что оба выхода плутонических пород приурочены к зоне Ломоносовского разлома.

Рис. 37. Схема расположения некоторых тектонических элементов Горного Крыма и прилегающего континентального склона Черного моря.

1 — разрывные нарушения, связанные с зонами сквозных глубинных разломов [63]: А — Западно-Крымского, Б — Криворожско-Евпаторийского, В — Салгирско-Октябрьского, Г — Конкско-Белозерского; 2 — разрывные нарушения, связанные с зонами коровых глубинных разломов [63]; 3 — дуговые разрывы вулканотектонических структур [63]; 4 — Южнобережная сейсмогенная зона [16]; 5 — изобаты глубин моря, м; 6 — положительные магнитные аномалии, 10 нТл; 7 — аномалии силы тяжести, мГал; I–IV — палеовулканические центры [63]: I — Западно-Крымский, II — Средне-Крымский (Алуштинский), III — Восточно-Крымский, IV — Северо-Крымский. Прямоугольником показан участок ЛПМ (см. рис. 39). Изолинии магнитного и гравитационного полей нанесены по материалам ГГП "Крымгеология" (В.Н.Рыбаков, В.Л.Пивоваров и др., 1991).

* Когда книга находилась в печати, во время 7-го рейса НИС "Киев" авторами был получен новый обширный материал о строении западной части ЛПМ.

II.4. Осадочные и пирокластические породы

Осадочные и пирокластические породы подняты во многих точках полигона, однако лишь на станциях НИС “Ихтиандр” коренное залегание этих пород (именно в точках драгирования) установлено однозначно. Во всех остальных случаях поднятые штупы этих пород указывают на их развитие в данных частях полигона, позволяя достаточно условно оценить их площадное развитие и не давая возможности рассмотреть взаимоотношения в разрезе. Совместное нахождение пород, различающихся по составу и возрасту и поднятых в одной точке, объясняется драгированием широко развитых в пределах полигона террасовидных уступов, где скапливаются обломки пород с окружающих скальных выходов.

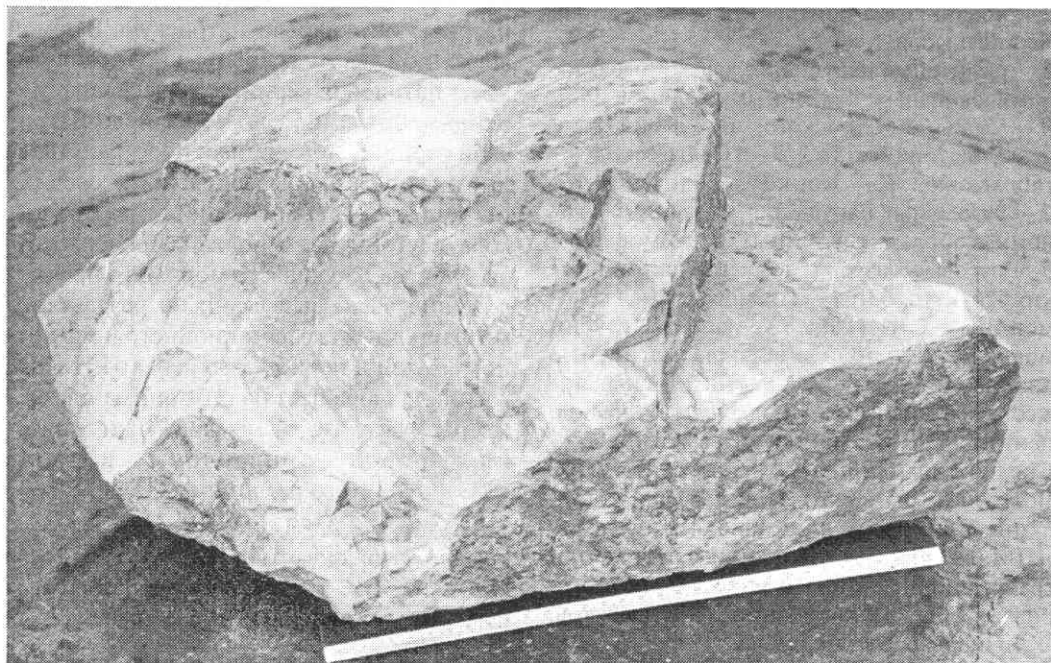
Определение возрастной принадлежности исследованных пород основывалось на палеонтологических и палеофитологических исследованиях, а в тех случаях, когда

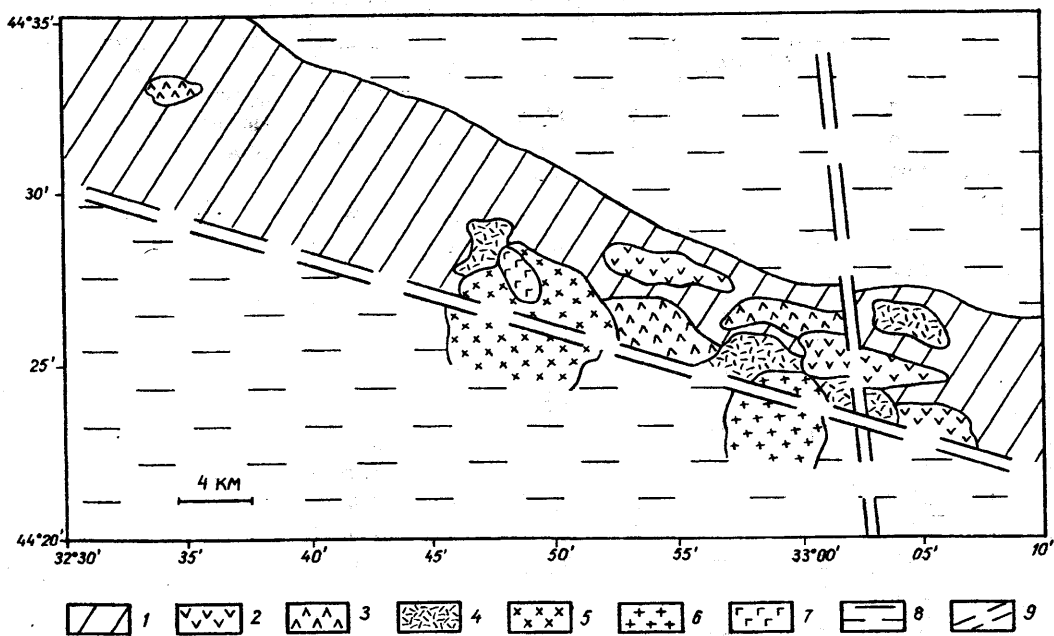
Рис. 38. Наиболее крупная глыба, поднятая с морского дна, — скаполитизированный туффит. Глыба не окатана, вес более 50 кг. Ст. 143.

нет органических остатков, на сравнительном литолого-минералогическом анализе пород. Биостратиграфические исследования выполнены: макрофаунистические — В.Г.Куличенко, микрофаунистические — Н.В.Маслун, В.А.Коваленко, палеофитологические — Т.П.Михницкой.

В пределах ЛПМ самыми древними являются породы так называемой “черносланцевой” формации (ст. 6164, 8781, 8783, 8788, 61, 67), представленные преимущественно черными, некарбонатными, массивными аргиллитами. Т.П.Михницкая в препаратах обнаружила многочисленный углефицированный растительный детрит, представленный фрагментами растительных тканей, силуэтными формами (спорами?), нитевидными филаментами и другими разноразмерными микрообрывками органического вещества.

В растительных тканях фиксируются окаймленные поры. Характер пор невозможно определить из-за углефикации растительного вещества. Общий облик свидетельствует о принадлежности их к остаткам высших растений. Встречен единственный экземпляр сколекодонтоморфного образования черного цвета, имеющего вид зубневидной или гребневидной





пластинки, по общим морфологическим признакам близкого к сколекодонтам — челюстным аппаратам червей, встречающихся в отложениях палеозоя.

Установлен спорный комплекс: *Villatisporites pusillites* (Kedo) Dolby et Neves emend Byvsch., *Cycloganisporites lasius* (Waltz) Playf., *Punctatisporites angularis* (Kedo) Byvsch., *Lophotrilitis* sp., *Hystri-cosporites* sp., позволяющий датировать возраст вмещающей породы нижним карбоном.

По мнению Т.П.Михницкой, наличие растительной ткани, спор, проблематичных образований, их сохранность (общий облик и углефикация) свидетельствуют о том, что исследованные фоссилии не являются вымытыми или переотложенными и, следовательно, отражают возраст изученных пород.

Основной компонент пород черносланцевой формации — филлитовидные аргиллиты, песчаноалевритистые, очковой (пятнистой) микроструктуры, участками флюидальной, гидрослюдисто-хлоритового состава. Рентгенографический анализ фракции меньше 0,001 мм (табл. 2) показал, что глинистая составляющая этих пород представлена гидрослюдисто-хлоритовым компонентом.

В подавляющем большинстве штуфов

Рис. 39. Схема геологического строения Ломоносовского подводного массива.

1 — домеловая осадочно-метаморфическая толща; 2–4 — вулканические породы мела-палеогена: 2 — базальты и андезибазальты, 3 — андезиты, 4 — дациты, плагиориодациты и плагиориолиты; 5–7 — plutonic и гипабиссальные породы мела-палеогена: 5 — кварцевые диориты, тоналиты и плагиограниты калиево-натриевой серии, 6 — то же натриевой серии, 7 — габбро и диориты; 8 — рыхлые глинистые осадки неогена; 9 — разломы.

основная масса породы в шлифах сложена агрегатами мелких чешуек гидрослюды, буроватых при одном никеле, в скрещенных николях они обнаруживают интерференционную окраску, свойственную биотиту. Ориентировка чешуек на одних участках субпараллельная, на других — беспорядочная. Иногда фиксируется флюидальность, когда агрегаты чешуек обтекают терригенные зерна. В этой массе наблюдаются многочисленные обособления, преимущественно овальной формы диаметром 0,064–0,096 мм. Они сложены агрегатами мелких пластиночек, при одном никеле бесцветных или же слабозеленоватых, с низким двупреломлением и $N_m = 1,563$ (рентгенометрически минерал определен как клинохлор). В отдельных случа-

Т а б л и ц а 2
Рентгенометрическая
характеристика
фракции <0,001 мм
нижнекарбонových
аргиллитов

I		II		III		IV	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1	14,7	-	-	5	14,20	-	-
3	10,0	-	-	-	-	10	10,0
1,5	7,08	-	-	6	7,05	-	-
1	5,01	-	-	-	-	2	4,94
<0,5	4,72	-	-	7	4,715	-	-
0,5	4,48	-	-	-	-	9	4,47
2	4,26	5	4,24	-	-	-	-
<0,5	4,04	-	-	-	-	-	-
<0,5	3,76	-	-	-	-	2ш	3,68
1	3,54	-	-	10	3,530	-	-
10	3,43	10	3,34	-	-	9	3,32
2	3,20	-	-	-	-	1	3,16
0,5 ш	2,99	-	-	8	2,812	1	2,86
0,5	2,55	-	-	7	2,531	6	2,60
1	2,45	5	2,45	6	2,438	4	2,41
1	2,28	5	2,280	-	-	-	-
<0,5	2,24	4	2,231	-	-	-	-
1	2,13	5	2,123	-	-	2	2,158
1	1,998	4	1,975	9	1,998	1	1,982
1	1,818	9	1,813	5	1,823	-	-

П р и м е ч а н и е. Условия съемки — излучение Fe_{Kα}, режим трубки — 30 кв, 5 ма. Аналитик А.Л.Литвин. I — ст. 8781 — нижнекарбонový (?) аргиллит. II — кварц — эталон, по В.И.Михееву, 256. III — хлорит — эталон, по В.И.Михееву, 859. IV — гидрослюда — эталон, по В.И.Михееву, 848.

ях в хлоритовой массе овалов наблюдается значительное количество мелких обрывков растительной ткани. Нередко в пределах овалов хлоритовая масса замещается кальцитом. На одних участках мелкочешуйчатые агрегаты гидрослюды преобразованы в биотитоподобный минерал, здесь же, как правило, развиты гнезда и кучные скопления вторичного кварца, т.е. развиваются зоны филлитизации.

Песчано-алевритовый материал — в количестве до 7–10%, сегрегирован в виде карманов, линз, линзовидных плейчатых прожилков с раздувами мощностью 1,5–2 мм; отличается плохой окатанностью зерен и представлен кварцем, плагиоклазами, обломками вторичных кварцитов, кварц-серицитовых сланцев. На отдельных участках происходит рассланцевание породы, сопровождающееся укрупнением чешуй биотитоподобного минерала с линзами и гнездами вторичного кварца. К этим

зонам приурочены скопления вторичного мелкокристаллического пирита, а также сложноветвящиеся пирит-селадонитовые прожилки. В некоторых случаях в этих прожилках минеральные компоненты располагаются зонально: селадонит в центральной части и пирит по периферии.

Среди филлитовидных аргиллитов черносланцевой серии подняты плотные черные однородные породы, петрографическое исследование показало их принадлежность к пепловым туфам. Порода представляет собой хлоритизированную массу, состоящую из мелких (0,004–0,006 мм) изометричных, неправильной формы листочков бледно-зеленого хлорита с низким преломлением (в виде реликтов наблюдаются пятна с ясно выраженной витрокластической структурой). На отдельных участках порода насыщена мелкими (0,006 мм) изометричными зернами кальцита, иногда сегрегированными в мелкие

скопления. По всей породе рассеян пирит в виде мелкой (до 0,08 мм) сыпи неправильной формы зерен. Кроме того, порода рассечена многочисленными прожилками вторичного кальцита мощностью до 0,46 мм, как правило, и до 0,86 мм в раздувах. Нередко жильный кальцит наблюдается в ассоциации с пиритом, иногда с селадонитом.

Минералогический анализ протоколов пород черносланцевой формации показал, что они бедны акцессорными минералами. Основным минералом является пирит, составляющий 98% первой электромагнитной фракции. В виде единичных зерен найдены циркон, апатит, халькопирит, галенит, сфалерит, киноварь, периклаз, гранат, роговая обманка, эпидот. Этот комплекс отражает различные источники, из которых те или иные минералы попали в черносланцевую породу, а также гидротермальные процессы, сформировавшие, в частности, ассоциацию сульфидов, фиксирующихся в секущих породе прожилках.

Породы моложе комплекса черносланцевой формации относятся к мезозойской группе и представлены отложениями всех трех систем.

Отложения триас-юрского возраста в пределах полигона распространены локально и драгированы на ст. 6164, 6165, 6166. По данным [30], среди триас-юрских образований Качинского поднятия выделяется: 1) крымский комплекс среднего триаса — средней юры, в состав которого входят: а) таврическая серия флишевого строения; б) эскиордынская серия флишеидно-обломочных отложений; в) карадагская серия основных вулканитов.

Учитывая, что полигон расположен в зоне, развитие которой теснейшим образом связано с геологической историей северной предгорной части Крыма, образцы флишеидных пород, поднятых нами при драгировании, относим к крымскому комплексу. Отсутствие фаунистических остатков в этих отложениях не позволяет детализировать их возрастную принадлежность.

Среди флишеидных пород есть песчаники, алевролиты, аргиллиты. Судя по отсутствию грубообломочных пород и вулканитов, эскиордынская и карадагская сви-

ты серии среди изученных образцов не представлены.

Для песчано-алевритовых пород характерны элементы конволютной сложности, наличие язычковых иероглифов.

Песчаники представляют собой черные, темно-серые, плотные, иногда плитчатые некарбонатные породы. Они принадлежат алевритовым, полимиктовым разновидностям, мелкозернистым с гидрослюдистым, хлорит-гидрослюдистым цементом контактового порового типа, участками базального или соприкосновения. Псаммитовый материал представлен неокатанными угловатыми обломками размером 0,12–0,16 мм. Алевролитовая примесь составляет 25–30% обломочного материала; размер зерен 0,06–0,08 мм. Кластогенный материал представлен кварцем (80%), обломками кремнистых пород (10%), чешуйками гидратированного биотита, хлорита (7%), плагиоклазами (3%), углефицированным растительным детритом, редкими обломками криптозернистого кальцита. Из акцессорных минералов обнаружены сфен, циркон. Иногда обломочный материал распределяется неравномерно, сегрегируясь в линзовидные причудливо изгибающиеся слои, отражающие конволютную слоистость. Нередко в этих слоях происходит обогащение терригенным биотитом, мусковитом, хлоритом.

Алевролиты представляют собой темно-серые, зеленовато-серые, плотные, иногда плитчатые некарбонатные породы с текстурными фрагментами, свойственными песчаникам. Структура алевролитовая, текстура однородная. Обломочный материал неокатан, составляет до 85% породы и представлен кварцем, чешуйками мусковита, обломками сидерита. Цементирующим веществом в алевролитах является гидрослюда, тип цемента — контактово-поровый. Нередко чешуйки гидрослюды ориентированны субпараллельно. На отдельных участках развиты зоны милонитизации и катаклаза, где порода нередко превращена в непрозрачную массу. Здесь же появляются линзы вторичного хлорита.

Аргиллиты — плотные, иногда плитчатые породы темно-серого, зеленовато-серого цвета, слабоалевритистые (до 7% объема), гидрослюдисто-хлоритового состава.

Микроскопическое изучение показало наличие нескольких разновидностей с точки зрения структуры, степени раскристаллизации глинистого вещества. В одних случаях это вещество обладает высокой степенью дисперсности, когда в массе, слабо реагирующей на поляризационный свет, угадываются мельчайшие чешуйки гидрослюдов, в других — порода сложена мелкими чешуйками гидрослюды и бесцветного хлорита. На одних участках агрегаты этих минералов ориентированы беспорядочно, на других образуют спутанно-чешуйчатые скопления или перекрестно-волоконистые блоки. Алевритовая примесь образует кучные скопления и представлена кварцем, чешуйками биотита и мусковита, обрывками углефицированной растительной ткани, пиритом. Встречаются также породы переходного типа, где песчано-алевритовый и глинистый материал представлены примерно в равных количествах. Обломочный материал при этом сегрегирован в линзы, гнезда в глинистой массе.

Встречен также обломок аргиллита, содержащего до 20 % песчано-гравийного материала. Глинистое вещество гидрослюдисто-хлоритового состава имеет струйчато-чешуйчатое строение. Оно обогащено растительным углефицированным детритом.

Песчано-гравийный материал разнообразен: преобладают глиняные “катуны” диаметром до 0,5 мм, сложенные глинистым веществом, более тонкодисперсным, чем в породе, и обогащенные растительным углефицированным детритом. Кроме того, обнаружены кварц, плагиоклазы, обломки алевролитов. Рентгенометрические исследования глинистой составляющей (фракция менее 0,001 мм) описанных пород показали, что она состоит из смеси гидрослюды и хлорита. На отдельных участках наблюдаются зоны милонитизации.

Во всех описанных литологических типах развиты вторичные образования в зонах катаклаза и милонитизации, и в трещинах. При катаклазе происходит укрупнение чешуй гидрослюды и хлорита, образование агрегатов вторичного мозаичного кварца и нередко скоплений пирита. По сути дела здесь появляются небольшие зоны перехода к филлитам.

В трещинах развиваются кальцит, кварц, пирит. В случае зонального строения жилок начальную стадию минералообразования знаменует кальцит, а завершающую — кварц и пирит.

Результаты изучения описанных выше флишоидных пород показали, что несмотря на фрагментарность полученных сведений, можно утверждать, что эта толща несомненно относится к турбидитным образованиям.

Меловые отложения драгированы лишь на двух станциях — 8788 и 8815. Представлены они, в основном, глинами, а также мергелями. Породы эти отнесены к верхнемеловым отложениям на основании фауны фораминифер: *Globotruncana hagni* (Scheignerova), *G. cf. aspera* Hofker, *Globotruncana* sp. Более дробную стратиграфическую привязку этих пород привести невозможно из-за отсутствия достаточного комплекса фаунистических остатков. Однако по ряду литологических признаков эти породы соответствуют сеноману Южно-Голицынского поднятия на шельфе, а также Качинского поднятия и Равнинного Крыма [30, 133].

Глины серые, темно-серые, карбонатные, неслоистые, алевритистые. Глинистое вещество тонкодисперсного строения, в массе которого наблюдаются мелкие, беспорядочно ориентированные чешуйки гидрослюды. Рентгенометрическая характеристика фракции <0,001 мм показывает, что глинистая составляющая представлена смешаннослойными образованиями гидрослюдисто-монтмориллонитового состава (табл.3). Микрозернистый кальцит в количестве до 15% равномерно распределен в породе. Алевритовая примесь составляет до 7-10%, образуя небольшие кучные скопления, представлена полуокатанными зернами кварца, обломками кварцитовидных пород.

Мергели — светло-серые, темно-серые, плотные, неслоистые породы, содержание кальцита в которых составляет 55-60%. В шлифах видно, что эти породы представлены шламовыми разновидностями, в которых органические остатки в подавляющем большинстве сильно измельчены, а определяемые фораминиферы присутствуют в единичных экземплярах. Встречают-

ся единичные зерна аутигенных пирита и глауконита.

Описанные верхнемеловые породы, по-видимому, характеризуют трансгрессивную морскую эпоху, широко представленную различными отложениями на суше и в пределах структур шельфа.

Майкопские отложения подняты лишь на одной станции — 8781. Литологически они представлены зелено-

Т а б л и ц а 3. Рентгенометрическая характеристика фракции <0,001 мм верхнемеловых глин

I		II		III	
I	d/n	I	d/n	I	d/n
8	10,2	10	11,5	8	10,6
6	7,6	2	(7,44)	—	—
8	4,9	3	(4,89)	4	(4,97)
10	4,5	8	4,45	8	4,49
—	—	1	3,87	—	—
5	3,6	—	—	3	3,62
5	3,34	1	3,45	8	3,29
—	—	—	—	2	3,05
4	2,84	3	(2,812)	4	2,84
—	—	—	—	1	2,69
8	2,60	7	2,576	10	2,570
—	—	—	—	3	2,446
—	—	—	—	4	2,376
—	—	—	—	1	2,249
—	—	1	2,175	2	(2,198)
4	2,17	—	—	2	2,130
—	—	—	—	6	1,986
4	1,702	5	1,697	3	1,730
5	1,662	5	(1,652)	7	(1,655)
6	1,499	10	1,495	10	1,498
—	—	—	—	2	(1,427)
2	1,380	1	1,375	1	1,376
—	—	—	—	1	1,344
5	1,301	2	1,292	8	1,295
5	1,251	4	1,247	5	1,245
2	1,196	—	—	—	—
1	1,154	—	—	—	—
—	—	2	1,124	2	1,122

П р и м е ч а н и е. Условия съемки — излучение Fe_{Kα}, режим трубки 30 кв, 5 мА. Аналитик А.Л.Литвин. I — ст. 8788 — верхнемеловая глина, II — монтмориллонит — эталон, по В.И.Михееву, 881 в, III — гидрослюда — эталон, по В.И.Михееву, 840 в.

вато-серыми, буровато-серыми, плотными, с раковистым изломом некарбонатными глинами, обогащенными растительным детритом.

Возрастная принадлежность описываемых глин определена на основании фауны фораминифер: *Cibicides amphisyliensis* (Andr.), *Globigerina afficalis* (Subb.), *Bolivina mississippiensis* (Guschn.), *Gumbelina gracillina* (Andr.), *Acarinina inaequiconica* Subb., *Ciclamina* sp.

Рентгенографические исследования фракции <0,001 мм майкопских глин показали, что они состоят из монтмориллонита и гидрослюда (табл.4).

Под микроскопом глинистое вещество хорошо раскристаллизовано, агрегаты ориентированы субпараллельно, в результате чего в скрещенных николях возникает эффект псевдомонотриплексного строения.

Неогеновые отложения представлены породами миоцена (конкский, сарматский, мэотический региоярус), плиоцена (нерасчлененные понтический, киммерийский, гурийский, куяльницкий региоярус).

Среднемиоценовые отложения (конкский региоярус) подняты лишь на ст. 61 в виде обломков серых, плотных, микритизированных известняков с редкой фауной фораминифер плохой сохранности: *Ammonia beccarii* (L.), *Anomalina* sp. и ostracod *Cytherois gracilis* Selm., *Cyprideis littoralis* (Br.), *Leptocythere preabosqueti* Suz.

Верхнемиоценовые породы принадлежат нижнему и среднему подразделам сарматского региояруса и мэотическому региоярису. Сарматские отложения драгированы на ст. 61, 65 и 60, а мэотические — 61, 65, 67 и 20.

Нижнесарматские породы датированы по многочисленным фораминиферам: *Quinqueloculina consobrina* Orb., *Q. consobrina sarmatica* Gerke, *Q. reussi* (Bogd.), *Q. longuscola* Did., *Q. badensis* Orb., *Q. voloschinova* Bogd., *Q. collaris* Gerke et Issaeva, *Q. confortata* (Orb.), *Q. sarmatica typica* Karrer, *Sigmoilina tenuis* (Orb.), *Nonion bogdanowiczii* Volosh.

Отложения среднесарматского региояруса установлены по карликовым *Quinqueloculina odessae* Did., *Q. angustioris*

Bogd., *Q. akneriana* Orb., *Q. cf. arcuata* (Did. et Gudina), *Q. consobrina* (Orb.), *Q. ungeriana* Orb., а также *Nonion bogdanowiczii* Volosh., *Porosonion subgranosus* Egger, *Astrononion Nama daensis* Asano, *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Ammonia beccarii* (L.), *Cyclamina* sp., *Elphidium mirandum* (Krash.), *E. crispum* (L.), *E. regina* (Orb.), *Globoguadrina dehiscens* (Chap. Pazz. et Coll.). Встречен-

Т а б л и ц а 4. Рентгенометрическая характеристика фракции <0,001 мм майкопских глин

I		II		III	
I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	15,5	10	15,3	—	—
1	10,0	—	—	8	10,6
		8	5,15	4	(4,97)
10	4,5	10	4,50	8	4,49
				3	3,62
4	3,32			8	3,29
		10	3,07	2	3,05
5	2,86			4	2,84
		10	{ 2,61	1	2,69
			{ 2,55	10	2,570
2	2,41	4	{ 2,41	3	2,446
				4	2,376
2	2,23	2	{ 2,240	1	2,249
			{ 2,155	2	(2,190)
				2	2,130
2	1,987			6	1,986
		2	1,905	—	—
1	1,860				
		6	{ 1,708	3	1,700
			{ 1,682		
5	1,648		—	7	(1,655)
2	1,553	—	—		
7	1,496	10	1,497	10	1,498
1	1,425	—	—	2	(1,427)
				1	1,376
				1	1,344
5	1,300	6	1,292	8	1,295
4	1,244	6	1,247	5	1,245
				2	1,122

Примечание. Условия съемки — излучение Fe_{Kα}, режим трубки 30 kv, 5 mA. Аналитик А. Л. Литвин. I — ст. 878 I — майкопская глина, II — монтмориллонит — эталон, по В. И. Михееву, 881 в, III — гидрослюда — эталон, по В. И. Михееву, 840 в.

ные здесь остракоды представлены *Loxococoncha pseudovaria* Stan., *Leptocythere grave* Stan., *L. cellula* Liv., *L. mironovi* (Schn.), *Trashyleberis ex. gr. kolesnikovii* (Schn.), *Paracytherois tenerum* Br., *Xestoleberis implumis* (Mand.). Известняки как нижнего, так и среднего региоподъярусов весьма однообразны и представлены органогенно-детритовыми разностями. Основная масса известняков состоит из микро-, участками криптозернистого кальцита, в котором встречаются раковинки или же обломки раковинок фораминифер, остракод, а также редкие обломки микритизированных неопределимых двустворок. В отдельных разновидностях наблюдались мелкие поры, а также небольшие каверны, образовавшиеся в результате выщелачивания раковин. Эти полости выполнены иногда мелкокристаллическим вторичным кальцитом.

Мэотический региоярус представлен разнообразными породами, драгированными на ст. 20, 65, 67 и 61. На ст. 20 преобладающим типом является светло-зеленая, вязкая, карбонатная алевритистая глина, местами с тонкой слоистостью. Глинистая составляющая породы, по результатам рентгенографического изучения фракции <0,001 мм представлена смешанно-слоистым гидрослюдисто-монтмориллонитовым минералом. Тонкозернистый карбонат равномерно распределяется в породе. Алевритовая примесь составляет до 7%, образует небольшие линзочки, обособленные в отдельные слои и представлена кварцем, обломками кремнистых пород, чешуями слюд, хлоритов явно вулканического происхождения, овальными зернами глауконита.

Крупный обломок коричневого цвета — слоистый раковинно-терригенный алевролит. Раковинно-детритовый материал сегрегирован в слои, где есть обломки фораминифер и пеллеципод песчано-алевритовой размерности. Терригенная часть представлена кварцем, единичными зернами плагиоклазов и обломками кремнистых пород. Порода рыхлая, образовалась на мелководье в активной гидродинамической обстановке.

Разнообразны известняки, представленные: а) серыми тонкозернистыми тонко-

горизонтальнослоистыми породами с редкими фораминиферами и многочисленными костными остатками, содержащими линзочки нередко окисленного пирита; б) микритовыми известняками с единичными слоевищами водорослей, инкрустированных тонкодисперсным пиритом; в) микритовыми известняками с многочисленными ориентированными субпараллельно линзочками, сложенными мелкозернистым кальцитом с единичными песчаными зернами кварца, глауконита и многочисленными овальными стяжениями пирита.

Описанные породы отнесены к мэотическому региоюрусу на основании комплекса фораминифер плохой сохранности: *Quinqueloculina seminulum* (L.), *Q. maotica* Didk., *Elphidium reticulatum* (L.), *E. niacellum* (Ficht. et Moll.), спикул губок, пиритизированных диатомей.

Несколько иные мэотические породы подняты на ст. 61, 65 и 67. Основным компонентом здесь является зеленая, светло-зеленая глина, аналогичная описанной на ст. 20. Из карбонатных пород обнаружены оолитовые известняки, содержащие до 8% глауконита. Оолиты мелкие, до 0,65 мм в диаметре, обычно состоящие из мелкозернистого кальцита в ядре и 4-5 концентров. Второй разновидностью карбонатных пород является перекристаллизованный раковинно-детритовый пористый известняк с перекристаллизованными моллюсками плохой сохранности, среди которых определены фрагменты раковин гладких двустворчатых моллюсков, кардид, а также *Modiolus* sp. ind., *Mytilaster* cf. *incrassatus* (Orb.), *Licina* (?) sp. ind., *Pirenella* ex. gr. *disjunctoides* (Sinz.), *Rissoa* aff. *subinflata* (Andrus.), *Hydrobia* aff. *trochus* (Andrus.), фораминиферы *Quinqueloculina* cf. *seminulum* (L.), *Q. consobrina maotica* Did., *Porosonion* cf. *subgranosus* (Egg.), *P. subgranosus martkobi* Bogd., *Elphidium macellum* (F. et M.), *Ammonia beccarii* (L.), и остракоды *Xestoleberis maotica* Suz., *Leptocythere naviculata* (Sohn.), *L. aff. alvania* (Schn.).

Терригенные породы мэотического региоюруса представлены гравелитистыми граувакковыми алевропесчаниками с гидрослюдистым цементом базального типа.

Обломочный материал в них ориентирован субпараллельно. Кроме того, встречаются зеленовато-серые разнородные гравелитистые песчаники с гидрослюдистым цементом контактово-порового типа. Обломочный материал отличается крайней неоднородностью и неравномерным распределением в породе, преобладанием неокатанных зерен. Состоит из кварца, кварцитовидных песчаников, плагиоклазов, обломков аргиллитов с обильным растительным детритом. Примечательно наличие нескольких обломков кварц-серицитовых гидротермалитов, обнаруженных также среди кристаллических пород ЛПМ. Акцессорные — титанит, циркон, апатит.

Анализируя характерные черты литологических разновидностей мэотического региоюруса, отметим, что породы этого возрастного диапазона образовались в крайне неустойчивой гидродинамической обстановке в условиях мелководья.

Этот комплекс весьма сходен с одновозрастным, развитым в пределах шельфа, где, по данным [32], отложения формировались в аллювиальных условиях, которые сменялись морскими, о чем свидетельствуют прослойки известняков с морской фауной.

Плиоценовые отложения драгированы на ст. 8781, 8, 20 и 61. Это породы понтического и киммерийского региоюрусов, а также верхнего плиоцена (условно куальник-гурий).

Понтические породы установлены на ст. 8 и 8781, где они сложены зеленовато-серыми, иногда с буроватым оттенком, карбонатными глинами. Так, на ст. 8 в глине определены как бентосные, так и планктонные фораминиферы: *Quinqueloculina gracillis* Karer, *Q. consobrina* (Orb.), *Elphidium hauerinum* (Orb.), *E. crispum* (L.), *Porosonion granosum* (Orb.), *Globigerina bulloides* Orb., *Globigerinoides obliqua extremus* Bolli et. Berg., *Fissurina* sp., а также остракоды *Caspiolla acronsuta* (Liv.), *Vargracilis* (Liv.), *Fontoniella acuminata* (Zal.), *Caspiocypris candela* (Liv.), *Loxococoncha* ex. gr. *diaffarovi* Schn., *L. pentasus* (Liv.), *Cytherissa bogatschovi* Liv. На ст. 8781 в глинах, аналогичным описанным, определены понтические остракоды *Caspiolla acronsuta* (Liv.), *C. balcanica* (Zal.),

Bakunella doracarchata (Zal.), *Cyterossa logatschevi* Liv., *Caspiocypris lobvata* (Zal.), *Loxococoncha euchvaldi* Liv., *Leptocythere bosqueti* Liv., а также единичные фораминиферы.

Киммерийские отложения драгированы лишь на ст. 61. Это темные зеленовато-серые глины, обломки буроватой псевдоолитовой песчанистой железной руды и многочисленные остатки обуглившейся древесины. Их принадлежность к киммерийскому региоярцусу обусловлена наличием *Dreissena iniquivalvis* Desh., *D. aff. rostriformis* Desh., *Pseudocatilus azovicus* Ebers., *Didacna multistriata* (Rouss.), *Macrodacna aсmanaica* Ebers. Здесь же в голубовато-серых глинах определены понтические *Pseudocatillus pseudocatillus* (Barb.) и *Didacna subincarta* Andrus.

Верхнеплиоценовые отложения на ст. 20 — это серые, желтовато-серые алевритистые глины. Представительный комплекс остракод позволяет отнести их к посткиммерийским отложениям — куяльнику и гурию: *Trachileberis pseudoconvexa* (Liv.), *Caspiella acronsuta* (Liv.), *C. acronsuta* (Liv.) var. *gracilis* (Liv.), *Pontiella acuminata* (Zal.), *Caspiocypris ex. gr. condola* (Liv.), *Loxococoncha pentasus* (Liv.), *L. laevatulula* (Liv.), *Bacunella dorsoarchata* (Zal.), *B. ex. gr. dorsoarchata* (Zal.), *Cytherissa bogatschovi* (Liv.).

Отложения антропогена драгированы повсеместно и в данном разделе не рассматриваются.

Пирокластические породы, представленные туфами, драгированы лишь на отдельных станциях: 8781, 8788, 61, 67. Отсутствие видимой связи с породами определенного стратиграфического уровня не позволяет достоверно датировать время их образования. Условно по ряду косвенных признаков они сопоставлены с подобными образованиями, возраст которых известен.

Измененный пепловый туф ст. 8781, описанный при рассмотрении пород “черносланцевой формации”, возможно, входит в состав толщи, условно датированной нижним карбоном.

Среди туфов выделяется несколько типов: 1. Туф смешанный литокристаллокластический, на отдельных участках с пятнами витрокластической структуры; 2.

Туф пепловый, участками литокластический; 3. Туф лито-витро-кристаллокластический. Среди обломочного материала обнаружены кварц, плагиоклазы, крупные чешуи хлорита, в редких случаях биотита или мусковита, обломки базальтов, кремнистых пород, серицит-кварцевых гидротермалитов. Из акцессорных минералов наблюдаются циркон, сфен, пирит. Стекловатый базис, как правило, сильно изменен (хлоритизирован), в хлорите иногда сохраняются очертания частичек вулканического стекла. Основная же масса, цементирующая обломочный материал в туфах, состоит из кристаллического кальцита, интенсивно разбедующего литокристаллокластическую и витрокластическую составляющие туфов. Иногда по кальциту развивается вторичный мелкокристаллический кварц.

Степень изменения стекловатого базиса различна в отдельных образцах. Описанные туфогенные образования весьма сходны с подобными породами, описанными в разрезах мела Равнинного Крыма и поднятий северо-западного шельфа. По всей вероятности, они и являются возрастными аналогами меловых пирокластов. Однако, не исключено, что среди пирокластов континентального склона, развитых в пределах ЛПМ, встречаются туфогенные образования моложе меловых.

Результаты исследования литологических особенностей осадочных и пирокластических пород ЛПМ позволяют сделать ряд существенных выводов о геологической истории описываемого фрагмента палеовулканической дуги. Сугубо ориентировочная картина пространственного размещения разновозрастных осадочных и пирокластических пород выглядит следующим образом (рис. 40). Наиболее разнообразные по возрасту породы зафиксированы в юго-восточной части ЛПМ, где драгировано максимальное количество кристаллических пород.

Породы нижнего карбона(?), таврической серии, средней юры и майкопской серии приурочены к зонам пересечения трансрегиональных разломов — субширотного, трассирующегося вдоль границы континентального склона и глубоководной впадины, и субмеридионального За-

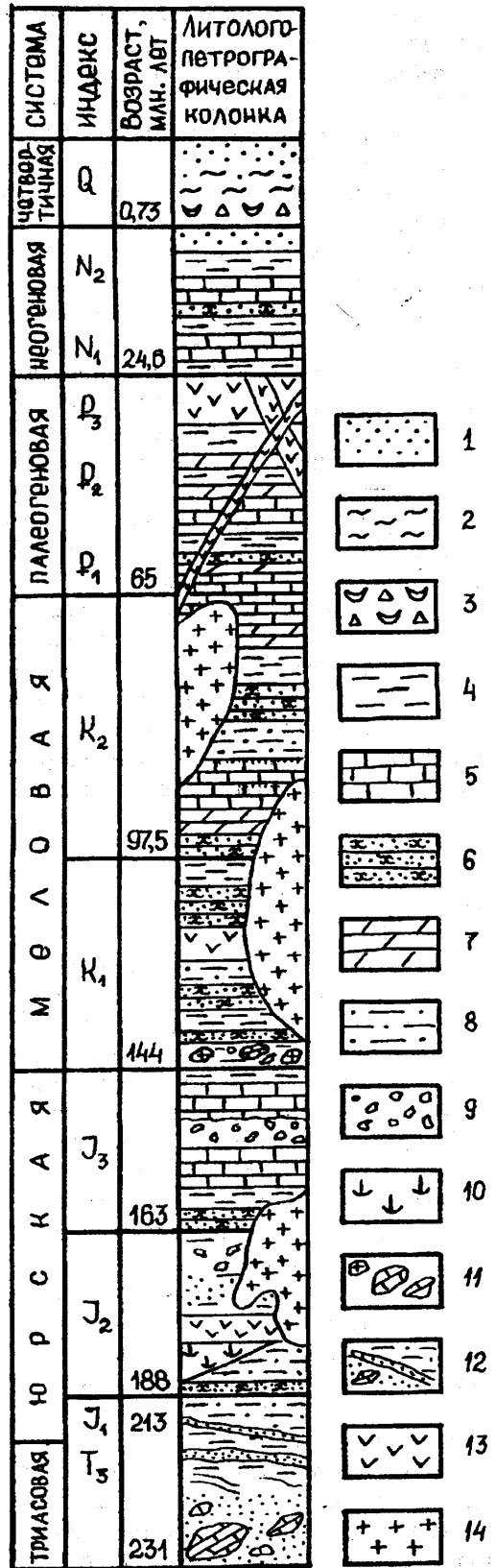
падно-Крымского. Более молодые — миоценовые, плиоценовые толщи, в основном распространены в центральной и северо-западной частях массива. Естественно, что такой характер пространственного размещения разновозрастных толщ весьма условен, так как при драгировании склона большое влияние оказывают его геоморфологические особенности, в частности крутизна. Анализируя разрез осадочных пород, развитых в пределах собственно ЛПМ, отметим некоторые существенные его особенности. В частности, из разреза выпадают не только породы ренгиорусов, но и отделов, а иногда и систем. Ни на одной станции не обнаружены юрские отложения, в частности карбонатные, слагающие Главную гряду Крымских гор. Наиболее древние — черносланцевые породы, датируемые нижним карбоном(?). Затем в разрезах зафиксированы верхнемеловые и неогеновые отложения, принадлежащие различным ренгиорусам.

Породы палеозоя, как известно, обнаружены в Горном Крыму лишь в виде экзотических отгорженцев, и бурением установлены в разрезах Равнинного Крыма, в частности Новоселовского и Симферопольско-Новоцарицынского глыбовых выходов фундамента.

В осадочных породах различных стратиграфических уровней ЛПМ изредка обнаруживаются образования с характерными признаками турбидитов, фаціальными особенностями, указывающими на мелководный характер осадкообразования в активной гидродинамической зоне. Песчано-алевритовый терригенный материал, как правило, характеризуется низкой степенью окатанности.

Формирование разреза осадочных толщ ЛПМ обусловлено рядом факторов, отражающих как глобальные, так и локальные

Рис. 40. Литолого-петрографический разрез мезо-кайнозойских отложений района ЛПМ. 1 — песок; 2 — ил; 3 — ракушняк; 4 — глина; 5 — известняк; 6 — песчаник; 7 — мергель; 8 — алеврит; 9 — конгломерат; 10 — уголь; 11 — олистолиты; 12 — флиш; 13 — эффузивные и дайковые породы; 14 — интрузивные породы.



события геологической истории. К ним относятся, в первую очередь, трансгрессивно-регрессивные эпохи, периоды орогенических циклов, активизация трансрегиональных и локальных разломных зон, вулканическая деятельность, проявлявшаяся в различные отрезки геологического времени.

ЛПМ в известной мере является уникальным для палеоостровной дуги структурным элементом, где на сравнительно небольшой территории, начиная по крайней мере с юры, периодически проявлялась активная вулканическая деятельность с образованием различных по составу вулканогенных и пирокластических образований. Развитие палеоостровной дуги во многом предопределило характер отложения осадочных пород, а также стратиграфическую неполноту разреза.

Так называемая Симферопольская структура, возможно, трассируется в пределах описываемой структуры. Решение вопроса о характере возникновения и развития палеоостровной дуги возможно лишь в тесной связи с проблемой нахождения и развития южной границы Скифской платформы.

Исходя из изотопного возраста необычных карбонатных построек, описанных нами [172], самые молодые геотектонические движения происходили 9–7 тыс. лет назад. В разрезе карбона Равнинного Крыма описаны т.н. филлитовидные аргиллиты. При наших петрографических исследованиях черносланцевых пород установлено, что преобразование аргиллитов в филлиты является не результатом регионального метаморфизма, а происходило в локальных зонах в результате однократных и многократных подвижек, которые нередко сопровождалась наложением гидротермальной переработки породы.

Многие осадочные породы здесь несут на себе следы гидротермальной деятельности в виде прожилков, гнезд и т. д., состоящих из типичных гидротермальных минеральных ассоциаций.

Весьма необычным и важным для интерпретации геологических процессов, происходящих в пределах описываемой островной дуги, является находка периклаза в аргиллитах черносланцевой форма-

ции карбона(?). Ранее периклаз был обнаружен и описан в составе полиминеральных агрегатов в кислых и основных породах массивов Кафель, Шарха и Чамны-Бурун (Горный Крым), что, по мнению авторов [181], свидетельствует о контакте на глубине безводной магмы с карбонатными породами в условиях высоких температур и умеренного давления. В составе песчано-алевритовой примеси аргиллитов периклаз несомненно переотложенный. Его образование, возможно, связано с воздействием нижнепалеозойских магматических образований на карбонатные породы девона(?) и возникновением карбонатных скарнов. Такие геологические тела развиты в Добрудже и на острове Змеином. Если это предположение справедливо, то мы вправе говорить о единстве развития различных частей Средиземноморского подвижного пояса, в частности Крымского сегмента, на ранних этапах развития.

II.5. Петрология магматических горных пород

II.5.1. Петрография

II.5.1.1. Вулканические горные породы

Вулканыты представлены полным рядом составов: пикритобазальты — базальты — андезитобазальты — дациты — плагиориодациты-плагиориолиты. Кислые вулканыты, насколько можно судить по результатам драгирования, явно преобладают. Основные и средние породы, как правило, спилитизированы. Отметим, что среди вулканытов прослеживаются две серии составов: высокомагнезиальные (ВМ) и умеренномагнезиальные (УМ). Петрографических различий между породами разных составов установить, к сожалению, не удалось.

Базальты. Для базальтов установлены две главные разновидности: авгитофировые и плагиофировые. Могут быть фенокристы обоих минералов, но один из них количественно всегда резко подавлен. Подчиненное значение имеют афировые базальты: в сущности, это те же плагиофиры с очень низким содержанием мелких фенокристов плагиоклаза.

В разрезе континентального склона порфиновые базальты тяготеют к верхней части, а афировые — к нижней.

Афировые базальты всегда имеют миндалекаменную (амигдалоидную) массивную текстуру. Структура типично апоинтерсертальная с отклонениями до пилотакситовой, флюидальной. Фенокристы крайне редки и сложены исключительно плагиоклазом. Плагиоклаз основной ткани представлен характерными для спилитов лейстами альбита с неровными ограничениями и расщепленными торцевыми гранями. Кроме альбита, в основной ткани всегда есть более крупные, неправильно изометричные зерна кварца. Последний диагностирован оптически; он отчетливо выделяется рельефом на фоне основной ткани.

Межлейстовая основная ткань замещена агрегатом бледного зеленоватого хлоритоподобного минерала. Формы его выделения — от очень тонкого криптомикроскопического агрегата до мелких розеток и табличек. Местами наблюдается повышенное двупреломление.

Плагиоклаз афировых базальтов принадлежит альбиту-кислomu олигоклазу № 10–22, однако состав нормативного плагиоклаза значительно основнее. Так, в пикритобазальтах его основность достигает — № 72–74, что свидетельствует об умеренном выносе СаО при спилитизации.

Наложённые процессы в афировых базальтах — эпидотизация и карбонатизация основной ткани. Содержание эпидота может достигать 50% и образуется эпидозит.

Миндалины в афировых базальтах выполнены бледно-зеленым хлоритом, кальцитом, тонкозернистым кварцем (халцедоном), пренитом, эпидотом с кварцем, нередко с крупными зернами пирита. Более крупные, свыше 5 мм, миндалины — сложного строения. Стенки полости обычно выстланы кальцитом, ближе к центру наблюдается оторочка эпидота с включениями призматического кварца. В афировых базальтах самой верхней части склона эпидота нет как в миндалине, так и в основной ткани.

Порфиновые базальты также нередко миндалекаменные, но в авгитофировых базальтах миндалин значительно меньше.

Порфиновые базальты содержат вкрапленники плагиоклаза или авгита, количество которых может достигать 25% объема породы. Размеры вкрапленников, как и во всех других типах пород ЛПМ, небольшие — менее 1 мм, обычно 0,2–0,3 мм. Это — субфенокристы. Основная ткань апоинтерсертальная, иногда гиалопилитовая; замещена тонким агрегатом хлорита, рудного минерала и других вторичных минералов. Наряду с альбитом содержит кварц. Плагиоклаз основной ткани и фенокристов полностью альбитизирован. Пироксен вкрапленников представлен авгитом (эндиопсидом), который образует короткотаблитчатые кристаллы с характерной формой восьмигранников. Изредка встречаются полисинтетические двойники. Железистость авгита 9–14% (измерения на одном шлифе). Авгит низкотитанистый, с невысоким содержанием волластонитового компонента (табл. 5). Ликвидусная температура авгита, рассчитанная по формуле [86], в пределах 1100–1140° С. Намечается тенденция обогащения более магнезиального авгита хромом и обеднения титаном, кальцитом и алюминием. Авгит обычно карбонатизирован по краям кристаллов либо полностью.

Ортопироксен в фенокристах базальтов редок. Он значительно менее устойчив, чем авгит, и замещается сначала по трещинам агрегатом иддингсита, затем — бледно-зеленым хлоритом. При этом иногда сохраняются ламеллы экссолюции, сложенные клинопироксеном.

Фенокристы плагиоклаза короткотаблитчатые. Плагиоклаз замещен пятнистым альбитом, агрегатом зернистого кварца или бесцветным хлоритом. Встречаются фенокристы с заливами замещенного стекла. Футлярообразные лейсты плагиоклаза, характерные для кристаллизации переохлажденных магм, встречены лишь в одном случае (обр. 67/8).

Кварц установлен и в порфиновых базальтах. Зерна его неправильной формы, приближающейся к изометричной, в 4–5 раз крупнее лейст плагиоклаза и явно пересекаются ими.

Базальты всех видов секутся жилами разного состава, чаще всего кальцита с кварцем и эпидотом, а также жилами бо-

Т а б л и ц а 5. Химический состав клинопироксенов из базальтов и андезибазальтов ЛПМ, мас. %

Компонент	Номер пробы			
	6164/15	6164/15	6165/1	6165/46
SiO ₂	55,31	58,63	54,14	54,84
TiO ₂	0,11	0,03	0,16	0,07
Al ₂ O ₃	1,55	0,62	2,29	1,28
Cr ₂ O ₃	0,27	0,53	0,14	0,41
FeO _{сум.}	5,10	3,57	7,17	4,25
MnO	0,07	0,12	0,20	0,11
MgO	17,39	19,24	16,06	18,01
CaO	18,85	17,85	18,98	20,51
Na ₂ O	0,17	0,17	0,22	0,11
K ₂ O	—	—	—	—
ZnO	0,03	0,02	0,002	0,014
NiO	—	—	0,29	0,006
Сумма	99,85	100,77	99,44	99,62
f	14,1	9,4	20,0	11,7
T°C	1109	1137	1070	1120

Примечание: 1. Пироксены из: 6164/15 — умеренномагнезиального базальта; 6165/1, 6165/46 — умеренномагнезиальных андезибазальтов. 2. T°C определены по уравнению [86]. 3. Одинаковые номера проб соответствуют разным зернам минерала из одной пробы.

4. $f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} \cdot 100$

5. Анализы выполнены В.В.Слипченко методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном микроанализаторе JСХА-733 "Суперпроб" фирмы JEOL.

лее сложного состава с кварцем, цеолитом, хлоритом, кальцитом, цоизитом с крупными кристаллами пирита (рис.41).

Довольно обычны зоны дробления. При этом возникают жиллообразные зоны катаклазитов вплоть до милонитов, а также псевдобрекчии. Прожилки эпидота рассекают зонки катаклаза, из чего можно заключить, что эпидотизация не является автотасоматическим процессом.

Редкие миндалины в порфирированных базальтах выполнены нарастающим по стенкам кальцитом, а внутренняя часть — хлоритом. Примечательно, что в миндалинах базальтов этого типа, особенно в авгитопорфирированных, нет эпидота и кварца.

Среди описанных спилитизированных

базальтов выделяется предположительно дайковый порфирированный базальт со ст.1 (обр.1/19). Наряду с фенокристаллами авгита в нем установлен ортопироксен. Своеобразны гломеропорфирированные обособления: в центре таких обособлений находится фенокристалл ортопироксена, вокруг которого располагаются вкрапленники авгита. Вокруг отдельных кристаллов авгита наблюдаются правильные оторочки, сложенные радиально-лучистыми кристалликами актинолита. Нередко оторочки переходят в полные псевдоморфозы актинолита по авгиту, но чаще внутренняя часть кристалла заполнена кальцитом. В основной ткани, наряду с лейстами плагиоклаза и хлоритизированным стеклом, хаотически расположены мелкие призмы актинолита. Несовершенные примокристы кварца в основной ткани не секутся, а обтекаются лейстами плагиоклаза, создавая элемент пилотакситовой структуры. Плагиоклаз в этой породе не альбитизирован и представлен №70.

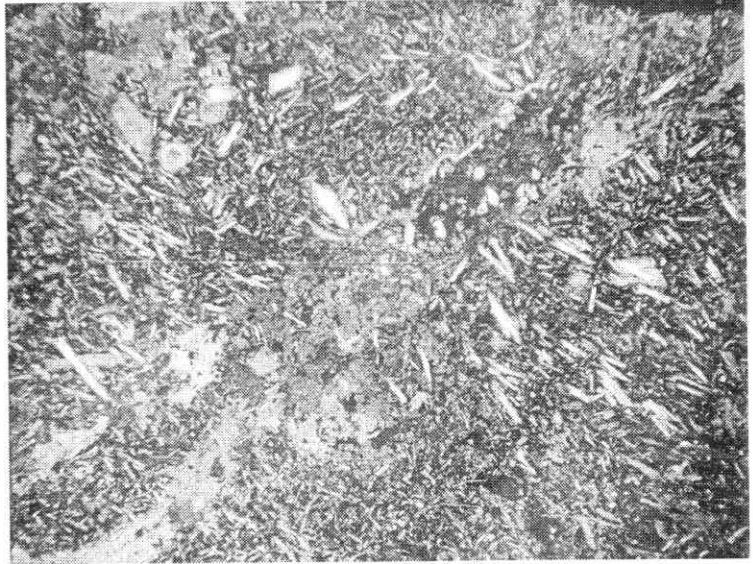
Отсутствие эпидота, наличие актинолита, неальбитизированный плагиоклаз позволяют рассматривать описанный базальт как зеленокаменно измененный в условиях фации зеленых сланцев.

Для большинства основных вулканитов типична средняя — эпидот-хлорит-альбитовая, по Д.С.Коржинскому, степень пропилитизации или пренит-пумпеллиитовая фация метаморфизма.

В пробах миндалекаменных базальтов ст.8836 и "черных сланцев" ст.8781 был найден редкий минерал — периклаз. Впервые на Украине периклаз был обнаружен нами в гипабиссальных магматических породах комплекса малых интрузий Горного Крыма [181] (подробнее см. гл. III). Тем интереснее находка его в вулканитах ЛПМ. Как и в Крыму, этот минерал входит в состав агрегатов, главная фаза которых представлена периклазом. Исследование агрегатов (табл.6) на электронном микроанализаторе JСХА-733 "Суперпроб" фирмы JEOL показало, что сосуществующая с периклазом фаза представляет собой мервинит, имеющий в базальтах формулу: Ca_{3,005}Mg_{0,986}Si_{1,996}O₈. Мервинит в агрегатах из "черных сланцев" имеет близкий состав, а вот периклаз содержит

Рис.41

Базальт,
обр. 1/6,
с прожилком
сложного состава:
кальцит, кварц,
эпидот, сульфиды.
Поле зрения 2,5мм,
николи скрещены.



более существенную примесь железа и алюминия, чем в базальтах. Мервинит обнаружен на Украине также впервые. Мелилит и шпинель, входящие в периклазсодержащие агрегаты из пород комплекса малых интрузий, в вулканитах ЛПМ не зафиксированы. Мервинит образуется при более высоких температурах и более низких давлениях, чем мелилит и шпинель, чем объясняется его нахождение в эффузивных породах. В то же время самостоятельных зерен мервинита в изученных породах нет.

Находки периклаза в базальте ЛПМ свидетельствуют о высокой восстановленности магмы этих вулканитов, что подтверждается и другими показателями, а также указывают на близкие условия формирования магмы малых интрузий и эффузивов ЛПМ. Наличие периклаза в "черных сланцах", по-видимому, можно связывать с контактовым метморфизмом.

Андезибазальты. Андезибазальты (андезибазальтовые порфириты), вероятно, более широко распространены, чем типичные базальты. Это группа пород переходного состава, поэтому в них наблюдаются черты как базальтов, так и андезитов. В штуфе они неотличимы от базальтов.

Подобно базальтам, среди андезибазальтов выделяются афировые и порфировые породы. Афировые андезибазальты миндалякаменные, а порфировые содержат

мало миндалин или совсем их лишены. Среди них, в свою очередь, выделяются авгитофировые и плагиофировые андезибазальты.

Распределение андезибазальтов по склону в целом согласуется с распределением базальтов, т.е. порфировые базальты тяготеют к верхней части склона, а афи-

Таблица 6. Химический состав двухфазных агрегатов из базальтов ст. 8836 и "черных сланцев" ст. 8781 ЛПМ по данным рентгеноспектрального микроанализа, мас. %

Компонент	8836		8781	
	I	II	I	II
SiO ₂	0,038	36,125	—	36,065
TiO ₂	—	0,069	0,026	0,073
Al ₂ O ₃	0,333	—	1,890	0,075
Cr ₂ O ₃	0,030	0,029	—	0,006
FeO _{сум.}	1,911	0,197	4,750	0,123
MnO	0,088	0,012	0,079	0,010
MgO	97,674	11,971	93,681	13,894
CaO	0,041	50,756	0,023	50,133
Na ₂ O	0,011	0,051	—	0,157
K ₂ O	—	0,002	0,002	0,017
ZnO	0,047	0,004	0,041	0,059
NiO	—	—	—	0,007
Сумма	100,174	99,215	100,492	100,620

Примечание. Фазы: I — периклаз, II — мервинит. См. прим.5 к табл. 5

ровые — к нижней. Намечается некоторое распределение и в плане. Так, в западной части наиболее исследованного участка (ст. 13 и 61) и в восточной (ст. 1) преобладают афировые андезибазальты, а в средней части (ст. 6164, 6165, 6166) чаще встречаются порфиоровые. Среди порфиоровых андезибазальтов ст. 1 отмечено необычное для района в целом явление — актинолитизация авгита, т.е. наложение регионального метаморфизма, что уже отмечалось ранее для предположительно субвулканических базальтов этой же станции.

Афировые андезибазальты иногда, подобно андезитам, имеют серийную структуру. Редкие фенокристы плагиоклаза обычно сильно удлинены и по размеру постепенно переходят в лейсты основной ткани. Форма лейст — характерная для альбита: неровные грани и расщепленные концевые грани.

Интерстиции выполнены бледно-зеленым хлоритом.

Миндалины выполнены кварцем с эпидотом, хлоритом, только эпидотом, кальцитом или всеми этими минералами в разных сочетаниях. Местами, в более кремнекислых андезибазальтах, встречаются тонкие прожилки кварца, эпидота, реже — цеолита.

Количество фенокристов в порфиоровых андезибазальтах невелико — 10–30% объема породы. Основная ткань апоинтерсертальная, пилотакситовая, микролитовая, пойкилитовая. Стекло замещено вторичными минералами. По составу фенокристов андезибазальты разделяются на плагиоклазовые и авгитовые типы, причем переходов между ними практически нет. Ортопироксен в фенокристах редок, хотя, согласно нормативному составу, многие андезибазальты — ортопироксеновые. Оливин и магматическая роговая обманка в фенокристах не установлены.

В плагиопорфиоровых андезибазальтах плагиоклаз образует сравнительно крупные (до 2 мм) и свежие короткотаблитчатые кристаллы, полисинтетически сдвойникованные по альбитовому и альбит-эстерельскому законам. Основность плагиоклаза фенокристов, согласно прямым замерам на федоровском столике, чаще находится в пределах №30–45, но может быть и

выше — до №65. Эти данные совпадают с расчетами нормативного плагиоклаза. Чистый альбит относительно редок. При этом плагиоклаз лейст основной ткани всегда более кислый. Например, в обр. 6165/2 фенокристы плагиоклаза имеют основность №64, а лейсты — №45. В фенокристах плагиоклаз сосюритизирован. Зональность не установлена.

Клинопироксен образует кристаллы размером 0,2–0,4 мм. Принадлежит к низкотитанистому, низкохромистому и малоникелистому авгиту (см. табл.5). Железистость авгита изменяется от 11 до 20% и составляет обычно 10–12%.

Температуры кристаллизации авгита вполне сопоставимы с таковыми в базальтах.

Клинопироксен в этих породах обычно окружен каймой зеленого хлорита. Редкие мелкие миндалины обычно выполнены радиально-лучистым агрегатом хлорита, нарастающего по стенкам, а внутренность — цеолитом, пренитом или кварцем. Эпидот в миндалинах не установлен.

Особое место среди этих пород занимают порфиоровые андезибазальты ст. 1 (вместе с актинолитизированным базальтом). Основная ткань пилотакситовая или пойкилоофитовая. Она полностью раскристаллизована, но вместо хлорита в ней развиваются призмочки актинолита характерной, с расщепленными концами формы; эти образования полностью ксеноморфны относительно лейст плагиоклаза. Среди фенокристов преобладает короткотаблитчатый плагиоклаз высокой основности — до №70. Заметно меньше фенокристов авгита. Особенность этой породы в том, что фенокристы авгита, как и в базальте №1/19, полностью уралитизированы — замещены бледно-зеленой роговой обманкой. Иногда видна последовательность замещения: по периферии роговая обманка, а внутри — бесцветный хлорит.

Андезиты. Породы андезитового состава представлены двумя генетическими типами: андезитовыми порфиритами и полнокристаллическими породами — микропорфиритами. Андезитовые порфириты, в свою очередь, расчленяются на две пространственно разобщенные группы. В западной

(ст.61) и восточной (ст. 1) частях наиболее изученного района подняты плагиофировые кварцевые андезиты, в средней части района (ст. 6165, 6166) — преимущественно авгитофировые андезиты. Микродиориты установлены только на ст.61. В средней части (ст.6165) поднят туф, в составе которого были мелкие обломки андезита.

Пироксена в плагиофировых андезитах совсем нет, лишь в немногих образцах установлены уралитовые псевдоморфозы по пироксену и его реликты. Порфиновые вкрапленники представлены почти исключительно плагиоклазом. Еще одно отличие плагиофировых андезитов — наличие кварца, достигающего 15% объема. Наложенная минерализация также несколько иная, чем в авгитофировых андезитах: как в редких миндалинах, так и в основной ткани, наряду с кальцитом и хлоритом появляется эпидот. Более того, некоторые образцы можно отнести к типу метаморфических пород благодаря появлению наложенной роговой обманки актинолитового типа.

Состав плагиофировых андезитовых порфиритов(%): плагиоклаз — до 60, продукты изменения стекла — 25, кварц — до 15, роговая обманка, эпидот, цоизит, кальцит, хлорит, рудный минерал — до 10.

Структура всегда порфировая с разной концентрацией фенокристов плагиоклаза — от единичных до 30% по объему. Основная ткань разнообразна как по струк-

туре, так и по составу. Как правило, она раскристаллизована и сложена хлоритом либо амфиболом, либо тем и другим вместе (рис. 42). Распределение структур может быть неравномерным даже в пределах одного шлифа. Преобладает андезитовая структура, реже — апоинтерсертальная. В местах повышенного содержания темноцветной составляющей структурный тип офитовый, а при резком преобладании плагиоклаза — структура призматически зернистая. Изредка встречаются участки фельзитовой структуры. Наличие во многих образцах зерен кварца, размер которых в 5–10 раз превышает размер лейст плагиоклаза, придает структуре характер гипидиоморфнозернистой. Кварц — самый поздний из магматических минералов, он четко ксеноморфен относительно всех других минералов. Крайне редко встречаются правильные кристаллы кварца.

Размер лейст плагиоклаза очень разный — от игольчатых микролитов до относительно крупных лейст. Среди лейст изредка встречаются футлярообразные кристаллы, выполненные раскристаллизованным стеклом, что вообще характерно для андезитов.

Плагиоклаз фенокристов, достигающих 3 мм, короткостолбчатый, большей частью разложен — пелитизирован (буроватый), замещен бесцветным или бледно-зеленым хлоритом, серицитом, эпидотом, карбонатом, халцедоновидным кварцем. Плагиок-

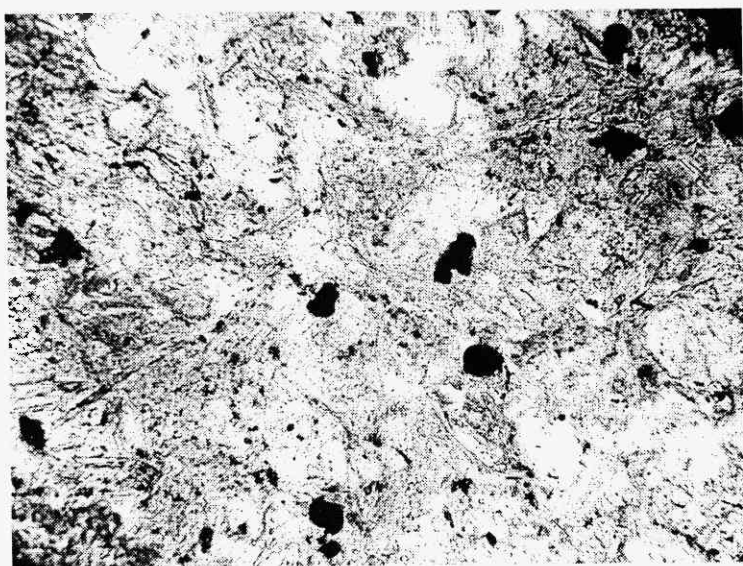


Рис. 42

Андезит, обр. 61/2-1.

Основная ткань сложена лейстами плагиоклаза, актинолитом и хлоритом.

Поле зрения 1 мм, при одном никеле.



Рис. 43
Актинолитизированный
андезит, обр. 20/9.
Поле зрения 6 мм,
при одном никеле.

лаз незональный, зональность возникает только при карбонатизации. Основность плагиоклаза — №40–50, реже — альбит.

Роговая обманка в основной ткани встречается крайне редко. Она бледно-зеленая до зеленой, актинолитового типа. Форма зерен — удлиненные лейсты без концевых граней, иногда расщепленные на концах (рис. 43). По-видимому, это вторичная, уралитовая роговая обманка.

Эпидот и цоизит развиваются как в редких миндалинах, так и в основной ткани. Стенки миндалин обычно выстланы эпидотом или актинолитом, нередко в виде веерных агрегатов, а внутренние части заполнены хлоритом или кальцитом. Миндалины обтекаются лейстами плагиоклаза, создавая пилотакситовую структуру.

В большинстве образцов много рудного минерала. Наиболее обычен пирит.

Т а б л и ц а 7. Химический состав клинопироксенов из андезитов ЛПМ, мас.%

Компонент	Номер							
	6165/2	6166/16	6165/4а	6165/4а	6165/10	6166/1в	6166/1в	
SiO ₂	54,14	55,51	54,77	52,43	55,79	51,50	53,27	
TiO ₂	0,24	0,06	0,13	0,18	0,12	0,07	0,10	
Al ₂ O ₃	2,27	0,65	1,56	2,10	1,24	0,59	1,45	
Cr ₂ O ₃	Нет	0,62	0,10	0,07	0,47	0,12	0,64	
FeO _{сум.}	9,78	2,45	5,80	7,03	4,34	2,89	3,39	
MnO	0,24	0,12	0,14	0,22	0,11	0,13	0,12	
MgO	14,35	18,60	17,67	16,17	18,29	18,62	17,76	
CaO	18,92	20,73	19,22	19,60	20,86	22,79	21,61	
Na ₂ O	0,22	0,12	0,16	0,21	0,20	0,11	0,14	
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0,01	
ZnO	—	—	—	—	—	—	0,02	
NiO	0,092	0,04	—	0,01	—	—	—	
Сумма	100,10	98,90	99,56	98,03	101,43	96,81	98,51,	
f	27,7	9,6	15,7	19,6	11,7	8,0	9,6	
T°C	1023	1136	1098	1073	1123	1146	1136	

Примечание: 6165/2, 6164/10 — авгит из умеренномagneзиальных андезитов, прим. 3–5 к табл.5

Встречены футлярообразные кристаллы пирита, выполненные стеклом, что свидетельствует о его кристаллизации в магматическую стадию. Пирит чаще всего приурочен к миндалинам или наблюдается возле них. Здесь его кристаллы наиболее крупные.

Весьма обычны в андезитах тонкие прожилки кальцита, редко — кварца.

Среди андезитовых порфиритов станций 6164, 6165, 6166 резко преобладают авгитофировые разности как базальтов, так и андезибазальтов.

Андезиты — породы порфировой структуры и большей частью миндалекаменной текстуры. Основная ткань пилотакситовая, стекло раскристаллизовано. Вкрапленники составляют 25–40% объема, представлены пироксенами с резким преобладанием моноклинного пироксена и сравнительно редко — плагиоклазом.

Клинопироксен находится в виде хорошо ограненных фенокристов и представлен авгитом с железистостью 8–31% (табл. 7) и кальциевостью 34–44%. Между этими параметрами устанавливается обратная связь, которая подтверждается для авгита из всех пироксенсодержащих пород ЛПМ [182]. Авгиты из умеренно-магнезиальных

андезитов явно отличаются от таковых из высокомагнезиальных более высокой железистостью, натриевостью, титанистостью, марганцовистостью, более низкой кальциевостью и полным отсутствием хрома. Железистость авгита в пределах одного шлифа может колебаться в пределах 9% (см. табл. 7). Установлена обратная зональность: ядро имеет железистость 19%, а периферия 10%, что отвечает повышению температуры кристаллизации с 1077°C до 1133°C. Ортопироксен редок; он образует короткотаблитчатые, почти изометричные кристаллы.

Плагиоклаз вкрапленников обычно сосюртитизирован. Его основность, согласно замерам на федоровском столике, может достигать №77, но имеется также и явный альбит. В этих породах нет амфибола и не установлен свободный кварц. Редкие миндалины размером 0,1–0,2 мм выстланы зеленым листоватым хлоритом, а внутренность заполнена цеолитом.

Микродиориты (уралитизированные кварцевые микродиориты, малхиты) существенно отличаются от андезитовых порфиритов наличием уралитовых псевдоморфоз по пироксену, крайне малым развитием миндалин и более раскристал-

пробы								
	6164/10	6166/1a	6166/1a	6166/1a	6166/1a*	6166/1a**	6166/1a	6166/16
	52,65	56,63	52,71	52,76	50,27	53,21	52,86	59,94
	0,34	0,05	0,07	0,10	0,17	0,07	0,09	0,11
	1,86	1,08	0,71	1,12	1,89	0,80	1,06	0,97
	—	0,56	0,54	0,16	0,07	0,50	0,39	0,64
	11,15	3,23	2,87	5,30	6,39	3,38	4,33	3,58
	0,28	0,14	0,09	0,18	0,15	0,11	0,09	0,09
	13,86	18,16	18,10	17,76	15,48	17,68	18,42	18,58
	18,08	20,31	20,90	21,10	18,95	19,23	19,10	20,36
	0,25	0,27	0,25	0,09	0,18	0,08	0,26	0,24
	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,011	0,06	—	—	—	—	—	—
	—	0,04	0,05	—	0,01	0,06	—	—
	98,50	97,54	96,29	100,29	93,56	95,17	96,60	99,50
	31,1	9,1	8,2	14,3	18,8	9,7	11,7	9,8
	1002	1139	1145	1108	1077	1133	1120	1133

чис — из высокомагнезиальных андезитов; * — центр зерна; ** — периферия зерна. См.

лизованной структурой. Ранее в пределах ЛПМ микродиориты были известны только в виде обломков среди туфов.

Примерный состав микродиоритов (%): плагиоклаз — 60, роговая обманка — 25, кварц — 10, рудный минерал — 5–10. Структура порфирировая. Основная ткань полнокристаллическая, призматическизернистая, близкая к офитовой. Ориентировка лейст плагиоклаза хаотическая, однако наблюдается обтекание лейстами плагиоклаза фенокристов, что придает структуре пилотакситовый характер.

Порфирировые вкрапленники сложены плагиоклазом и псевдоморфозами по пироксенам в количестве до 10%. В них имеются заливки, сложенные основной тканью.

Псевдоморфозы по пироксенам имеют характерную для последних форму восьмигранника. Первичный тонковолокнистый уралитовый амфибол — очень бледный зеленый, почти бесцветный, а к периферии переходит в отчетливо зеленую роговую обманку. При этом в центре псевдоморфоз амфибол нередко веерный, агрегатный, и лишь ближе к периферии он переходит в цельную псевдоморфозу. Амфибол таких цельных псевдоморфоз обычно сдвойникован по простым законам или полисинтетически.

Отмечена опацификация пироксена в виде пластинок черного рудного минерала вдоль спайности.

Есть и другой тип замещения: первоначально по пироксену развивается подобная серпентину сеть зеленовато-бурого высокодвупреломляющего минерала, похожего на иддингсит. В ячейках сети находятся очень редкие реликты клинопироксена, но чаще — очень бледного хлорита.

В основной ткани роговая обманка исключительно зеленая (более поздняя). Представлена табличчатыми зернами без концевых граней, иногда расщепленными. Таблички разбросаны в основной ткани беспорядочно. Кварц образует округлые зерна, четко ксеноморфные по отношению ко всем минералам. Плагиоклаз в фенокристах короткотабличчатый, относительно свежий, №30–40, вплоть до №54.

Довольно часто встречается сфен в виде мелких кристалликов ромбического сече-

ния с очень четкими ровными ограничениями.

Примечательно, что в микродиоритах, кроме уралитизации, нет признаков наложенных процессов, в частности, эпидотизации. В редких пустотах развивается хлорит-рипидолит (см. табл. 65), а также пренит.

Дациты. Дациты (дацитовые порфириды) подняты почти повсеместно в разных частях склона и на разных уровнях. Существенных различий, определяемых местоположением, не установлено. Не удалось также разделить пространственно альбитизированные дациты (кератофиры) и дациты с первичным плагиоклазом. Петрографически можно выделить те же типы, что и в более основных породах: плагиофирировые и авгитофирировые (уралитизированные) дациты.

Плагиофирировые дациты (обр. 61/2–2а, 61/2–3б), как, впрочем, и все дациты, имеют структуру основной ткани пойкилитового типа: лейсты плагиоклаза погружены в более крупные, округло-изометричные зерна кварца. Стекло, превращенное в бесцветный или бледно-зеленый хлорит, составляет около 5% объема породы. Иногда структура близка к сериальной благодаря наличию кристаллов плагиоклаза переходного между фенокристами и лейстами размера. Кварц образует также небольшие гломеробластовые обособления. Плагиоклаз представлен олигоклазом №30. Нормативный состав плагиоклаза изменяется от №11 до №36, среднее — №22. В обр. 61/2–2а отмечена активная серицитизация породы: серицит развивается как по фенокристам плагиоклаза, так и по основной ткани. Здесь же установлены лапчатые зерна сфена. Миндалины в таких породах выполнены кальцитом, иногда выстланы хлоритом и заполнены эпидотом.

В уралитизированном даците (обр. 61/2–3а) широко развит бесцветный или очень бледно-зеленый тремолит в виде как полных псевдоморфоз по короткотабличчатому минералу (пироксену?), так и в основной ткани, где его содержание достигает 20%. Наряду с тремолитом в основной ткани развиваются относительно крупные лапчатые зерна эпидота. Миндалины в уралитовом даците выпол-

нены крупными ксеноморфными зернами кварца.

На ст. 7, в средней части массива, поднят дацит, в котором наряду с редкими короткотаблитчатыми фенокристами плагиоклаза имеются редкие псевдоморфозы по пироксену, выполненные зеленым хлоритом. Для этой породы характерно также развитие по фенокристам плагиоклаза и, особенно, в миндалинах, — пренита и эпидота. Заполнение миндалин очень разнообразное. Есть миндалины, выстланные светло-зеленым хлоритом и заполненные кальцитом, некоторые выполнены кристаллами кварца и эпидотом, другие сложены растущими от стенок кристаллами эпидота и заполнены веерным агрегатом пренита. Структура такого дацита пойкилоофитовая, плагиоклаз №30.

Плагиориодациты. Плагиориодациты среди пород, драгированных в первых рейсах, не были установлены; существовал разрыв составов между дацитами и плагиориолитами. Позднее эти породы были подняты многими драгами в средней части района. Среди этих пород имеются как кайнотипные, так и альбитизированные — кварцевые кератофиры.

Под микроскопом плагиориодациты мало отличаются от плагиориолитов.

Структура риодацитов в подавляющем большинстве случаев порфировая. Находки афировых пород единичны. В отличие от менее кислых дацитов, в риодацитах в качестве фенокристов появляется кварц. Обычно плагиоклаз и кварц наблюдаются в примерно равных соотношениях, редко плагиоклаз преобладает.

Фенокристы распределены в породе неравномерно, образуя рои вплоть до гломмеропорфировых выделений. Содержание фенокристов в породе редко достигает 30, обычно — 15–20%. Размер вкрапленников 1–2 мм, редко — до 5 мм. Структура основной ткани чаще микропойкилитовая, сложенная более крупными изометричными кристаллами кварца, в который погружены лейсты плагиоклаза разного размера вплоть до микролитов. Реже структура отклоняется в сторону гранобластовой — при равной степени идиоморфизма кварца и плагиоклаза. В зависимости от размеров зерен структура изменяется от микрофель-

зитовой до типично фельзитовой и далее — до крупнофельзитовой. В наименее кислых риодацитах встречается пилотакситовая структура. В них содержится до 10% стекла, замещенного хлоритом.

Плагиоклаз фенокристов довольно основной — №15–35. В некоторых образцах видна четкая и очень тонкая зональность роста (рис. 44).

В других случаях зональность подчеркивается расположением чешуек серицита в средней части фенокристов. Плагиоклаз нередко замещается кальцитом, эпидотом, пренитом. В основной ткани, судя по нормам, находится альбит №5–6, а средний нормативный плагиоклаз — №23.

Кварц встречается в виде правильных кристаллов, с ровными четкими ограничениями. Местами в кварце видна зональность роста: периферические части фенокристов содержат мелкие кристаллы плагиоклаза, которые либо полностью включены в кварц, либо лишь вдаются в него (рис. 45). В других случаях вокруг фенокристов кварца образуются узкие дворники опустошения, где кварца нет. Очень редки футлярообразные кристаллы.

Весьма редко встречаются полные псевдоморфозы зеленого хлорита по биотиту. Такие зерна скелетные, лапчатые; они образовались на самой поздней стадии кристаллизации.

Миндалины в риодацитах выполнены веерообразными кристаллами хлорита и эпидота. Миндалины более сложного строения содержат растущие от стенок кристаллы кварца, далее — зеленый хлорит и в центре — эпидот. Редко миндалины заполнены цеолитом.

Кубики пирита иногда кристаллизуются совместно с фенокристами кварца. Содержание пирита в виде мелких кубиков достигает 5% по объему (обр. 7/3). Менее характерны для плагиориодацитов прожилки кварца толщиной до 1,5 мм и слепые прожилки цеолита.

Плагиориолиты. Наиболее кислые вулканы представлены плагиориолит-порфирами и афировыми плагиориолитами при значительном преобладании первых.

Фенокристы представлены либо плагиоклазом и кварцем, либо преобладающим одним из этих минералов. Основная ткань



Рис. 44
Зональный
плагиоклаз
в плагиориодаците,
обр.10/4.
Поле зрения 2,3 мм,
никили скрещены.

полностью раскристаллизована и представлена такими структурными разновидностями: фельзитовой, микроплитовой, сферолитовой, пилотакситовой, микрогранофиновой. Родоначальной для многих структур является, по-видимому, сферолитовая, поскольку она часто сохраняется в виде реликтов.

Плагиоклаз в основной ткани имеет состав кислого олигоклаза. Средний состав нормативного плагиоклаза — №14.

Кварц в фенокристаллах всегда четко идиоморфный и нередко скелетный, с заливами основной ткани. Содержит червеоб-

разные вросстки альбита. Фенокристы кварца нередко группируются в гломерокристаллы с плагиоклазом. В центре гломерокристаллической группы находится всегда кристалл кварца, следовательно, кварц кристаллизуется раньше плагиоклаза. Наблюдалось, однако, настоящее пегматитовое срастание кварца с альбитом.

Плагиоклаз фенокристов полисинтетически сдвойникован, пелитизирован, хлоритизирован и сложен альбитом. В автолитах плагиоклаза наблюдаются кристаллы сингенетического эпидота.

Темноцветные минералы плагиориоли-

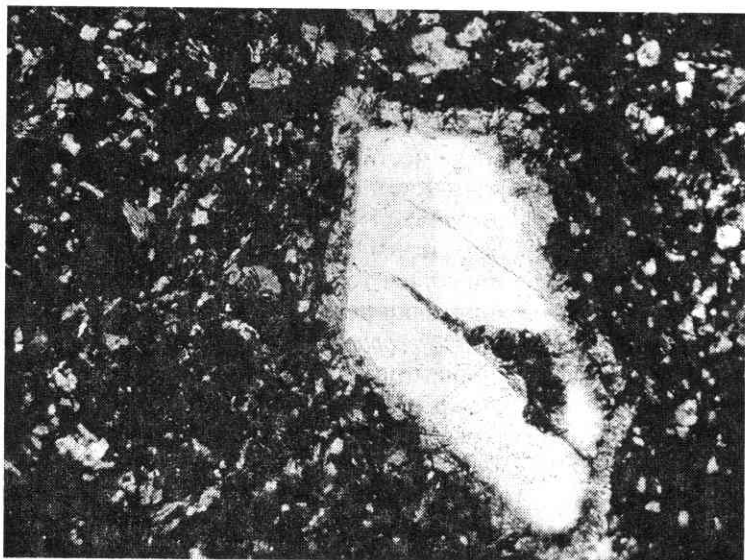


Рис. 45
Фенокрист
кварца, окруженный
мелкими кристаллами
плагиоклаза
в плагиориодаците,
обр. 1/11.
Поле зрения 2,3 мм,
никили скрещены.

тов представлены очень мелкими ксеноморфными выделениями темной слюды, цоизита, эпидота и сфена в основной ткани.

В некоторых образцах широко развиты цеолиты. Цеолитизация кислых вулканитов проявляется в виде трещинных прожилков, выполненных относительно крупными кристаллами, и в виде мелких метасоматических зон с реликтами основной ткани в них. Вместе с цеолитами кристаллизуются цоизит и сульфиды.

II.5.1.2. Плутонические и гипабиссальные горные породы

В ЛПМ представлен весь спектр плутонических пород от основных до кислых и некоторые гипабиссальные породы. Плутониты были подняты на пяти станциях в основании континентального склона (см. табл. 1). На трех станциях плутонические породы наиболее многочисленны и преобладают над вулканическими. На ст. 141 (5-й рейс НИС "Киев") обнаружены габбро, диориты, диорит-порфиры, тоналиты и плагиограниты совместно с андезитами; на ст. 13 (рейс НИС "Ихтиандр") — кварцевые диориты и плагиогранит-порфиры при единичных находках андезибазальтов; на ст. 17 (рейс НИС "Ихтиандр") — исключительно плутониты: кварцевый диорит, тоналиты и плагиограниты. Кроме того, на ст. 67 (4-й рейс НИС "Киев") наряду с разнообразными вулканитами (базальтами, андезибазальтами, плагиориодацитами, плагиориолитами), поднят плагиогранит, аналогичный такому со ст. 17, а на ст. 139 андезибазальт сопровождался гранофиром. Каждый тип породы установлен, как правило, только на одной станции, а одноименные породы, развитые на станциях 17 и 141 (тоналиты и плагиограниты), как будет показано далее, принадлежат различным сериям. Деление на серии для кислых, преобладающих пород, проведено по петрохимическим признакам и использовано при петрографической группировке, где проявляется в различии структур: породы калиево-натриевой серии (ст. 141) характеризуются преимущественно гипидиомор-

фнозернистыми структурами с псевдографическими участками, породы натриевой серии (ст. 17) — широким развитием пойкилитовой структуры, изредка гранофировой. Общая особенность минерального состава всех средних и кислых пород — наличие в качестве темноцветного минерала роговой обманки разной степени сохранности.

Основные плутонические породы немногочисленны и характеризуются, как и базальты, отсутствием оливина и наличием магматического кварца. Гипабиссальные породы, особенно порфирированной структуры, всегда содержат биотит.

Габбро (обр.141/13а, 141/22) — темносерая крепкая порода, структура среднезернистая, близкая к габбровой; сложена аллотриоморфными выделениями плагиоклаза и замещенного темноцветного минерала при несколько более выраженном идиоморфизме плагиоклаза. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 50, амфибол с реликтами пироксена — 45, хлорит — 3–4, остальное — рудные.

Плагиоклаз образует удлиненные широкотаблитчатые выделения с неровными краями и частично видными ограничениями призмы и отвечает по составу №60 (рис. 46).

Плагиоклаз как свежий, так и измененный, сосюритизированный, часто зональный (рис.47), при этом основной центр сосюритизирован, а более кислая периферия свежая, неизменная. Размер выделений от 0,2 до 2 мм. Первоначальный клинопироксен сохранился лишь в виде нескольких фрагментов и составляет 1–2%. По нему развит бледно-зеленый слабоплеохроирующий амфибол ряда тремолит-актинолит, в разной степени хлоритизированный. Он образует вытянутые бесформенные зерна разных размеров (от 0,1 до 2 мм) и их скопления. В породе присутствует кварц в виде маленьких округлых зерен. Рудные минералы создают решетчатые выделения, приуроченные к пироксен-амфибол-хлоритовым агрегатам.

Диориты (обр. 141/3, 141/9, 141/17, 141/20) представляют собой серые крепкие породы. Структура среднезернистая гипидиоморнозернистая; в мелкозернистых участках — субофитовая. Иногда последняя

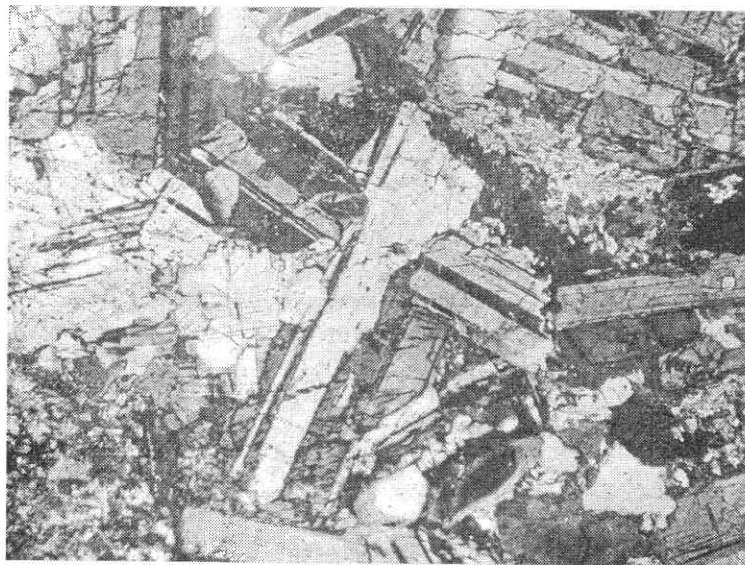


Рис. 46
 Габбро, обр. 141/22. Плаггиоклаз и частично замещенная роговая обманка. Ув. 48, николи скрещены.

преобладает или даже является единственной структурой, и тогда порода по шлифу может быть названа скорее диабазом (рис.48), чем диоритом (обр. 141/17, 141/20). Минеральный состав(%): плаггиоклаз — 60, амфибол (с хлоритом) — 30–35, кварц — 5–10, рудные и сфен — до 2%.

Плаггиоклаз в породе двух генераций: 1) крупные хорошо раскристаллизованные сосюритизированные широкие призмы, часто зональные, размером до 1,3–2 мм (преобладают 0,4 × 1,0 мм); 2) мелкие свежие лейсты размером 0,2–0,3 мм. Кварц — в виде ксеноморфных выделений до 1 мм

(на участках гипидиоморфной структуры с 1-ой генерацией плаггиоклаза) и небольших изометричных зерен размером 0,1–0,2 мм (в “диабазях”).

Амфибол представлен тремолит-актинолитом, замещающим, скорее всего, роговую обманку (ее предполагаемые реликты редки и не превышают 0,1 мм). В диоритах тремолит слагает крупные слабоокрашенные, плеохроирующие от желтоватого до зеленовато-бурого цветов, сдвойникованные лейсты размером до 2 мм (рис. 49). Лейсты амфибола иногда вдоль полос, образованных системой спайности,

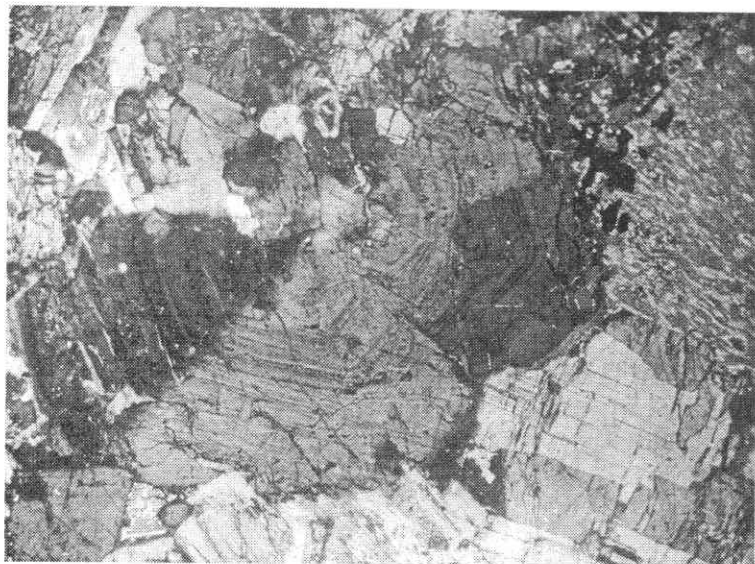


Рис. 47
 Зональный плаггиоклаз в габбро, обр. 141/22. Ув. 48, николи скрещены.

Рис. 48
 Диабазовая
 структура диорита,
 обр. 141/17.
 Ув. 48,
 николи
 скрещены.



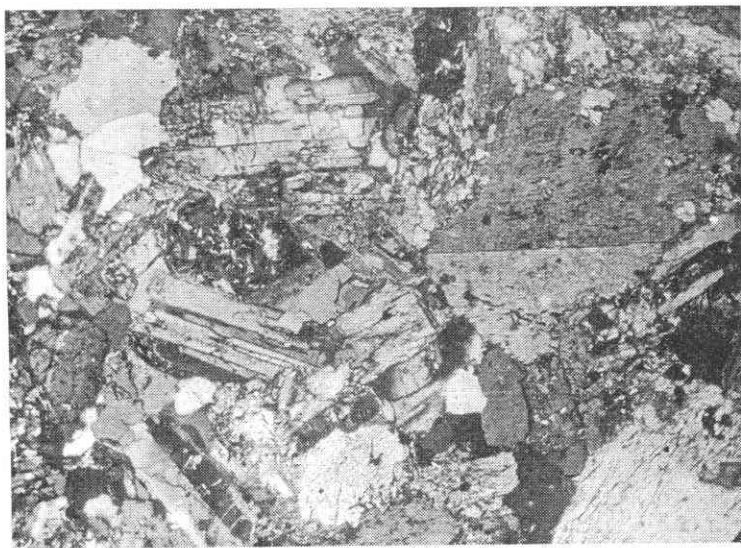
хлоритизированы. Распространены также, особенно в диабазах, волокнистые и игольчатые агрегаты тремолит-актинолита и их скопления размером до 2 мм. Трещины спайности в амфиболе отмечены также цепочками рудных выделений. В отдельных образцах (141/9) отмечены крупные участки развития рудных выделений совместно с лейкоксенизированным сфеном.

Диорит-порфиры достаточно распространены и являются гипабиссальными аналогами диоритов (обр. 141/11, 141/16а, 141/28). Структура порфировидная с субфитовой основной массой. Минераль-

ный состав (%): плагиоклаз — 65, биотит по амфиболу — 10, собственно амфибол — 20, кварц — около 3, остальное — хлорит, рудные.

Вкрапленники представлены только плагиоклазом — свежим, незональным, идиоморфным, размером в среднем 0,5 × 0,8 мм, по составу — №56; отмечаются гломеропорфировые скопления. Основная масса плагиоклаза представляет собой мелкие лейсты с мельчайшими зернами кварца и листочками биотита. Биотит развивается по актинолиту, реликты которого сохранились в виде фрагментов раз-

Рис. 49
 Диорит,
 обр. 141/3.
 Сдвойникованный
 амфибол,
 плагиоклаз,
 изометричные
 зерна кварца.
 Ув. 48,
 николи
 скрещены.



мером около 0,2 мм, и приурочен к трещинам. Биотит, в свою очередь, хлоритизирован. Средний размер хлоритизированных листочков 0,3 — 0,4 мм. В некоторых шлифах (обр. 141/16а) имеются четко ограниченные участки, в которых зернистость основной массы увеличивается, а вкрапленники исчезают, и структура превращается в афировую субофитовую. В таких местах кварца нет, а лейсты плагиоклаза сцементированы хлорит-биотит-актинолитовым агрегатом.

Кварцевые диориты — макроскопически серые, темно-серые, серо-зеленоватые массивные, плотные, часто трещиноватые породы. Структуры: мелко- до среднезернистой, гипидиоморфнозернистая, местами субофитовая, иногда псевдографическая. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 60–65, кварц — 10–15 (редко 5), роговая обманка (сюда входят и вторичные минералы, развивающиеся по ней) — 15–20, хлорит — 5, рудные, редко биотит.

Плагиоклаз — наиболее идиоморфный минерал породы. Коротко-, иногда длиннопризматический, обычно свежий, неизменный. Ширина призм 0,1–0,3 мм, длина 0,5–1 мм. Плагиоклаз часто образует скопления лейстовидных индивидов со сросшимися углами, — в таких местах проявлены субофитовая структура (обр. 13/2в, 13/2г). Характерной особенностью этих пород является очень основной плагиоклаз. Он, согласно замерам на

федоровском столике и проверочным замерам в иммерсионных препаратах, соответствует битовнит-анортиту (!) №78–93 (преобладают №89–90), сдвойникованному по альбитовому, карлсбадскому или альбит-карлсбадскому законам. Плагиоклаз, как правило, резко зональный с более кислой периферией (рис. 50).

Кварц ксеноморфный, трещиноватый, развит в виде небольших (0,2–0,3 мм) изометричных зерен, а чаще — в виде крупных (более 2 мм) полей, содержащих относительно мелкие лейсты плагиоклаза и небольшие бесформенные одновременно угасающие вростки плагиоклаза же, напоминающие графическую структуру.

Роговая обманка сохранилась фрагментарно. Реликты ее не превышают 0,3–0,4 мм; она образует ксеноморфные зерна, плеохроирующие от светло-желтого до буро-зеленого цветов ($cNg=25^\circ$, оптически отрицательная, $2V = 75-80^\circ$), реже — удлиненные сдвойникованные лейсты с рваными краями. Роговая обманка повсеместно замещается вторичным актинолитом — игольчатым неугасающим спутанно-волокнистым светло-зеленым неплеохроирующим агрегатом и светлым слабо плеохроирующим, иногда радиально-лучистым хлоритом с голубоватыми интерференционными окрасками (он может развиваться и вне темноцветных минералов). Такие амфибол-хлоритовые выделения имеют размеры до 1–1,5 мм, причем соб-

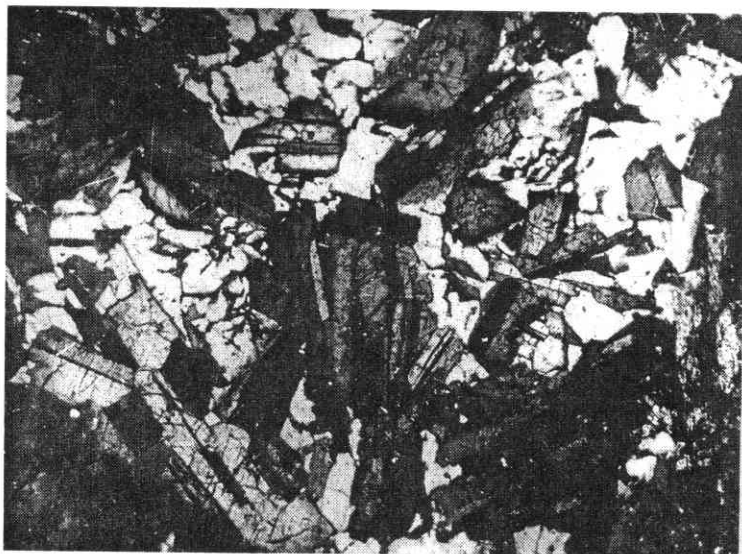


Рис. 50
Пойкилитовая структура кварцевого диорита калиево-натриевой серии, обр. 13/2в. Плагиоклаз №78. Ув. 46, николи скрещены.

Рис.51

Вторичные изменения в кварцевом диорите, обр.13/1. Биотит, хлорит и рудные минералы по роговой обманке (слева), агрегат актинолита (справа), зональный плагиоклаз. Ув. 48, николи скрещены.



ственно роговая обманка в них может не сохраняться вовсе, а многочисленные рудные пятна лишь фиксируют бывшие трещины спайности и даже двойниковые швы. К этим же агрегатам приурочены мелкие редкие листочки биотита (рис. 51).

Все кварцевые диориты ст.13 относятся к калиево-натриевой серии, однако среди пород ст.17 есть кварцевый диорит, принадлежащий к натриевой серии по петрохимическим признакам.

Тоналиты натриевой серии — светлые серо-зеленоватые массивные, плотные, часто трещиноватые породы; под микроскопом структура — средне-, реже мелкозернистая, гипидиоморфнозернистая (рис. 52); очень характерна пойкилитовая структура. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 50–60, кварц — 20–25 (реже 30), роговая обманка — 10–15, хлорит — 5–10, эпидот — 5–10, сфен — до 1, рудные. В измененных породах (обр. 17/6а) содержание плагиоклаза уменьшается до 20%, а хлорита и эпидота увеличивается соответственно до 15 и 40%.

Плагиоклаз идиоморфный, двух генераций: 1) короткопризматические или даже таблитчатые довольно крупные кристаллы размером 0,3–0,7 мм в ширину и 0,7–2 мм в длину, сильно сосюртитизированные (в центре крупных призм наблюдается эпидотизация), часто зональные; 2) более мелкие, относительно удлиненные хадакристаллы размером 0,1–0,2 × 0,4–0,5 мм, по-

груженные в ойокристаллы кварца. Кварц образует крупные ксеноморфные выделения размером до 2–2,5 мм; плагиоклаз представлен андезином №43–51, сдвойникованным по альбитовому (преобладает) и карлсбадскому законам. Такая пойкилитовая структура широко распространена в этих породах (рис. 53); часто наблюдается вторичная пойкилитовая структура, когда промежутки между лейстами плагиоклаза на больших участках заполнены эпидотом.

Роговая обманка, если сохранилась, образует близкие к идиоморфным ромбовидные зерна с четкими двумя системами спайности размером 0,3–0,5, редко 0,9 мм, либо фрагменты таких зерен, а также — значительно реже — более крупные удлиненные сдвойникованные зерна нечетких ограничений с одной системой спайности ($cNg = 13–15^\circ$). Роговая обманка плеохроирует от светло-желтовато-бурой до зеленовато-бурой. По роговой обманке широко развит изумрудно-зеленый сильно плеохроирующий хлорит с чернильно-фиолетовыми интерференционными окрасками. Обычны скопления вторичных минералов: хлорит с чернильными интерференционными окрасками, эпидот, рудные, сфен. Эпидота, как правило, много, он образует мелкие (0,3–0,4 мм) зерна и их скопления с аномальной пятнистой интерференционной окраской, выполняет интерстиции между зернами других минералов, крупные поля с волнистыми, веерными

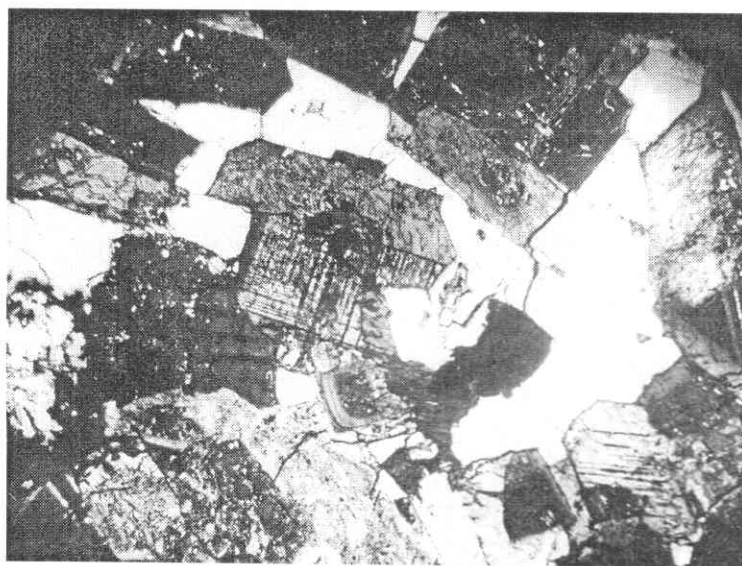


Рис. 52
Гипидиоморфнозернистая структура тоналита натриевой серии, обр. 17/5в. Таблицы плагиоклаза №43–51, зональный плагиоклаз, хлорит (темное). Ув. 35, николи скрещены.

ми серо-желтыми цветами интерференции (последние принадлежат клиноцоизиту).

Обычно эпидот бесцветен, но иногда отмечаются характерный светло-фисташковый цвет и слабый плеохроизм, довольно совершенная спайность. В измененных породах эпидотовые минералы преобладают над всеми другими, а роговая обманка не сохранилась. Заметим, что такое большое количество эпидота в породе (обр. 17/6а) не привело к существенному повышению содержания кальция в ее составе.

Часто встречается сфен двух видов: 1) мелкие (до 0,1 мм) зернышки с рваны-

ми краями, приуроченными к полям вторичных минералов; 2) ограненные более крупные зерна (размер 0,3 мм). Обнаружены единичные зерна циркона.

Плагиограниты натриевой серии — самая многочисленная группа плутонических пород. Это светлые серовато-зеленоватые, белесые плотные или трещиноватые до рыхлых породы. По структурным признакам среди них выделяются две подгруппы: на ст.17 распространены плагиограниты со среднезернистой гипидиоморфнозернистой, иногда пойкилитовой, в единичных случаях — гранофировой структурой, а на ст.13 — совершенно иные пла-



Рис. 53
Пойкилитовая структура тоналита натриевой серии, обр. 17/26. Лейсты плагиоклаза №49 в ойкокристалле кварца, роговая обманка. Ув. 51, николи скрещены.

гиограниты с порфировидной структурой и микроаплитовой основной массой. Минеральный состав афировых плагиогранитов (%): плагиоклаз — 50, редко — 55, кварц — 25–30 (редко 35), роговая обманка — 8–10, хлорит — 10, эпидот — до 5, сфен, рудные.

Плагиоклаз развит преимущественно в виде крупных толстопризматических зерен размером 0,4–0,8 мм в ширину и 1–2 мм в длину, часто зональный, сильно соссюритизирован, эпидотизирован. В некоторых случаях отмечается развитие в центре призмы зеленого хлорита. Реже, при наличии в породе пойкилитовой структуры, плагиоклаз образует не крупные лейсты размером 0,1–0,2 × 0,5–0,7 мм в кварце. По составу плагиоклаз отвечает андезин-лабрадору №45–47, сдвойникованному по альбитовому закону, и андезину №42–44 с более редкими альбит-карлсбадскими и альбит-эстерельскими законами двойникования.

Кварц обычно представляет собой крупные ксеноморфные выделения, иногда с зубчатыми краями и мозаично-волнистым угасанием. В пойкилитовых породах трещиноватый. В единственном шлифе (обр. 17/16) с гранофировой структурой трещиноватые зерна кварца содержат неправильные вроски плагиоклаза (рис.54). Кварц здесь образует участки аплитовой структуры — скопления изометричных неправильных зерен размером в среднем 0,1 мм.

Встречаются включения мелкого псевдогексагонального кварца на фоне эпидота, возможно, этот кварц — постмагматический. Нередко в крупных выделениях кварца (более 2 мм) видны включения довольно крупной идиоморфной ромбовидной роговой обманки размером 0,5–0,7 мм (обр. 17/3, 17/2в).

В плагиогранитах немногочисленная роговая обманка представлена удлиненными крупными сдвойникованными лейстами (размер в длину 0,8–1,3 мм) либо ромбовидными в сечении зернами с двумя системами спайности размером 0,6–0,7 мм по диагонали и их фрагментами. Встречаются совсем тонкие длинные лейсты (длиной 2–2,2 мм). По роговой обманке развивается преимущественно ярко-зеленый хлорит. Эпидота относительно немного, он заполняет промежутки между зернами плагиоклаза или развит по нему, иногда образует веерообразные выделения. В измененных породах количество эпидота доходит до 20% (обр. 17/2а), но это — редкость (рис. 55).

К скоплениям изумрудно-зеленого хлорита и эпидота, как обычно, приурочены мелкие зернышки сфена (0,2 мм) (рис.56) и выделения рудных минералов (иногда достигают 0,4 мм). В редком плагиограните с гранофировой структурой (обр. 17/16) эпидота нет, зато развиты игольчатые агрегаты, напоминающие вторичный актинолит.

Рис. 54
Гранофировый
плагиогранит
натриевой серии,
обр. 17/16.
Крупные лейсты
сдвойникованного
хлоритизированного
амфибола,
более мелкие
таблицы плагиоклаза
№57. Ув. 35,
никили скрещены.



В *плаггиогранит-порфирах* (обр. 13/2а, 13/2д) содержание роговой обманки не превышает 5%, а эпидот отсутствует. Состав основной микроаплитовой массы — кварц-плаггиоклазовый (рис. 57).

Порфиновые вкрапленники крупные, четкие, представлены: кварцем (размер от 0,6 до 1,5 мм), часто квадратным или округлым в сечении, с оторочкой коррозии; плаггиоклазом (размер от 0,5 × 0,9 мм до 2 мм и более), слабо измененным, сильно зональным. Роговая обманка содержится в основной массе в виде крошечных зерен размером меньше 0,1 мм. Хлорит — буровато-зеленый с зеленовато-белесой интерференционной окраской. В незначительных количествах есть биотит и мелкие округлые зернышки сфена размером 0,1 мм, отороченные рудным веществом.

Тоналиты и плаггиограниты калиево-натриевой серии заметно отличаются по структурным признакам от тех же пород натриевой серии.

Тоналиты (обр. 141/3, 141/18) и плаггиограниты (обр. 141/4, 141/2, 141/6, 141/7, 141/25а) представляют собой серые крепкие породы с гипидиоморфнозернистой средне- до мелкозернистой структурой. В тоналитах плаггиоклаз составляет 55–60%, кварц — 30, хлорит — до 10, эпидот — 3–5%; в плаггиогранитах плаггиоклаза — 50%, кварца — 35–40, хлорита — 5–6 (в том числе 1–2% — реликты роговой обманки), эпидота — 2–3%; в обеих

группах пород всегда наблюдаются сфен и рудные.

Плаггиоклаз образует толстопризматические идиоморфные кристаллы размером в среднем 0,4–0,5 мм; он обычно серицитизирован, пелитизирован, эпидотизирован. В зональных кристаллах, судя по измененности, центр, как обычно, сложен более основным измененным плаггиоклазом, к периферии — более кислым свежим, а по краям опять наблюдается более основной измененный. Кварц размером 0,5–0,6 мм трещиноватый, ксеноморфный, с неровными, часто зазубренными краями, корродирован плаггиоклазом, изредка встречаются графические участки; помимо этого, образует аплитовидные скопления изометричных зерен размером около 0,2 мм. Ярко-зеленый хлорит с фиолетовыми интерференционными окрасками развивается по роговой обманке (небольшие сохранившиеся ее участки размером до 0,2 мм видны в некоторых плаггиогранитах). Обычно также нахождение хлорита совместно с эпидотом и сфеном в агрегатах вторичных минералов.

На ст. 139 поднята порода, отличающаяся от большинства плутонов как калиево-натриевой, так и натриевой серии. Это натриевый ультракислый гранофировый плаггиогранит (обр. 139/2). Структура его среднезернистая, гранофировая, участками микропегматитовая. Минеральный со-

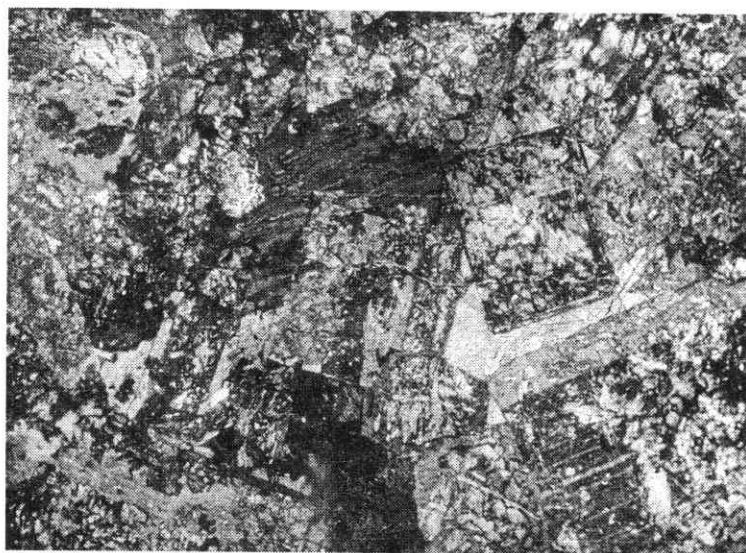


Рис. 55
Вторичные изменения в плаггиограните натриевой серии, обр. 17/2а. Эпидотизированный таблитчатый плаггиоклаз, эпидот в интерстициях, хлорит (темное). Ув. 48, николи скрещены.

Рис. 56
Плагиигранит
натриевой серии,
обр. 17/66.
Эпидотизация
плаггиоклаза,
кристалл сфена
в эпидоте.
Ув. 49,
при одном
никеле.



став (%): плаггиоклаз — 55, кварц — 30, хлорит — 2, биотит — 3–4, рудные. Плаггиоклаз образует свежие таблички размером 0,3–0,5 × 0,6–0,7 мм, сильно зональные с прямой зональностью. Практически весь кварц — в виде гранофировых и микропегматитовых прорастаний, самостоятельных зерен нет. Первоначальными темноцветными минералами были роговая обманка и, возможно, пироксен (сохранились реликты), но по ним развились актинолит (в виде небольших фрагментарных зерен), биотит (листочки размером 0,2–0,3 мм), хлорит. По структуре порода немного напоминает гранофир натриевой серии

(обр. 17/16), однако отличается от него характером вторичных изменений.

II.5.2. Петрохимия и геохимия

Уровень геологической изученности ЛПМ весьма ограничен, поэтому большое внимание было уделено изучению особенностей состава и, в первую очередь, химического состава пород. Оказалось, что наряду с нормальными горными породами складчатых областей в строении ЛПМ значительно распространены породы бонинитовой серии, представленные вулканической,

Рис. 57
Порфиридная
структура
плаггиогранит-
порфира,
обр. 13/2а.
Микроаплитовая
основная
масса,
фенокристалл
кварца размером
1,3 мм.
Ув. 38,
никили
скрещены.



плутонической и гипабиссальной фациями. Обнаружение пород бонинитовой серии позволяет по-иному осмыслить геологию Крыма, рассматривая ее с позиций плитовой тектоники. Подобные взгляды высказывались в последние годы некоторыми учеными, однако у них не было таких бесспорных доказательств, как наличие пород бонинитовой серии.

Выполнено свыше 170 полных химических анализов. Анализы проведены в лаборатории ИГН НАНУ на квантOMETре СРМ-25 с использованием стандартов СССР — СГД-1, СГ-1, СНС и стандартов ВСЕГЕИ. Выполнен внешний международный контроль. Часть анализов произведена методом “мокрой химии”; в этих случаях анализы пересчитаны “на сухое вещество”.

II.5.2.1. Вулканические горные породы

Вулканиты ЛПМ, особенно основные и средние, всегда спилитизированы. Низкие содержания СаО и высокие — Na₂O несомненно связаны с альбитизацией. С другой стороны, высокие содержания СаО в некоторых породах коррелируются с повышенными содержаниями марганца, что обусловлено наличием карбонатов. Несмотря на наложенные процессы, вулканиты сохранили свои главные петрохимические особенности.

Для подавляющего большинства вулканических пород ЛПМ, а, частично, и для плутонитов, чрезвычайно характерны три главные петрохимические особенности: высокая магнезиальность и низкие титанистость и калиевая щелочность. Менее показательны такие черты, как высокие содержания Al₂O₃, FeO и низкие — СаО. Эти петрохимические особенности, названные М.А.Фаворской “налетом основности”, — характерные признаки островодужных серий, а, по мнению [2], эти признаки исключают возможность их происхождения в результате плавления сиалической коры. Необходимо подчеркнуть другие важные особенности вулканитов: низкую степень окисления железа, что обусловило почти полное отсутствие в них магнетита и, соответственно, низкую маг-

нитную восприимчивость, наличие свободной кремнекислоты даже в основных вулканитах и отсутствие первичных водосодержащих минералов.

Все вулканиты, за одним исключением, принадлежат к натриевой серии. Исключение следующее: в интервале кремнекислотности 53–64% наблюдается некоторое закономерное повышение содержания K₂O, связанное с возрастанием общей железистости пород. Среди плутонитов этой кремнекислотности имеются кварцевые диориты с относительно высоким содержанием K₂O. Следовательно, есть основания предполагать, что среди пород ЛПМ имеются породы редуцированной калиево-натриевой серии, представленной как вулканитами, так и плутонитами. Петрогенетически, однако, более важно то, что среди натриевых пород выделяются два ряда, или серии, отличающиеся содержанием магния. Выделяются, таким образом, высоко- и умеренномагнезиальные (ВМ и УМ) серии. Ранее [182] эти серии именовались авторами как низко- и высокоглиноземистая. Деление на две серии по магнезиальности прослеживается во всех группах вулканитов. Отметим, что даже умеренномагнезиальные вулканиты, в сравнении с одноименными аналогами других геодинамических обстановок, выступают как породы повышенной магнезиальности.

Вулканиты ЛПМ образуют непрерывный ряд кремнекислотности: пикритобазальты — базальты — андезитобазальты — андезиты — дациты — плагиориодациты — плагиориолиты. Петрохимическая классификация пород выполнена в соответствии с [60].

Базальты в соответствии с петрохимической классификацией определяются как пикритобазальты и оливиновые базальты — эффузивные аналоги пироксенитов (табл.8,9), хотя оливин или псевдоморфозы по нему достоверно не обнаружены.

Наиболее яркой петрохимической особенностью базальтов является их необычно высокая магнезиальность — в пределах 7–19% MgO и высокая железистость — свыше 12% FeO суммарного. На петрохимических диаграммах, например рис. 58–60, обнаруживается разделение базальтов на две группы: ВМ-базальты (12–19% MgO) и УМ-базальты (7–11% MgO). ВМ-

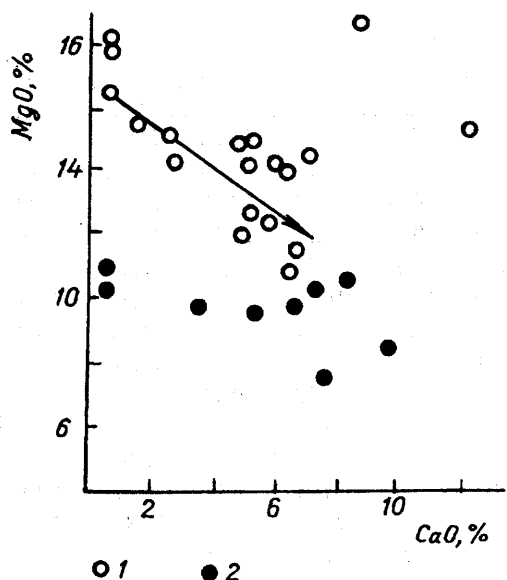


Рис. 58. Диаграмма CaO — MgO для базальтов ЛПМ. 1 — ВМ-базальты, 2 — УМ-базальты. Условные обозначения те же к рис. 59—64, 66—68.

базальты по кремнекислотности несколько более основные. Общая железистость их в пределах 40—55% (в среднем 46%), тогда как этот коэффициент для УМ-базальтов заметно выше — в пределах 48—65% (среднее 58%) (рис. 61).

Вторая отличительная особенность базальтов — низкая титанистость, причем ВМ-базальты характеризуются переменной титанистостью (0,4—0,8% TiO_2), а УМ-ба-

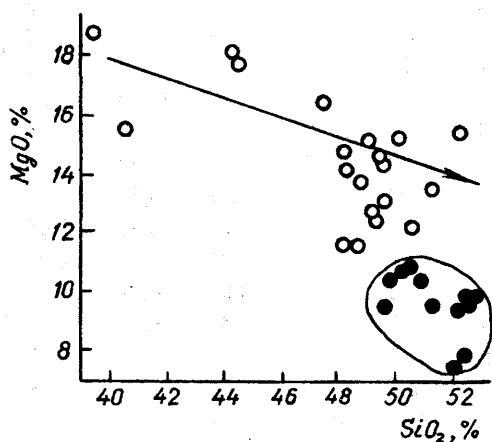


Рис. 59. Диаграмма SiO_2 — MgO для базальтов ЛПМ. Обведено поле УМ — базальтов.

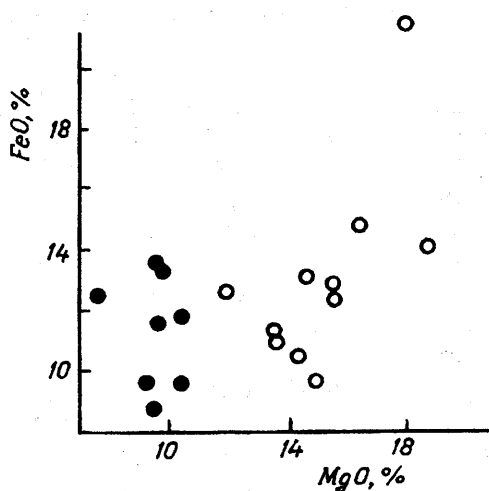


Рис. 60. Диаграмма MgO — FeO для базальтов ЛПМ.

зальты — довольно близкой (0,52—0,57% TiO_2) и в среднем более низкой титанистостью (рис. 62).

Титанистость базальтов не связана с магниальностью пород (рис. 62), как это обычно наблюдается для океанических базальтов.

Третья особенность базальтов — низкая калиевая щелочность. ВМ-базальты отличаются особенно низкими содержаниями K_2O — обычно в пределах 0,02—0,12% — при явно более высокой, чем у УМ-базальтов, натриевой щелочности (рис. 63). Последний факт, возможно, обусловлен более высокой степенью спилитизации ВМ-базальтов. По величине отношения

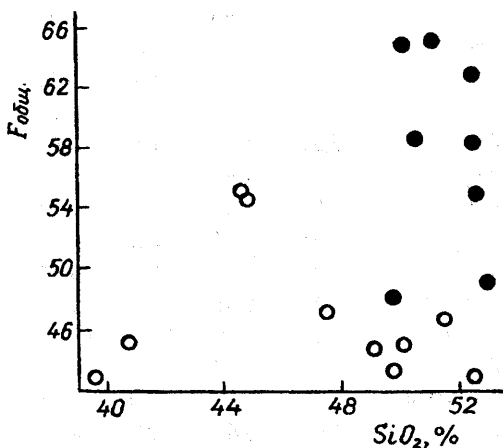


Рис. 61. Диаграмма SiO_2 — $F_{\text{общ}}$ для базальтов ЛПМ.

Т а б л и ц а 8. Химический состав высокомагнезиальных базальтов ЛПМ, мас.%

Компонент	Номер									
	1/15	1/24	1/16	1/19	1/22	1/27	1/28	1/29	1/30	1/31
SiO ₂	40,68	39,28	49,75	49,77	49,09	52,47	47,65	51,38	50,11	44,37
TiO ₂	0,57	0,47	0,66	0,75	0,68	0,62	0,55	0,43	0,53	0,45
Al ₂ O ₃	15,12	15,20	15,95	16,69	15,79	14,94	16,11	13,70	15,79	13,70
FeO _{сум}	12,76	13,99	10,49	10,72	11,05	9,87	14,92	11,65	12,65	21,74
MnO	0,15	0,28	0,16	0,19	0,21	0,20	0,27	0,22	0,28	0,30
MgO	15,57	18,89	15,70	14,25	13,79	15,14	16,50	13,38	15,25	18,04
CaO	12,11	8,94	3,09	2,79	4,81	2,71	0,52	7,08	1,25	0,48
Na ₂ O	1,92	1,95	3,49	4,12	3,81	3,15	2,83	1,41	3,44	0,29
K ₂ O	0,13	0,11	0,06	0,07	0,13	0,06	0,02	0,14	0,06	0,02
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,06	0,07	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
S	0,17	0,15	0,03	0,02	0,02	0,11	0,03	0,03	0,03	0,03
Cl	0,01	0,02	0,01	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Сумма	99,22	99,30	99,45	99,46	99,46	99,32	99,45	99,46	99,44	99,46
F _{общ}	45,0	42,6	40,1	42,9	44,5	39,5	47,5	46,5	45,3	54,6
Na ₂ O/K ₂ O	14,8	17,7	58,2	58,9	29,3	52,5	141,5	10,1	57,3	14,5
al'	0,53	0,46	0,61	0,67	0,64	0,60	0,51	0,55	0,57	0,34

Примечание. 1. $F_{общ} = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$ 2. $al' = \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$ 3. Анализы вы-

Na₂O/K₂O ВМ-базальты и УМ-базальты относятся, соответственно, к натриевой и калиево-натриевой сериям.

Базальты двух серий достаточно хоро-

шо различаются по относительной глиноземистости (al'). Первые относятся к низко-, вторые — к высокоглиноземистым породам (рис. 64). При этом надо иметь в

Т а б л и ц а 9. Химический состав умеренномагнезиальных базальтов ЛПМ, мас.%

Компонент	Номер пробы									Среднее
	1/25	1/25*	1/26	1/32	1/32*	61/1-7а	6164/15	67/14	67/32	
SiO ₂	52,35	52,50	52,98	50,08	51,04	52,39	49,74	50,28	51,70	51,45
TiO ₂	0,52	0,52	0,57	0,57	0,58	0,55	0,41	0,58	0,52	0,53
Al ₂ O ₃	15,36	15,46	14,88	14,37	14,71	15,91	15,34	15,42	13,79	15,03
FeO _{сум}	13,56	13,37	9,65	19,31	19,30	12,35	8,68	11,78	11,90	13,32
MnO	0,17	0,18	0,33	0,21	0,21	0,26	0,32	0,20	0,22	0,23
MgO	9,58	9,40	9,92	10,26	10,45	7,18	9,52	10,67	10,28	9,69
CaO	5,32	5,39	6,57	0,69	0,70	7,20	10,74	7,74	7,29	5,74
Na ₂ O	1,92	1,92	4,08	1,22	1,22	2,48	3,87	2,36	3,32	2,49
K ₂ O	0,55	0,55	0,11	0,37	0,38	0,90	0,32	0,29	0,26	0,41
P ₂ O ₅	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,09	0,05	0,05	0,05
S	0,05	0,05	0,14	0,94	0,04	0,08	0,54	0,04	0,06	0,22
Cl(SO ₃)	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	(0,21)	0,02	0,02	0,01
Сумма	99,43	99,39	99,29	98,08	98,69	99,37	99,78	99,43	99,41	99,17
F _{общ}	58,6	58,7	49,3	65,3	64,9	63,2	48,3	52,5	53,7	57,2
Na ₂ O/K ₂ O	3,5	3,5	37,1	3,3	3,2	2,8	12,1	8,1	12,8	9,6
al'	0,66	0,68	0,76	0,49	0,49	0,82	0,83	0,69	0,62	0,67

Примечание. См. прим. 1-3 к табл. 8. Анализ 6164/15 выполнен в химлаборатории ИГН НАН Украины, аналитик Н.В.Корчун

пробы										Среднее
1/31*	67/2	67/8	67/10	67/13	67/28	67/30	67/32	138/1	67/31	
44,28	48,42	49,29	50,83	49,69	48,44	48,14	51,70	49,03	49,02	48,17
0,46	0,52	0,48	0,51	0,49	0,51	0,51	0,52	0,55	0,49	0,54
13,67	14,35	15,50	15,77	13,62	16,52	16,35	13,79	16,35	14,44	15,17
21,66	13,03	13,14	12,61	13,52	13,50	13,55	11,90	10,83	13,13	13,33
0,30	0,27	0,39	0,29	0,31	0,32	0,36	0,22	0,13	0,37	0,26
18,10	14,16	12,76	12,18	14,86	11,55	11,56	10,28	13,10	14,42	15,11
0,50	5,24	5,24	4,41	4,27	5,92	6,74	7,29	5,76	5,56	4,74
0,33	2,85	1,77	2,16	2,12	2,16	1,93	3,32	3,36	1,51	2,40
0,02	0,17	0,62	0,61	0,10	0,39	0,46	0,26	0,19	0,23	0,19
0,03	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,09	0,04	0,04
0,03	0,16	0,09	0,03	0,18	0,05	0,02	0,06	0,04	0,10	0,07
0,01	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,10	0,02
99,39	99,27	99,35	99,47	99,23	99,42	99,48	99,41	99,46	99,34	100,04
54,5	47,9	50,7	50,9	47,6	53,9	53,6	53,7	45,3	47,7	45,9
16,5	16,8	2,9	3,5	21,2	5,5	4,2	12,8	17,7	6,6	28,1
0,34	0,53	0,60	0,64	0,48	0,66	0,66	0,62	0,68	0,52	0,56

полнены К. С. Проскурка на квантометре СРМ-25 в ИГН НАН Украины; * — контрольный анализ.

виду, что коэффициент глиноземистости al' в значительной степени определяется фемичностью пород. Абсолютные содержания Al_2O_3 в этих породах в среднем равные.

Несмотря на высокую степень спилитизации — индекс измененности Ведыполя, согласно отдельным анализам методом мокрой химии, составляет 8–9%, — базаль-

ты ЛПМ отличаются низкой степенью окисления железа. Коэффициент $F_{ок} = \frac{Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3}$ составляет 20–25% при достаточно высоком индексе Ведыполя — 8–9%. В протолочках базальтов нет магнитной фракции, а прямым измерением магнитной восприимчивости, выполненным П.А.Буртным, установлено, что базальты, впрочем, как и почти все другие породы ЛПМ, практически не магнитны.

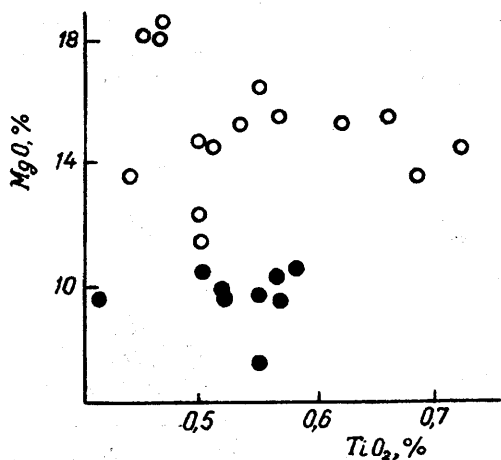


Рис. 62. Диаграмма TiO_2 — MgO для базальтов ЛПМ.

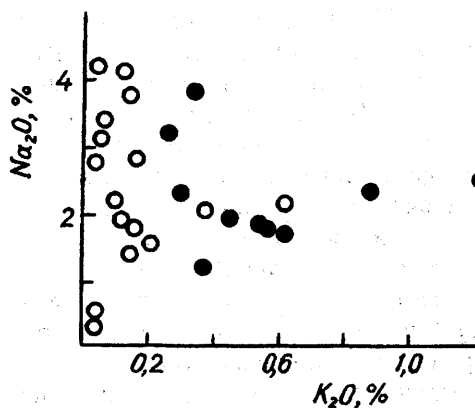


Рис. 63. Диаграмма K_2O — Na_2O для базальтов ЛПМ.

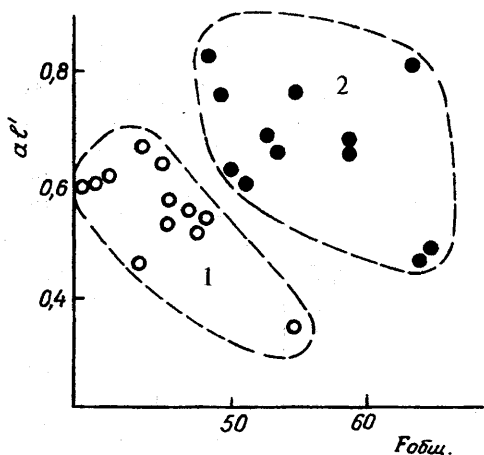


Рис. 64. Диаграмма $F_{общ}$ — aI' для базальтов ЛПМ. Поля: 1 — ВМ-базальты, 2 — УМ-базальты.

При поисках петрохимических аналогов базальтов ЛПМ следует учитывать все три типоморфные петрохимические особенности этих пород — содержания MgO , TiO_2 , K_2O . По величине этих оксидов ВМ-базальты ЛПМ четко отличаются от всех типов толеитов благодаря низким содержаниям TiO_2 и K_2O и высоким — MgO .

Обладая рядом признаков спилитов — высоким индексом измененности Ведыполя (до 9%), высоким содержанием Na_2O и низкими — CaO и минералогическими признаками пропилитов, базальтоиды ЛПМ не являются типичными спилитами по величинам содержаний TiO_2 , K_2O и MgO .

По высокому содержанию MgO многие ВМ-базальты близки к коматиитам (к границе 18% MgO), но явно отличаются от последних отношениями CaO/Al_2O_3 . Низкая титанистость однозначно отличает базальты ЛПМ от всех известных типов базальтов, включая типичные спилиты.

Наиболее близки по всем трем главным характеристикам базальты ЛПМ к породам бонинитовой серии островных дуг. Отличие ВМ-базальтов ЛПМ — более низкие содержания SiO_2 и CaO и высокие — Al_2O_3 . В последнее время, однако, в литературе оформилась тенденция не считать эти отличия препятствием для отнесения пород к бонинитовой серии. В частности, авторы работ [52,86] относят плутонические породы габбро-офиолитовой серии

Малого Кавказа к низкотитанистой серии, рассматривая их как аналоги бонинитов. На диаграмме рис.65 все составы базальтов ЛПМ располагаются в поле бонинитового габбро. Более того, на основании диаграммы $10TiO_2/(10TiO_2+Al_2O_3)$, приведенной в работе [86], базальты ЛПМ вполне типичны для восточной провинции Средиземноморской альпийской складчатой области, объединяющей офиолиты Южных Динарид, Албании, Греции, Кипра, Турции, Сирии, Омана и Малого Кавказа.

ВМ- и УМ-базальты заметно различаются между собой по содержанию элементов-примесей группы железа и некогерентных элементов, как это видно по средним содержаниям (табл. 10,11, рис. 66–68), причем УМ-базальты по этим характеристикам отклоняются в сторону островодужных базальтов.

Андезибазальты по своим петрохимическим свойствам, с учетом более высокой кремнекислотности, ближе к базальтам, чем к андезитам (табл. 12–15). Они полностью подобны базальтам. Для них также свойственны высокая магнезиальность — в пределах 3,5–15% MgO и те же две серии по магнезиальности с четким разрывом между сериями в интервале 6,5–8,0% MgO (рис.69–71). ВМ-андезибазальты с содержанием $MgO=8-15\%$ по всем характеристикам практически совпадают с бонинитами островных дуг Тихоокеанского пояса. Среди них есть даже породы, которые по составу вполне можно именовать низкокальциевыми бонинитами. Впрочем, и УМ-андезибазальты так-

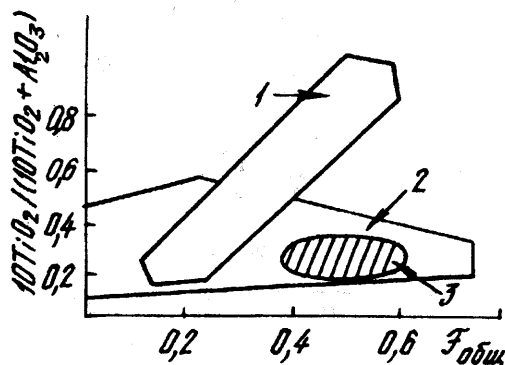


Рис. 65. Диаграмма $10TiO_2/(10TiO_2+Al_2O_3)$ — $F_{общ}$. Породы: 1 — толеитовое габбро; 2 — бонинитовое габбро, 3 — вулканы ЛПМ.

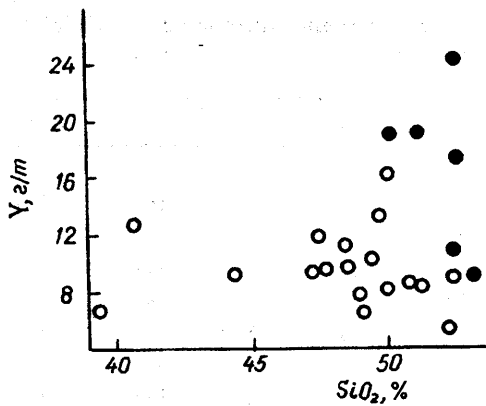


Рис. 66. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Y}$ для базальтов ЛПМ.

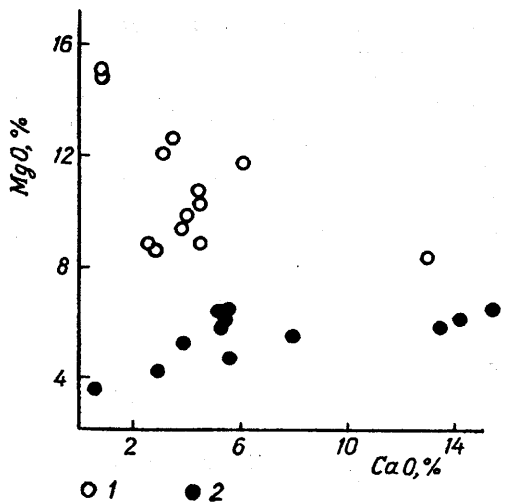


Рис. 69. Диаграмма $\text{CaO} - \text{MgO}$ для андезибазальтов ЛПМ.

1 — ВМ-базальты, 2 — УМ-базальты. Условные обозначения те же на рис. 70–74.

же содержат слишком много MgO для этого типа пород. Все андезибазальты являются высокомафичными породами. Титанистость андезибазальтов остается низкой и одинаковой для обеих серий (рис. 72). Заметно возрастает содержание K_2O , особенно в УМ-андезибазальтах. И все же большая часть андезибазальтов принадлежит к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$) и лишь небольшая часть — к калиево-натриевой (рис. 73). Как и базальты, ВМ-андезибазальты относятся к низкоглиноземи-

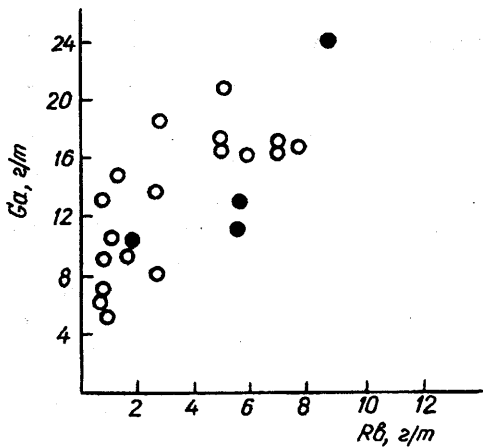


Рис. 67. Диаграмма $\text{Rb} - \text{Ga}$ для базальтов ЛПМ.

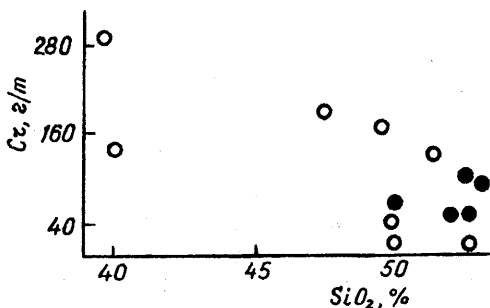


Рис. 68. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Sr}$ для базальтов ЛПМ.

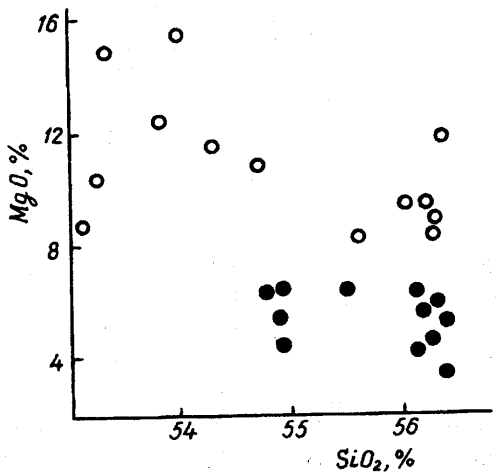


Рис. 70. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ для андезибазальтов ЛПМ.

Т а б л и ц а 10. Содержание элементов-примесей в высокомагнезиальных базальтах ЛПМ по

Элемент	Номер								
	1/15	1/16	1/19	1/22	1/24	1/27	1/28	1/29	1/30
Cr	148	32	167	0	295	13	192	148	40
Ni	58	0	71	99	3	53	0	148	22
Cu	3	39	10	5	34	5	13	28	2
Zn	87	101	78	99	184	112	163	117	191
Ga	9	5	7	10	13	6	9	8	9
As	2	3	3	0,5	4	0,8	5	1,5	1,5
Rb	1,7	1,0	0,9	1,0	0,6	0,8	0	2,6	0,7
Sr	200	89	84	92	89	65	18	104	91
Y	12,7	10,5	13,4	6,2	6,5	8,4	5,2	8,0	15,8
Ba	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K*	0,22	0,05	0,11	0,10	0,02	0,04	0,11	0,11	0,14
K/Rb	1294	500	1222	1000	333	500	-	423	2000
Rb/Sr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	0,03	0,01
Ba/Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-

П р и м е ч а н и е. 1. Анализы выполнены А.В.Андреевым в ИГМР НАН Украины, ИГН НАН
*-Данные приведены в мас. %

стой серии ($a_l' < 4$), а УМ-андезибазальты — к умеренноглиноземистой ($a_l' = 1-4$) (рис. 74). В этой группе пород заметно возрастает степень окисления железа — до 32–47%, хотя андезибазальты также немагнитные и не содержат магнитной фракции.

Среди андезитов выделяются те же две

серии — высокомагнезиальная и умеренномагнезиальная с разделом между ними $MgO = 6,5\%$ (рис. 75, 76). При этом УМ-андезиты сохраняют свою магнезиальность во всем интервале кремнекислотности, тогда как содержание MgO в ВМ-андезитах с повышением SiO_2 резко падает (рис. 77; табл. 16, 17). Андезиты содержат

Т а б л и ц а 11. Содержание элементов-примесей в умеренномагнезиальных базальтах ЛПМ по данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

Элемент	Номер пробы								Среднее
	1/25	1/26	1/32	13/4	61/1-7а	6164/15	67/14	67/32	
Cr	45	91	75	134	45	454	146	50	130
Ni	8	31	8	93	24	49	15	15	30
Cu	80	189	710	75	16	73	83	5	154
Zn	115	183	59	68	21	67	81	99	86
Ga	18	9	24	11	17	Не опр.	16	17	16
As	1,5	1,2	1,5	14,5	Не опр.	3,0	5,5	1,5	0,4
Rb	5,8	1,7	8,8	5,5	16,0	3,4	0,5	5,1	6
Sr	105	121	33	65	167	131	179	209	126
Y	11	8,3	19,2	17	24	12	12,3	4,7	13,6
Ba	54	31	36	Не опр.	93	Не опр.	42	57	52
K*	0,44	0,10	0,29	1,0	0,71	0,368	0,12	0,09	0,39
K/Rb	759	588	330	1818	444	1059	2400	176	947
Rb/Sr	0,06	0,01	0,27	0,09	0,10	0,03	0,003	0,02	0,27
Ba/Sr	0,51	0,26	1,09	-	0,56	-	0,23	0,27	0,49

П р и м е ч а н и е. См. прим. к табл. 10

данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

пробы										Среднее
1/31	67/2	67/8	67/10	67/13	67/28	67/30	67/32	138/1	67/31	
827	50	50	159	429	120	50	50	50	196	128,8
43	15	15	15	15	15	15	15	15	15	30,3
96	66	49	21	32	5	22	5	20	18	24,9
98	136	1313	289	144	438	120	99	54	159	148
21	19	18	18	15	17	17	17	14	18	13
Не опр.	1,5	3,1	5,8	8,7	3,9	1,5	1,5	1,5	2,2	2,8
5,0	3,0	4,7	8,1	1,9	7,2	6,1	5,1	3,3	7,1	3,2
7	138	138	123	128	181	161	209	108	146	114
9,2	9,9	8,0	9,3	8,4	9,7	12,7	4,7	12,1	10,9	9,6
15	34	37	40	25	32	50	57	53	43	39
0,02	0,08	0,24	0,24	0,04	0,16	0,16	0,09	0,08	0,09	0,11
40	267	511	296	211	222	262	176	242	127	535
0,71	0,02	0,03	0,07	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03	0,05	0,06
2,14	0,25	0,27	0,33	0,20	0,18	0,31	0,27	0,49	0,29	0,47

Украины и Киевском университете. 2. Средние рассчитаны без учета ураганных содержаний.

также очень много железа и являются, в соответствии с коэффициентом $f' = \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$, высокомафичными $f'_{\text{ср}} = 13-16\%$. ВМ-андезиты обнаруживают тенденцию повышенной известковистости. Любопытно, что среди УМ-андезитов наметились две группы по кремнекислотности: основные андезиты (58–60% SiO_2) и кислые (62–64% SiO_2) (см. рис. 77). По-

добно основным породам, ВМ-андезиты имеют более низкую общую железистость (40–50%) в сравнении с таковой УМ-андезитов (60–75%) (рис.78). В отличие от базальтов, корреляция между магниальностью и глиноземистостью андезитов менее явная: среди ВМ-андезитов больше умеренноглиноземистых составов ($a' < 1$), а среди УМ-андезитов — больше высоко-

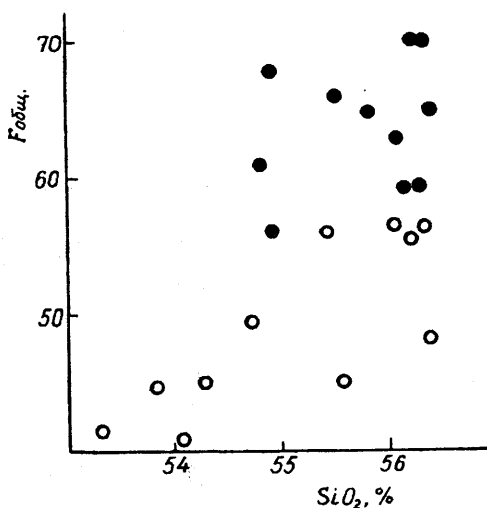


Рис. 71. Диаграмма $\text{SiO}_2 - F_{\text{общ}}$ для андезитбазальтов ЛПМ.

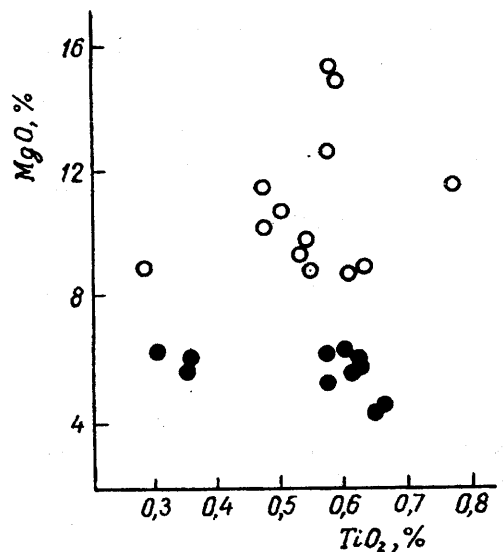


Рис. 72. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{MgO}$ для андезитбазальтов ЛПМ.

Т а б л и ц а 12. Химический состав высокомагнезиальных андезибазальтов ЛПМ, мас.%

Компонент	Номер							
	6166/13	1/9	1/10	1/12	1/21	1/23	13/5в	61/1-36
SiO ₂	55,57	53,57	54,05	53,30	53,09	54,29	54,69	56,26
TiO ₂	0,28	0,58	0,58	0,59	0,55	0,47	0,50	0,61
Al ₂ O ₃	11,44	14,19	14,73	15,17	14,76	14,47	14,29	15,85
FeO _{сум}	6,40	10,12	9,97	10,58	13,24	9,38	10,45	10,68
MnO	0,11	0,17	0,31	0,30	0,21	0,24	0,15	0,19
MgO	8,09	12,55	15,06	14,91	8,70	11,61	10,77	8,36
CaO	13,16	3,60	0,93	1,04	4,73	6,04	4,29	2,42
Na ₂ O	3,63	4,23	3,70	3,39	3,45	2,82	3,76	3,50
K ₂ O	0,70	0,07	0,04	0,08	0,21	0,07	0,12	1,16
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,05	0,05	0,04	0,03	0,07	0,06
S	0,12	0,06	0,03	0,03	0,20	0,03	0,15	0,16
Cl(SO ₃)	(0,19)	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Сумма	99,77	99,41	99,46	99,45	99,20	99,46	99,25	99,26
F _{общ}	45,0	44,6	39,8	41,5	60,4	44,7	49,3	56,1
Na ₂ O/K ₂ O	5,2	60,4	92,5	42,4	16,4	40,3	3,0	3,0
al'	0,78	0,63	0,59	0,60	0,67	0,69	0,67	0,83

Примечание. См. прим. 1—3 к табл. 8.

глиноземистых (al'=1—2). ВМ- и УМ-андезиты отчетливо разделяются по отношению $F_{общ}$ — al' (рис.79). Андезиты — породы с низким содержанием TiO₂, причем в ВМ-андезитах содержание этого окисла меньше, чем в УМ-андезитах (рис.

80). Это согласуется с выводами Б.Г.Лутца [84], согласно которым содержание TiO₂ возрастает от базальтов к андезитам в ассоциации островодужных серий.

Подавляющее большинство андезитов, подобно прочим вулканитам ЛПМ, при-

Т а б л и ц а 13. Содержание элементов-примесей в высокомагнезиальных андезибазальтах ЛПМ

Компонент	Номер							
	1/9	1/10	1/12	1/21	1/23	13/5в	61/1-36	
Cr	100	77	86	71	111	25	25	
Ni	0	38	14	18	0	43	5	
Cu	2	24,0	72	45	6,0	35	221	
Zn	81	174	150	104	116	64	102	
Ga	13,0	7,0	12,0	7,0	10,0	14,0	10,0	
As	6	0,6	1,5	6,9	0	Не опр.	5,0	
Rb	0,5	0,7	6,4	2,4	1,0	4,7	28,0	
Sr	107	27	25	142	103	129	120	
Y	19,8	12,6	9,9	15,9	8,0	10,1	18,9	
Pb	0	0	3	1,9	24	8,7	Не опр.	
Ba	23	Не опр.	22	Не опр.	Не опр.	33	127	
K/Rb	1200	428	109	833	700	234	339	
K*	0,06	0,03	0,07	0,20	0,07	0,11	0,95	
Rb/Sr	0,005	0,03	2,57	0,17	0,01	0,04	0,23	
Ba/Sr	0,21	-	0,88	-	-	0,26	1,06	

Примечание. См. прим. к табл. 10.

пробы									Среднее
61/1-36*	61/1-6а	61/1-6а*	61/1-6в	61/2-2г	67/7	67/9	67/29	139/5	
56,37	56,05	56,24	53,20	56,39	53,28	53,71	53,56	53,34	54,54
0,61	0,53	0,54	0,47	0,78	0,50	0,47	0,51	0,48	0,53
15,40	13,78	13,67	13,57	14,37	11,70	12,30	14,80	13,56	14,00
10,74	11,94	11,59	11,61	10,84	9,66	9,76	11,02	10,57	10,50
0,21	0,17	0,18	0,17	0,25	0,28	0,16	0,29	0,50	0,23
8,58	9,27	9,52	10,18	11,93	14,32	13,07	10,18	13,06	11,20
2,44	3,95	4,03	4,18	3,06	6,08	6,08	5,53	4,51	4,47
3,60	1,85	1,98	3,17	0,63	2,98	3,47	2,84	2,48	3,03
1,17	0,71	0,71	0,39	0,43	0,05	0,12	0,28	0,12	0,38
0,06	0,07	0,07	0,05	0,08	0,08	0,05	0,05	0,05	0,06
0,15	0,46	0,48	1,00	0,28	0,22	0,10	0,15	0,32	0,23
0,02	0,04	0,06	0,02	0,03	0,03	0,04	0,06	0,03	0,03
99,35	98,82	99,07	98,01	99,07	99,18	99,33	99,27	99,02	99,20
55,6	56,3	54,9	53,3	47,6	40,3	42,8	52,0	44,7	48,8
3,1	2,6	2,8	8,1	1,5	59,6	28,9	10,1	20,7	23,6
0,80	0,65	0,65	0,62	0,63	0,49	0,54	0,70	0,57	0,65

надлежит к натриевой серии. Содержания калия весьма невелики, даже если учесть обычную для этого типа пород наложенную серицитизацию. При этом наиболее высокие содержания K_2O характерны для УМ-андезитов (рис. 81). Нередко они со-

провожаются закономерным возрастанием $F_{общ.}$ и это наводит на мысль о существовании особой калиево-натриевой серии, начало которой — в базальтах.

Весьма значительны различия двух серий андезитов по коровым элементам

по данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

пробы								Среднее
61/1-6а	61/1-6в	61/2-2г	6166/13	67/7	67/9	67/29	139/5	
697	421	76	230	402	667	229	50	222
50	42	36	30	70	15	25	15	27
77	81	12	47	37	88	188	114	70
72	92	72	17	126	84	107	103	98
17,0	21,0	14	Не опр.	13,0	16	17	8	12
Не опр.	5	Не опр.	10	1,5	1,5	8,5	1,5	4
20,3	7	13,8	6,8	0,5	2,0	2,0	3,6	6,6
126	110	53	187	107	128	214	80	111
14,9	12	27,6	10,7	9,2	10	13,4	10,1	14
Не опр.	Не опр.	Не опр.	6,0	3,5	5,7	6	4,4	7
98	43	27	Не опр.	19	36	51	140	56
286	457	253	750	400	238	571	139	462
0,58	0,32	0,35	0,51	0,02	0,05	0,12	0,05	0,23
0,16	0,06	0,26	0,04	0,005	0,02	0,01	0,05	0,24
0,78	0,39	0,51	-	0,18	0,28	0,24	0,75	0,59

Т а б л и ц а 14. Химический состав умеренномагнезиальных андезибазальтов ЛПМ, мас.%

Элемент	Номер пробы											Среднее
	6165/1	6165/46	10/8	10/8*	10/11в	13/3	61/1-3в	61/1-3г	61/1-4а	61/1-4а*	61/1-4б	
SiO ₂	56,44	56,22	56,25	56,32	54,90	55,48	56,26	54,91	55,78	56,07	54,82	55,77
TiO ₂	0,58	0,65	0,35	0,35	0,30	0,60	0,66	0,61	0,62	0,62	0,57	0,54
Al ₂ O ₃	16,33	16,76	11,56	11,28	10,62	14,73	16,68	15,26	16,31	16,01	17,01	14,78
FeO _{сум}	9,15	9,28	8,39	8,65	8,04	12,21	10,79	11,64	10,68	10,51	9,46	9,89
MnO	0,14	0,10	0,18	0,20	0,17	0,15	0,16	0,18	0,16	0,18	0,17	0,16
MgO	5,20	4,20	5,93	6,00	6,35	6,21	4,59	5,50	5,78	6,03	6,15	5,63
CaO	3,88	3,02	13,70	14,05	15,35	5,06	5,77	8,00	5,23	5,28	5,61	7,72
Na ₂ O	4,61	5,86	2,17	2,14	2,70	2,47	2,68	2,89	3,55	3,56	3,77	3,31
K ₂ O	1,02	1,08	0,71	0,70	0,80	1,03	1,50	0,26	0,80	0,80	1,43	0,92
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,06	0,05	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07
S	2,09	1,79	0,06	0,05	0,05	0,58	0,13	0,05	0,20	0,18	0,18	0,49
Cl(SO ₃)	(0,11)	(0,48)	0,05	0,05	0,04	0,04	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,08
Сумма	99,65	99,52	99,41	99,84	99,41	98,63	99,31	99,40	99,20	99,33	99,26	99,36
F _{общ}	64,7	69,9	58,6	59,0	55,9	66,3	70,2	67,9	64,9	63,5	60,6	63,8
Na ₂ O/K ₂	4,5	5,4	3,1	3,1	3,4	2,4	1,8	11,1	4,4	4,5	2,6	4,2
al'	1,11	1,20	0,81	0,77	0,74	0,80	1,09	0,89	0,99	0,97	1,09	0,95

Примечание. См. прим.1-3 к табл. 8. Анализы 6165/1, 6165/46 выполнены в химлаборатории ИГН НАН Украины, аналитик Н.В.Корчун

(табл. 18, 19, рис. 82,83). Так, в ВМ-андезитах почти в два раза меньше иттрия, в четыре раза — галлия и в три раза — рубидия, но значительно больше — хрома и никеля. Отметим, что содержания рубидия и стронция вполне сопоставимы с та-

ковыми в бонинитах Мариано-Идзу-Бонинской островодужной системы.

В целом по главным петрохимическим характеристикам — магнезиальности, щелочности и титанистости — ВМ-андезиты ЛПМ вполне отвечают бонинитовой серии.

Т а б л и ц а 15. Содержание элементов-примесей в умеренномагнезиальных андезибазальтах ЛПМ по данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

Элемент	Номер пробы									Среднее
	10/8	10/11в	13/3	61/1-3в	61/1-3г	61/1-4а	61/1-4б	6165/1	6165/46	
Cr	0	106	0	25	52	172	25	2	36	46
Ni	22,4	17	0	34	5	11	11	0	6	12
Cu	0	5	185	93	52	22	56	31	12	51
Zn	7	21	37	76	49	58	56	57	25	43
Ga	7	13	10	13	27	18	14	Не опр.	Не опр.	15
As	8	Не опр.	14	Не опр.	Не опр.	5	Не опр.	32	16	15
Rb	9,3	4,2	38,3	35,1	6,4	14,3	25,5	6,5	10,4	17
Sr	168,0	93,0	155	113	171	138	142	32	57	119
Y	19,5	28,6	20,7	23,3	21,2	17,3	17,5	9,9	20,2	20,0
Ba	Не опр.	30,0	Не опр.	233	87	93	146	Не опр.	Не опр.	105
K*	0,27	0,66	0,85	1,23	0,21	0,66	1,17	1,09	1,4	0,84
K/Rb	290,0	1571,0	222	350	328	462	459	1680	1346	745
Rb/Sr	0,06	0,05	0,25	0,31	0,04	0,10	0,18	0,20	0,18	0,15
Ba/Sr	0,24	0,32	Не опр.	2,06	0,51	0,67	1,03	Не опр.	Не опр.	0,81

Примечание. См. прим. к табл. 10

Т а б л и ц а 16. Химический состав высокомагнезиальных андезитов ЛПМ, мас.%

Элемент	Номер пробы										Среднее
	6166/1а	6666/16	6165/4а	6165/10	6166/1в	6166/46	1/1	1/3	1/13	10/3	
SiO ₂	60,27	60,98	61,28	61,19	61,21	60,49	57,48	60,04	57,15	61,91	60,20
TiO ₂	0,37	0,27	0,36	0,35	0,36	0,35	0,02	0,38	0,59	0,40	0,35
Al ₂ O ₃	12,48	12,70	11,84	12,49	12,57	12,12	13,31	10,39	14,25	11,76	12,39
FeO _{сум}	6,42	6,54	7,30	6,80	6,84	7,34	7,98	9,84	8,34	7,45	7,49
MnO	0,11	0,11	0,09	0,09	0,11	0,10	0,19	0,20	0,17	0,15	0,13
MgO	7,20	7,84	7,98	7,68	8,28	7,94	12,13	12,95	12,94	7,87	9,28
CaO	9,02	7,43	5,86	6,31	4,99	5,75	4,69	4,93	2,69	5,81	5,75
Na ₂ O	3,26	3,24	3,70	3,58	4,32	3,82	3,44	0,18	2,93	3,29	3,18
K ₂ O	0,19	0,27	0,71	0,67	0,15	0,82	0,04	0,10	0,21	0,49	0,36
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,08	0,10	0,11	0,07	0,03	0,02	0,06	0,06	0,07
SO ₃ (Cl)	0,18	0,13	0,10	0,05	0,15	0,39	(0,01)	(0,02)	(0,02)	(0,05)	
S	0,28	0,28	0,57	0,46	0,66	0,62	0,07	0,18	0,06	0,10	0,33
Сумма	99,87	99,88	99,87	99,77	99,75	99,81	99,39	99,23	99,41	99,34	99,53
F _{общ}	47,7	46,0	48,2	47,7	46,2	48,6	39,7	43,2	39,2	48,6	45,5
Na ₂ O/K ₂ O	17,6	12,0	5,21	5,34	28,8	4,66	86,0	1,8	13,9	6,7	18,2
al'	0,91	0,88	0,77	0,85	0,82	0,78	0,66	0,46	0,67	0,77	0,76

Примечание. См. прим. 1–3 к табл. 8. Первые шесть анализов выполнены в химлаборатории ИГН НАН Украины, аналитик Н.В.Корчун.

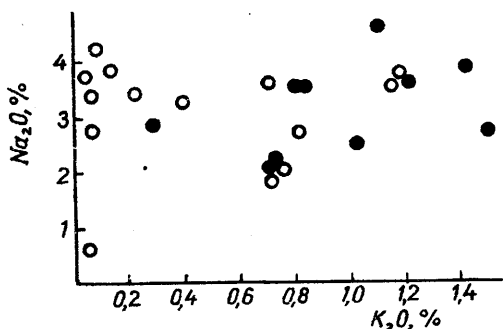


Рис. 73. Диаграмма K₂O — Na₂O для андезитобазальтов ЛПМ.

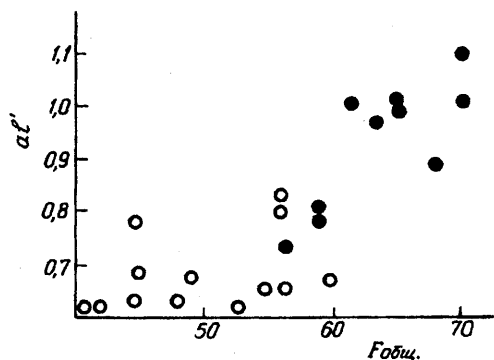


Рис. 74. Диаграмма F_{общ} — al' для андезитобазальтов ЛПМ.

Химический состав дацитов, судя по небольшой выборке, отражает тенденции более основных членов серии. Все дациты характеризуются резко выраженной натриевой щелочностью (табл. 20, см. рис. 81). Отношение Na₂O/K₂O изменяется в пределах 6,5 — 34,1, составляя в среднем 14,0,

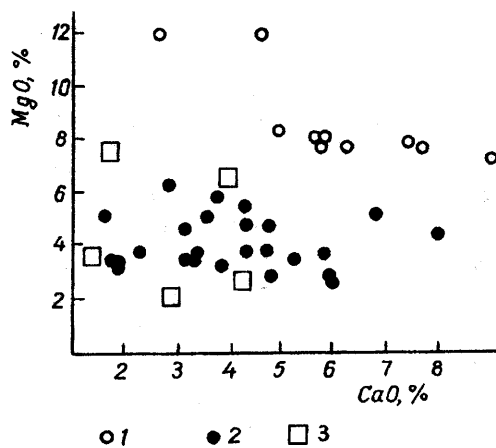


Рис. 75. Диаграмма CaO — MgO для андезитов и дацитов ЛПМ. 1 — ВМ-андезиты, 2 — УМ-андезиты, 3 — дациты. Условные обозначения те же к рис. 76–83.

Т а б л и ц а 17. Химический состав умеренномагнезиальных андезитов ЛПМ, мас.%.

Компонент	Номер										
	6165/2	6166/3	6164/14	6164/10	20/9	20/9*	61/1-1а	61/1-1б	61/1-1в	61/1-1г	61/1-3а
SiO ₂	59,26	57,01	59,74	62,74	57,24	57,20	62,91	59,46	62,28	59,55	57,59
TiO ₂	0,76	0,56	0,73	0,44	1,09	1,01	0,62	0,68	0,54	0,60	0,76
Al ₂ O ₃	17,10	17,34	15,60	16,61	17,21	17,11	13,09	13,93	13,31	12,75	17,94
FeO _{сум}	8,57	8,71	10,51	6,32	8,15	8,23	8,76	9,83	9,60	9,29	10,09
MnO	0,10	0,10	0,18	0,07	0,69	0,71	0,19	0,17	0,13	0,23	0,17
MgO	3,27	3,72	4,86	3,78	6,22	6,44	4,59	3,93	5,88	4,14	5,00
CaO	3,86	3,35	4,93	2,41	2,94	2,96	3,23	4,79	3,75	8,04	3,66
Na ₂ O	4,06	7,13	2,40	5,80	3,54	3,71	4,44	5,12	3,16	4,31	1,55
K ₂ O	1,49	0,69	0,22	0,95	1,14	1,16	0,77	0,82	0,48	0,36	2,38
P ₂ O ₅	0,17	0,10	0,12	0,11	0,14	0,14	0,08	0,09	0,09	0,07	0,09
S(SO ₃ общ)	0,56	0,86	(0,39)	0,48	0,48	0,45	0,32	0,26	0,10	0,05	0,10
Cl(SO ₃)	(0,35)	(0,16)	Не опр.	Не опр.	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01
Сумма	99,55	9,73	99,68	99,71	98,78	99,16	99,02	99,11	99,35	99,42	99,34
F _{общ}	73,4	70,7	69,1	63,6	56,7	56,1	65,6	71,4	62,0	69,2	66,9
Na ₂ O/K ₂ O	2,73	10,33	10,91	6,11	3,11	3,20	5,77	6,24	6,58	11,97	0,65
al'	1,39	1,37	0,99	1,60	1,20	1,17	0,98	1,01	0,86	0,95	1,19

Примечание. См. прим. 1-3 к табл. 8. Первые четыре анализа выполнены в химлаборато-

что намного выше пределов, принятых для этого типа пород [60]. Не наблюдается заметного возрастания K₂O с увеличением кремнекислотности. Крайне низка также глиноземистость этих пород: al'=1,33. Однако даже в пределах этой низкой глиноземистости выделяются малочисленные группы составов — относительно высоко-

и низкоглиноземистых (см. рис. 79). Сохраняется та же тенденция: менее глиноземистые дациты являются более магнезиальными. Дациты отличаются также чрезвычайно высоким для этой группы пород содержанием MgO и низким — TiO₂ (см. рис. 75,80), вполне сопоставимыми с содержаниями в умеренномагнезиальных

Т а б л и ц а 18. Содержание элементов-примесей в высокомагнезиальных андезитах ЛПМ, г/т

Элемент	Номер пробы										Среднее
	6166/1а	6166/1б	6165/4а	6165/10	6166/1в	6166/4б	1/1	1/3	1/13	10/3	
Cr	400	432	411	497	463	406	99	40	41	262	305
Ni	50	27	36	109	43	63	30	15	25	64	46
Cu	94	40	67	69	52	2	260	14	7	24	63
Zn	33	27	58	40	45	20	77	115	100	29	54
Ga	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0	6	5	9	5
As	1,7	13,6	48,9	3,7	1,7	9,1	1,8	0	3,7	2,2	8,6
Rb	1,4	1,2	9,4	6,7	0,5	10,3	2,1	1,6	3,4	8,9	4,6
Sr	43	45	237	238	185	241	41	109	114	207	146
Y	10,6	8,8	8,4	10,5	8,9	9,4	12,6	8,5	13	20,4	11,1
Pb	2,1	0,0	0,4	3,9	1,9	2,3	14	6	Не опр.	0,6	3,5
K*	0,3	0,35	0,77	0,89	0,17	0,6	0,06	0,2	Не опр.	0,31	0,41
K/Rb	2143	2917	819	1328	3400	583	300	1300	—	300	1454
Rb/Sr	0,03	0,03	0,04	0,03	0,003	0,04	0,05	0,01	0,03	0,04	0,03

Примечание. См. прим. к табл. 10

пробы											Сред- нее
61/1-5a	61/1-76	61/1-8	61/2-26	61/2-3a	61/2-3r	141/23	141/27	141/12	141/14a	141/24	
63,23	59,57	63,59	62,37	63,45	59,23	60,78	60,89	59,85	59,00	59,67	60,30
0,65	0,64	0,63	0,53	0,69	0,66	0,91	0,83	0,59	0,57	0,50	0,68
15,89	13,76	13,40	14,65	13,71	15,53	19,30	19,62	16,32	17,85	16,94	15,86
7,97	9,74	8,93	8,38	9,50	10,19	2,06	2,70	6,25	5,73	4,83	7,92
0,14	0,18	0,18	0,16	0,19	0,31	0,04	0,06	0,07	0,07	0,12	0,19
5,06	4,84	3,48	2,60	3,55	5,29	4,32	3,82	3,33	2,70	4,83	4,35
1,22	4,37	3,23	6,00	3,32	4,44	4,38	4,06	7,12	8,19	8,13	4,47
3,78	4,67	5,17	3,21	4,73	3,28	6,28	6,53	2,74	3,99	3,32	4,22
1,30	0,80	0,10	1,38	0,13	0,38	0,62	0,72	1,12	0,46	0,54	0,82
0,12	0,08	0,08	0,08	0,08	0,07	0,44	0,21	0,09	0,07	0,07	0,12
0,04	0,32	0,28	0,04	0,03	0,03	0,13	0,31	0,76	0,30	0,19	0,29
0,05	0,03	0,02	0,02	0,05	0,02	0,04	0,03	0,14	0,11	0,07	0,04
99,45	99,00	99,09	99,42	99,43	99,43	99,3	99,78	99,38	99,04	99,21	99,26
61,24	66,8	71,8	76,3	72,8	65,8	32,3	41,4	65,2	68,0	50,0	63,5
2,90	5,84	51,7	2,33	36,4	8,63	10,1	9,07	2,45	8,67	6,15	9,63
1,22	0,94	1,08	1,33	1,05	1,00	3,03	3,01	1,70	2,12	1,75	1,41

рии ИГН НАН Украины, аналитик Н. В. Корчун.

андезитах. Наличие двух серий по магнезиальности также достаточно очевидно: граница раздела двух серий — 6,5% MgO (см. рис. 75).

Вулканисты гранитной кремнекислотности, согласно классификации [60], должны относиться к семейству низкощелочных риодацитов, к виду плагиориодацит.

Т а б л и ц а 19. Содержание элементов-примесей в умеренномагнезиальных андезитах ЛПМ по данным рентген-флюоресцентного анализа, г/т

Элемент	Номер пробы											Сред- нее
	20/9	61/1-1в	61/1-1г	6164/10	6165/2	6166/3	141/23	141/27	141/12	141/14a	141/24	
Cr	25	116	25	28	0	61	112	50	50	50	398	83
Ni	5	26	21	0,9	0	0	29	15	15	15	40	15
Cu	54	26	12	56	25	40	5	5	11	5	23	24
Zn	215	51	76	60	57	56	29	30	47	48	52	66
Ga	34	12	22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	23	25	16	20	20	22
As	Не опр.	82	Не опр.	9,1	16,9	5,5	13	1,5	13,4	4,8	8,5	17,2
Rb	20,7	12,2	7,7	17,7	14,2	7,4	12,2	8,7	43,9	5	4,6	14
Sr	373	141	59	169	339	39	280	272	214	242	237	215
Y	20,3	20	19,2	12,6	20,2	14,2	19	11,7	15,8	16,5	17,8	17
Pb	94	3	3	0	0	2,9	1,5	10,5	1,5	1,5	1,5	10,9
Ba	594	79	76	Не опр.	Не опр.	Не опр.	176	218	146	109	9,4	187
K*	0,95	0,39	0,29	0,79	1,45	1,01	0,24	0,28	0,45	0,17	0,2	0,57
K/Rb	460	320	380	450	1021	1365	197	322	103	340	435	490
Rb/Sr	0,06	0,09	0,13	0,1	0,04	0,19	0,04	0,03	0,21	0,02	0,02	0,08
Ba/Sr	1,59	0,56	1,29	—	—	—	0,63	0,8	0,68	0,45	0,4	0,8

Примечание. См. прим. к табл. 10

Оксиды	Номер пробы					Среднее
	6166/4а	1/14	7/2	61/2-2а	61/2-36	
SiO ₂	67,58	64,32	67,73	66,09	66,21	66,39
TiO ₂	0,26	0,53	0,34	0,57	0,54	0,44
Al ₂ O ₃	12,22	12,69	15,61	14,44	13,24	13,84
FeO _{сум}	5,34	8,65	5,22	7,78	6,83	6,76
MnO	0,08	0,10	0,09	0,18	0,27	0,14
MgO	6,09	7,30	1,99	3,55	2,94	4,37
CaO	3,87	1,35	3,04	0,93	4,45	2,73
Na ₂ O	3,81	3,75	4,49	4,41	4,43	4,18
K ₂ O	0,28	0,11	0,78	0,64	0,42	0,45
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,08	0,10	0,11	0,08
S	0,25	0,26	0,03	0,31	0,02	0,17
Cl	Не опр.	0,01	0,06	0,02	0,02	0,03
Сумма	100	99,11	99,46	99,02	99,48	99,58
F _{общ}	47,4	54,2	72,4	68,1	69,9	62,4
Na ₂ O/K ₂ O	13,6	34,1	5,8	6,9	10,5	14,2
al'	1,06	0,8	2,14	1,27	1,36	1,33

Примечание. См. прим. 1-3 к табл. 8. Анализ 6166/4а выполнен в химлаборатории ИГН НАН Украины, аналитик Н.В.Корчун

Т а б л и ц а 20
Химический
состав дацитов
ЛПМ, мас. %

Это название полностью применимо к породам с содержанием SiO₂=68-73%. В литературе, однако, нередко встречается название "плагиориолит". По мнению авторов, это название в применении к бескальциевым ультракислым (SiO₂ более 73%) вулканитам более логично и умест-

но, подчеркивая их петрогенетическую сущность.

Подобно другим породам ЛПМ, плагиориодациты существенно выходят за границы составов, приведенных в [60]. Главные отличия — высокие содержания MgO, FeO и постоянно низкие — K₂O. Так, пла-

Элемент	Номер пробы				Среднее
	1/14	7/2	61/2-2а	61/2-36	
Cr	40	37	148	25	63
Ni	7	18	5	5	9
Cu	5	4	78	5	23
Zn	26	16	67	75	46
Ga	2	9	18	21	13
As	0,3	4,3	Не опр.	Не опр.	2,3
Rb	2,8	6,5	17,3	13,2	10
Sr	64	108	64	122	89,5
Y	15,7	27,8	Не опр.	28,4	24
Ba	Не опр.	Не опр.	110	57	84
K*	0,17	0,51	0,52	0,34	0,39
K/Rb	607	785	301	258	488
Rb/Sr	0,04	0,06	0,27	0,11	0,12
Ba/Sr	—	—	1,72	0,47	1,1

Примечание. См. прим. к табл. 10.

Т а б л и ц а 21
Содержание
элементов-примесей
в дацитах ЛПМ
по данным
рентген-флуоресцентного
анализа, г/т

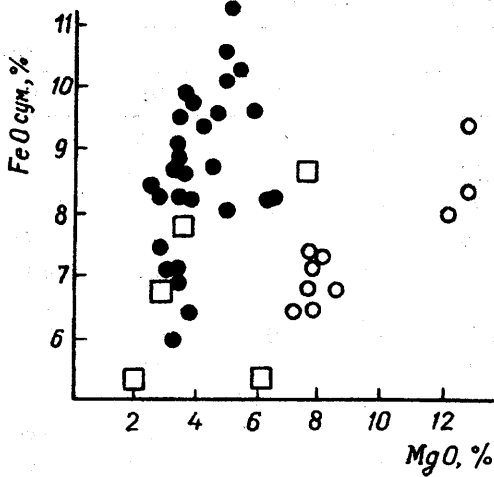


Рис. 76. Диаграмма $MgO - FeO_{сум}$ для андезитов и дацитов ЛПМ.

гиориодациты содержат, как правило, более 1,5 % MgO (табл. 22,23), при том, что в классификации для этих пород указан предел 0,0–1,5 % MgO . Содержание K_2O в этих же породах находится возле нижнего предела по классификации (0,5–4,0%) или еще ниже. Содержание FeO в плагиориодацитах всегда выше указанных в классификации пределов (0,2–2,5%). Еще более значительны отличия плагиориолитов (табл. 24–27), если сравнивать их с низкощелочными плагиориодацитами. Такое сопоставление, впрочем, некорректно, поскольку вида “плагиориолит” в классификации вообще нет.

Кислые вулканыты по составу все без

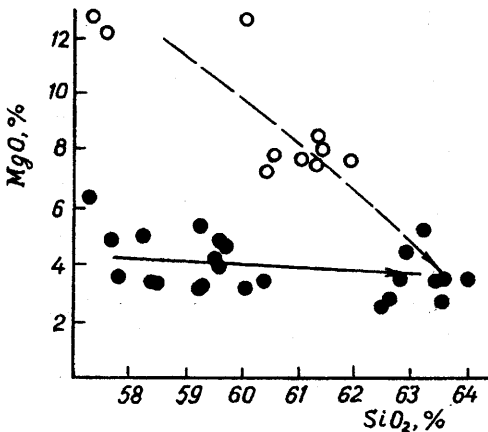


Рис. 77. Диаграмма $SiO_2 - MgO$ для андезитов ЛПМ.

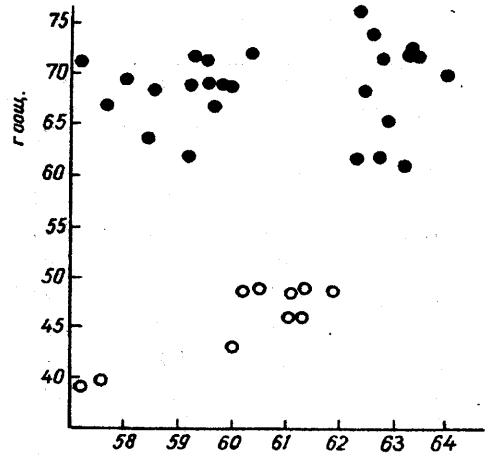


Рис. 78. Диаграмма $SiO_2 - F_{общ}$ для андезитов ЛПМ.

исключения относятся к натриевой серии и являются высокоглиноземистыми. Все главные петрохимические тенденции, установленные для предыдущих видов, сохраняются и для наиболее кислых вулканигов.

Главная тенденция — высокая мафичность — четко фиксируется на всех диаграммах, где есть MgO , FeO и их производные. Так, на диаграмме рис. 84 отчетливо выделяются два поля кислых вулканигов — умеренно- и высокомагнезиальные. Граница по MgO , в зависимости от кремнекислотности, изменяется от 3 до 0,5%, составляя в среднем для плагиориодацитов 2,5%, а для плагиориолитов — 1,5% MgO .

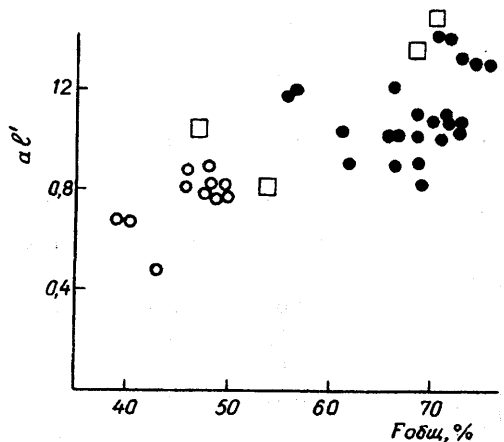


Рис. 79. Диаграмма $F_{общ} - aI'$ для андезитов и дацитов ЛПМ.

Т а б л и ц а 22. Химический состав плагиориодацитов ЛПМ, мас. %

Компонент	Номер							
	1/2	1/18	1/20	2/1	3/1	3/1*	7/1	7/1*
SiO ₂	71,63	70,86	71,92	72,83	70,09	70,5	70,83	71,15
TiO ₂	0,15	0,43	0,28	0,28	0,35	0,35	0,33	0,31
Al ₂ O ₃	11,54	13,05	11,89	10,76	13,38	13,19	14,18	14,19
FeO _{сум}	5,56	4,95	5,43	6,50	5,75	5,68	3,84	3,73
MnO	0,09	0,17	0,07	0,10	0,18	0,18	0,10	0,10
MgO	1,66	1,89	2,20	1,21	2,66	2,71	1,87	1,48
CaO	1,66	2,58	1,62	0,50	0,61	0,61	2,67	3,39
Na ₂ O	3,94	4,96	5,28	5,36	3,83	3,78	4,99	4,32
K ₂ O	0,72	0,48	0,09	0,47	2,25	2,24	0,43	0,64
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,06	0,11	0,06	0,06	0,08	0,08
S	0,99	0,02	0,26	0,54	0,13	0,12	0,05	0,05
Cl(SO ₃)	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,05	0,06	0,05
Сумма	98,03	98,48	99,11	98,69	99,3	99,47	99,43	99,49
F _{общ}	77,0	72,4	71,2	84,3	68,4	67,7	67,3	65,3
Na ₂ O/K ₂ O	5,5	10,3	58,7	11,4	1,7	1,69	11,6	6,6
al'	1,6	1,91	1,56	1,4	1,28	1,57	2,48	2,72

Примечание. См. прим. 1–3 к табл. 8. Анализ 6164/12 выполнен в химлаборатории ИГН

Сумма MgO+FeO закономерно и очень значительно уменьшается по мере увеличения кремнекислотности как магнезиальных, так и умеренномагнезиальных вул-

канитов (рис. 85); при этом общая железистость не изменяется.

Таким образом, главные петрохимические особенности прослеживаются во всех

Т а б л и ц а 23. Содержание элементов-примесей в плагиориодацитах ЛПМ по данным рентген-

Компонент	Номер						
	1/2	1/18	1/25	7/1	7/3	10/1	10/4
Cr	8	12	0	0	6	36	0
Ni	7	1	0	0	0	2	23
Cu	8	3	11	6	4	1	3
Zn	17	56	23	71	17	8	8
Ga	10	6	13	8	7	8	11
Ge	3,8	He опр.	1,9	0	2,1	0	1,2
As	3,7	3,5	4,7	6,2	39,2	3,4	8,2
Rb	9,5	6,6	4,2	3,1	7,8	10,3	13,9
Sr	117	117	140	61	87	164	177
Y	34,5	24	23,7	26,7	29,3	27,9	25,1
Hg	He опр.	He опр.	He опр.	0	1,3	5,2	4,2
Pb	3,6	0	1,8	Q	0,4	2,7	0
Ba	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
K*	0,53	0,31	0,3	0,19	0,23	0,56	0,36
K/Rb	558	470	714	613	295	544	259
Rb/Sr	0,08	0,06	0,03	0,05	0,09	0,06	0,08
Ba/Sr	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. См. прим. к табл. 10.

пробы									Среднее
7/3	10/1	10/4	10/7а	10/7б	10/7в	10/7г	6164/12	67/24	
70,67	69,38	70,5	70,33	70,98	69,95	68,53	69,47	70,87	70,62
0,32	0,34	0,43	0,44	0,41	0,44	0,35	0,47	0,30	0,35
13,69	13,98	13,94	14,10	14,07	14,27	14,44	13,42	12,99	13,36
4,25	3,25	3,98	4,23	3,87	4,24	3,72	5,99	5,04	4,71
0,09	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,06	0,12	0,08
1,59	3,83	2,38	2,14	2,00	2,10	3,55	2,08	4,28	2,33
1,47	2,72	3,49	3,10	3,17	3,40	2,76	1,25	0,27	2,07
5,92	4,79	3,76	4,04	4,00	3,88	5,01	4,59	4,67	4,54
0,30	0,72	0,50	0,60	0,52	0,57	0,60	1,42	0,46	0,76
0,08	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,10	0,16	0,07	0,09
0,42	0,10	0,14	0,14	0,13	0,20	0,15	0,63	0,16	0,25
0,07	0,08	0,03	0,03	0,03	0,04	(0,04)	(0,16)	0,05	0,04
98,87	99,34	99,28	99,27	99,30	99,22	99,29	99,69	99,28	99,20
72,8	45,9	62,6	66,4	65,9	66,8	51,2	74,2	54,1	66,70
19,7	6,6	7,5	6,7	7,7	6,8	8,3	3,2	10,2	10,80
2,34	1,98	2,19	2,21	2,4	2,25	1,99	1,66	1,39	1,940

НАН Украины, аналитик Н.В. Корчун.

группах вулканитов вплоть до самых кислых. Разделение на две серии можно видеть на сводной диаграмме MgO—SiO₂ (рис. 8б), причем между двумя трендами прак-

тически нет промежуточных составов. ВМ-тренд слабо подтвержден лишь на уровне составов дацитов и плагиориодацитов, что можно объяснить недостаточным числом

флуоресцентного анализа, г/т

пробы							Среднее
10/8	10/7а	10/7б	10/7в	10/7г	6164/12	67/24	
0	25	25	25	25	0	50	15
22	24	31	21	21	6	15	12
0	15	5	5	10	14	5	6
7	20	25	21	13	66	61	30
7	16	21	14	18	He опр.	17	12
0	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	1,3
7,5	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	9,1	2,7	8,8
9,3	16	17,3	14,3	13,3	16,9	9,5	10,9
168	167	170	172	175	33	42	128
19,5	24,5	19,2	25,9	23,0	20,4	18,7	24,5
0	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2,1
0	13,2	5,5	11,4	8,4	3,2	1,5	3,7
He опр.	139	160	157	119	He опр.	56	126
0,27	0,49	0,43	0,47	0,49	0,97	0,17	0,41
290	306	249	329	368	574	179	411
0,06	0,1	0,1	0,08	0,08	0,5	0,23	0,11
—	0,83	0,94	0,91	0,68	—	1,33	0,94

Т а б л и ц а 24. Химический состав высокомагнезиальных плагиориолитов ЛПМ, мас. %

Компонент	Номер							
	1/6	1/7	1/11	1/11*	3/1	10/2	10/5	1/4
SiO ₂	76,53	76,51	73,59	73,41	77,16	73,15	75,31	74,61
TiO ₂	0,12	0,11	0,34	0,35	0,27	0,29	0,23	0,32
Al ₂ O ₃	11,47	11,71	11,75	11,67	10,66	13,39	13,08	11,11
FeO _{сум}	2,53	2,40	4,84	5,18	3,81	2,77	1,75	3,65
MnO	0,04	0,03	0,12	0,13	0,11	0,01	0,01	0,03
MgO	1,67	1,85	2,29	2,35	1,63	2,29	1,72	1,98
CaO	1,52	1,38	0,88	1,07	0,57	2,23	1,70	1,57
Na ₂ O	4,37	4,24	5,14	4,83	3,85	4,59	5,04	3,67
K ₂ O	0,51	0,49	0,17	0,19	1,20	0,56	0,53	0,86
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,08	0,08	0,06	0,08	0,06	0,08
S	0,05	0,30	0,09	0,09	0,13	0,04	0,02	0,64
Cl	0,01	0,01	—	0,01	0,02	0,08	0,03	0,01
Сумма	98,89	98,72	99,29	99,35	99,45	99,28	99,37	98,52
F _{общ}	60,2	56,5	67,9	67,9	70,0	54,7	50,4	62,6
Na ₂ O/K ₂ O	8,6	8,7	30,4	25,4	3,2	8,2	9,5	4,3
al'	2,73	2,76	1,65	1,65	1,96	2,65	3,77	2,19

Примечание. См. прим. 1–3 к табл. 8

анализов. Менее выразительно, но также достаточно очевидно наличие двух трендов на диаграммах А–S и F_{общ}–SiO₂ (рис. 87). На диаграммах с участием щелочей

различия стираются благодаря явному приросту Na₂O в процессе спилитизации и зеленокаменного изменения пород. Что касается K₂O, то его повышенные содержа-

Т а б л и ц а 25. Содержание элементов-примесей в высокомагнезиальных плагиориолитах ЛПМ

Компонент	Номер							
	1/6	1/7	1/11	1/11*	3/1	10/2	10/5	1/4
Cr	0	39	10	89	7	0	62	25
Ni	17	0	0	5	0	29	12	20
Cu	7	2	39	42	5	0	4	20
Zn	28	28	130	121	61	8	5	26
Ga	8	7	5	14	6	9	8	10
Ge	2,2	1,7	Не опр.	Не опр.	3	2,9	2,4	Не опр.
As	0,6	0	1,9	Не опр.	5,4	4,3	5,4	Не опр.
Rb	6,7	5,6	2,7	4,4	16,5	9,9	10,9	17,9
Sr	111	107	76	81	260	165	165	60
Y	27,5	26,7	24	20,4	28,3	21,7	20,9	17,2
Hg	0,5	0	Не опр.	Не опр.	1,6	1,7	0,2	Не опр.
Pb	6,6	11,1	3	5,9	0,3	0,1	0	31
Ba	Не опр.	Не опр.	Не опр.	41	Не опр.	Не опр.	Не опр.	60
K*	0,38	0,27	0,13	0,16	0,59	0,38	0,23	Не опр.
K/Rb	567	482	481	364	358	384	211	—
Rb/Sr	0,06	0,05	0,04	0,05	0,06	0,06	0,07	0,30
Ba/Sr	—	—	—	0,51	—	—	—	1

Примечание. См. прим. к табл. 10.

пробы									Среднее
1/5	10/116	17/16	67/15	67/17	67/21	67/16	67/23	67/34	
73,77	78,38	75,04	74,42	73,52	73,89	75,08	74,82	76,28	75,06
0,15	0,26	0,36	0,23	0,29	0,24	0,16	0,27	0,21	0,25
12,24	9,49	10,81	11,63	10,92	12,70	11,55	11,61	11,94	11,63
3,28	2,10	4,04	3,70	6,02	3,35	4,20	3,91	2,00	3,50
0,05	0,01	0,08	0,11	0,19	0,07	0,07	0,08	0,03	0,07
3,22	1,94	1,50	2,17	3,29	3,32	3,04	2,09	1,98	2,25
1,56	2,01	4,11	2,04	2,39	0,59	0,36	1,45	1,32	1,57
3,85	4,56	2,99	4,98	2,11	3,78	4,55	4,57	4,41	4,21
0,60	0,52	0,34	0,15	0,58	0,73	0,24	0,26	0,40	0,49
0,03	0,14	0,09	0,04	0,05	0,04	0,02	0,07	0,03	0,06
0,30	0,03	0,05	0,00	0,04	0,30	0,09	0,14	0,15	0,14
0,01	0,03	0,01	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
99,05	99,44	99,41	99,48	99,44	99,03	99,43	99,28	99,26	99,25
50,4	52,0	72,9	63,0	64,7	50,2	58,0	65,2	50,2	59,8
6,4	8,8	8,8	33,2	3,6	5,2	19,0	17,6	11,0	12,5
3,77	2,34	1,95	1,98	1,17	1,9	1,6	1,94	3,0	2,29

ния иногда связаны с видимыми процессами серицитизации. Низкие содержания K_2O нельзя объяснить выносом: в наиболее кислых породах, даже вполне кайно-

типных, его содержание нередко ниже, чем в более основных дифференциатах.

На диаграмме AFM (рис. 88) вся совокупность составов вулканитов ЛПМ рас-

по данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

пробы								Среднее
1/5	10/116	67/15	67/17	67/21	67/16	67/23	67/34	
25	25	50	50	50	50	105	50	40
13	27	15	15	15	15	15	15	13
5	5	5	143	5	5	10	19	20
28	15	32	56	57	39	32	35	44
16	13	15	13	18	20	16	16	12
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,4
Не опр.	Не опр.	8,1	5,1	11,1	1,5	2,2	1,5	3,9
9,2	12,1	1,7	0,5	6,6	6,2	2,6	4,1	7,4
74	143	79	86	119	77	149	147	119
23,3	23,9	15,9	22,8	21,1	19,1	18,8	15	21,7
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,8
2,5	2,5	1,5	1,5	3,6	1,5	1,5	6,2	4,9
56	109	20	26	83	43	44	45	53
0,19	0,44	0,06	0,25	0,3	0,1	0,11	0,16	0,23
207	364	353	5000	455	161	423	390	680
0,2	0,08	0,02	0,006	0,06	0,08	0,02	0,03	0,07
0,76	0,76	0,25	0,3	0,7	0,56	0,3	0,31	0,55

Т а б л и ц а 26. Химический состав умеренномагнезиальных плагиориолитов ЛПМ, мас.%

Оксид	Номер пробы									Среднее
	6165/6	6166/2	6166/5	6166/9а	6166/9б	1/8	1/17	7/1	67/22	
SiO ₂	74,81	75,5	76,65	75,46	74,38	77,65	77,85	73,17	74,57	75,56
TiO ₂	0,25	0,17	0,20	0,20	0,31	0,31	0,11	0,29	0,30	0,24
Al ₂ O ₃	13,12	12,83	11,96	12,79	12,70	10,66	9,14	15,05	12,48	12,3
FeO _{сум}	3,29	3,56	3,21	3,39	4,07	2,72	3,33	3,65	3,31	3,39
MnO	0,05	0,06	0,06	0,04	0,06	0,02	0,04	0,10	0,08	0,06
MgO	1,23	1,06	0,89	0,87	1,14	0,83	0,70	1,49	1,29	1,06
CaO	0,89	0,70	0,63	0,93	1,01	1,00	1,47	0,18	1,77	0,95
Na ₂ O	5,69	5,62	5,30	5,55	5,62	4,06	4,90	4,70	5,19	5,18
K ₂ O	0,18	0,18	0,38	0,29	0,20	0,87	0,08	0,67	0,42	0,36
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,02	0,01	0,08	0,05	0,06
S(SO ₃)	(0,42)	0,23	0,62	(0,37)	(0,40)	0,30	0,74	0,04	0,01	0,32 (0,40)
Cl	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,01	0,01	0,04	0,01	0,02
Сумма	99,58	99,99	102,08	99,59	99,56	98,12	97,62	99,42	99,48	99,50
F _{общ}	72,7	77,1	78,5	79,7	78,2	76,6	82,6	67,2	71,6	76,02
Na ₂ O/K ₂ O	31,6	31,2	13,9	19,1	28,1	4,7	61,3	7,0	12,4	23,3
al'	2,9	2,78	2,89	2,98	2,42	3,00	2,26	2,48	2,71	2,71

Примечание. См. прим. 1–3 к табл. 8. Первые пять анализов выполнены в химлаборатории ИГН НАН Украины, аналитик Н.В.Корчун.

полагается в двух полях: серия УМ-вулканитов в подавляющем большинстве точек располагается в поле известково-щелочной (гиперстеновой) серии, а ВМ-вулканиты выходят за ее пределы, образуя два самостоятельных поля ближе к углам А и М. За

Т а б л и ц а 27. Содержание элементов-примесей в умеренномагнезиальных плагиориолитах ЛПМ по данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

Элемент	Номер пробы										Среднее
	1/8	1/17	10/9	7/1	6165/6	6166/2	6166/5	6166/9а	6166/9б	67/22	
Cr	3	110	48	0	52	0	0	2	90	50	40
Ni	9,8	0	0	0	0	0	0	0,1	0	15	2,5
Cu	2	9	3	6	3	17	0	8	9	64	13
Zn	13	6	7	71	9	9	6	6	16	29	18
Ga	7	6	4	8,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	13	8
Ge	0	Не опр.	1,7	0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,6
As	45	2,7	5,5	6,2	1,4	8,5	7,6	112	10,4	5,3	20
Rb	12,7	2	5,9	3,1	2,9	3,9	9,4	6,9	2,6	5	5,4
Sr	70	48	89	61	118	128	89	99	121	103	92,9
Y	16,9	25,6	30,3	26,7	24	22,9	25	26	28,3	23,4	24,9
Hg	3,7	Не опр.	2,2	0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2
Pb	3	4,8	0	0	3,7	6,5	1,1	0	9,1	1,5	3
K*	0,46	0,08	0,85	0,55	0,32	0,16	0,4	0,24	0,17	0,15	0,34
K/Rb	362	400	1441	1774	1103	410	426	348	654	300	722
Rb/Sr	0,18	0,04	0,07	0,05	0,02	0,03	0,11	0,07	0,02	0,05	0,06

Примечание. См. прим. к табл.10.

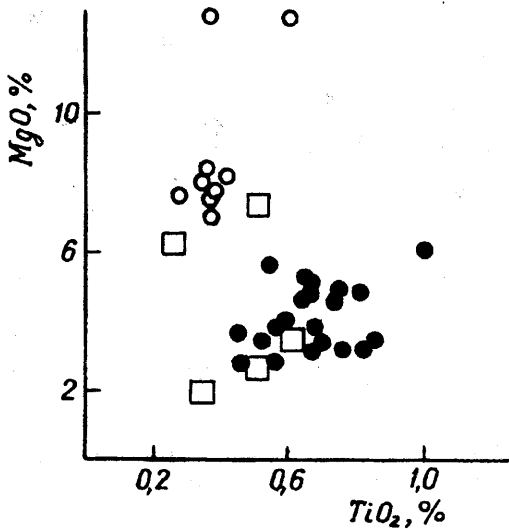


Рис. 80. Диаграмма $TiO_2 - MgO$ для андезитов и дацитов ЛПМ.

пределы дискриминантной линии, в поле составов толеитов, попадают единичные анализы. Хотя на классификационной диаграмме (рис. 89) часть составов попадает в поле океанических базальтов по Куно, базальты ЛПМ надежно отличаются от последних низкими содержаниями TiO_2 и высокими — MgO (см. табл. 8,9). Не наблюдается характерного для океанических базальтов явного накопления железа и особенно титана в конечных членах, а также экстремума в андезибазальтах, свойственных океанским толеитовым сериям срединно-океанических хребтов. От близких

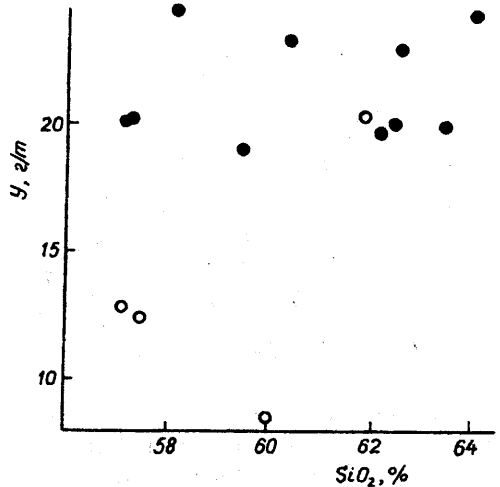


Рис. 82. Диаграмма $SiO_2 - Y$ для андезитов и дацитов ЛПМ.

по многим параметрам коматиитов, в частности, по содержанию MgO , достигающему коматиитовых значений — 18 %, базальты четко отличаются низкой величиной типоморфного отношения CaO/Al_2O_3 . Это обусловлено существенно гиперстенным (по нормам) характером серии. УМ-базальты достаточно близки к толеитовым базальтам островных дуг, в том числе по отношениям $K-Ti$ и $Ti-Cr$ (рис.90), отличаясь более низкой титанистостью и высокой магниальностью. В целом вся УМ-серия может определяться как островодужная. ВМ-серию, вслед за С.Блумером и Р. Ма-

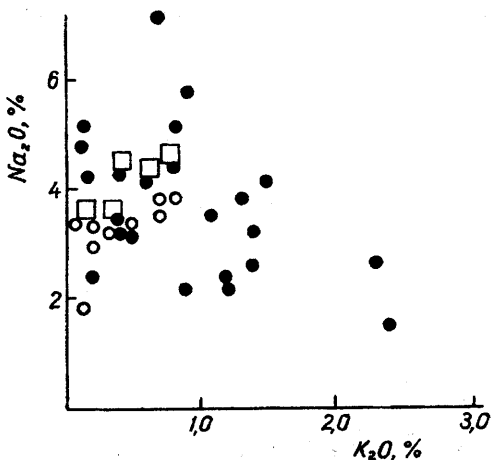


Рис. 81. Диаграмма $K_2O - Na_2O$ для андезитов и дацитов ЛПМ.

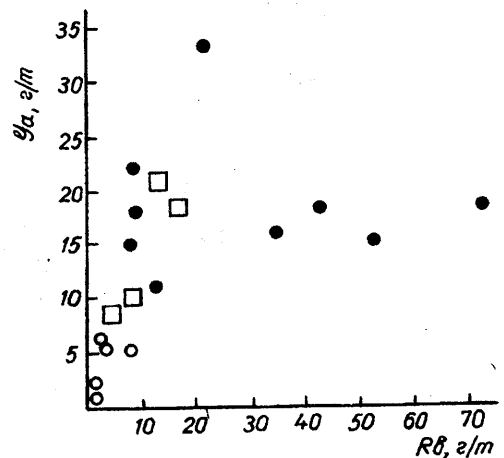


Рис. 83. Диаграмма $Rb - Ga$ для андезитов и дацитов ЛПМ.

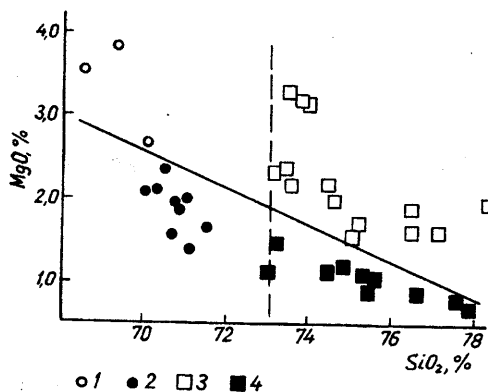


Рис. 84. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$ для плагиодоцитов и плагиориолитов ЛПМ. 1, 2 — ВМ- и УМ-плагиодоциты; 3, 4 — ВМ- и УМ-плагиориолиты. Условные обозначения те же к рис. 85.

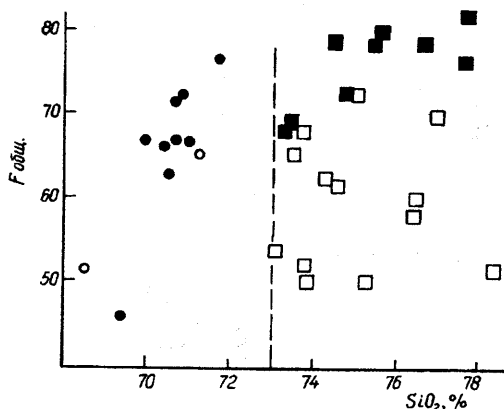
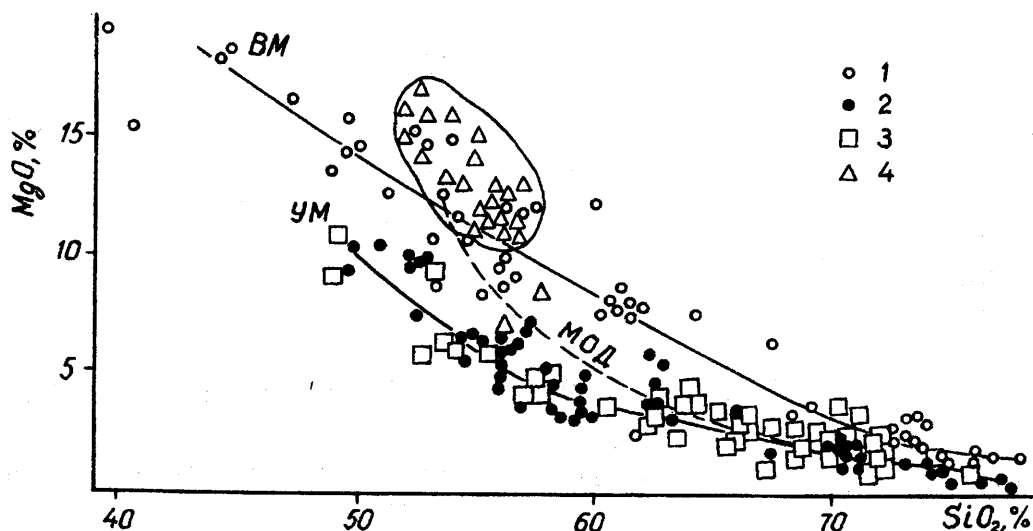


Рис. 85. Диаграмма $\text{SiO}_2 - F_{\text{общ}}$ для плагиодоцитов и плагиориолитов.

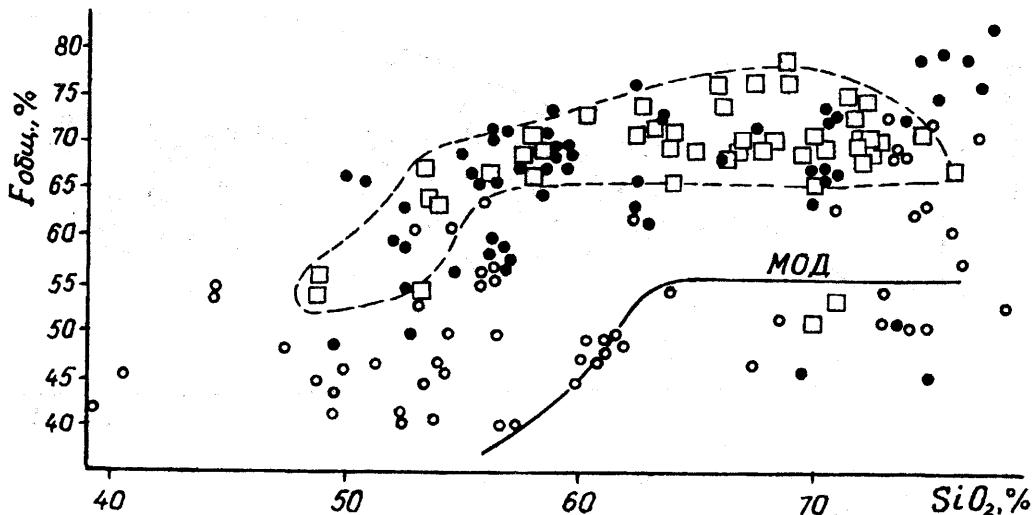
какьяном с соавторами [193,86], будем именовать “бонинитовой”. Базальты и особенно андезибазальты наиболее близки к настоящим бонинитам или к их производным — высокомагнезиальным андезитам. На диаграмме $\text{MgO}-\text{SiO}_2$ ВМ-тренд частично совпадает с полем бонинитов дуги Тонга. Имеются, однако, и существенные

Рис. 86. Обобщенная диаграмма SiO_2-MgO для пород ЛПМ. Оконтурировано поле бонинитов дуги Тонга. Породы: 1 — ВМ-серии; 2 — УМ-серии; 3 — плутониты; 4 — бониниты дуги Тонга [2,11]. УМ-, ВМ- — тренды умеренно- и высокомагнезиальных серий; МОД — тренд пород Малокавказской островной дуги [52,86].



отличия: ВМ-андезибазальты ЛПМ несколько более глиноземистые, менее магнезиальные, менее кальциевые и содержат заметно меньше K_2O , чем типичные бониниты. Впрочем, бониниты разных геодинамических обстановок достаточно разнообразны, о чем свидетельствует, в частности, появление классификации А.Кроуфорда [198]. Например, по многим петрохимическим параметрам вулканиты сходны с плутонитами низкотитанистой серии Малокавказской палеоостровной дуги, с комплексами вулканитов массива Троодос и комплекса Мамония на Кипре [11,120].

Вулканиты ЛПМ несколько отличаются от локально типичных пород бонинитовой серии и по минеральному составу. Так, для бонинитов совершенно не характерен лик-



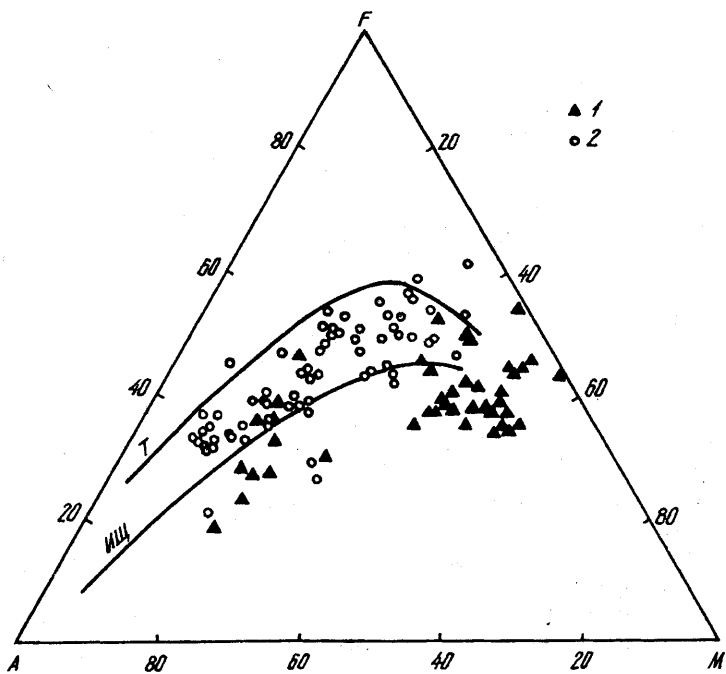
видусный плагиоклаз, но есть признаки, свидетельствующие о наличии оливина, например, в бонинитах Малокавказской островной дуги или острова Кипр. В крайних членах бонинитовой серии преобладает авгит. В вулканитах ЛПМ оливин достоверно не установлен, ортопироксен в сравнении с авгитом редок, не говоря уже о клиноэнстатите, а плагиоклаз вполне обычен. Общим для вулканитов ЛПМ и типичных бонинитов является ортопироксеновый нормативный состав, свидетельствующий о наличии солидусного пирок-

Рис. 87. Обобщенная диаграмма $SiO_2-F_{общ.}$ для пород ЛПМ. Выделено поле плутонов ЛПМ. Условные обозначения см. на рис.86.

сена, и, по-видимому, о более кислом составе основной ткани, судя по наличию в ней, даже в основных вулканитах ЛПМ, кварца, возможно даже ликвидусного.

Умеренномагнезиальные вулканиты вполне отвечают по составу известково-щелочной островодужной серии. Они отличаются низкими содержаниями TiO_2 , K_2O , CaO и высокими — Al_2O_3 . Анало-

Рис. 88
Диаграмма AFM
для вулканитов ЛПМ.
Серии:
1 — умеренномагнезиальная; 2 — высокомагнезиальная.
 T , ИЩ — тренды толеитовой и известково-щелочной серий.



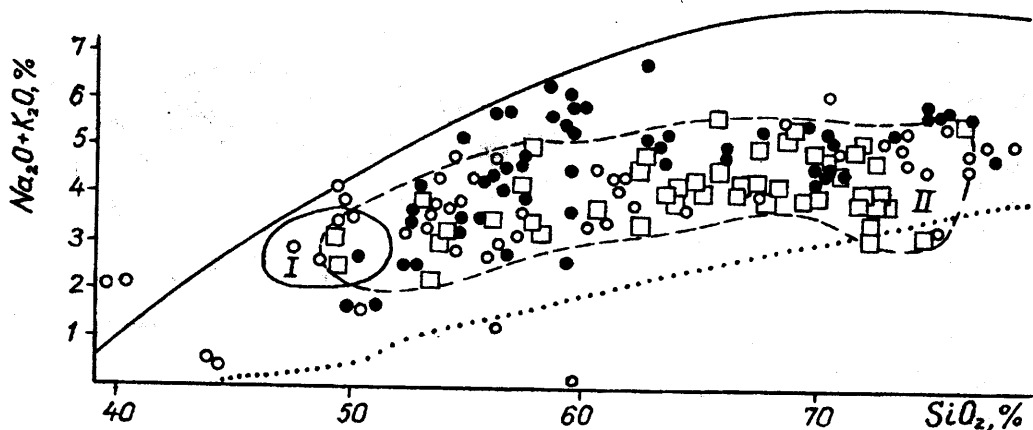


Рис. 89. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород ЛПМ. Поля: I — океанических базальтов, по Х.Куно; II — плутонов ЛПМ. Условные обозначения см. на рис. 86.

гично вулканитам бонинитовой серии, они имеют близкостоянное отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ — от 30 в основных до 40–45 в кислых членах серии, что отражает более лейкократовый и существенно ортопироксеновый характер вулканитов.

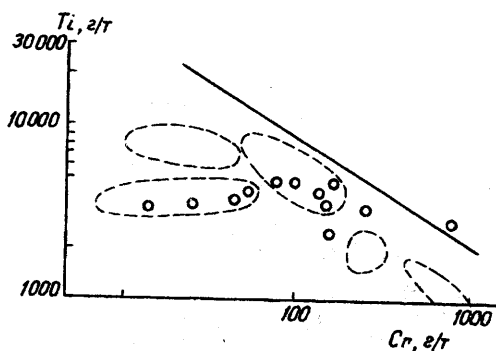


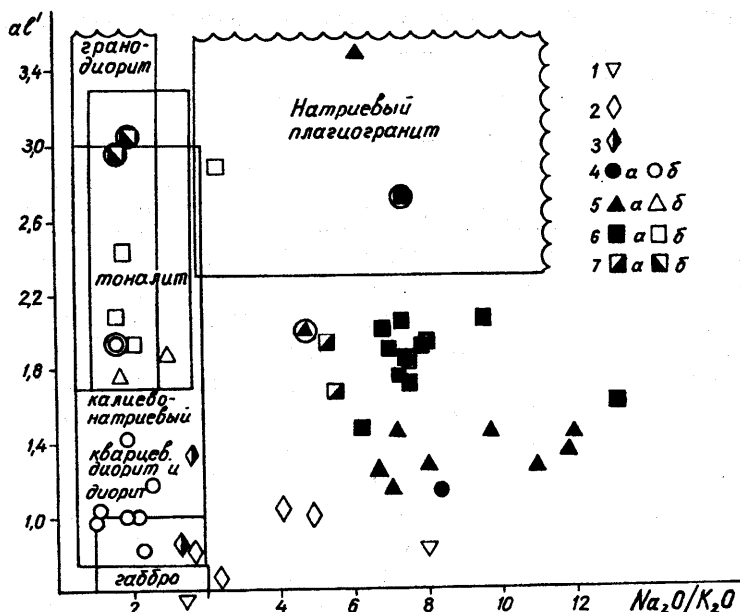
Рис. 90. Диаграмма Ti-Cr для вулканитов ЛПМ (кружки на рисунке). Линией ограничены составы пород эффузивной островодужной серии дна Филиппинского моря (поля на рисунке). Составы вулканитов ЛПМ приурочены к полям составов пород фронтальной зоны Марианской островной дуги и Западно-Марианского хребта [156].

II.5.2.2. Плутонические и гипабиссальные горные породы

В ЛПМ преобладают кислые плутонические породы. Ввиду этого уверенное деление на петрохимические серии выполнено лишь для пород с содержанием SiO_2 выше 57%, хотя вообще сериальное разделение, как считают многие авторы, наиболее достоверно для основных членов дифференцированных рядов. В нашем случае сериальная принадлежность более основных пород — габбро и диоритов — наименее ясная.

С точки зрения петрохимической классификации средние и кислые плутониты ЛПМ делятся на две крупные серии: калиево-натриевую ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 4$) и натриевую ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$) (рис.91, табл.28). К первой серии относятся кварцевые диориты ст.13, тоналиты и плаггиограниты ст.141, а во вторую входят кварцевый диорит, тоналиты и плаггиограниты ст.17 и 67. Отметим, что в пределах каждого драгированного участка развиты плутониты только одной серии. Обе серии, за редким исключением, характеризуются низким коэффициентом глиноземистости ($a' < 2,1$). Однако, если в первом случае это естественно и кварцевые диориты и тоналиты калиево-натриевой серии занимают полагающиеся им по наименованиям поля в координатах a' — $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (для плаггиогранитов a' обычно несколько выше), то положение пород натриевой серии на этой диаграмме явно аномально. Это объясняется большей величиной мафической суммы в знаменателе коэффициента a' . Ка-

Рис. 91
 Соотношение al' и Na_2O/K_2O в плуто-нических и гипабиссальных породах ЛПМ. Номенклатурные поля пород по [60]. 1 — габбро; 2 — диориты; 3 — диорит-порфиры; 4 — кварцевые диориты; 5 — тоналиты; 6 — плагииграниты; 7 — плагиигранит-порфиры (а — натриевая серия, б — калиево-натриевая серия). Обведены кружком соответствующие породы из валунов окрестностей Балаклавы (см. гл. IV.2).



лиево-натриевая серия — это породы нормального ряда с умеренной калиево-натриевой (K₂O = 0,9–2,5%) и средними для пород этого типа содержаниями MgO, CaO и Al₂O₃. Для них характерны относительно высокие содержания Rb (30–85 г/т), Ba (250–700 г/т) и невысокие — Sr (115–225 г/т) (табл.29). Из вулканитов ЛПМ к аналогам этой серии с натяжкой могут быть отнесены калиево-натриевые андезиты. На суше родственны этой серии, вероятно, кислые породы домелового комплекса малых интрузий Горного Крыма (см. гл. III.3).

Натриевая серия представляет собой непрерывный ряд от кварцевого диорита до плагиигранитов, но резко отличный от пород той же кремнекислотности первой серии. В породах натриевой серии повторяются признаки бонинитовой серии вулканитов ЛПМ, при крайне низкой калиево-натриевой (K₂O < 0,5%), высокой магнезиальности (MgO = 1,5–4%), низком содержании глинозема (Al₂O₃ < 14%), повышенном содержании железа. Эти черты обусловили низкий, вне классификационных пределов коэффициент глиноземистости. Породы этой серии с содержанием SiO₂ 64–68% описаны авторами под названием “тоналиты” на основании их минерального состава из-за отсутствия более подходящего наименования, соответствующего указан-

ным петрохимическим особенностям. Что касается плагиигранитов, то они также необычны: в нормальных плагиигранитах содержание MgO не превышает 1,5%, а Al₂O₃, наоборот, содержится не менее 13,5% [60]. В плагиигранитах натриевой серии содержание MgO всегда выше указанной границы, а содержание Al₂O₃, как правило, ниже таковой. Всем породам второй серии, по сравнению с первой, устойчиво присущи на порядок более низкие содержания Rb (4–12 г/т) и Ba (60–125 г/т) при том же уровне Sr (140–200 г/т) (табл.29).

Перечисленные петрохимические черты обеих серий видны на диаграммах Харкера (рис.92), где тоналиты и плагииграниты натриевой серии, по сравнению с одноименными породами калиево-натриевой, отличаются более высокими содержаниями MgO и CaO и более низкими — Al₂O₃. Однако даже породы первой серии не могут уверенно именоваться трондьемитами из-за высоких железистости и магнезиальности (FeO_{сум.} + MgO > 3,5%) и недостаточной глиноземистости [135], хотя по соотношению щелочей приближаются к таковым. На харкерских диаграммах (см. рис. 92 и, особенно, рис. 93) породы калиево-натриевой серии располагаются в поле кислых дифференциатов комплекса малых интрузий Горного Крыма, среди которых есть

Т а б л и ц а 28. Химический состав плутонических и гипабиссальных пород ЛПМ, мас %

Компонент	Порода, номер										
									Калиево-		
	Габбро		Диориты				Диорит-порфиры		Кварцевые		
	141/13а	141/22	141/3	141/9	141/17	141/20	141/11	141/16а	13/1	13/2	13/26
SiO ₂	49,36	49,43	53,20	55,94	54,27	53,87	57,38	52,91	57,90	57,78	63,49
TiO ₂	0,49	0,72	0,50	0,52	0,51	0,50	0,58	0,51	0,45	0,58	0,46
Al ₂ O ₃	12,79	15,89	12,93	14,12	16,41	16,33	16,64	15,00	16,29	13,91	14,46
FeO _{сум}	13,05	10,26	10,64	11,25	9,62	9,82	8,30	11,49	9,49	9,71	7,37
MnO	0,37	0,35	0,23	0,19	0,18	0,18	0,10	0,16	0,16	0,15	0,10
MgO	10,36	9,00	9,26	5,89	5,88	6,01	4,04	5,89	4,32	4,90	2,80
CaO	8,25	11,11	9,43	6,39	9,08	9,20	7,54	8,50	7,08	5,90	6,01
Na ₂ O	2,37	2,20	1,68	2,76	2,71	2,71	3,26	2,89	2,44	2,56	2,65
K ₂ O	0,68	0,22	0,38	0,75	0,44	0,39	0,86	0,84	0,96	2,40	1,41
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,03	0,35	0,09	0,08	0,07	0,06	0,08	0,09	0,15
S	0,66	0,08	0,43	0,49	0,08	0,12	0,23	0,44	0,12	0,55	0,20
Cl	0,12	0,10	0,14	0,10	0,11	0,12	0,16	0,16	0,04	0,17	0,09
Сумма	98,51	99,38	98,85	98,75	99,38	99,33	99,16	98,85	99,33	98,70	99,19
F _{общ}	55,75	53,27	53,47	65,64	62,06	62,03	67,26	66,11	68,72	66,45	72,47
al'	0,55	0,83	0,65	0,82	1,06	1,03	1,35	0,86	1,18	0,95	1,42
Na ₂ O/K ₂ O	3,48	10,0	4,42	3,68	6,16	6,95	3,79	3,44	2,54	1,07	1,88

Компонент	Порода, номер										
											Натриевая
	Тоналиты										
	17/26	17/3а	17/4а	17/5а	17/5б	17/5в	17/6а	17/6в	67/45	17/1а	17/1б
SiO ₂	64,14	63,98	67,77	66,72	66,63	66,90	64,52	65,21	70,61	72,70	75,04
TiO ₂	0,55	0,54	0,45	0,50	0,46	0,46	0,53	0,53	0,35	0,37	0,36
Al ₂ O ₃	13,79	13,36	12,66	13,72	13,51	13,38	13,90	13,73	13,55	11,87	10,81
FeO _{сум}	7,75	8,16	6,48	6,63	6,31	6,42	7,21	7,50	4,57	4,32	4,04
MnO	0,17	0,16	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,15	0,14	0,09	0,08
MgO	3,39	3,52	2,99	2,84	3,02	2,94	3,79	3,40	2,01	1,82	1,50
CaO	4,61	5,16	3,97	4,55	4,00	4,58	3,89	4,35	3,29	3,91	4,11
Na ₂ O	3,82	3,43	3,74	3,75	3,85	3,91	4,00	3,89	4,15	3,38	2,99
K ₂ O	0,44	0,38	0,27	0,32	0,42	0,28	0,40	0,30	0,36	0,34	0,34
P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,11	0,12	0,13	0,10	0,16	0,14	0,09	0,12	0,09
S	0,28	0,26	0,36	0,08	0,41	0,15	0,37	0,12	0,15	0,22	0,05
Cl	0,03	0,04	0,02	0,03	0,03	0,02	0,04	0,02	0,02	0,02	0,01
Сумма	99,07	99,09	98,95	99,39	98,90	99,27	98,95	99,34	99,29	99,16	99,42
F _{общ}	69,57	69,86	68,43	70,01	67,63	68,59	65,55	68,81	69,50	70,36	72,92
al'	1,24	1,14	1,34	1,45	1,45	1,43	1,26	1,26	2,06	1,93	1,95
Na ₂ O/K ₂ O	8,68	9,03	13,85	11,72	9,17	13,96	10,00	12,97	11,53	9,94	8,79

Примечание. См. прим. 1-3 к табл. 8.

пробы											
натриевая серия											
диориты				Тоналиты		Плагииграниты				Кварцевый диорит	
13/2в	13/2г	13/5а	13/5б	141/8	141/18	141/2	141/4	141/6	141/7	17/7	17/1
62,76	58,15	60,41	62,65	65,85	65,90	71,80	68,86	72,75	68,76	62,50	67,62
0,58	0,82	0,53	0,56	0,45	0,44	0,33	0,48	0,35	0,48	0,56	0,18
13,30	13,28	14,12	14,47	14,66	14,74	13,49	13,31	12,51	14,03	13,69	16,10
9,03	11,30	9,89	8,22	6,30	5,80	3,57	6,23	3,79	5,48	8,23	3,48
0,16	0,18	0,16	0,11	0,08	0,08	0,04	0,06	0,04	0,06	0,15	0,08
3,45	4,96	3,64	2,91	2,06	2,12	1,12	1,71	1,33	1,70	3,84	1,15
6,04	6,79	5,90	4,80	3,36	3,51	3,30	2,76	2,88	3,31	4,40	5,84
2,24	2,19	2,45	2,57	2,59	3,45	4,10	3,62	3,11	3,52	4,15	4,34
1,13	0,95	1,22	2,32	2,09	1,13	0,93	1,74	1,65	1,77	0,40	0,53
0,13	0,10	0,15	0,17	0,11	0,12	0,10	0,12	0,08	0,13	0,10	0,05
0,25	0,28	0,39	0,25	0,36	0,85	0,27	0,22	0,40	0,09	0,57	0,05
0,06	0,08	0,06	0,10	0,07	0,10	0,05	0,06	0,04	0,05	0,04	0,01
99,13	99,08	98,92	99,13	98,98	98,24	99,10	99,17	98,93	99,38	98,63	99,43
72,36	69,50	73,10	73,85	75,36	73,23	76,12	78,46	74,02	76,32	68,19	75,2
1,07	0,82	1,04	1,30	1,75	1,86	2,88	1,68	2,44	1,95	1,13	3,48
1,98	2,31	2,01	1,11	1,72	3,05	4,41	2,08	1,88	1,99	10,38	8,19

Продолжение табл. 28

пробы												
серия												
Плагииграниты										Плагиигранит-порфиры		Гранофир
17/1в	17/1г	17/2а	17/2в	17/2г	17/3	17/3б	17/4б	17/4в	17/6б	13/2а	13/2д	139/2
72,14	72,42	69,53	72,14	68,29	72,31	72,14	70,13	71,99	70,26	71,35	70,43	76,52
0,38	0,40	0,37	0,40	0,42	0,38	0,38	0,41	0,41	0,41	0,37	0,38	0,16
12,35	12,12	11,76	12,12	13,24	12,10	12,10	13,06	11,90	12,91	13,05	12,81	11,00
4,47	4,69	5,09	4,43	6,38	4,47	4,56	4,87	4,81	4,83	3,63	3,97	2,31
0,09	0,09	0,11	0,09	0,12	0,08	0,09	0,10	0,09	0,10	0,04	0,04	0,03
1,62	1,93	2,31	1,99	2,66	2,02	1,96	1,97	2,08	2,57	3,16	3,75	1,18
4,25	4,03	5,05	3,83	3,29	3,75	3,68	4,33	3,93	2,96	2,35	3,04	1,06
3,42	3,34	3,63	3,41	3,71	3,50	3,55	3,64	3,33	4,49	4,45	4,05	5,42
0,37	0,02	0,24	0,38	0,45	0,37	0,37	0,37	0,35	0,48	0,61	0,54	0,25
0,11	0,11	0,10	0,12	0,15	0,10	0,13	0,13	0,14	0,12	0,09	0,17	0,05
0,11	0,12	0,51	0,22	0,31	0,16	0,21	0,18	0,18	0,13	0,14	0,11	0,60
0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,04	0,05	0,01
99,33	99,29	98,73	99,16	99,05	99,26	99,19	99,21	99,23	99,31	99,28	99,34	98,59
73,40	70,85	68,78	69,00	70,58	68,9	69,94	71,20	69,81	65,27	53,46	51,43	66,19
2,03	1,83	1,59	1,89	1,47	1,86	1,86	1,91	1,73	1,75	1,92	1,66	3,15
9,24	167,00	15,13	8,97	8,24	9,46	9,60	9,84	9,51	9,35	7,30	7,50	21,68

Т а б л и ц а 29. Содержание элементов-примесей в плутонических и гипабиссальных породах

Элемент	Порода, номер											
									Калиево-			
	Габбро		Диориты				Диорит-порфиры		Кварцевые			
	141/13а	141/22	141/3	141/9	141/17	141/20	141/11	141/16а	13/1	13/2	13/26	13/26*
Cr	854,2	<100	<100	<100	<100	<100	<100	<100	0,0	16,8	<50	<100
Ni	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<30	16,5	0,0	30,5	<30
Cu	<10	25,1	17,8	<10	<10	<10	11,6	<10	69,3	18,9	75,9	61,8
Zn	74,1	102,7	52,8	51,0	45,6	57,8	41,8	47,3	64,1	50,7	42,3	52,5
Ga	18,1	20,4	7,5	21,2	19,0	18,8	20,4	18,9	13,5	12,1	15,0	18,5
As	4,0	<3	<3	25,3	<3	4,8	8,3	6,9	He	He	He	21,2
Rb	15,0	2,2	9,7	7,3	5,0	<1	29,9	37,4	опр.	опр.	опр.	
Sr	179,2	229,3	116,8	199,8	202,1	181,1	215,9	178,3	31,5	83,7	54,1	43,4
Y	11,7	10,9	8,7	31,0	11,4	12,0	9,5	16,8	171,3	223,4	178,0	185,5
Zr	31,9	30,5	3,1	164,9	48,2	46,4	0,0	49,7	He	He	He	62,4
Pb	<3	27,6	10,5	10,0	11,9	7,0	13,2	<3	опр.	опр.	опр.	
Ba	85,5	50,2	395,3	78,0	68,3	65,5	167,2	103,7	3,9	0,0	15,2	7,1
									He	He	647,3	696,6
									опр.	опр.		

Элемент	Порода, номер											
									Натриевая			
	Тоналиты											
	17/3а	17/4а	17/5а	17/5б	17/5в	17/6а	17/6а*	17/6в	67/45	17/1а	17/1б	17/1в
Cr	<50	<50	<50	<50	<50	<50	<100	115,7	<100	<50	<50	128,1
Ni	13,1	16,2	11,4	10,0	16,6	28,0	<30	<10	<30	12,6	11,5	65,9
Cu	13,1	10,8	<10	12,1	10,2	<10	<10	20,8	21,7	18,9	19,4	<10
Zn	34,4	42,8	42,7	34,7	51,2	46,0	49,3	48,6	33,3	31,8	25,2	35,9
Ga	17,7	16,3	16,0	13,8	13,1	22,9	16,7	18,8	17,2	19,3	16,4	22,0
As	He	He	He	He	He	He	24,0	He	He	He	He	He
Rb	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.		опр.	опр.	опр.	опр.	опр.
Rb	7,5	5,1	6,5	11,0	5,1	7,3	5,3	4,2	7,0	4,8	4,7	5,6
Sr	165,9	175,2	176,3	167,2	184,6	169,9	189,7	202,8	211,7	176,4	196,4	187,7
Y	15,4	25,6	29,9	27,2	31,3	33,4	28,0	32,8	18,3	21,0	18,7	22,5
Zr	He	He	He	He	He	He	89,1	He	He	He	He	He
Pb	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.		опр.	опр.	опр.	опр.	опр.
Pb	7,0	<5	5,8	12,4	<5	18,1	<3	6,5	<3	<5	9,6	8,1
Ba	131,4	61,5	77,9	92,6	77,9	88,0	97,6	68,3	56,9	97,4	76,3	103,5

Примечание. См. прим. к табл. 10.

ЛПМ по данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

пробы												
натриевая серия												
диориты				Тоналиты		Плагииграниты				Кварцевый диорит		
13/2в	13/2г	13/5а	13/5б	141/8	141/18	141/2	141/4	141/6	141/7	17/7	17/1	17/2б
<50	76,5	<50	<50	<100	<100	<100	<100	<100	<100	56,7	0	102,1
11,0	23,4	23,7	<10	<30	<30	<30	<30	<30	<30	<10	30,2	10,5
208,1	<10	163,0	302,9	<10	<10	22,3	12,2	12,6	<10	<10	0,8	<10
55,4	54,3	59,6	51,3	25,1	39,5	10,2	12,6	14,1	12,0	46,2	16,6	49,8
17,1	16,0	18,3	18,5	16,2	21,7	13,5	14,4	8,0	10,8	15,0	11,4	13,5
He	He	He	He	<3	11,0	<3	<3	<3	<3	He	He	He
опр.	опр.	опр.	опр.							опр.	опр.	опр.
38,0	34,7	43,3	77,5	59,7	36,9	9,2	51,1	35,3	44,6	7,8	8,3	6,0
139,5	131,6	148,6	153,7	185,0	189,2	140,5	136,4	117,2	117,3	161,8	318,2	174,3
20,9	24,7	23,5	23,1	24,0	15,5	5,8	10,7	7,3	14,0	20,3	17,7	31,4
He	He	He	He	41,1	71,4	7,0	3,8	10,1	11,0	He	He	He
опр.	опр.	опр.	опр.							опр.	опр.	опр.
26,6	22,2	11,9	27,8	3,2	3,3	5,9	3,5	7,1	<3	5,9	2,1	8,9
305,1	378,8	360,8	460,9	284,4	150,3	162,3	331,9	272,3	289,9	86,3	He	90,2
											опр.	

Продолжение табл. 29

пробы												
серия												
Плагииграниты										Плагиигранит-порфиры		Гранофир
17/1г	17/2а	17/2в	17/2г	17/3	17/3б	17/3б*	17/4б	17/4в	17/6б	13/2а	13/2д	139/2
<50	<50	<50	<50	45,0	<50	<100	72,1	<50	<50	<50	<50	<100
33,9	15,5	13,8	11,8	0	21,1	<30	<10	16,3	<10	24,6	<10	<30
<10	13,0	11,0	11,5	0	<10	<10	<10	11,6	<10	13,1	<10	11,6
24,5	32,9	32,5	42,1	31,0	32,2	41,3	35,1	41,4	31,8	14,9	22,8	20,9
13,1	15,1	18,1	16,2	8,3	5,9	16,9	22,6	20,4	12,6	16,0	18,7	12,3
He	He	He	He	He	He	4,2	He	He	He	He	He	<3
опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.		опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	
6,7	5,8	7,5	10,4	5,3	6,9	4,7	7,6	7,4	7,4	8,1	11,4	4,7
173,4	172,1	166,0	173,7	175,0	177,7	174,1	189,6	176,5	147,3	150,6	174,1	102,2
15,2	22,6	24,5	22,3	18,2	24,5	16,7	23,9	18,4	20,3	24,3	23,2	17,2
He	He	He	He	He	He	48,5	He	He	He	He	He	11,1
опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.		опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	
6,6	<5	5,0	6,7	2,0	<5	<3	<5	6,5	<5	8,2	7,2	6,5
98,3	60,1	111,8	109,5	He	97,5	105,3	106,6	107,2	71,9	120,5	127,9	73,4
				опр.								

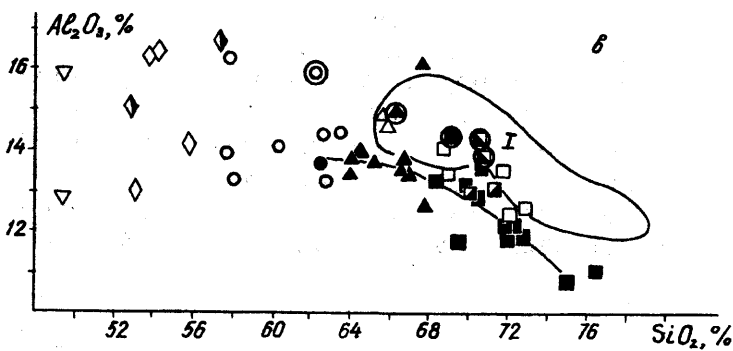
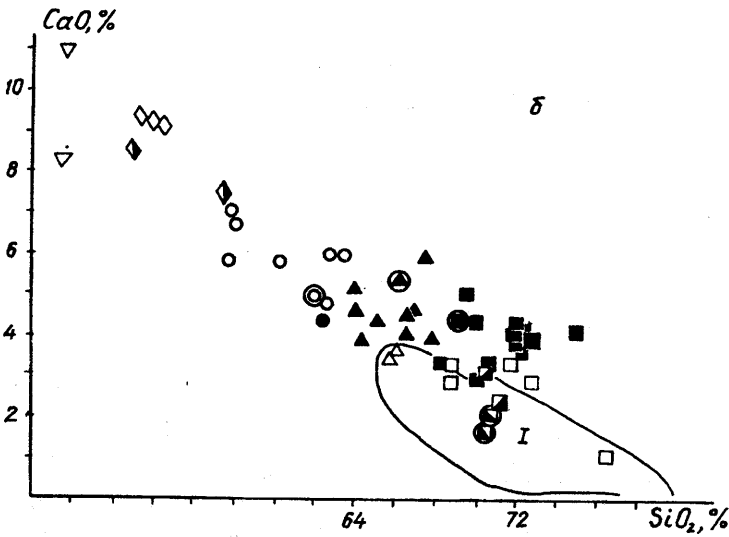
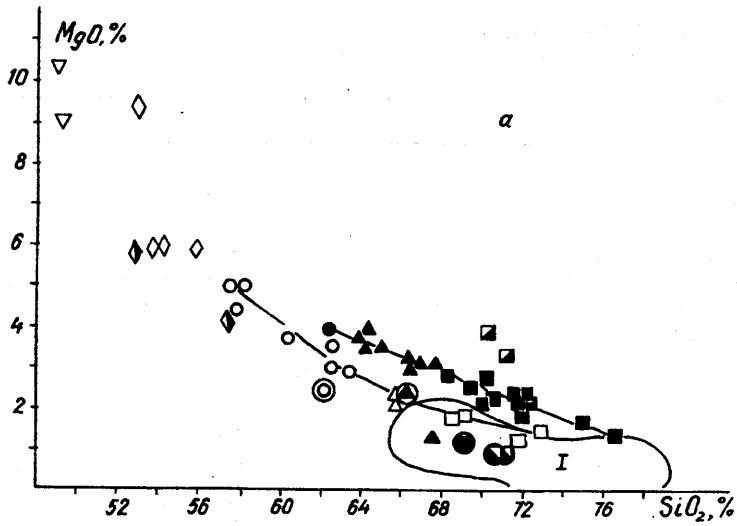


Рис. 92
Харкеровские
диаграммы
(а, б, в)
для плутонических
и гипабиссальных
пород ЛПМ.
I — поле
кислых
пород
комплекса
малых
интрузий
Горного Крыма.
Условные обозначения
те же к рис. 91–101.

и близкие трондjemитам породы. Натриевая серия на рис.93, а также на рис. 94 занимает положение “океанических плагиогранитов”, по [195]. Однако на диаграмме Rb—Sr, по Конди [196], породы натриевой серии находятся в поле более высоких содержаний рубидия и стронция, чем “океанические плагиограниты”, тогда как калиево-натриевая серия сохраняет черты сходства с комплексом малых интрузий (рис.95). В другом варианте диаграммы Rb—Sr, по Ферштатеру [138], обе серии попадают в поле пород — производных толеитовой континентальной и островодужной магм. Исключение составляет плагиогранит №141/2, отличающийся “переходными” свойствами от первой серии ко второй (это видно на рис.96), а также ультракислый натриевый гранофир ст.139, номинально относимый ко второй серии, однако имеющий ряд специфических особенностей (в частности, низкие титанистость и коэффициент железистости). Для обеих серий плутонитов характерно примерно такое же содержание TiO_2 , как в вулканитах, но более высокое, чем в комплексе малых интрузий (рис.97). Содержания TiO_2 при переходе от более основных пород к более кислым уменьшается в целом незначительно, что является одним из признаков островодужных серий. Кроме того, в типичных островодужных сериях отношение Al_2O_3/TiO_2 остается постоянным (около 30) во всем интервале кремнекислотности [120]. Именно такое значение Al_2O_3/TiO_2 характеризует, за редким исключением (№17/1, 139/2), все плутониты ЛПМ — как основные, так и кислые.

И та и другая серия обнаруживают структурные признаки гипабиссальности, которые в кварцевых диоритах проявляются в большей степени. Кроме того, в последних плагиоклаз близок к анортиту, что является признаком низкого давления. Помимо пород этих двух серий, на ст.13 подняты и несомненно гипабиссальные кислые породы — плагиогранит-порфиры, сильно отличающиеся от описанных пород низким коэффициентом железистости (что отвечает более высокой степени окисленности магмы), еще большей магнезиальностью и низкой калиево-натриевой, хотя они и принадлежат натриевой серии со-

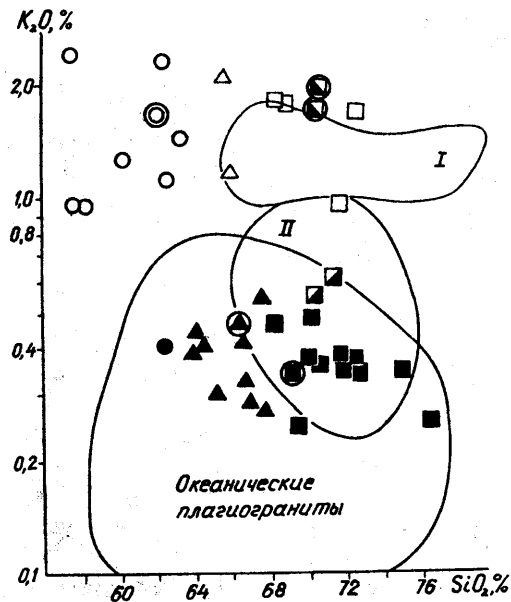


Рис. 93. Диаграмма $K_2O - SiO_2$ для кислых плутонических и гипабиссальных пород ЛПМ. Поля: I — кислые породы комплекса малых интрузий Горного Крыма, II — трондjemиты Литл-Порт [135].

гласно классификации. В этой серии обнаружен также необычный тоналит, тяготеющий по нескольким петрохимическим параметрам к трондjemитам и имеющий самое высокое из всех драгированных плутонитов содержание Sr (обр. 17/1).

Описанные две группы пород выступают именно как серии, а не случайные наборы пород и при использовании коэффициента железистости $F_{общ}$. Считается, что выделяющиеся из расплавов кристал-

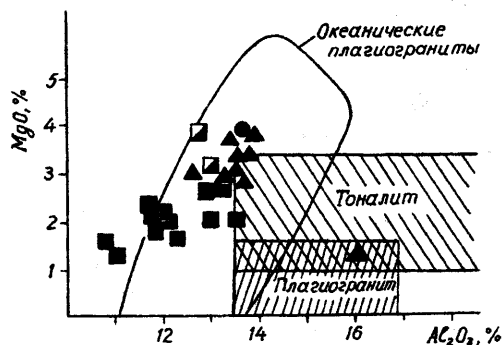


Рис. 94. Диаграмма $MgO - Al_2O_3$ для кислых плутонитов натриевой серии ЛПМ. Номенклатурные поля пород по [60].

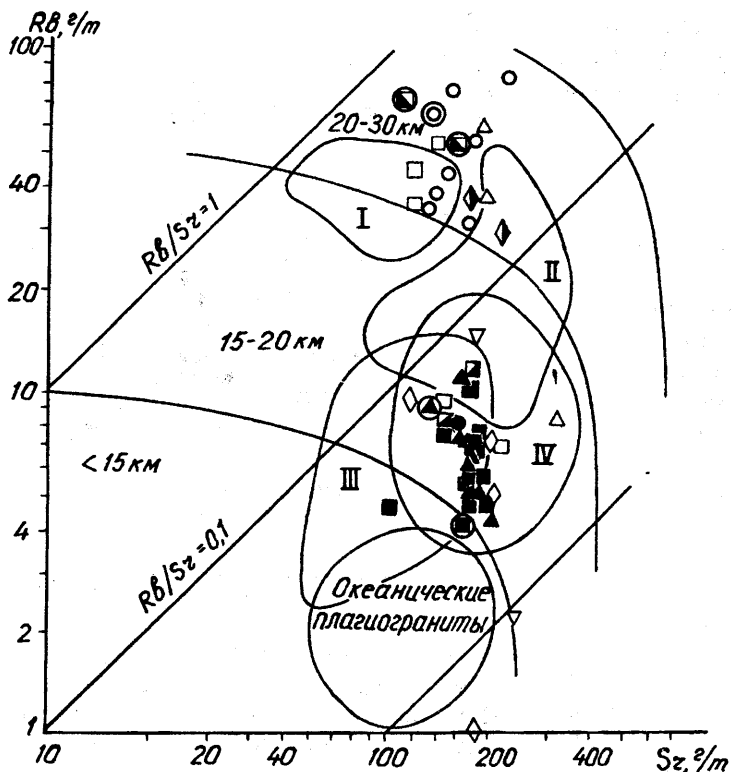


Рис. 95
 Диаграмма Rb-Sr для плутонов ЛПМ. Границы значений для разной толщины земной коры нанесены по [196]. Поля: I — кислые породы комплекса малых интрузий Горного Крыма; II — основные породы этого комплекса; III — кислые вулканы ЛПМ; IV — трондьемиты Литл-Порт [135].

лические железо-магнезиальные фазы при любых температуре и давлении характеризуются более низкими значениями $F_{общ}$ по сравнению с продуцирующим их расплавом [44]. Поэтому в генетически связанном ряду пород значения $F_{общ}$ меняются закономерно, возрастая от ранних дифференциатов к поздним. Любое отклонение от этой тенденции указывает либо на включение в серию посторонней ей породы,

либо на проявление процессов, осложняющих магматическую дифференциацию. Частично тенденция постепенного изменения свойств пород показана на харкевских диаграммах, но наиболее четко разделение пород на серии проявлено при соотношении $F_{общ}$ с SiO_2 (рис.98). Серии образуют два самостоятельных тренда, и в пределах каждой серии коэффициент железистости закономерно возрастает по мере

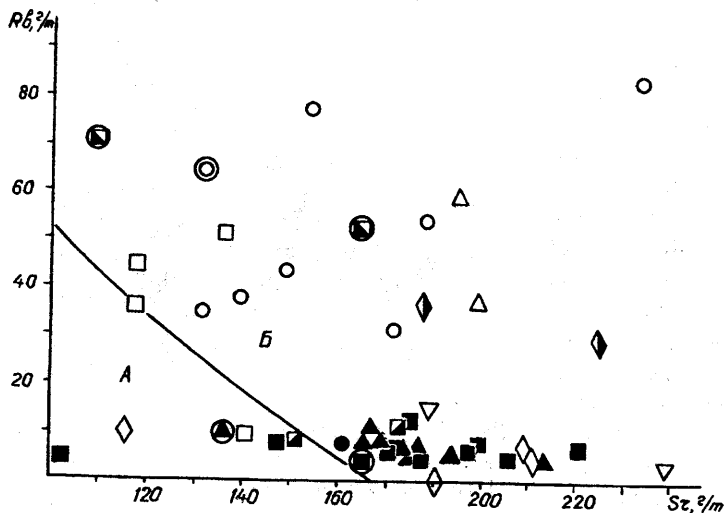
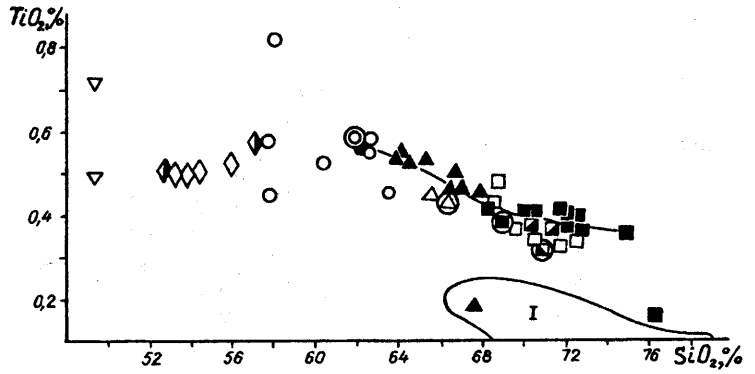


Рис. 96
 Диаграмма Rb — Sr для плутонов ЛПМ. Поля пород — производных разных исходных магм по [138]: A — толеитовой океанической; B — толеитовой континентальной и островодужной.

Рис. 97
 Диаграмма
 $TiO_2 - SiO_2$
 для плутонитов
 ЛПМ.

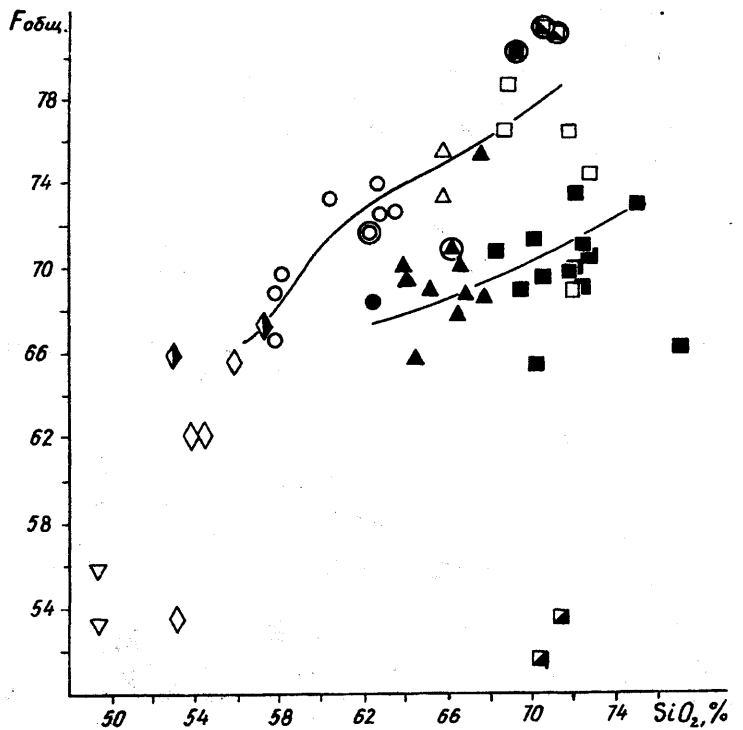


увеличения кремнекислотности. Именно здесь видна чужеродность гранофира №139/2 и плагиогранит-порфира ст.13.

Подобные тренды прослеживаются также для каждой серии при сопоставлении кремнекислотности с содержанием иттрия (рис.99), однако здесь тенденция противоположная, хотя, согласно боуэновскому пути, иттрий должен накапливаться в поздних дифференциатах. Точно также ведет себя цирконий. Аналогично и поведение титана: TiO_2 отрицательно коррелируется с SiO_2 (см. рис.97) и, следовательно, положительное — с иттрием. Уменьшение содержания этих элементов в более диф-

ференцированных кислых породах свидетельствует о том, что они оба входят в один минерал — скорее всего, роговую обманку, фракционирование которой, наряду с плагиоклазом, было главным в процессе дифференциации этих пород. Кроме того, все три элемента (Ti, Zr, Y) входят в сфен, широко распространенный в тоналитах и плагиогранитах обеих серий. В том случае, если этот минерал первичномагматический (а есть предположение, что он в этих породах вторичен), то в результате его выделения понижается концентрация этих элементов в остаточных гранитных расплавах. Заметим, что содержание этих элементов

Рис. 98
 Диаграмма
 $F_{общ} - SiO_2$ для
 плутонитов ЛПМ.



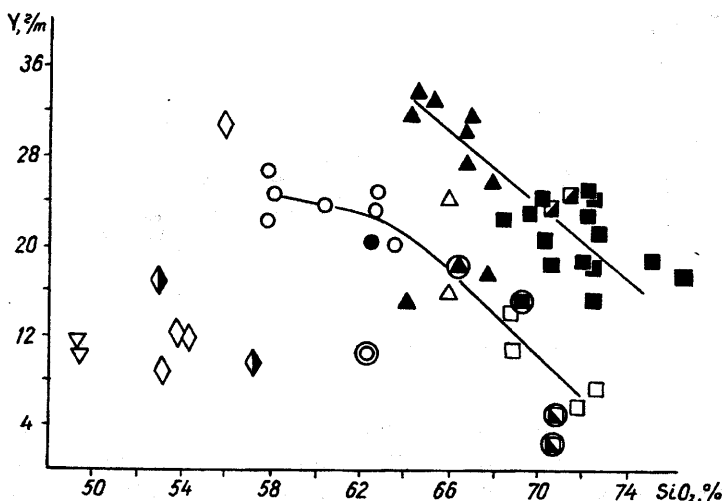


Рис. 99
 Диаграмма Y — SiO₂
 для плутонов
 ЛПМ.

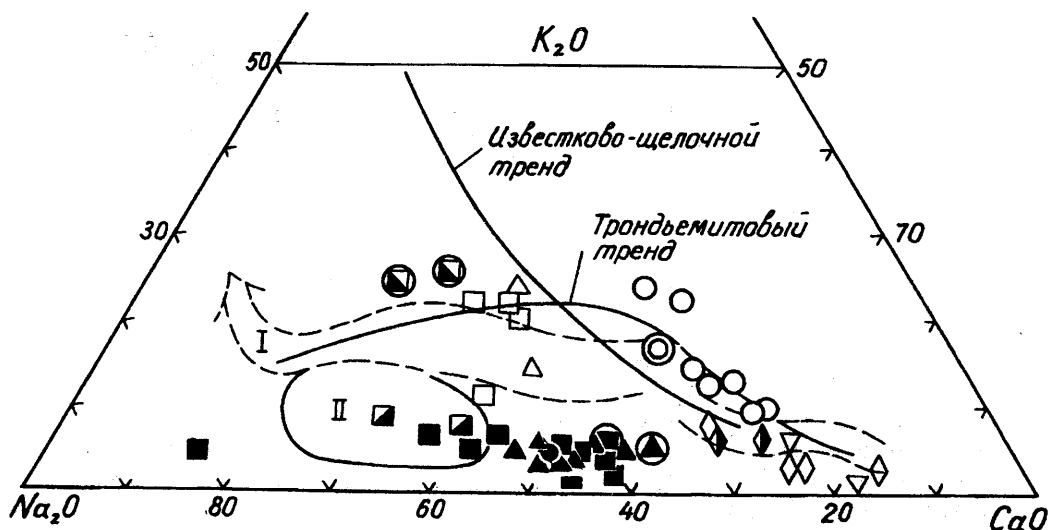
в кварцевых диоритах, где сфена нет, остается почти неизменным при увеличении содержания SiO₂.

Пути дифференциации двух серий видны на диаграмме K₂O—Na₂O—CaO (рис. 100). Ни одна из серий не следует обычному известково-щелочному тренду. Калиево-натриевая серия, как и комплекс малых интрузий Горного Крыма в целом (детальнее об этом см. гл. III), ложится на так называемый трондьемитовый тренд

Рис. 100. Диаграмма K₂O—Na₂O—CaO для плутонов ЛПМ. I — тренд комплекса малых интрузий Горного Крыма; II — трондьемиты Литл-Порт [135]. Известково-щелочной и трондьемитовый тренды нанесены в соответствии с [192].

[192], когда на заключительных этапах магматической дифференциации количество натрия в породах возрастает быстрее, чем калия. Натриевая серия располагается значительно ниже, параллельно стороне Na₂O—CaO, и вполне обособлена.

Основные и средние (SiO₂ < 57%) плутоновые и гипабисальные породы ЛПМ, представленные габбро и различными диоритами ст. 141, на этой диаграмме находятся в начале трондьемитового тренда и могли бы быть более ранними дифференциатами калиево-натриевой серии. На самом деле их сериальная принадлежность не столь ясна, как кажется. По соотношению главных петрогенных окислов (с учетом F_{общ}) к калиево-натриевой серии действительно близки некоторые диориты



(№141/9 и “диабазы”) и диорит-порфиры, а также, с натяжкой, габбро. Однако на уровне элементов-примесей единого дифференцированного ряда не получается: перечисленные породы обладают низкими, вне выделенных трендов значениями иттрия и циркония (кроме №141/9), низкими содержаниями бария, а, главное, даже при близких к калиево-натриевой серии содержаниях K_2O отличаются от нее низкими значениями рубидия.

На диаграмме Rb—Sr в поле пород этой серии попадают лишь диорит-порфиры, которые по многим петрохимическим признакам кажутся аналогами более глубинных диоритов, тогда высокое содержание рубидия связано с большим количеством биотита. Впрочем, немного биотита присутствует во всех гипабиссальных породах ЛПМ и в кварцевых диоритах калиево-натриевой серии. Возможно, биотит влияет на повышенную концентрацию бария в этих породах, так как на содержании этого элемента отражается наличие даже малых количеств биотита. Главную же роль при концентрации бария в кварцевых диоритах играет высокая основность плагиоклаза (рис.101).

Особняком от перечисленных основных и средних пород стоит высокомагнезиальный диорит №141/3, который отличается очень низкими содержаниями рубидия и стронция и на диаграмме Ферштатера (см.рис.96) попадает в поле пород — производных толеитовой океанической магмы. В то же время, содержания иттрия и циркония в нем столь же низки, как и в большинстве других диоритов и габбро. Диорит №141/9, в котором отмечены высокие содержания этих элементов, характеризуется наличием сфена.

Что касается габбро ЛПМ, то они по содержанию как главных элементов, так и элементов-примесей отвечают обычным плутонам нормального ряда, аналогичным умеренномагнезиальным базальтам.

Таким образом, отсутствие непрерывных геохимических трендов при переходе от основных-средних плутоновых пород к средним-кислым, с одной стороны, наводит на мысль о некоторой генетической автономии первых по отношению ко вторым, но, с другой, может быть объяснено особенностями минерального состава

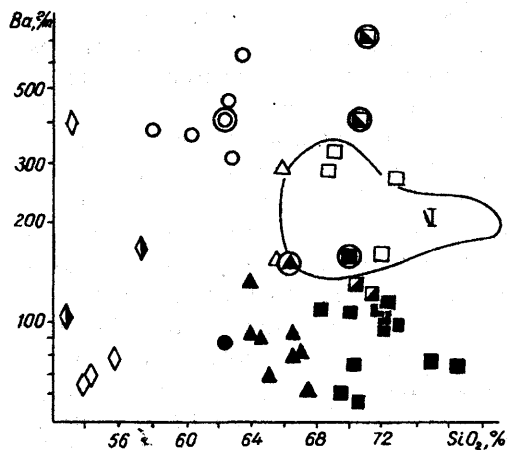


Рис.101. Диаграмма Ba—SiO₂ для средних и кислых плутонов ЛПМ.

ва более основных пород. Так, в них заметно меньше роль роговой обманки, а в габбро единственным первичным темновым минералом является пироксен. Поэтому в них отсутствуют геохимические закономерности, предопределяемые преимущественным фракционированием роговой обманки, как это было установлено для обеих кислых серий. Смена пироксен-содержащих парагенезисов на роговообманковые и приводит к разрыву трендов.

II.5.3. Петрогенезис пород Ломоносовского подводного массива как фрагмента палеоостровной дуги

Кроме признаков петрохимического и геохимического характера, магматические породы ЛПМ обладают рядом минералогических особенностей, указывающих на их формирование в специфической геодинамической обстановке. Эти особенности следующие: отсутствие оливина, высокая основность плагиоклаза, наличие свободного кварца в основных членах серии, преобладание ромбического пироксена (нормативного) над моноклинным, отсутствие водосодержащих минералов и некоторые другие. Многие из этих минералов обязаны своим происхождением высокой степени восстановленности материнской магмы как бонинитовой, так и островодужной серий, несмотря на наложенную спилитизацию.

Высокая восстановленность подтверждается, прежде всего, крайне малым развитием в породах магнетита: он лишь изредка диагностировался в шлифах, а магнитная фракция в искусственных шлихах отсутствует полностью. Степень окисления железа $F_{ок} = Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$, согласно классическим химическим анализам, редко превышает 30 % и в среднем одинакова для вулканитов любой кремнекислотности. Прямые измерения магнитной восприимчивости пород, выполненные П.А.Буртным (Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины) на каппометре КП-1, дали значения в пределах $20-70 \times 10^{-5}$ ед.СИ с крайне редкими отклонениями на порядок выше.

Отсутствие магнетита обычно объясняют подводными условиями кристаллизации вулканитов, однако спилитизация, протекающая в щелочных условиях, должна вести к появлению вторичного магнетита. Согласно Д.С.Коржинскому, высокая восстановленность расплавов может быть объяснена низкими содержаниями щелочей, прежде всего, калия, поскольку его активность также ведет к окислению железа. Причины этого явления, вероятно, более глубокие и связаны с первичным составом магм.

Высокая степень восстановленности является типоморфным признаком пород марианит-бонинитовой серии [52, 86, 116]. Магнетит, как модалный, так и нормативный, практически отсутствует в типичных бонинитах Западно-Тихоокеанской дуги [43, 116, 156], офиолитовых комплексов Кипра [11, 120], в андезитах Большого Кавказа [116]. Так, по оценкам [116], высокомагнезиальные андезиты Большого Кавказа кристаллизовались в условиях фугитивности кислорода $lgfO_2 = -12,9$ атм ($900^\circ C$), т.е. в условиях, близких к буферу QFM. При $T=1200-1140^\circ C$ магнетит кристаллизуется уже в условиях буфера NNO. Следовательно, можно предположить, что при кристаллизации основных вулканитов ЛПМ фугитивность кислорода была еще ниже.

В большинстве работ, посвященных исследованию бонинитовых серий, в том числе наиболее детальных [2, 14, 43], бонинитовая магма рассматривается как осо-

бо водонасыщенная. Прямыми измерениями установлено, что в бонинитах о-ва Бонин содержится 2,2–3,2 мас. % H_2O [14, 43], тогда как в базальтах MORB воды всего 0,1–0,5 мас. %. Имеются и другие мнения.

Отсутствие магнетита в породах с достаточно высоким содержанием железа можно объяснить диссипацией водорода на первых этапах возникновения магмы, что, по мнению [120], должно вести к возрастанию фугитивности кислорода, отсадке магнетита и уменьшению содержания H_2O . По мере продвижения вверх магма дегазировалась и к моменту излияния была “сухой”, что подтверждается, в частности, отсутствием водосодержащих минералов и другими минеральными особенностями пород. Окисление расплава в связи с диссоциацией воды при $T=920-1210^\circ C$ было доказано методом гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах бонинитовых пород Малокавказской островной дуги [86]. Ранняя отсадка магнетита (осборновское направление дифференциации), по мнению [86], — одна из причин возникновения андезитовых расплавов: она ускоряет рост кремнекислотности пород и сдерживает увеличение их общей железистости, что и наблюдается для вулканитов ЛПМ (см. рис. 87). Высокая восстановленность и связанная с нею “сухость” бонинитовых магм не согласуется с мнением ряда исследователей [107] о связи формирования этих магм с анатексисом сиалических пород фундамента.

Другая интересная минералогическая особенность вулканитов ЛПМ — практически полное отсутствие оливина во всех дифференциатах и, соответственно, отсутствие троктолитов — типичных пород толеитовой серии.

По мнению некоторых авторов [43], кристаллизации оливина способствуют водонасыщенность магмы и давление. По мнению других [120], оливин нестабилен именно в водонасыщенных магмах и при высоких давлениях. Согласно [120], уже при давлениях 6–7 кбар ассоциация оливин+плаггиоклаз исчезает полностью, заменяясь парагенезисом клинопироксен+шпинель. На ликвидусе океанического базальта оливин устойчив до давления 0,8–1,0 кбар, заменяясь при более высо-

ких давлениях клинопироксеном. Исходя из аналогии с отсутствием магнетита в вулканитах, можно предположить ту же схему: на одном из начальных этапов формирования магмы до отсадки магнетита существовал режим повышенной обводненности и высокое давление, что и препятствовало кристаллизации оливина. После отсадки магнетита магма становится “сухой”, но кристаллизации оливина по-прежнему препятствовало высокое давление в магматическом очаге. Геологически быстрое извержение вулканитов при отсутствии промежуточных камер в тонкой коре исключило возможность формирования оливиновых кумулатов.

Низкокальциевый состав вулканитов ЛПМ, даже с учетом обширного выноса кальция, что, впрочем, маловероятно, предполагает существенно ортопироксеновый нормативный состав субсолидусной фазы, подобно типичным бонинитам [2, 43]. Известно также, что повышенное содержание ортопироксена в расплавах способствует их дифференциации в область кварцнормативных и еще более кислых составов. Наиболее кислые расплавы с $\text{SiO}_2=73-75\%$ обособляются на глубинах 1–1,5 км. Состав основной ткани вулканитов, ввиду вторичных изменений, определить нельзя, однако о ее более кислом составе, чем валовый состав пород, можно судить по наличию выделений кварца в базальтоидах. Вероятно, эти выделения (а их количество достигает в базальтах 5% по объему) представляют собой эпикристы — результат собирательной перекристаллизации стекла. Некоторые обособления кварца имеют близкие к прямолинейным ограничения, т.е. существует вероятность их ликвидусной кристаллизации. По мнению [107], восстановленность магм снижает SiO_2 и котектика плагиоклаз+кварц может появиться при меньших глубинах. Увеличение глиноземистости базальтовых расплавов с заменой клинопироксена на ортопироксен и обогащением плагиоклаза анортитом многие авторы объясняют континентальной корой, что, в свою очередь, ограничивает островные дуги участками континентальных плит. Почти постоянное содержание Al_2O_3 и постоянное отноше-

ние $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ во всех типах вулканитов, а также бедность пород литофилами не способствует принятию такой гипотезы.

Автокристы ликвидусного кварца появляются как в бонинитах, так и в островодужных вулканитах только на уровне плагиориодацитов (68–73% SiO_2). Ликвидусный кварц в породах такого состава возникает при кристаллизации “сухих” магм [107] и свидетельствует о перегреве расплава относительно котектики. Довольно часто кварц образует скелетные, реже футлярообразные кристаллы, свидетельствующие о высокой скорости кристаллизации. Изредка встречаются резорбированные кристаллы кварца — диакристы. Температуры кристаллизации кварца в кислых эффузивах при низких давлениях оцениваются величинами 870–1100°C [107]. Близкие расчетные значения получены, по [71], для плагиоклаза базальтов: ВМ-базальты — 1200°C, УМ-базальты — 1200°C, ВМ-андезибазальты — 1120°C, УМ-андезибазальты — 980°C. Температуры кристаллизации клинопироксенов из базальтов и андезибазальтов, рассчитанные по формуле [86], близки к вышеприведенным — 1070–1140°C (см. табл. 5). Последние температуры соизмеримы, но несколько выше температур, рассчитанных и определенных путем гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах из бонинитов Малокавказской островной дуги, где они находятся в пределах 970–1060°C.

Известно, что для типичных бонинитов не характерен ликвидусный плагиоклаз. Широкое развитие этого минерала во всех вулканитах ЛПМ, кроме прочих причин, объясняется также высоким и очень выдержанным содержанием в них Al_2O_3 — в пределах 13–15%. Вид вкрапленников определяется глубиной кристаллизации расплава [107]. Для кристаллизации плагиоклаза критической является глубина около 25 км (давление около 7 кбар): ликвидусный плагиоклаз кристаллизуется на меньших глубинах.

Основность плагиоклаза контролируется четырьмя факторами: составом магмы (содержания CaO , Al_2O_3 , Na_2O), водонасыщенностью, давлением и фугитивностью кислорода [217]. Мы склонны объяснять повышенную основность плагиокла-

за в вулканитах и, особенно, в плутонитах малыми глубинами кристаллизации. Небольшой размер фенокристов как плагиоклаза, так и пироксенов свидетельствует о незначительных задержках магмы в промежуточных очагах, о ее быстром внедрении и “сквозькоровом” характере [137]. Наличие свободного кварца, как признака перегретости магмы, наряду с высокими температурами кристаллизации ликвидусных плагиоклаза и клинопироксена, отсутствие водосодержащих минералов в вулканитах и другие признаки характеризуют эти породы как производные сухих магм. Более ранняя кристаллизация ортопироксена, изредка наблюдавшаяся в вулканитах, свидетельствует о начале интрателлурической кристаллизации на небольших глубинах — не более 8–10 км от поверхности.

Кристаллизация ВМ- и УМ-серий вулканитов ЛПМ не соответствует строго ни одному из традиционных путей. В основных членах не наблюдается накопления железа, характерного для феннеровского пути, но нет также и быстрого накопления щелочей, быстрого возрастания общей железистости с увеличением SiO_2 , типичного для боуэновского пути. О возможности оборновского тренда в начале эволюции расплава, определяемого отсадкой

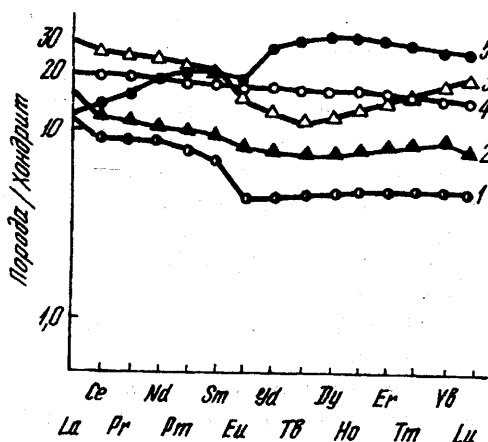


Рис. 102. Спектры распределения РЗЭ в УМ-вулканитах ЛПМ:

1 — дацит, обр.6166/4а; 2 — андезит, обр. 6166/1а; 3 — плагиориолит, обр.6166/9а; 4 — андезит дуги Тонга-Кермадек [87, 88]; 5 — океанический плагиогранит [195].

магнетита в условиях повышенной обводненности, уже говорилось выше.

Для объяснения генезиса бонинитовых магм наиболее приемлема гипотеза И.Куширо [2, 210], согласно которой в результате анатексиса мантийных перидотитов при умеренном давлении воды могут возникать первичные магмы повышенной кремнекислотности, кристаллизация которых приводит к появлению высокомагнезиальных андезитов и более кислых пород. По мнению [11, 86, 120], источником выплавления бонинитовых магм могли служить лерцолиты с образованием реститов в виде гарцбургитов в условиях давления 13–20 кбар. Таким источником могла быть и истощенная (гарцбургитовая) мантия.

Дискуссионными в проблеме генезиса бонинитовых и островодужных магм являются вопросы связи магм с процессом субдукции и роль в их формировании корового материала.

Исходя из приуроченности бонинитовых комплексов совместно с офиолитами к стыкам океанической и континентальной коры, многие авторы предполагают надсубдукционный генезис бонинитов. Эта гипотеза предусматривает контаминацию возникающих базальтов веществом погружающейся плиты и хорошо объясняет поперечную петрохимическую зональность островных дуг, которая состоит в повышении калиевости пород в направлении от фронтальной к тыловым частям дуги.

Ряд фактов не согласуется с гипотезой надсубдукционного генезиса. Как отмечают [2], кислые вулканиты и плутониты могут возникать на самых ранних этапах формирования островных дуг, когда гранитно-метаморфический слой вообще отсутствует. Если же такой слой имеется, то при его анатексисе должны формироваться породы нормального ряда, т.е. калиевые, и достаточно обводненные, как это, например, установлено для Алеутской дуги с ее континентальным фундаментом. Обедненность магмы калием и литофильными элементами, ее высокая восстановленность, постоянство отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, низкие содержания легких РЗЭ (рис. 102), а главное — ярко выраженное петрохимическое подобие всех членов бонинитовой серии, как вулканитов, так и плутонитов,

противоречит гипотезе надсубдукционного формирования пород ЛПМ. Более приемлема гипотеза о мантийной, независимой от структуры земной коры, “сквозь-коровой” [137] природе островодужного и бонинитового магматизма.

Что касается островодужного (андезитового) магматизма, то одним из главных доводов в пользу мантийного происхождения служит, по мнению [17, 18], его приуроченность к зонам Беньофа в составе как островодужных, так и серий активных континентальных окраин андийского типа. Как считают [137], ни один механизм — ассимиляция, гибридность, контаминация, дифференциация — не может дать однообразия состава магм, каким характеризуется андезитовый магматизм. Следует предположить один генеральный механизм выплавления андезитовых расплавов из близких по составу субстратов в сходных по флюидному и термодинамическому режиму структурах. Полное отсутствие ксенолитов эклогитов в породах островодужной серии свидетельствует о том, что область андезитового маглообразования находится выше габбро-эклогитового барьера, на глубинах 50–60 км. Термодинамические расчеты [137] вполне допускают возможность плавления основного материала на глубинах 30–60 км при условии восходящего потока флюидов. Четкая дискретность составов бонинитовой и собственно островодужной андезитовой серий ЛПМ, с одной стороны, и близость петрохимических особенностей, с другой, позволяют говорить о разных, но близких источниках первичных магм. Источники магмы могут быть геохимически гетерогенны не только под разными сегментами дуги, но даже под разными вулканами [2].

Плутонические породы ЛПМ, часть которых является несомненным аналогом вулканитов, различны не только по минеральному составу и петрохимическим особенностям, но и по возрасту. Тот факт, что в отдельных пунктах драгирования устанавливаются плутониты только одной из двух выделенных серий — натриевой или калиево-натриевой, наводит на мысль о совмещении в ЛПМ разных горных систем.

Происхождение двух выделенных серий

плутонитов выясняется при сопоставлении их с хорошо изученными породами известной формационной принадлежности.

Калиево-натриевая серия плутонических пород ЛПМ имеет аналоги среди, главным образом, домеловых позднегеосинклинальных габбро-плагиогранитных формаций складчатых зон континентов (табл. 30). На Большом Кавказе эта формация представлена габбро-тоналит-плагиогранитной ассоциацией девона-карбона, известной под названием “комплекса малых интрузий”. Тоналиты и плагиограниты этой ассоциации петрохимически очень похожи на кварцевые диориты и плагиограниты калиево-натриевой серии. Подобные же тоналиты (“биотитовые диориты”) известны в составе классической габбро-диорит-тоналит-трондьемитовой нижнепалеозойской серии района Тронхейм, Норвегия [88]. На североамериканском континенте близки черноморским кварцевым диоритам такие же породы в триасовом комплексе Спарта, Орегон, а набор аналогичных калиево-натриевой серии кислых пород (кварцевый диорит-тоналит-плагиогранит) описан в составе юрских плутонов района Тринити-Алпс, Калифорния [135]. Единственное существенное отличие перечисленных пород от драгированных — значительно более высокое содержание стронция (не менее 350 г/т). Полные аналоги (вплоть до содержаний элементов-примесей) черноморских калиево-натриевых тоналитов и плагиогранитов находим вблизи — в комплексе малых интрузий Горного Крыма (см. гл. III). Там габбро-плагиогранитные серии характеризуются контрастностью, проявленной в отсутствии интрузивных пород в интервале от 57 до 65% SiO_2 и, таким образом, средняя кварцдиоритовая часть серий на суше отсутствует. Сравнимые кислые породы близки по содержанию главных петрогенных окислов, Y, Ba, Rb, Sr (на диаграмме Rb–Sr, по Конди, они попадают в область значений для мощности земной коры 20–30 км), соотношениям петрохимических коэффициентов, положению на трондьемитовом тренде диаграммы $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}$. Сходство было бы полным, если бы не данные калий-аргонового датирования: возраст наземного комплекса малых интрузий среднеюрский (157–185

Т а б л и ц а 30. Средний химический состав plutонических и гипабиссальных пород ЛПМ и пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,40	47,50	54,32	54,23	49,44	55,15	60,45	48,92	62,00
TiO ₂	0,61	0,65	0,51	0,71	0,58	0,55	0,57	1,41	0,70
Al ₂ O ₃	14,34	15,50	14,95	15,84	16,60	15,82	14,26	13,01	15,77
Fe ₂ O ₃		2,00							
FeO	11,66	4,30	10,33	9,10	8,11	9,90	9,29	1,01	1,61
MnO	0,36	0,13	0,20	0,21	0,20	0,13	0,15	8,50	3,35
MgO	9,68	10,10	6,76	5,26	8,26	4,96	3,85	10,87	3,45
CaO	9,68	12,20	8,53	9,10	11,21	8,02	6,07	10,00	3,31
Na ₂ O	2,29	2,09	2,47	2,55	3,06	3,07	2,44	2,02	3,59
K ₂ O	0,45	0,99	0,49	0,59	0,48	0,85	1,48	0,74	2,19
P ₂ O ₅	0,02	0,06	0,14	0,05	0,08	0,07	0,12	0,09	0,10
Rb*	8,6	10	5,7			33,7	51,8		85,5
Sr*	204	145	175			197	164		570
Ba*	67,9	100	70,6			135,5	431		676
Y*	11,3		15,8			13,2	23		
n	2		4		2	2	7		

Примечание: 1 — габбро ЛПМ; 2 — габбро, Передовой хребет, Большой Кавказ [154]; 3 — Орегон [135]; 6 — диорит-порфир ЛПМ; 7 — кварцевый диорит калиево-натриевой серии ЛПМ; 8 — 10 — тоналит, Главный хребет, Большой Кавказ [154]; 11 — тоналит (“биотитовый диорит”) района диорит района Тринити-Алпс, Калифорния [135]; 14 — кварцевый диорит из валунов окрестностей Форния [135]; 17 — плагиогранит калиево-натриевой серии ЛПМ; 18 — плагиогранит, Передовой гиогранит-порфир массива Шарха, Горный Крым. * — Данные приведены в г/т; n — количество

млн.лет), а черноморская калиево-натриевая серия формировалась в течение мела (126–94 млн.лет, табл. 31) и по возрасту ближе к кварцевым диоритам из валунов окрестностей Балаклавы (138 млн.лет). Приходится предположить, что позднегеосинклинальная стадия на северной окраине Черноморской впадины была достаточно продолжительной и имела специфические особенности в разных участках: в комплексе малых интрузий кислые дифференциаты образовались сразу в результате генерации расплава, близкого к трондьемитовому, а в нынешней акватории моря в более позднее время аналогичные кислые породы были получены при последовательной дифференциации самостоятельной кварцдиоритовой выплавки. Такая гипотеза генерации двух разных — кварцдиоритового и трондьемитового — расплавов, разделенных в пространстве и времени, была выдвинута Ф.Баркером и Дж.Артом [192] и предложена Феллсом [135] для объяснения происхождения комплекса Спарта, Орегон.

Габбро-плагиогранитные серии различ-

ных регионов мира представляют собой гомодромный ряд последовательного внедрения от габбро до плагиогранитов. Логично было бы предположить, что и черноморские габбро и диориты являются самыми ранними членами калиево-натриевой серии, тем более что они вполне сопоставимы с габбро Большого Кавказа [154], “меладiorитами” и диоритами кварцдиоритовой выплавки комплекса Спарта (к сожалению, трондьемиты этого комплекса имеют слишком высокую кремнекислотность и потому не сравнимы с нашими плагиогранитами) и даже с габбро из протерозойской серии Каланги в Финляндии [87]. Этому предположению, однако, противоречат данные изотопного возраста: для габбро получены значения 77 млн.лет, а для диорита и того меньше — 45 млн.лет, т.е. они образовались значительно позже кислых пород калиево-натриевой серии, уже в конце мела-палеогене. Предположительно они одновременны с натриевой серией и, возможно, знаменуют новый этап — повторное заложение островной дуги. Отме-

позднегеосинклинальных габбро-плагиогранитных формаций некоторых других районов, мас. %

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
60,84	58,13	59,42	61,5	62,34	65,88	65,15	70,54	71,74	70,9	69,56
0,78	0,99	1,53	0,67	0,58	0,45	0,46	0,41	0,27	0,27	0,12
17,22	15,83	13,77	16,9	15,94	14,7	16,35	13,34	14,37	15,2	14,09
1,50	1,26		1,9	1,38		1,01		1,06	0,57	1,50
3,70	4,93	8,83	3,6	4,52	6,05	3,1	4,77	1,52	1,8	2,91
0,07	0,11	0,19	0,11	0,08	0,08	0,11	0,05	0,08	0,06	0,10
2,63	5,48	2,87	3,2	2,36	2,09	2,25	1,47	0,96	1,29	1,01
5,12	5,94	6,52	5,9	4,98	3,44	5,1	3,06	2,49	3,35	2,08
3,48	3,33	3,04	4,0	2,64	3,52	4,35	3,59	3,61	4,06	3,68
1,83	2,24	1,45	1,07	1,63	1,61	1,16	1,52	2,07	1,69	1,26
0,28	0,23	0,28	0,17	0,11	0,12	0,15	0,11	0,05	0,09	0,09
109	93		23	65	48,3	32	35,1	60	37	35,5
398	338		541	132	187	530	128	340	393	128
435	297		351	415	217,4	420	264,1	712	365	209
				10	19,8		9,5			17,5
					2	2	4		2	14

диорит ЛПМ; 4 — диорит комплекса Спарта, Орегон [135]; 5 — “меладiorит” комплекса Спарта, габбро района Каланги, Финляндия [87]; 9 — тоналит, Передовой хребет, Большой Кавказ [88]; Тронхейм, Норвегия [88]; 12 — кварцевый диорит комплекса Спарта, Орегон [135]; 13 — кварцевый Балаклав; 15 — тоналит калиево-натриевой серии ЛПМ; 16 — тоналит района Тринити-Алпс, Кали-хребет, Большой Кавказ [88]; 19 — трондьемит района Тринити-Алпс, Калифорния [135]; 20 — пла-анализов (для средних).

тим, что в составе калиево-натриевой се-рии все же есть средние породы: это диорит-порфиры, совпадающие по возрасту и многим петро-геохимическим характери-сткам с кислыми породами (в частности, по положению на диаграмме Rb-Sr) и вполне укладывающиеся в общую тенденцию ги-пабиссального генезиса пород этой серии.

Натриевая серия плутонов, несом-ненно, относится к раннегеосинклиналь-ной плагиогранит-плагиориолитовой фор-мации энсиматических зон [89] и кома-тична плагиориодацитам и плагио-риолитам. Породам натриевой серии, как уже отмечалось, свойственны некоторые петрохимические характеристики острово-дужных пород: низкая калиевоность, высо-кие содержания магния и железа и низ-кие — глинозема, а также низкие содер-жания рубидия и стронция.

Большинство авторов единодушно свя-зывают плагиогранитный магматизм с об-становкой юной островной дуги. Плагио-граниты описаны в составе офиолитовых комплексов некоторых регионов мира

(табл. 32). Так, низкокалиевые плагиограниты известны в офиолитовом комплексе Сумаиль, Оман и в мезозойском офиоли-товом комплексе Троодос на Кипре под названием “океанические плагиограниты” [195]. Похожие породы были описаны в девонском Нижнетебердинском массиве Большого Кавказа [154] и имеются среди валунов из окрестностей Балаклав. “Оке-анические плагиограниты” из офиолитов, как правило, не являются ультракислыми, как на Кавказе, и во многом сходны с то-налитами и плагиогранитами натриевой серии. На диаграммах с участием главных петрогенных окислов, особенно K_2O-SiO_2 , последние действительно попадают в поля “океанических плагиогранитов”. Однако на диаграмме Rb-Sr видно, что тоналиты и плагиограниты натриевой серии Черно-го моря имеют несколько более высокие содержания Rb и Sr и попадают, согласно Конди, в область более мощной земной коры (15–20 км); тем самым допускается их “постофиолитовое” происхождение.

С учетом содержания редких элементов

(в первую очередь, Rb и Sr) полными аналогами как тоналитов, так и плагиогранитов натриевой серии являются трондьемиты из офиолитов комплекса Литл-Порт, Ньюфаундленд [135], служащего типичным примером раннегеосинклинальной плагиогранит-плагиориолитовой формации.

Трондьемиты здесь образовались в результате частичного плавления вмещающих амфиболитов и слагают цоколь островной дуги. Представители этой формации на Большом Кавказе, например в Бзыбском массиве, залегают среди зеленосланцевых комплексов и считаются образовавшимися

№ п/п	№ обр.	Порода	К, %	^{40}Ar рад./г	Возраст, млн. лет
1	1/25	Базальт	0,47	1,67	51±4
2	13/4	"-	0,88	1,61	26±2
3	1/21	Андезибазальт	0,34	3,17	130±7
4	13/3	"-	1,16	10,32	124±6
5	10/8	"-	0,35	1,00	41±3
6	20/9	Андезит	1,01	5,42	76±4
7	61/1-76	"-	0,71	6,57	125±7
8	61/1-26	"-	1,05	11,17	147±7
9	7/2	Дацит	0,30	1,58	75±4
10	61/2-2a	"-	0,35	3,70	146±8
11	3/1	Плагиориодацит	1,12	9,51	115±6
12	1/18	"-	0,38	3,03	112±6
13	7/1	"-	0,56	2,84	72±4
14	10/4	"-	0,39	1,97	71±5
15	10/7Г	"-	0,47	1,34	41±3
16	1/8	Плагиориолит	0,74	7,25	136±7
17	1/5	"-	0,35	3,55	140±6
18	1/7	"-	0,59	2,98	107±6
19	1/2	"-	0,27	1,71	89±5
20	1/4	"-	0,56	5,19	129±7
21	10/5	"-	0,42	2,16	73±5
22	10/2	"-	0,45	1,94	61±4
23	13/1	Кварцевый диорит	0,43	3,47	113±6
24	13/26	то же	0,80	5,87	103±6
25	13/2в	" "	0,65	4,97	107±6
26	13/2г	" "	1,08	9,81	126±7
27	17/1	Тоналит	0,36	1,65	65±4
28	17/2	"-	0,34	1,19	50±3
29	13/2a	Плагиогранит-порфир	0,49	1,07	31±2
30	141/4	Плагиогранит	1,51	12,39	115±5
31	141/8	Тоналит	1,79	11,92	94±5
32	141/9	Диорит	0,50	1,57	45±3
33	141/11	Диорит-порфир	0,67	5,15	108±6
34	141/13a	Габбро	0,46	2,50	77±5

Примечание. Определение содержания радиогенного аргона в пробах производилось на масс-спектрометре МК-1330 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона ^{38}Ar . Содержание калия в пробах определялось методом фотометрии пламени на атомно-абсорбционном спектрофотометре С-302. Анализы выполнены М.М.Вишняком в лаборатории физических методов исследования ИГН НАН Украины.

Т а б л и ц а 31
Результаты определения возраста пород ЛПМ калий-аргоновым методом

при частичном плавлении метабазальтов. В то же время соседний с комплексом Литл-Порт офиолитовый комплекс Бей-оф-Айлендс содержит трондjemиты, образовавшиеся в результате дифференциации базальтовой (бонинитовой) магмы и представляющие собой океаническую литосферу [135].

В последнее время кислые породы из офиолитов все чаще связывают в литературе с бонинитовым магматизмом. Так, плагиограниты Шемри в Албанском офиолитовом поясе считаются конечными членами бонинитовой серии [200]. Возможность эволюции бонинитовых магм до самого кислого состава доказана на примере Малокавказской островной дуги [52]. Выполненный здесь расчет вероятной степени фракционирования бонинитового расплава позволяет предположить наличие

огромных масс пород бонинитовой серии, остывших на глубине благодаря их высокой обводненности. Такой механизм вполне приемлем и для образования кислых plutонитов натриевой серии Черного моря. В этом случае габбро относится к начальным членам этой серии, на что указывают также возрастные датировки. Отметим, что калий-аргоновое датирование для плагиогранитов и тоналитов натриевой серии затруднено из-за очень низких содержаний K_2O , однако единичные определения дают палеогеновый и даже неогеновый возраст — 50–65 млн. лет (31 млн. лет для плагиогранит-порфиров). Эти данные сильно омолаживают магматизм всего Черноморского региона, но представляются вполне реальными — подобные тоналиты известны в современных энсиматических островных дугах типа Фиджи [135].

Т а б л и ц а 32. Средний химический состав плутонических и гипабиссальных пород ЛПМ и пород раннегеосинклинальных плагиогранит-плагиоориолитовых формаций некоторых других районов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	65,73	64,0	65,3	67,40	66,41	64,4	71,52	73,0	71,01	69,30	76,46	74,68	72,74	70,89
TiO ₂	0,50	0,92	0,81	0,28	0,44	0,51	0,39	0,47	0,22	0,38	0,11	0,24	0,26	0,38
Al ₂ O ₃	13,51	15,1	14,0	15,30	14,97	16,9	12,30	13,4	13,54	14,34	12,02	11,34	14,14	12,93
Fe ₂ O ₃	7,06	3,3	3,45	1,22	1,72	5,7	4,73	2,8	0,76	—	—	1,82	1,26	3,80
FeO		4,2	3,25	2,59	3,70			0,92	2,23	4,26	1,83	1,32	1,82	
MnO	0,14	0,13	0,05	0,09	0,08	0,14	0,10	0,02	0,07	0,13	0,03	0,05	He опр.	0,04
MgO	3,24	3,2	2,15	1,16	2,26	2,2	2,03	1,0	1,04	1,05	1,34	1,48	0,63	3,46
CaO	4,39	5,5	5,1	4,21	5,36	6,2	3,88	3,0	2,13	4,41	0,20	2,08	2,12	2,70
Na ₂ O	3,80	3,9	2,2	4,12	3,14	3,2	3,56	5,3	5,08	3,18	5,99	4,96	4,12	4,25
K ₂ O	0,35	0,18	0,47	0,81	0,46	0,67	0,37	0,12	0,66	0,34	0,34	0,24	0,75	0,58
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,11	0,13	0,11	0,14	0,12	0,12	0,05	0,10	—	0,01	0,05	0,13
Rb*	6,6	5,0	3,5	16	9	8	6,7	5,0	10,7	4	He опр.		7,5	9,8
Sr*	177	107	131	137	137	349	176	114	137,1	166	He опр.		52	162
Ba*	86	95	6,0	60	155	171	94,6	64	72,1	160	He опр.		225	124
Y*	28,4			22	18	22	22,9		20,4	15	He опр.			23,8
n	8		2			3	13		7					2

Примечание: 1 — тоналит натриевой серии ЛПМ; 2 — океанический плагиогранит из офиолитов Сумаиль, Оман [135]; 3 — океанический плагиогранит из офиолитов Троодос, Кипр [135]; 4 — трондjemит комплекса Литл-Порт, Ньюфаундленд [135]; 5 — тоналит из валунов окрестностей Балаклавы; 6 — тоналит группы Толо, о-ва Фиджи [135]; 7 — плагиогранит натриевой серии ЛПМ; 8 — океанический плагиогранит из офиолитов Сумаиль, Оман [135]; 9 — трондjemит комплекса Литл-Порт, Ньюфаундленд [135]; 10 — плагиогранит из валунов окрестностей Балаклавы; 11 — "океанический" плагиогранит Нижнетебердинского массива, Большой Кавказ [154]; 12 — плагиогранит Бзыбского массива, Большой Кавказ [154]; 13 — трондjemит штока Мьюл-Маунтин, горы Кламат, Калифорния [135]; 14 — плагиогранит-порфир ЛПМ. * — Данные приведены в г/г; n — количество анализов (для средних).

Выяснение геологического положения открытого авторами совершенно нового района Средиземноморской складчатой области напрямую связано с проблемой эволюции Черноморской впадины и примыкающих к ней структур. Полученные авторами петрографические данные позволяют утверждать, что в строении подводной структуры участвуют вулканические и комагматичные им плутонические горные породы бонинитовой и островодужной серий с элементами офиолитовой ассоциации — характернейшие образования островных дуг, приуроченные к контакту двух типов кор — континентальной и океанической. В то же время, налицо такие факты, как отсутствие явно выраженной зоны Заварицкого-Беньофа и связанных с ней глубокофокусных землетрясений, наличие глубинных разломов с аномалией теплового потока, сложного сочетания меловых и позднепалеозойских образований и сквозькорový характер бонинитового магматизма, не связанный явно с надсубдукционной зоной.

ЛПМ, как однозначно подтверждают геофизические данные (рис. 103) [214], находится на стыке двух принципиально разных типов кор — континентальной и океанической, границей которых, возможно даже андезитовой линией, служит Ломоносовский глубинный разлом. Геоморфологически разлом соответствует подножью континентального склона. Большая часть бонинитовых и островодужных вулканитов поднята в восточной части исследованного полигона, тогда как в западной

части преобладают калиево-натриевые породы, а среди осадочных пород установлены юрские и даже карбоновые образования. Таким образом, континентальный склон в районе ЛПМ представляет собой самую южную из известных на сегодняшний день окраину Скифской платформы. Весьма сомнительно, что конфигурация склона отражает контуры какой-то первичной геологической структуры: она коренным образом разблочирована долгоживущими глубинными разломами. Так, Западно-Крымский разлом отчленил ЛПМ от континентального Крыма и погрузил на глубины до 2 км всего несколько тысяч лет тому назад — буквально на памяти человечества (эти данные основаны на составе фауны в руслах погребенных рек). Западнее этого разлома есть еще один параллельный ему разлом (вероятно, Одеско-Синопский), вследствие чего западная половина полигона оказалась приподнятой, а восточная — опущенной.

Мощность земной коры в пределах ЛПМ, согласно геофизическим данным [214], в пределах уступа континентального склона предполагается равной 30 км при участии маломощного (5–10 км) гранитного слоя. Непосредственно у подножья склона гранитный слой исчезает. По-видимому, такая же четкая граница имеется в рельефе поверхности Мохо: глубина ее залегания во впадине 25 км, на континенте — свыше 40 км.

Согласно современным представлениям [2, 14], выделяются три типа земной коры: океанический, континентальный

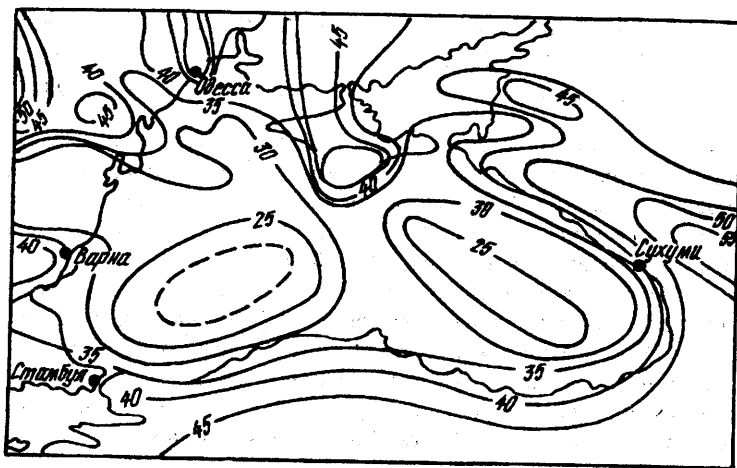


Рис. 103
Схематическая
карта поверхности
Мохо в пределах
Черного моря [214].

сиалический и промежуточный между ними — континентальный мафический. Тип коры в пределах ЛПМ, согласно этой классификации, можно определить как континентальный мафический. Для коры этого типа характерна промежуточная мощность (30–40 км), расположение вдоль активных континентальных окраин, а также интенсивная блокировка с участием мелких блоков и линз сиалической коры. Именно такие блоки имеются в средней части Черного моря в виде Срединно-Черноморского хребта, или поднятия Андрусова. Вещественно это подтверждается наличием гальки верхнепротерозойских гранитов нормального ряда в составе юрских конгломератов Крыма. Отметим, что отдельные линзы гранитного слоя предполагаются или установлены в основании современных дуг, например, классической Идзу-Бонин-Марианской системы.

Пограничное положение ЛПМ допускает наличие гетерогенного фундамента, соответствующей неоднородности в мантии и, как следствие, — гетерогенности вулканизма. Сам Ломоносовский разлом совместно с Западно-Крымским и Одеско-Синопским разломами мог служить магмопроводящей структурой.

Выделение фундамента затруднено даже для хорошо изученных современных дуг. Типичный метаморфический фундамент в виде пород эпидот-амфиболитовой фации в ЛПМ, как, вероятно, и повсюду в Крыму, не обнаружен, что подтверждает принадлежность островодужной системы к стадии развитой дуги. На основании данных драгирования можно предположить, что фундаментом вулканического комплекса ЛПМ является флишевый комплекс таврической серии или еще более древний черносланцевый комплекс карбона.

В западной “калиевой” части ЛПМ драгой подняты калиево-натриевые кварцевые диориты (ст. 13). Это наиболее древние плутониты ЛПМ. Небольшие колебания цифр калий-аргонового возраста — 103–126 млн. лет (среднее — 112 млн. лет) позволяют считать их достоверными (табл. 31) и относить упомянутые породы к альпийскому вулкано-плутоническому поясу, протягивающемуся от Добруджи через Крым и Предкавказье. Согласно В.Е.Хай-

ну [145, 146], формирование этого окраинно-континентального пояса связано с началом субдукции коры мезозойского Тетиса под континент Лавразии. В Горном Крыму, по [144], имели место две фазы сжатия — в средней юре и в среднем мелу, причем последняя фаза знаменовалась известково-щелочным кислым и средним магматизмом, к которому и относятся калиево-натриевые кварцевые диориты.

Из опыта изучения молодых островных дуг, в частности, Алеутской дуги, известно [107], что наличие гранитно-метаморфического слоя в фундаменте ведет к преобладанию среди вулканитов средних и кислых типов пород, причем кислые представлены породами нормального ряда. Породы ЛПМ, хотя и кислые, но существенно натриевые, что как будто-бы отрицает наличие гранитного слоя. Это подтверждается также отсутствием шошонитов, формирование которых происходит в условиях достаточно мощной коры, способной нести промежуточные камеры. Возможно, дуга ЛПМ заложена на гетерогенном фундаменте — располагается на коре двух типов одновременно, что также известно для некоторых регионов (например, Западно-Тихоокеанская окраина).

Вулканический аппарат, возможно в виде стратовулкана, приурочен к участку пересечения Западно-Крымского и Ломоносовского разломов в восточной части ЛПМ. Здесь же наиболее полно представлены все типы пород бонинитовой и островодужной серий. Согласно В.П.Кобелеву с соавторами [62], здесь зафиксирована аномалия теплового потока интенсивностью до 50 мВт/м². Тепловая аномалия, пространственно приуроченная к разломной зоне, выраженной в рельефе раздела Мохо, — признак нестабильности и повышенной разогретости мантии. Если учесть, что стратовулкан функционировал в мелководных, субаэральных условиях и был опущен на большие глубины всего 7–8 тыс. лет тому назад, то его погружение можно связывать с образованием компенсационного прогиба и, соответственно, с малой мощностью коры.

Если рассматривать ЛПМ как фрагмент островной дуги, то можно определить ее тип и главные элементы структуры.

В литературе [2, 14] выделяют три стадии развития островных дуг: юную, развитую и зрелую, а по возрасту — молодые, с действующими вулканами, и пассивные, или палеоостровные дуги.

Юные островные дуги возникают на удалении от континентов в связи с возникновением наклонных глубинных разломов. Породы марианит-бонинитовой ассоциации, включая кислые породы, располагаются на участках перехода от офиолитового комплекса к собственно островодужному. Эта ассоциация типоморфна для самых ранних этапов развития островных дуг. Наличие плагиориолитов и плагиогранитов свидетельствует об отсутствии гранитно-метаморфического слоя, и эти породы становятся центрами, вокруг которых наращивалась сиалическая кора.

Развитые дуги — энсиматические. Они характеризуются массовыми излияниями пород известково-щелочной серии и комагматических с ними плутонитов. При этом происходит воздымание всей структуры. Завершается магматизм излияниями шошонитов и формированием гранитно-метаморфического слоя.

Зрелые островные дуги формируются на континентальной коре. Их отличительная особенность — анатектические гранитоиды и амфиболитовый метаморфизм.

Фрагмент островной дуги, каким является ЛПМ, подпадает под определение “развитой” островной дуги: в нем имеются элементы юной островной дуги (бонинитовая серия, океанические плагиограниты), развитой дуги (известково-щелочная серия, общее воздымание), но нет признаков зрелой дуги в виде анатектических гранитоидов нормального ряда. Поскольку здесь нет действующих вулканов, то дуга определяется как “палеоостровная”.

Фронтальной частью палеоостровной дуги, исходя из наличия здесь пород бонинитовой серии и составной части офиолитов в виде океанических плагиогранитов, является уступ континентального склона. Черноморская впадина при таком предположении по своим параметрам вполне отвечает глубоководному желобу. Тыловой частью дуги, возможно интрадуговой впадиной, мог служить Одесско-Сивашский, по [150], меловой рифт.

В тылу дуги ЛПМ, на Ильичевском поднятии, в районе с высокой положительной магнитной аномалией скв. №2 на глубинах 1200-1600 м подняты, по определению авторов [36, 148], андезитово-диабазовые порфириды в толще серокрасноцветных пород, аналогичных породам Равнинного Крыма. Калий-аргоновый возраст двух образцов — 90 и 95 млн. лет (альб-турон). Судя по описанию — это плагиофировые и авгитофировые базальты, содержащие биотит и опациitizedрованную роговую обманку. Породы содержат магнетит. Химический состав базальтов (мас.%) четко отличен от базальтов ЛПМ: SiO₂ — 49,56 и 49,36; TiO₂ — 1,03 и 1,15; Al₂O₃ — 20,55 и 17,36; Fe₂O₃ — 8,11 и 6,20; FeO — 0,60 и 3,21; CaO — 6,99 и 8,36; MgO — 3,57 и 4,19; Na₂O — 3,86 и 3,17; K₂O — 1,75 и 1,68; MnO — 9,31 и 0,16; P₂O₅ — 0,30 и 0,24; H₂O — 1,08 и 1,07; CO₂ — 0,75 и 0,51; SO₃ — 0,24 и 0,03; п.п.п. — 4,27 и 3,80; сумма — 100,76 и 99,09. Упомянутые породы характеризуются высокими содержаниями TiO₂, K₂O, низкими — MgO, суммарного железа и высокой степенью его окисления. По содержанию суммы щелочей породы выходят за пределы нормальных базальтов и приобретают тенденцию, свойственную шошонитам. Н.А.Гордиевич с соавторами [36] подчеркивает мелководный состав осадков, отличающихся от аналогичных образований Скифской плиты. Поскольку накопление осадков происходило очень быстро, то авторы рассматривают разрез скв. 2 как передовой прогиб альпийской складчатой области южнее края Скифской плиты. В.Н.Чацкий [148] обращает внимание на дугообразную форму расположения магнитных аномалий, отвечающую предположительно меловым вулканам. По-видимому, разрез скв.2 можно рассматривать как интрадуговой прогиб, а в целом с юга на север просматривается явная петрохимическая зональность с нарастанием калиевой щелочности пород. Глубина залегания вскрытых скважиной базальтов сопоставима с глубиной залегания вулканитов в континентальном склоне ЛПМ.

Э.Л.Спиридонов с соавторами [127,128], скорее всего, впервые, назвал цепочку вулканических массивов, протягивающуюся от

г. Балаклава и р. Бодрак через Симферополь до Карадага и далее вплоть до Кавказа палеоостровной дугой. Однако бодракско-карадагская, по [127,128], вулканическая серия датируется поздним байосом. Как считает В.Е. Хаин [146], магматизм мезозоя-кайнозоя, связанный с повторным раскрытием Тетиса, осуществлялся в две фазы. Первая фаза сжатия относится к средней юре, и тогда максимум позднебайосского вулканизма в виде бодракско-карадагской серии фиксирует палеоостровную дугу, более древнюю, чем меловая дуга.

Юрская палеоостровная дуга имеет зональность. Фронтальную часть этой дуги слагает, по мнению [127,128], бодракский субвулканический комплекс возрастом 160-175 млн. лет; дайки II фазы этого комплекса близки к бонинитам и содержат хромшпинелиды, типичные для коматиит-бонинитовой серии. Внутреннюю часть дуги, по мнению [127,128], слагают известково-щелочные вулканы ЮБК, а в Карадаге появляются и шошониты. Е.Ф. Шнюков с соавторами [165] также подчеркивают принадлежность вулканитов западной части Горного Крыма к известково-щелочной серии островодужного вулканизма.

Таким образом, можно допустить наличие в Крыму двух палеоостровных дуг — юрской и меловой. В таком случае, наращивание континента происходило с севера на юг, в сторону Черноморской впадины и, возможно, за ее счет.

Если обратиться к данным калий-аргоновой хронологии (см. табл. 31), то геологическая ситуация ЛПМ еще более усложняется. Из табл. 31 видно, что большая часть значений возраста как вулканитов, так и плутоцитов приходится на мел. На гистограмме распределения возрастов (рис. 104) выделяются два максимума с модами 125 (ранний мел) и 65 млн. лет (поздний мел — палеоген). В распределении возрастов по типам пород или сериям никакой закономерности не устанавливается.

Так, к палеогену следует относить часть базальтов, андезитобазальтов, плагиориодацитов и плагиориолитов. Важно заметить, что кислые натриевые плутоциты датируются палеогеном, а калиевые — мелом. Приходится допустить неоднократное про-

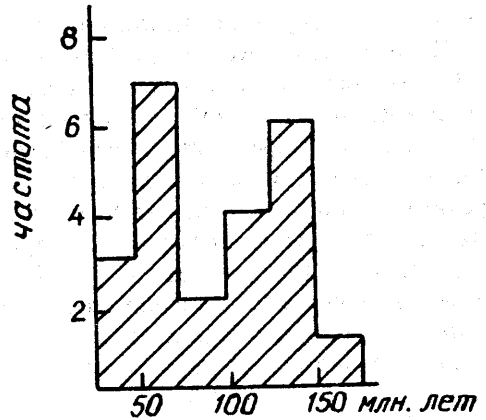


Рис. 104. Гистограмма распределения значений калий-аргонового возраста пород ЛПМ.

явление бонинитового и островодужного магматизма в ЛПМ на протяжении всего мела и раннего палеогена, как это предполагается, в частности, для Малокавказской островодужной системы.

Позднемеловой магматизм имел место повсюду в обрамлении Черного моря — в Среднегорско-Понтической островодужной системе, причем в Восточных Понтидах он продолжался и в палеоцене—эоцене. Можно предполагать, что молодые датировки ЛПМ также не случайные, но отражают его связь с вулканоплутоновым Южно-Черноморским поясом; возникшим, по [146], в конце мела — начале палеогена в связи с субдукцией океанической коры Неотетиса. Черное море, в таком случае, может рассматриваться как интрадуговый прогиб или тыловодужный бассейн. Последующая эволюция Южно-Черноморского пояса, начиная с конца эоцена, связана с коллизией Африканской и Европейской плит с вовлечением в коллизию промежуточных континентальных плит и образованием молодых дуг — Липарской (Эоловой, или Калабрийской) и Эгейской (Эллинской). Вся Средиземноморская система представляется как совокупность многочисленных чешуй, сложенных реликтами островных дуг.

Таким образом, ЛПМ выступает как небольшой фрагмент в сложной островодужной системе Средиземноморья. Тем не менее и здесь можно увидеть многие характерные элементы плитовой тектоники: имеется глубоководный океанический же-

лоб — место погружения литосферной плиты (Черное море с глубиной до фундамента 16 км) и островная дуга, заложенная на границе континентальной и океанической коры. Дуга имеет среднемезозойский фундамент и характеризуется поперечной петрохимической зональностью: фронтальная часть дуги сложена породами островодужной и бонинитовой серий с элементами офиолитового комплекса. В тыловой части дуги представлены породы исключительно островодужной серии со щелочным уклоном; существует также небольшой интрадуговой прогиб в задуговой зоне, возможно, с локальным рифтом. Есть также данные о существовании сейсмофокальной плоскости, уходящей под Крым, как это показано на схеме П.Манетти с соавторами [124] (см. рис.5). По мнению этих авторов, плита погружалась непосредственно под Европейскую платформу. Смущает лишь мелкофокусный характер крымских землетрясений и полное отсутствие молодого магматизма, тем более щелочного, на южной окраине Восточно-Европейской платформы. Последние два факта можно объяснить очень крутым углом погружения зоны Беньофа.

“Островодужный” вариант — альтернативный; он не перечеркивает, а частично и согласуется с классическими представлениями о Черном море как части погруженной Понтиды. В статье А.В.Чекунова [150] убедительно показано, что противоречия многих гипотез лишь кажущиеся. Он пишет, в частности, что “... вертикальные и горизонтальные движения ... закономерно сосуществуют, взаимно зависимы и не отделимы друг от друга” [150, стр.159].

Если это так, то наряду с опусканием впадины или вследствие этого опускания могли происходить горизонтальные движения; в данном случае — мелкомасштабное поддвижение островной дуги под Крым с его мелкофокусными землетрясениями. Вполне очевидно, что все эти события связаны с мантийными процессами; по мнению А.В.Чекунова, — с подъемом астенолита. Явным признаком нестабильности и повышенной разогретости мантии является аномалия теплового потока в месте пересечения Западно-Крымского и Ломоносовского разломов. Отражением мобильности Черноморской впадины являются, по нашему мнению, грязевые вулканы на дне Черного моря, обнаруженные авторами недавно во время морских экспедиций. Грязевой вулканизм является приповерхностным отражением эндогенных явлений: онто, возможно, и обусловил сероводородное заражение моря. Впрочем, для того, чтобы возникла “океаническая” кора на месте глубоководной Черноморской впадины, нет необходимости привлекать гипотезу интенсивного базальтового вулканизма. Дно Черного моря может быть сложено породами гранулитовой фации: на континентах такие блоки характеризуются высоким положением раздела Мохо и отсутствием гранитного слоя, а по физическим параметрам вполне сопоставимы с “базальтовым” слоем. Граница Восточно-Европейской платформы по мере углубления наших данных постоянно сдвигается на юг; она уже достигла уровня Сиваша и нет особых препятствий, чтобы ее южную границу, вместе с перекрывающей Скифской плитой, продвинуть еще южнее.

Глава III

КОМПЛЕКС МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ ГОРНОГО КРЫМА

III.1. История изучения магматизма и тектоники Горного Крыма

Первые описания магматических пород южного берега Крыма принадлежат, вероятно, П.Палласу. Для нас и сегодня важен его вывод о том, что Крымские горы не имеют гранитного ядра: оно, возможно, опущено в Черное море. В конце XIX в. изучением магматизма Горного Крыма занимались Г.Д.Романовский, А.Штукенберг, Р.А.Прендель и А.Е.Лагорио. Последний дал скрупулезные петрографические описания пород и впервые отметил существенно натриевый их состав. К началу XX в. относятся петрографические труды А.К.Мейстера. Советский период открывается работами Б.А.Федоровича, Ф.Ю.Левинсона-Лессинга и В.И.Лучицкого. "Петрография Крыма" 30-х гг. [85] не утратила своего значения и по сей день. В послевоенные годы петрографическими исследованиями пород малых интрузий занимались С.М.Кравченко [66,67] и В.Н.Павлинов [100,101]. Тектоника Крыма освещалась в работах М.В.Муратова [97,98] и С.А.Ковалевского. Вышедшая в 60-х гг. монография Т.С.Лебедева и Ю.П.Оровецкого [72] посвящена главным образом детальному исследованию физических свойств и петрохимических особенностей магматических горных пород Крыма, в том числе малых интрузий, и их тектоническому положению.

Особенно велик вклад в петрографию Крыма В.И.Лебединского с соавторами — А.И.Шалимовым и Н.Н.Макаровым [10,73–77]. Во многом благодаря их трудам к началу 70-х годов Горный Крым представлял собой один из наиболее изученных в плане магматизма районов СССР.

На 70–80 гг. приходится, главным образом, работы геолого-тектонического направления, основанные на геофизических данных: это труды В.Б.Соллогуба [121–124] и А.В.Чекунова [150,151], Ю.В.Казанцева [54,55], Л.Г.Плахотного [104, 105], А.П.Коваленко и А.А.Пасынкова [63], Л.С.Борисенко [16]. Из петрологических работ последнего времени, относящихся непосредственно к Горному Крыму, следует назвать статьи Э.М.Спиридонова с соавторами [127,128].

Появились также исследования, в которых тектоника и магматизм Горного Крыма рассматриваются с позиций плитовой тектоники [146,147,214,187,39].

В целом, отдавая должное трудам предшественников за последние 70 лет изучения Крыма, нельзя не отметить, что далеко не все вопросы петрогенезиса и эволюции магматизма Горного Крыма к настоящему времени решены окончательно: они могут быть сняты только по мере дальнейшего накопления фактического материала и совершенствования методов.

Многие исследователи, рассматривая Горный Крым с позиций теории геосинклиналей, относили его к альпийским складчатым сооружениям, хотя он не является

типичной альпийской структурой. Своеобразие его, в отличие от Карпат и Большого Кавказа, заключается в том, что в период основного развития и становления альпийской геосинклинали здесь почти не проявлялись магматизм и геосинклинальные формации. Считалось, что к периоду образования собственно альпийской геосинклинали, т. е. к меловому периоду, он представлял собой уже достаточно консолидированное сооружение. Геосинклинальный прогиб Горного Крыма заложился еще в начале мезозоя непосредственно на байкальском складчатом основании и позднее был втянут в орогенные движения альпийского этапа.

Основные представления о структуре земной коры этого региона базируются на работах В.Б.Соллогуба и А.В.Чекунова, с которыми согласуются более поздние геофизические данные. В результате исследований, проведенных в 70-х гг. методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по профилю Керчь-Севастополь был построен разрез [123], на котором прослежены пять сейсмических горизонтов: горизонт K_0 , характеризующий палеозойский фундамент Индоло-Кубанского прогиба; горизонт K_1 , приуроченный к докембрийскому фундаменту; горизонты K_2 и K_3 , характеризующие границы в толще консолидированной коры, и горизонт M , характеризующий переходный слой земная кора — верхняя мантия. Такой разрез отвечает земной коре континентального типа. В центральной части Горного Крыма наблюдаются все перечисленные горизонты, за исключением горизонта K_0 , что свидетельствует об отсутствии здесь палеозойского фундамента. K_0 отмечен лишь в западной и восточной частях профиля. На различных участках профиля прослеживается одна (M_1) или две (M_1 и M_2) границы Мохоровичича. В районе Алушты глубина границы M_1 равна 46 км, а M_2 — 50 км.

В итоге, на рассматриваемом профиле по результатам анализа поведения четырех сейсмических горизонтов было выделено три блока: два погруженных (50–58 км) — западный и восточный — и один приподнятый (44–46 км) — центральный, ограниченный глубинными разломами

[123]. Центральная часть Горного Крыма располагается в зоне сочленения западного и центрального блоков. Большая часть выходов магматических тел приурочена к западному блоку, который (по [123]) простирается с север-северо-запада на юго-восток, где заканчивается в 12–15 км от береговой линии Крыма.

Предполагалось, что впадина по поверхности M под восточной частью Горного Крыма связана с существованием “корней” гор, образовавшихся в период возникновения горного сооружения Крыма, т.е. в киммерийское время [151]. В западной же части Крымских гор наложился две системы геосинклиналей: субмеридиональная (север-северо-западная), связанная с раннепротерозойской или более молодой (байкальской) горной областью, и широтная — альпийская, в результате чего здесь наблюдаются две поверхности Мохоровичича.

Предлагались различные варианты тектонических схем Горного Крыма. Для центральной его части все исследователи единодушны в одном: наиболее важное значение здесь имел сквозной глубинный разлом северо-западного простирания (т.е. поперечный к структурам Крыма), обусловивший заметное отличие этой части региона от западной и восточной его частей в более поздней геологической истории. Это Салгирско-Октябрьский (по [151,63]), или Криворожско-Самсунский (по [72]), или Алуштинско-Симферопольский глубинный разлом, который проявляется по всем сейсмическим горизонтам и, согласно [123], наклонен в восточном направлении, причем в самой зоне разлома поверхность Мохо погружена на глубину 52–58 км. Этот разлом является восточным ограничением приподнятого байкальского основания (в состав которого в акватории Черного моря входит поднятие Андрусова).

От Украинского щита на территорию Горного Крыма прослеживается три сквозных субмеридиональных разлома раннепротерозойского заложения. К этому же времени ранее относили и Салгирско-Октябрьский разлом. Последний, однако, не находит продолжения на Украинском щите, в отличие от субмеридиональных разломов. Это объясняется [151] тем, что

Салгирско-Октябрьский разлом сформировался не в раннепротерозойское время, а в байкальское время и, очевидно, в более поздние этапы имел такое же значение для центральной части Горного Крыма, как и субмеридиональные разломы для восточной и западной частей региона. Положение Салгирско-Октябрьского разлома, по [151], трассируется по направлению от г. Алушты вдоль восточного края плато Четырдаг в сторону г. Симферополя по долине р. Салгир. Было высказано также несколько иное мнение [63], согласно которому разлом проходит от г. Алушты западнее плато Четырдаг и далее на северо-запад вдоль реки Альма (см. рис. 37). Такое положение разлома более полно отражает его роль в структуре Горного Крыма, так как именно к нему приурочены магматические образования в районе г. Алушты. Теми же авторами в центральной части Горного Крыма были выделены коровые глубинные разломы (Демерджийский, Бельбекский и др.), отличающиеся от сквозных разломов тем, что располагаются в толще земной коры, проникая вплоть до границы Мохо, но ее не пересекают.

Высказывалось также предположение [110], что в центральной части Крыма существует субмеридиональный линеамент шириной около 10 км, названный Центрально-Крымским и выделенный на основании дешифрирования космических снимков; его осевая линия проходит через мыс Аю-Даг на юге и восточнее Красноперекоска на севере. В южной части полуострова Центрально-Крымский линеамент совпадает с Салгирско-Октябрьским глубинным разломом.

Изложенные представления о блоковом строении глубинных структур земной коры Горного Крыма, созданном ортогональной и диагональной системами сквозных и коровых глубинных разломов дорифейского заложения, были положены в основу схемы геологического районирования [63], предложенной по результатам дешифрирования материалов дистанционных съемок в комплексе с изучением структурно-тектонических, литолого-фациальных, минералого-петрографических, геохимических, геофизических и гид-

рогеологических особенностей, а также структурной позиции, морфологии и генезиса магматических образований Горного Крыма.

Согласно [63], основными структурными элементами Горного Крыма являются тектоно-магматические блоки и межблочные прогибы, возникшие в раннеорогенную стадию развития геосинклинали. Блоковое строение, унаследованное современным Крымским горным сооружением, образуют три тектоно-магматических блока: Западно-Крымский, Средне-Крымский и Восточно-Крымский. "Для тектоно-магматических блоков характерно наличие морфоструктур центрального типа, определяющих положение палеовулканических кольцевых структур, в пределах которых концентрируются почти все проявления интрузивного и эффузивного магматизма" [63].

Структурное положение палеовулканических центров определяется приуроченностью к зонам глубинных разломов и связью с Южнобережной сейсмогенной зоной (см. рис. 37). Западно-Крымский и Восточно-Крымский центры занимают площади одноименных тектонических блоков. Средне-Крымский тектоно-магматический блок резко отличается от других структур наибольшей насыщенностью магматическими образованиями разного состава и генезиса. На его площади выявлено два палеовулканических центра; оба они связаны с зоной Салгирско-Октябрьского глубинного разлома. В северо-западной части блока определен Северо-Крымский палеовулканический центр. Алуштинский палеовулканический центр [63] локализован вблизи побережья и ограничен несколькими концентрическими нарушениями, охватывающими площадь полукруга от мыса Аю-Даг до пос. Солнечногорское. Предполагаемый геометрический центр кольцевых нарушений приурочен к району г. Алушты. В отличие от других палеовулканических центров Горного Крыма, он характеризуется исключительно интрузивными образованиями гипабиссальной фации глубинности.

III.2. Геологическое положение и строение массивов комплекса малых интрузий

В центральной части Горного Крыма интрузивные горные породы распространены на сравнительно небольшой территории, ограниченной Алуштой на востоке, пос. Изобильное на северо-востоке и пос. Кипарисное на юге. С запада район развития интрузий ограничен поднятием Бабуган-Яйлы, сложенным оксфордскими известняками. Юго-западнее района исследования интрузивная деятельность представлена лакколлитом горы Аю-Даг и сопутствующими ему более мелкими телами.

Согласно представлениям М.В. Муратова [97], этот район относится к западной части Туакского поднятия. Вмещающая флишевая таврическая серия верхнетриасового — нижнеюрского возраста; она интенсивно перемята. По отношению к вмещающим породам интрузивные тела резко несогласны.

Многими исследователями отмечалась однообразная изометричная форма интрузий как кислого, так и основного составов, развитых в этом районе. Полевые наблюдения 1986—1987 гг. показали, что некоторые крупные массивы основных пород действительно имеют округлую или овальную в плане форму. Чем более сложно строение массива и чем более контрастны составы слагающих его пород, тем разнообразнее его форма. Простираение тел преимущественно северо-западное (это особенно характерно для северных участков района исследований).

Среди интрузивных тел в районе исследования традиционно выделялись две разновозрастные группы: 1) тела исключительно основного состава; 2) более молодые массивы преимущественно кислого состава [67].

Для удобства описания геологического строения тел целесообразно расчленить район развития малых интрузий на несколько участков, каждый из которых характеризуется развитием либо нескольких объединяемых в единое целое мелких интрузий, либо одного обособленного интрузива.

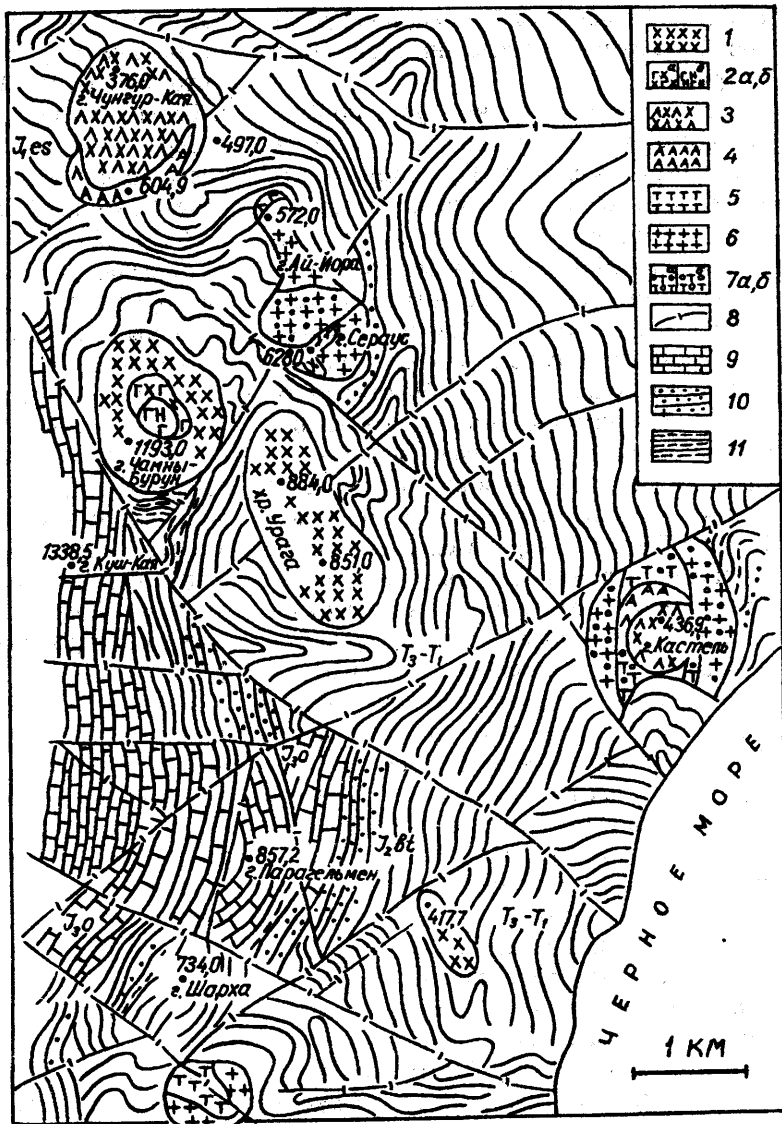
Эти участки следующие (с севера на юг): 1) участок южнее реки Узень-Баш (скала Чунгур-Кая и др.), 2) гора Чамны-Бурун и хребет Урага, 3) участок гор Сераус и Ай-Йора, 4) гора Кафель, 5) участок горы Шарха.

1). Северный участок расположен к югу от места впадения р. Узень-Баш в р. Улу-Узень. Вверх по склону от ущелья р. Узень-Баш выходы интрузивных пород, представленных лейкодиабазами, четко выражены в рельефе в виде скал Чунгур-Кая.

На этом участке геологическими съемками разных лет отрисовывались многочисленные мелкие удлиненные тела (средний размер их 200—250 м) одинакового габбро-диоритового состава, прорывающие таврическую серию (рис. 105). Однако полевыми наблюдениями 1986—1987 гг. и последующими петрографо-петрохимическими исследованиями установлено, что эти мелкие тела представляют собой выходы единого интрузива, обособленного, однако, от остальных интрузивных тел центральной части Горного Крыма. В северо-западной части тела четко прослеживается наружный, т.е. оконтуривающий большой интрузив, контакт преимущественно слагающих его лейкодиабазов с вмещающей таврической серией. По северо-западному склону обнажения лейкодиабазов сопровождаются крупными развалами, каждая глыба примерно 10 м в поперечнике. В целом обнаженная здесь часть интрузива имеет размеры: 700 м в длину, 250—300 м в ширину.

Южнее скалы Чунгур-Кая полоса выходов интрузивных пород выражена в рельефе несколькими вершинами, абсолютная высота которых не превышает 650 м, и имеет размеры 880 на 370 м. В западной части интрузии наблюдается четкий контакт флишевой толщи с интрузивными породами, при этом флиш контактирует не с лейкодиабазами, а с эффузивными породами типа лейкобазальтов; они образуют в этой интрузии вытянутое узкое секущее тело. Простираение контакта 303° СЗ, контакт почти вертикальный. Эти породы мощностью около 3 м, в свою очередь, контактируют с лейкодиабазами, слагающими собственно тело. Общая мощность выхода изверженных пород в этом месте —

Рис. 105
 Геологическая карта района малых интрузий центральной части Горного Крыма. Магматические породы:
 1 — диабаз;
 2 — габбро-диабаз (а), габбро-норит (б); 3 — лейкодиабаз; 4 — андезит; 5 — тоналит-порфир; 6 — плагиогранит-порфир; 7 — кварцевый плагиогранит-порфир (а), кварцевый тоналит-порфир (б); 8 — разрывные нарушения. Осадочные породы: 9 — известняк; 10 — песчаник; 11 — аргиллит. По материалам съемок ГПИ "Крымгеология" (С.В.Пивоваров, В.Г.Данилов, Л.С.Борисенко, Н.Н.Новик, А.М.Останин и др., 1970—1986 гг.) с дополнениями автора.



13 м. Здесь обнаружены глыбы оливинсо-державших пород.

Все южное окончание интрузии сложено измененными в различной степени пироксеновыми андезитами. Эти породы, в частности, слагают вершину с отметкой 604 м и на восточном ее склоне контактируют с таврическим флишем (простираение южного наружного контакта 240°). Контакт андезитов с лейкодиабазами обнаружен на вершине небольшого хребта, входящего в состав этой сложной интрузии и ограничивающего ее с востока. Андезиты рвут лейкодиабазы в виде языка, ширина которого в самом узком месте составляет 80 см, далее расширяющегося до 6–7 м и вре-

зающегося в лейкодиабазы на протяжении 500 м и вдоль вытянутости (?) описываемого хребта. В самом узком месте андезиты окварцованы и вблизи контакта с лейкодиабазами насыщены сульфидами. На восточном окончании интрузии с флишем также контактируют лейкодиабазы, простираение этого контакта 350° СВ. Таким образом, все тело в целом почти полностью оконтуривается породами таврической серии.

2). Интрузии гор Чамны-Бурун и Урага представляют два крупных интрузивных тела основного состава, расположенных в непосредственной близости друг к другу и разделенных лишь узкой перемычкой об-

разований таврической серии, породы которой являются вмещающими для обеих интрузий.

Интрузия горы Чамны-Бурун по форме близка к изометричной с небольшим пережимом посередине. Протяженность ее 1,5 км, она хорошо выражена в рельефе в виде двух вершин; южная более высокая вершина (1193 м над уровнем моря) называется Чамны-Бурун. Склоны горы густо задернованы и покрыты крупноглыбовым делювием, поэтому контакты интрузивных пород с таврикой не видны. На северо-восточном склоне горы Чамны-Бурун по бортам глубокой балки встречены в коренном залегании черные роговики, мощность их выхода 20 м. Как указывали Т.С.Лебедев и Ю.П.Оровецкий [72], находка типичных роговиков, обрамляющих интрузию, позволяет предполагать достаточно высокую температуру внедрившейся магмы. На том же северо-восточном склоне Чамны-Бурун выше роговиков в развалах обнаружены глыбы габбро-диабазов и габбро-норитов. Вершина же горы Чамны-Бурун и само интрузивное тело сложены диабазами различной степени измененности.

Интрузия хребта Урага также захватывает две вершины, между которыми интрузивные породы образуют перемычку; в этом узком месте ширина выхода интрузивных пород не превышает 650 м. Протяженность вытянутого с северо-запада на юго-восток тела 2,3 км. Склоны обеих вершин также покрыты глыбовыми свалами. Четких контактов с флишем не обнаружено. Интрузивное тело сложено однородными диабазами. Некоторые авторы [72,7] относили породы Ураги к габбро-диоритам, другие [67] считали их габбро-диабазами. Вероятно, в составе интрузий Ураги, также как и на горе Чамны-Бурун, встречаются различные породы, однако коренные обнажения представлены только диабазами. Породам обеих интрузий присуща шаровая отдельность.

3). Интрузия гор Ай-Йора и Сераус представляет собой вытянутое на 1,7 км в субмеридиональном направлении (чуть на юго-восток) тело, в узкой части (район г. Ай-Йора) ширина выходов интрузивных пород составляет 250–300 м, а на юго-восточном окончании (гора Сераус) — 600–

650 м. Форма тела осложнена выступом магматических пород в западной части интрузии, выраженном в рельефе в виде небольшой вершины. Обе горы (Ай-Йора и Сераус) имеют скальные выходы магматических пород на вершинах, абсолютные отметки которых составляют соответственно 572 и 628 м.

Полевые наблюдения 1986 г. установили, что мелкие интрузии этого участка объединены в одно довольно крупное тело, сложенное различными разновидностями пород нескольких фаз внедрения.

Склоны горы Ай-Йора сильно задернованы, поэтому четких контактов с вмещающим таврическим флишем не обнаружено. Сама вершина сложена трещиноватыми желтовато-серыми плагиогранит-порфирами, а северная оконечность горы Ай-Йора сложена близкими по облику плагиогранит-порфирам тоналит-порфирами.

Скальные выходы горы Сераус расположены в виде хребта с изгибом посередине; изгиб является собственно вершиной, от которой в северном и юго-восточном направлении отходят гребни по 250–300 м длиной. Вся южная часть горы Сераус сложена выветрелыми желтоватыми плагиогранит-порфирами, аналогичными ай-йоринским. На гребнях среди плагиогранит-порфиров развиты более ранние по времени образования основные породы. Они представлены диабазами в развалах, являющихся остатками разрушенных скальных выходов, идущих вдоль каждого гребня. Юго-восточное окончание интрузии представляет собой 20-метровый обрыв, заканчивающийся в балке, ограничивающей гору Сераус и интрузию в целом с юга, контактом изверженных пород и вмещающей таврической серии. Отпрепарированная контактная поверхность плагиогранит-порфиров несет ярко выраженные следы ритмичного строения вмещающей таврической серии (“гофр”). Контакт прямолинеен и субвертикален, простирание контакта 265°.

На северной оконечности горы Сераус, и, следовательно, в центральной части интрузии кислые породы макроскопически отличаются — это слабовыветрелые светло-серые крепкие кварцевые плагиог-

ранит-порфиры. Они отмечены также в балке, ограничивающей с севера гору Сераус и отделяющей ее от Ай-Йоры. Эта балка идет по тектоническому нарушению, которое, предположительно, обрывает массив Чамны-Бурун с юго-востока [72]. Именно кварцевые плагиогранит-порфиры слагают небольшую вершину, входящую в состав интрузии в западной ее части. Здесь в 880 м строго к югу от вершины горы Ай-Йора и в 500 м к северо-западу от вершины горы Сераус в борту дороги вскрыт четкий контакт флишевой толщи с кварцевыми плагиогранит-порфирами (преобладающее простирание контакта — 335°). Во флише наблюдается зона экзоконтактового изменения мощностью 60 см.

Описанные контакты ограничивают выступы интрузии с южной и западной сторон. Остальные склоны горы Сераус сильно задернованы и покрыты осыпями, в результате чего переход от изверженных пород к флишу прослеживается неясно, в пределах 10–15 м.

Таким образом, интрузия гор Сераус и Ай-Йора неоднородна по строению. Ее центральную и западную части слагают кварцевые плагиогранит-порфиры, а северное и южное окончания — плагиогранит-порфиры и тоналит-порфиры. В плагиогранит-порфирах южной части отмечаются остатки ксенолитов диабазов более ранней фазы внедрения.

4). Интрузия горы Кагель представляет собой овальный в плане массив, короткий диаметр которого составляет около километра. Он расположен в 4 км к юго-западу от Алушты и хорошо выражен в рельефе (абсолютная высота вершины — 437 м). Кроме того, интрузивные породы, слагающие гору Кагель, прекрасно обнажены в виде отвесных стенок на западном склоне, а также достаточно крупных слабозадрнованных выходов на северном и юго-западном склоне. Хорошая обнаженность, а также разнообразный петрографический состав делает гору Кагель одним из наиболее интересных объектов изучения. К сожалению, сама вершина горы недоступна для изучения, и о составе слагающих ее пород приходится судить по свалам на склонах, а также литературным данным 30-летней давности. Исходя

из этих источников, можно предположить, что вершина горы Кагель сложена очень крепкими мелкозернистыми черными габбро. Они оторочены диабазами и лейкодибазами, выходы которых обнаружены на южном склоне горы. На северо-западном склоне отмечаются полосой андезиты. Внешнюю в плане зону составляют: на западе и востоке — кварцевые плагиогранит-порфиры, а на севере и юге — кварцевые тоналит-порфиры.

На северном склоне хорошо видны взаимоотношения различных пород, развитых в этой части массива; на кварцевых тоналит-порфирах лежат розоватые кварцевые плагиогранит-порфиры (видимая мощность выхода 1 м), а выше — поток андезитов с подушечной отдельностью, видимой мощностью 1,5 м. Здесь же наблюдается четкий контакт таврических сланцев с кварцевыми плагиогранит-порфирами с азимутом простирания 241° ЮЗ. Таврическая серия в зоне контакта, особенно ее твердые компоненты, переработаны вплоть до образования милонитов; вблизи контакта в таврических породах и в плагиогранит-порфирах отмечены гнезда сульфидного оруденения.

На юго-западном склоне горы Кагель обнажаются стенки кварцевых тоналит-порфиров; четко прослеживается контакт их с таврическим флишем. Азимут простирания плоскости контакта 13° СВ, в 6 м от контакта в алевролите таврического флиша обнаружены макровыделения алунитов.

Наиболее информативны обнажения южного склона горы Кагель над пос. Лазурное. Здесь магматические породы не образуют высоких отвесных стенок, а выходят на поверхность в виде отдельных скал. Породы последовательно сменяются сверху вниз и с севера на юг; серо-желтые диабазы и лейкодибазы переходят (без резкой границы) в типичные кагельские кварцевые тоналит-порфиры, которые, в свою очередь, контактируют с таврическим флишем. Азимут простирания этого контакта 296° СЗ. В зоне экзоконтакта наблюдается обильная сульфидная минерализация, таврические песчаники зачастую переработаны в кварциты, отмечается зона милонитизации мощностью до 1,5 м, про-

пилитизация и каолинитизация в некоторых участках.

Восточный склон горы Кабель наиболее задернован, здесь встречаются скальные выходы выветрелых кварцевых плагиогранит-порфиров.

5). Интрузия горы Шарха наиболее изучена, поскольку породы этого массива разрабатываются карьером на бут и щебень. По данным разведки Шархинского месторождения, а также по нескольким публикациям в печати [67, 72] можно судить об обнаженной части массива до начала эксплуатации. В плане она имела форму слабо вытянутого в северо-восточном направлении овала размером 500 × 650 м. Карьер сохранил форму интрузии; в настоящее время дно карьера имеет три округлые выемки на разных уровнях; северная стенка карьера примыкает к склону горы Шарха и имеет семь уступов.

Интрузия выходила на поверхность среди отложений таврической серии в средней части склона горы Шарха. Верхняя часть интрузивного тела представляла собой симметричный купол, возвышающийся над окружающей местностью на 40–50 м. Крутизна склонов купола составляла 15–17°, постепенно увеличиваясь до 45° при удалении от вершины [72]. У подножья юго-восточного склона крутизна достигала 60°. На слабоденудированной поверхности массива до начала эксплуатации залегали останцы вмещающих пород. О куполовидной форме интрузивного тела свидетельствует хорошо выраженная концентрически-скорлуповатая отдельность пластовых трещин. Четко выражены взаимоотношения изверженных пород с вмещающими их осадочными породами таврической серии. Мощность зоны сильных механических деформаций достигает 5 м. Вмещающие породы на контакте (контакт секущий) сильно раздавлены, брекчированы. Вообще зоны дробления пронизывают всю интрузию, что хорошо видно в стенках карьера.

Шархинский интрузивный массив сложен трещиноватыми плагиогранит-порфирами и тоналит-порфирами, которые макроскопически выглядят более свежими, чем аналогичные породы других массивов, цвет их светло-серый с голубоватым оттенком,

текстура массивная. Петрографическая зональность в массиве от периферии к центру выражена очень слабо. Визуально она практически не улавливается. Массив разбит разломом северо-западного простирания. Однообразные крепкие плагиогранит-порфиры вскрыты скважинами объединения “Крымгеология” до глубины 135 м.

Географически близка к карьере Шарха интрузия над пос. Малый Маяк, представляющая собой два четко выраженных в рельефе холма; абсолютная отметка одного из них 417,7 м. Сложено тело относительно свежими крупно- и среднезернистыми основными породами.

III.3. Петрология магматических горных пород

III.3.1. Петрография

В комплексе малых интрузий развиты преимущественно кислые и основные породы при почти полном отсутствии средних пород.

Кислые породы комплекса представлены тоналит-порфирами, кварцевыми тоналит-порфирами, плагиогранит-порфирами, кварцевыми плагиогранит-порфирами, редко микротоналитами и микроплагиогранитами. Макроскопически это светлосерые полнокристаллические породы с массивной текстурой. Общая петрографическая их особенность — отсутствие калиевого полевого шпата и крайне незначительное количество темноцветных минералов.

Тоналит-порфиры распространены в интрузиях гор Ай-Йора и Шарха. Структура породы порфировая, неяснопорфировая с микроплитовой, реже гипидиоморфнозернистой основной массой (рис.106).

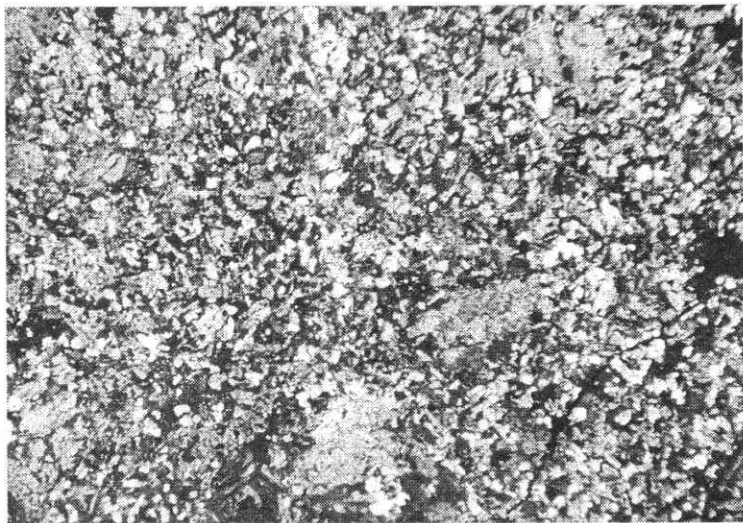
Количество вкрапленников в породе изменяется от 6 до 20%, составляя в среднем 13%. Минеральный состав (%): кварц — 30–40, плагиоклаз — 45–65, биотит — 1–3, вторичные — хлорит — 1–3, кальцит 3–9, серицит — 5–7.

Фенокристаллы образованы призматическими и таблитчатыми зернами плагиоклаза размером 0,7–1 мм в длину, 0,3–0,5 мм в поперечнике. Иногда они образу-

Рис.106

Тоналит-порфир
массива Шарха,
обр. 142/86.

Гипидиоморфнозерни-
стая кварц-плагиокла-
зовая основная
масса. Ув. 23,
николи скрещены.



ют гломеропорфировые сростки размером до 3 мм. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован, но из-за вторичных изменений (по плагиоклазу развиваются серицит и кальцит) двойниковые полосы видны слабо; серицитизация и карбонатизация часто охватывают все зерно нацело, и первичный минерал диагностируется по идиоморфной форме выделений и небольшим свежим участкам. Плагиоклаз вкрапленников по составу (замеры на федоровском столике) соответствует андезину №30–39, сдвойникованному по альбитовому, карлсбадскому, альбит-эстерельскому, редко эстерельскому и манебахскому законам. Тот же состав плагиоклаза получен по замерам в иммерсионных препаратах (№37–39).

В основной массе плагиоклаз немного кислее (№20–25) и менее изменен, образует полисинтетически сдвойникованные призматические зерна размером 0,03–0,1 мм. Нередко основная масса породы равномернозернистая (средний размер зерен 0,04 мм), с изометричной формой выделений как плагиоклаза, так и кварца. Характерной особенностью тоналит-порфиров является отсутствие кварца во вкрапленниках.

Биотит встречается как в основной массе в виде мелких чешуек, так и в виде светло-коричневых порфировых выделений размером до 0,5 мм, которые иногда образуют скопления; часто почти полностью замещен хлоритом и, как правило, содер-

жит включения мелких зерен плагиоклаза и кварца в ассоциации с апатитом.

Крайне редко встречаются реликты роговой обманки, уцелевшей от замещения радиально-лучистым агрегатом хлорита; размер таких выделений порядка 0,5 мм. С хлоритом ассоциируют красно-бурые окислы железа и рудные минералы, каймой охватывающие реликты темноцветных минералов.

Кварцевые тоналит-порфиры развиты в составе интрузии горы Кастель. Структура породы порфировая, с тонкозернистой микроаплитовой основной массой. Количество вкрапленников в среднем составляет 20% объема породы. Минеральный состав (%): кварц — 45, плагиоклаз — 45, вторичные — кальцит и серицит — до 7–10, реже хлорит, рудные — иногда до 5.

Фенокристаллы представлены преимущественно небольшим по размерам кварцем (0,1–0,3 мм); зерна часто округлой формы — вероятно, оплавлены, — или близкой к квадратной, остроугольной (рис. 107).

Плагиоклаз во вкрапленниках почти нацело замещен вторичными минералами; сильно серицитизированные и карбонатизированные выделения его достигают 0,6 мм. Согласно замерам на федоровском столике, в небольших сохранившихся фрагментах плагиоклаз отвечает андезину №37–39, сдвойникованному по альбитовому закону.

Плагиогранит-порфиры преобладают в

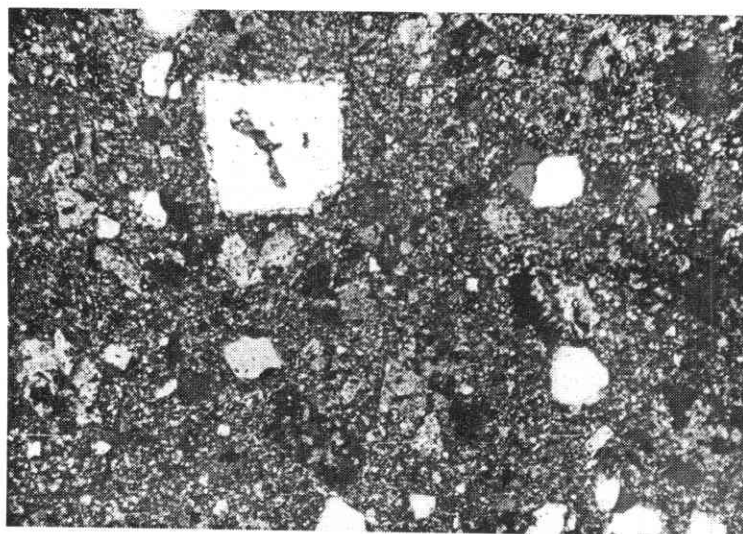


Рис. 107
 Кварцевый
 тоналит-порфир
 массива Кагель,
 обр. 091/86.
 Порфиновые
 вкрапленники кварца,
 тонкозернистая
 микроплитовая
 основная масса.
 Ув. 33,
 николи скрещены.

массиве Сераус, встречаются также в интрузиях гор Ай-Йора и Шарха. Тоналит-порфиры и плагиогранит-порфиры двух последних массивов по петрографическим признакам зачастую трудноотличимы, и переход между этими двумя группами пород устанавливается лишь по большему содержанию кремнезема в плагиогранит-порфирах.

Структура породы неяснопорфировая, вкрапленники недостаточно четко обособлены от основной массы, которая имеет микроплитовую или, в случае идиоморфизма плагиоклаза к кварцу, гипидиоморфнозернистую структуру. Минеральный состав (%): кварц — 40–50, плагиоклаз — 50–55, биотит — 3–5, мусковит — до 1, вторичные — серицит — 3–4, хлорит и кальцит — до 5.

Крупных фенокристаллов плагиоклаза в породе нет, в отличие от тоналит-порфиров; в кварц-плагиоклазовой основной массе, однако, есть достаточно крупные таблички плагиоклаза, интенсивно серицитизированного и карбонатизированного. Судя по замерам на федоровском столике, это преимущественно андезин (№28–44), сдвойникованный по альбит-эстерельскому, карлсбадскому и, редко, манбахскому законам.

Фенокристаллы кварца невелики (0,2–0,5 мм) и лишены идиоморфных очертаний; форма выделений кварца остроугольная, нередко неопределенная, иногда близка к квадратной, редко — округлая.

Помимо магматического, в породе есть эпимагматический кварц в виде скоплений изометричных зерен по соседству с карбонатизированными участками. Изредка также отмечаются сферолитовые образования кварца с радиально-лучистым строением.

Фенокристаллы представлены также крупными выделениями хлоритизированного биотита размером 0,4–0,7 мм. Встречены также листочки мусковита.

Кварцевые плагиогранит-порфиры входят в состав массивов Сераус и Кагель, обладая индивидуальными особенностями в каждом из этих массивов.

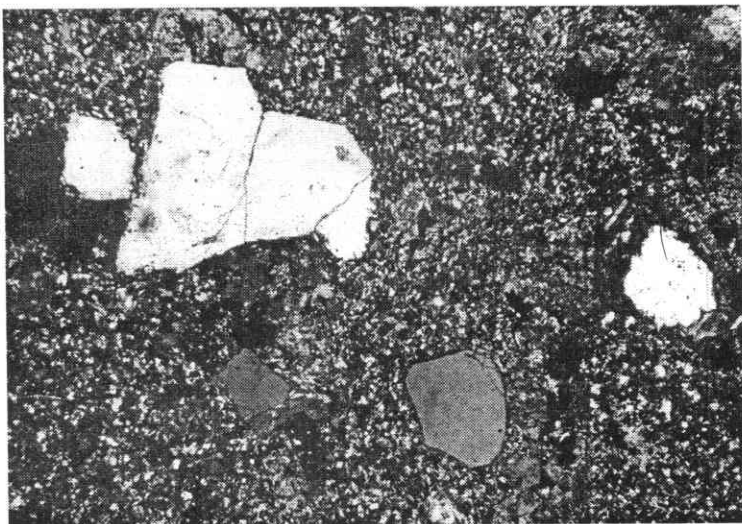
Структура породы ярко выраженная порфировая, основной массы — близка к фельзитовой (рис.108).

Вкрапленники достигают 30% объема породы. Минеральный состав (%): кварц — 40–50, плагиоклаз — 50, редко — биотит 1; вторичные — серицит, карбонат, хлорит — до 5.

Фенокристаллы представлены преимущественно кварцем; в породах Серауса он, как правило, субидиоморфных очертаний и различных размеров (от 0,4 до 2 мм), при этом чем крупнее вкрапленники кварца, тем меньше вкрапленников плагиоклаза в породе (последние могут вовсе отсутствовать). В породах горы Кагель фенокристаллы кварца мельче (0,4 мм), они округлой или квадратной формы. Вкрапленники плагиоклаза относительно невелики (0,3–0,7 мм), сильно серицитизированы и карбонатизированы, четкой удлиненно-

Рис. 108

Кварцевый
плаггиогранит-порфир
массива Сераус,
обр. 014/86.
Порфиновые
вкрапленники кварца,
фельзитовая основная
масса. Ув. 35,
николи скрещены.



призматической формы и, согласно замерам на федоровском столике, отвечают №33–44 (альбитовый, карлсбадский, альбит-эстерельский, редко эстерельский и периклиновый законы двойникования). Замеры в иммерсиях показали наличие, помимо андезина (№32–42), также кислого плаггиоклаза №5–16, что связано, вероятно, с альбитизацией породы. Капельские породы, которые по ряду признаков (кроме содержания кремнезема) тяготеют к кварцевым тоналит-порфирам, содержат плаггиоклаз более основной или более кислый, чем обычный в таких породах андезин: отмечаются карлсбадские двойники олигоклаза №24–25, наряду с ними в иммерсиях определено большое количество лабрадора №52–59. В этой же породе отмечено наличие мельчайших реликтов клинопироксена, редко встречающегося в шлифах кислых пород малых интрузий.

Основная масса кварцевых плаггиогранит-порфиров близка к криптокристаллической, отдельные зерна видны лишь при больших увеличениях; состав — традиционный кварц-плаггиоклазовый с вторичным серицитом, хлоритом, карбонатом и рудным веществом.

Помимо описанных порфировых разновидностей, в составе массива Сераус незначительно распространены афировые породы того же состава: микроплаггиограниты и микротоналиты.

Микроплаггиограниты характеризуются гипидиоморфнозернистой, местами пило-

такситовой структурой, обусловленной ориентированностью удлиненных зерен плаггиоклаза в одном направлении, подчеркнутым развитием хлорита вдоль вытянутых зон. Есть единичные крупные вкрапленники зонального плаггиоклаза, раздробленного и серицитизированного.

Микротоналит по структуре напоминает более крупнозернистую основную массу соответствующих порфиров, в которой развитие серицита придает породе пойкилитовый облик.

Средние породы комплекса описаны в литературе [7,72] под названием габбродиориты в интрузиях Урага, Аю-Даг и в районе пос. Фрунзенское. В состав некоторых других массивов (Капель, Чунгур-Кая) входят эффузивные средние породы — андезиты, тесно связанные по химизму с полнокристаллическими породами соответствующих массивов, но не имеющие в них гипабиссальных аналогов.

Андезиты массива Капель имеют подушечную отдельность и настолько сильно изменены постмагматическими процессами, что затруднено определение первоначальной структуры и минерального состава (%): кварц — 3–5, плаггиоклаз — 50, (нацело серицитизирован и карбонатизирован), темноцветные минералы полностью замещены хлоритом. Аналогичные андезиты района Чунгур-Каи лучше раскристаллизованы и напоминают мелкозернистый диабаз. Структура породы офитовая, местами интерсертальная. Минер-

ральный состав (%): кварц — 3–4, плагиоклаз — 50, остальной объем породы занимают нацело хлоритизированные зерна темноцветного минерала и развитый пятнами карбонат. Плагиоклаз настолько серицитизирован, что замеры на федоровском столике невозможны; состав минерала определялся по замерам в иммерсиях: №25–28 и 38–41.

Особо следует выделить пироксеновые андезиты, развитые в районе Чунгур-Каи. Структура породы порфировая с пилотакситовой основной массой. Минеральный состав (%): кварц — 3–4, плагиоклаз — 55–60, клинопироксен — 15, амфибол — 5, изредка биотит. Тонкие лейсты плагиоклаза как бы обтекают крупные, четко ограниченные фенокристаллы. Состав последних: серицитизированный короткопризматический или таблитчатый плагиоклаз (размер 0,6–0,8 мм) с широкими полосами двойникования; изометричные зерна моноклинного пироксена (диопсид и пижонит) размером 0,3–0,6 мм, редко до 1 мм по длине. Пироксен частично замещается вторичным амфиболом (актинолит) по периферии зерен и рудным веществом. В основной массе наблюдаются мелкие вторичные зерна кварца.

Основные породы малых интрузий представлены исключительно полнокристаллическими гипабиссальными разновидностями — диабазами, лейкодиабазами, реже конга-диабазами, габбро-диабазами; в единичных случаях встречены глубинные

породы — габбро-нориты. Эффузивные аналоги этих пород не обнаружены. Характерная особенность большинства основных пород — наличие магматического кварца.

Диабазы распространены в интрузиях гор Сераус (наряду с кислыми породами), Урага, Чамны-Бурун, Аю-Даг. Структура породы офитовая (рис. 109), редко габбро-офитовая, долеритовая, в мелкозернистых разновидностях встречается пойкилоофитовая. Преобладают крупно- и среднезернистые разновидности. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 50–60, пироксен — 10–30 (в зависимости от сохранности), амфибол — 5–25, кварц — 2–8, биотит — 3–5, вторичные — хлорит — до 20, серицит — 2–5, карбонат — 2–3, рудные (в том числе гематит) — до 10.

Плагиоклаз образует удлиненные идиоморфные лейсты размером 0,7–2 мм, часто зональный. Как показали многочисленные замеры на столике Федорова, разброс значений номеров плагиоклаза достаточно велик, от №49 до №96. При этом в центральных зонах плагиоклаз соответствует преимущественно битовниту и даже анортиту (№73–96), а в узких периферических зонах плагиоклаз кислее (50-е номера). Преобладают альбитовый и карлсбадский законы двойникования, реже манебахский. Весь плагиоклаз в различной степени серицитизирован и карбонатизирован.

Клинопироксен в виде широких призм

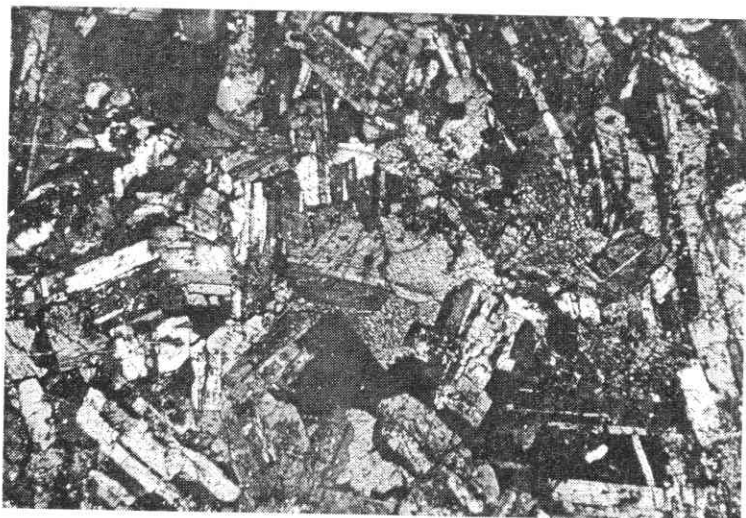


Рис. 109
Офитовая структура в диабазе массива Сераус, обр. 023/86. Ув. 37, николи скрещены.

размером 0,5–1,2 мм представлен в шлифах преимущественно бесцветным диопсидом либо слегка желтоватым пижонитом. Для последнего характерна коноскопическая фигура одноосного минерала, что обусловлено малым (до 0) углом 2V. Зачастую зерна пироксена также зональны, в центре наблюдаются характеристики пижонита: угол 2V до 40°, угол CNg 30–35°, на периферии 2V достигает 60°, угол CNg 45°. Обычны пластинчатые структуры распада.

Пироксен повсеместно в различной степени замещается актинолитом, а последний, в свою очередь, хлоритом. Иногда пироксен в породе сохраняется лишь фрагментарно, а иногда амфиболизирован нацело, с точечными реликтами в центре крупных зерен. С сильно измененными пироксенами ассоциируют вторичные рудные в виде решеток-иероглифов.

Кварц трещиноватый, ксеноморфный, выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза и пироксена; размер выделений 0,3–0,5 мм, редко до 2 мм (рис. 110).

Помимо перечисленных минералов, иногда в шлифах отмечают: биотит, желтовато-зеленоватый цоизит, гексагональные призмы апатита.

Следует отметить, что описанные породы к долеритам [67] неправомерно из-за интенсивного разложения породообразующих минералов.

Лейкодиабазы преобладают в составе интрузий Чунгур-Каи. По петрографичес-

ким особенностям близки к описанным диабазам и зачастую отличимы от них лишь по химизму. Структура породы офитовая, в сильно измененных разностях — реликтовая офитовая. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 50–60, пироксен — 10–20, амфибол — 10–15, кварц — 7–8; вторичные развиты шире, чем в диабазах.

Лейкодиабазы отличаются от диабазов, в первую очередь, по составу плагиоклаза. Он образует идиоморфные серицитизированные призмы размером 0,3–0,8 мм и в шлифах, как правило, отвечает №71–87 (сдвойникован по манебахскому и карлсбадскому законам). Однако замеры в иммерсионных препаратах обнаруживают наличие значительно более кислого плагиоклаза №22–28, 30–38 и 43–48, в то время как в диабазах в иммерсиях обнаружены плагиоклазы лишь выше №53.

Пироксен представлен преимущественно диопсидом, типичный пижонит почти не встречается, размер зерен около 0,3 мм, интенсивно амфиболизирован и хлоритизирован.

Ксеноморфный кварц заполняет крупные промежутки между зернами других породообразующих минералов. Как и в диабазах, отмечаются цоизит и решетки рудных прорастаний.

Несколько отличаются от описанных основные породы горы Капель, занимающие промежуточное положение между диабазами и лейкодиабазами. Для них характерна мелкозернистая, иногда порфи-

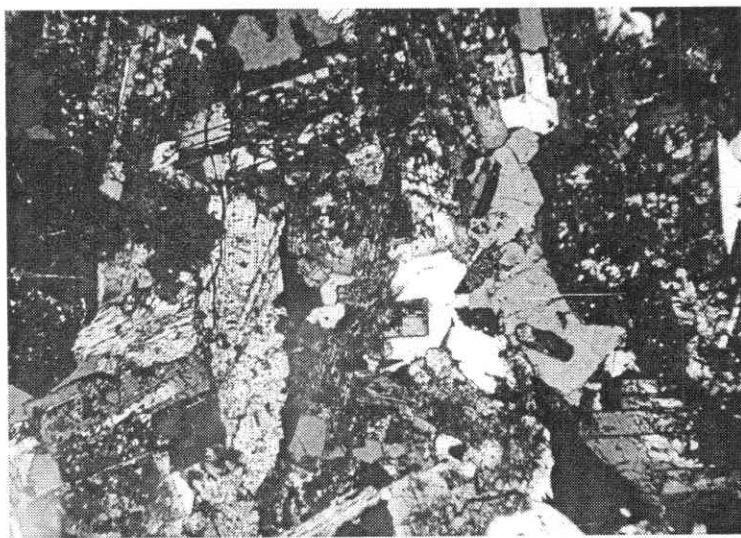


Рис. 110
Диабаз
массива Урага,
обр. 090/86.
Лейсты плагиоклаза,
диопсид,
интерстиционный
кварц.
Ув. 37, николи
скрещены.

ровая структура с микродиоритовой основной массой. При этом плагиоклаз представлен двумя генерациями: 1) мелкие тонкие лейсты, расположенные “диабазово”; 2) крупные зональные фенокристаллы (0,6–1 мм) призматической формы. Различные структуры наблюдаются в пределах одного шлифа. Отсутствует амфиболитизация пироксена, который представлен таблитчатыми зернами (размер порядка 0,4 мм) как диопсида, так и пижонита. Процесс вторичных изменений пироксена завершен полностью образованием хлорита и рудного вещества, а амфибол как промежуточная стадия не сохранился. Традиционно наличие в породе интерстиционного кварца.

Еще одной интересной разновидностью пород диабазового ряда являются *конга-диабазы*, входящие в состав Маломаякской интрузии и ассоциирующие, судя по литературным данным [72], с субщелочными основными породами (последние ошибочно описаны под названием габбро-диориты). Структура конга-диабазов офитовая, с характерными участками микропегматитовой структуры. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 45–50, пироксен — 15–20, кварц — 15, амфибол — 5–10, вторичные — хлорит — 5–10, серицит и кальцит — 5.

Идиоморфные зерна плагиоклаза размером 0,6–1 мм сильно серицитизированы, определение состава затруднено (редкие возможные замеры показали №45 с

альбитовым законом двойникования). Моноклинный пироксен представлен как диопсидом, так и пижонитом, причем последний в шлифах может даже преобладать; образует крупные скопления или обособленные толстопризматические зерна (размер 0,8–1 мм) с четкими двумя системами спайности и структурами распада. В целом пироксен относительно свежий, по краям может быть замещен актинолитом.

Кварц является последним выделением. Его неправильные угловатые зерна с одинаковой оптической ориентировкой выполняют промежутки. Часто участки между крупными лейстами плагиоклаза выполнены микропегматитовой массой закономерных прорастаний плагиоклаза и кварца, иногда с крупным геометрическим рисунком — одновременно угасающие треугольники полевого шпата на фоне микропегматитовых сростаний (рис.111).

Описанные разновидности пород характеризуются наличием в шлифах лишь вторичного амфибола, развивающегося по пироксену. Магматический амфибол обнаружен в составе *габбро-диабазов* интрузии Чамны-Бурун. Порода обладает габбровой, габбро-офитовой крупнозернистой структурой. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 50, пироксен — 15, амфибол — 15, кварц — 2–3, биотит — 5–6, рудные минералы — 7–8, хлорит — 6. Плагиоклаз относительно свежий, образует зональные призматические или изометричные зерна,

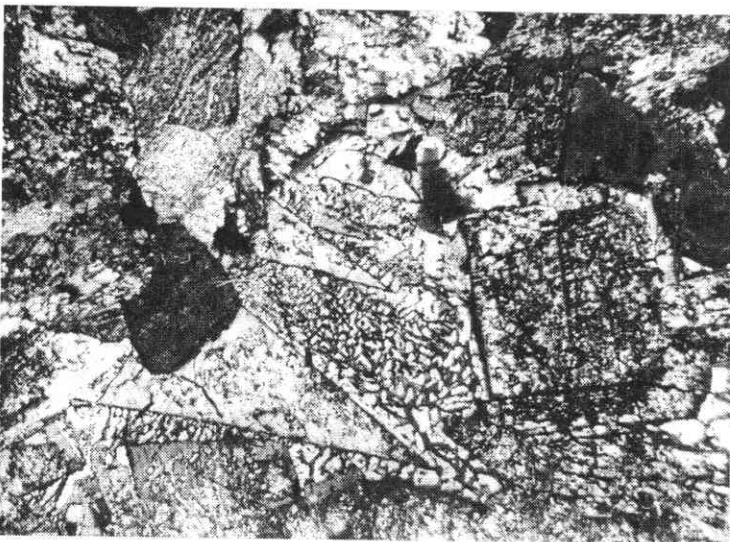
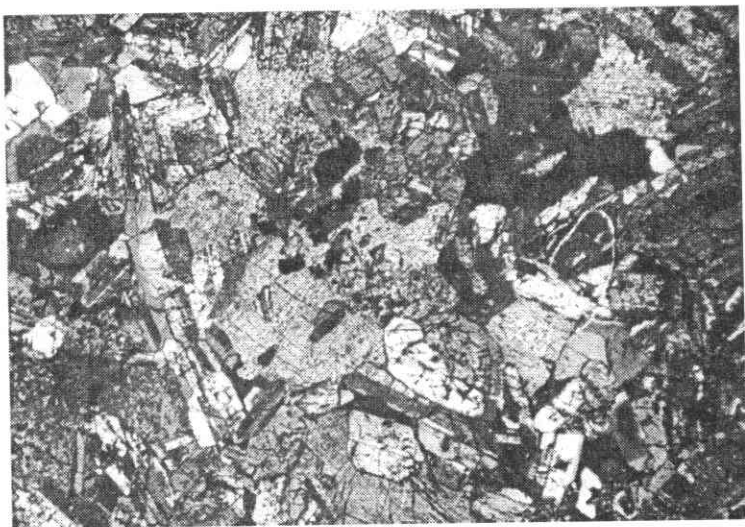


Рис. 111
Конга-диабаз интрузии района Малый Маяк, обр.038/87. Микропегматитовые кварц-плагиоклазовые сростания. Ув. 52, николи скрещены.

Рис. 112
 Габбро-диабаз
 массива Чамны-Бурун,
 обр. 120/86.
 Ксеноморфные
 выделения роговой
 обманки (в центре).
 Ув. 29, николи
 скрещены.

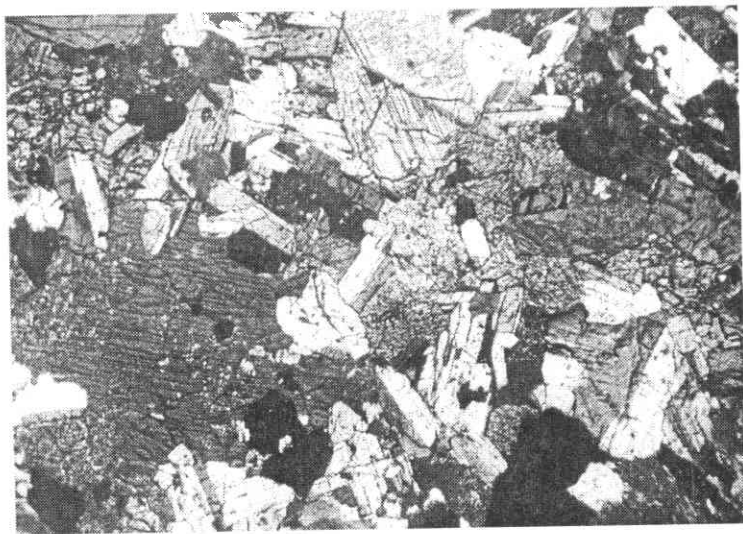


отвечает №74–76 в центре зерен. Пироксен представлен ксеноморфными выделениями диопсида, частично замещенного актинолитом и хлоритом. Отмечается развитие красновато-коричневого ксеноморфного биотита. Крупные выделения роговой обманки также ксеноморфны (рис. 112), плеохроизм от желто-зеленого до сине-зеленого цветов. Иногда промежутки между зернами породообразующих минералов заняты рудными выделениями размером до 2 мм. Кварц заполняет угловатые промежутки между индивидами плагиоклаза либо образует скопления небольших округлых зернышек.

Помимо кварцсодержащих, в составе некоторых массивов встречаются изредка

бескварцевые породы. Так, в интрузии горы Чамны-Бурун обнаружены *габбронориты*, характеризующиеся крупнозернистой габбродолеритовой структурой с малоизмененными, свежими породообразующими минералами. Минеральный состав (%): плагиоклаз — 50, клинопироксен — 20, ортопироксен — 10, амфибол — 5, биотит — 5, рудные минералы — 5, немного хлорита. Важнейшей отличительной особенностью габброноритов по сравнению с другими основными породами малых интрузий является широкое развитие в шлифах гиперстена в виде ксеноморфных розоватых зерен с низкими интерференционными окрасками, размером 0,5–0,6 мм (рис. 113).

Рис. 113
 Габбро-норит
 массива
 Чамны-Бурун,
 обр. 118/86.
 Ксеноморфные
 зерна гиперстена
 (вверху слева)
 и диопсида (ниже).
 Ув. 23, николи
 скрещены.



Наряду с гиперстеном развит диопсид — неправильные зерна различного размера (от 0,3 до 1–1,5 мм). Пироксены слегка затронуты амфибололизацией и хлоритизацией, но в целом актинолита немного. Плаггиоклаз очень свежий — это таблитчатые зональные крупные зерна (размером около 1 мм), центральные части которых сложены преимущественно битовнитом, сдвойникованным по альбитовому закону. Рудные минералы часто заполняют крупные (0,6–0,7 мм) промежутки между зернами плаггиоклаза.

Экзотической для малых интрузий является порода, обнаруженная в составе массива Чунгур-Кая и условно названная друзитом из-за близости структуры к друзитовой, венцовой. Минеральный состав (%): оливин — 20, плаггиоклаз — 25, пироксен — 25, (из них ортопироксен — 10), амфибол — 10; остальное — вторичные минералы (серпентин, хлорит, карбонат, серицит). Оливин представляет собой округлые крупные зерна размером порядка 1 мм с очень высоким рельефом и характерными петельчатыми структурами серпентинизации. Вокруг зерен оливина и ортопироксена (энстатита?) нарастают радиальноволокнистые каемки бесцветного амфибола, а далее к периферии — хлорита. Моноклинный пироксен ксеноморфный, крупный (1–2 мм), представлен диопсидом. Плаггиоклаз образует удлиненные лейсты карлсбадских двойников до 1 мм в длину.

III.3.2. Петрохимия и геохимия

Для петрохимического изучения комплекса малых интрузий методом “мокрой химии” выполнено более 70 анализов горных пород (табл. 33), а также привлекались сопоставимые анализы из литературных данных [7, 72, 128]. На диаграммах Харкера (рис. 114, а-в) видно, что последовательное изменение состава пород малых интрузий выражается в изменении содержания SiO_2 в широком диапазоне от 43 до 79% при снижении содержаний Al_2O_3 , MgO и CaO от диабазов Ураги, Чунгур-Кая, Серауса, Кастели и Аю-Дага через тоналит-порфиры Шархи, Ай-Йоры к плаггио-

гранит-порфирам Кастели и Серауса. При этом в области основных пород наблюдается значительный разброс точек по величине этих трех петрогенных окислов, а при переходе к кислым конечным продуктам точки сгущаются. На классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (рис. 115) составы пород малых интрузий лишь в единичных случаях выходят за рамки пород нормальной щелочности (в субщелочное поле попадают известные из литературы породы Маломаяжской интрузии в окрестностях Аю-Дага). Кроме того, рассматриваемые серии обладают контрастностью, проявленной в отсутствии интрузивных пород в области содержаний SiO_2 от 57 до 65% (здесь располагаются лишь единичные точки андезитов, отмеченных в массивах Чунгур-Кая и Кастель).

Для петрохимической классификации использовались отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и коэффициент глиноземистости al' . Граница раздела кислых и средних-основных пород малых интрузий на диаграмме $al' - \text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (рис. 116) проходит по линии $al'=2$, выше которой расположены исключительно породы, содержащие $\text{SiO}_2 > 64\%$. Подавляющее большинство кислых пород относится к калиево-натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \leq 4$); кислые породы Серауса и Кастели преимущественно попадают в поле калиево-натриевых плаггиогранитов ($3,2 < al' < 5,5$), а породы Шархи и Ай-Йора — в поле тоналитов ($2 < al' < 3,2$). Зачастую относимые к плаггиогранит-порфирам из-за сравнительно высокого содержания SiO_2 (>68%) некоторые пробы из массивов Шархи и Ай-Йора (иногда Сераус и Кастель) неотличимы по петрографическим признакам от тоналит-порфиров соответствующих массивов (в частности, низкий al'). Для основных и средних пород характерен узкий интервал значений коэффициента глиноземистости (0,75–2) при широком диапазоне значений отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$: обнаружены как диабазы калиево-натриевой серии (в составе массивов Сераус, Урага, Чамны-Бурун, Аю-Даг), так и натриевой серии — эти породы названы лейкодиабазами. Последние преобладают в массиве Чунгур-Кая ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 4$), встречаются в массиве Кастель и, судя по последним литературным данным

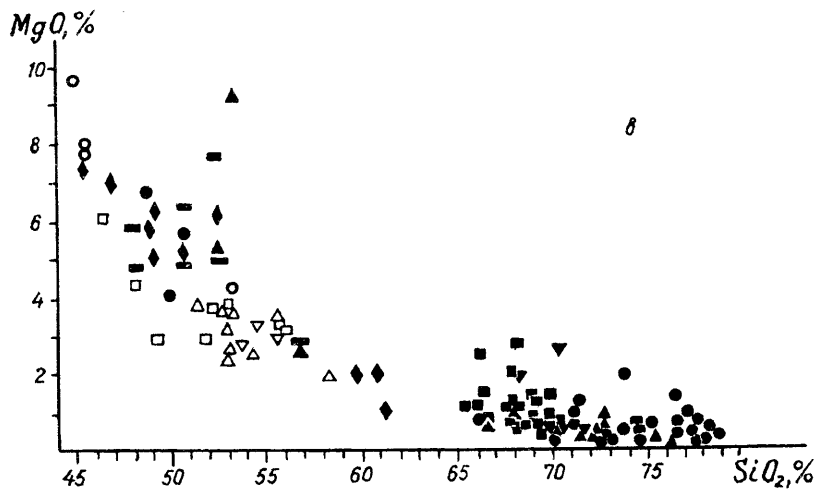
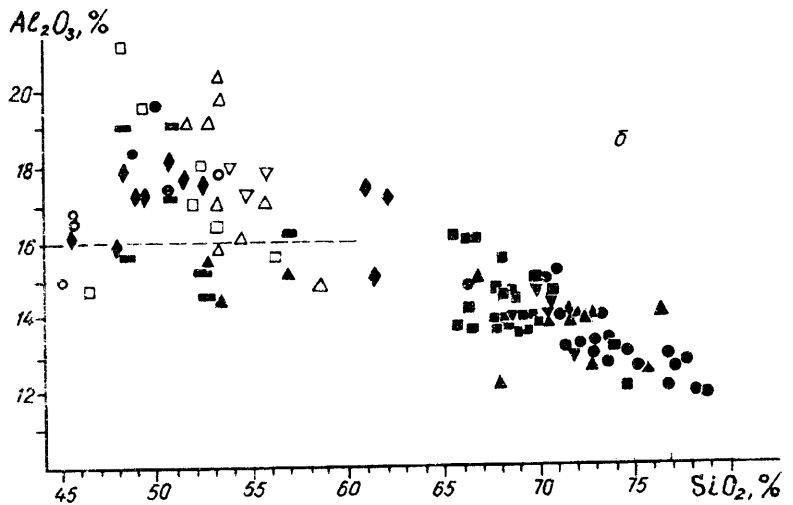
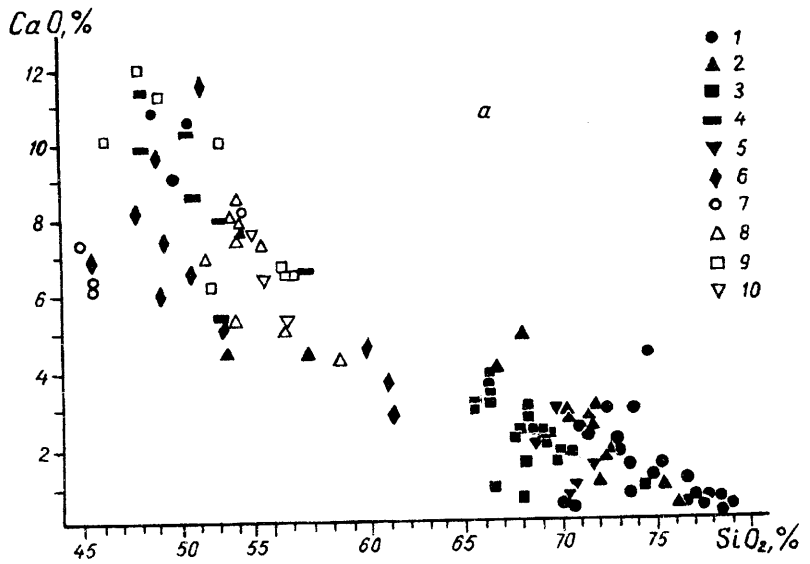


Рис. 114
Харкеровские диаграммы (а, б, в) для комплекса малых интрузий. Массивы: 1 — Сераус, 2 — Кагель, 3 — Шарха, 4 — Урага и Чамны-Бурун, 5 — Ай-Йора, 6 — Чунгур-Кая, 7 — Малый Маяк, 8 — Фрунзенское, 9 — Аю-Даг, 10 — Первомайское. Составы пород из массивов 1-6 показаны по данным автора (залитые знаки), из массивов 7-10 — по данным [7, 72, 128] (контурные знаки). Условные обозначения те же к рис. 115-126, 128, 130, 132, 136.

Т а б л и ц а 33. Химический состав пород малых интрузий Горного Крыма, мас.%

Компонент	Номер										
	1	2	3	4	5	6	7	8	10	11	12
	001/86	002/86	003/86	004/86	005/86	006/86	007/86	008/86	010/86	011/86	012/86
SiO ₂	68,47	76,82	70,45	70,79	70,72	73,81	70,35	72,93	70,87	74,74	73,17
TiO ₂	0,22	0,16	0,22	0,16	0,19	0,05	0,19	0,08	0,17	0,11	0,14
Al ₂ O ₃	14,05	13,00	14,08	14,53	14,43	13,41	15,04	13,00	15,20	13,03	13,38
Fe ₂ O ₃	1,29	2,54	1,66	2,38	3,21	1,77	1,97	2,35	2,60	1,44	2,31
FeO	2,85	2,29	1,91	1,82	1,25	1,70	3,63	0,98	2,15	1,25	1,18
MnO	0,14	0,13	0,13	0,12	0,13	0,13	0,21	0,14	0,13	0,09	0,13
MgO	1,98	0,44	2,67	0,66	0,59	0,51	0,33	0,17	0,66	0,11	0,22
CaO	2,07	1,48	0,67	0,89	0,89	0,65	0,44	2,07	0,30	1,04	1,77
Na ₂ O	4,00	3,63	4,53	4,75	4,75	3,55	3,10	3,55	3,44	3,88	3,66
K ₂ O	1,14	1,27	1,54	1,54	1,14	1,27	1,36	1,18	1,54	1,14	1,18
P ₂ O ₅	0,11	0,12	0,16	0,13	0,18	0,11	0,20	0,11	0,13	0,08	0,09
SO ₃	0,38	—	0,40	0,21	0,09	—	0,09	0,11	—	0,14	0,09
H ₂ O ⁻	0,09	0,07	0,13	0,09	0,04	0,05	0,14	0,03	0,06	0,11	0,11
П.п.п.	3,41	2,72	1,85	1,65	2,15	2,67	3,34	3,05	3,11	2,63	2,97
Сумма	100,20	99,67	100,40	99,72	99,76	99,68	100,39	99,75	100,36	99,79	100,40
Na ₂ O/K ₂ O	3,51	2,86	2,94	3,08	4,17	2,79	2,28	3,0	2,23	3,40	3,10
F _{общ}	67,56	91,65	57,21	86,42	88,32	87,19	94,44	95,14	87,80	96,07	94,07
al'	2,30	2,47	2,26	3,0	2,86	3,37	2,54	3,71	2,81	4,65	3,61

Компонент	Номер										
	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
	026/86	040/86	090/86	091/86	094/86	095/86	106/86	108/86	115/86	121/86	122/86
SiO ₂	73,63	49,91	50,78	68,02	56,80	72,81	53,35	52,48	76,62	48,04	75,57
TiO ₂	0,09	0,70	0,61	0,14	0,55	0,08	0,61	0,69	0,08	0,95	0,04
Al ₂ O ₃	12,78	19,62	19,10	12,24	15,15	12,75	14,47	15,41	13,00	15,62	12,75
Fe ₂ O ₃	1,79	2,05	2,28	1,48	2,17	0,98	1,88	1,85	1,90	3,00	0,44
FeO	1,49	7,55	6,50	2,06	6,07	2,50	5,55	6,50	0,45	9,65	2,68
MnO	0,08	0,22	0,17	0,12	0,28	0,10	0,12	0,31	0,10	0,27	0,05
MgO	1,32	4,05	4,84	0,99	2,66	0,88	9,28	5,28	0,53	5,83	0,28
CaO	1,48	9,06	8,58	4,79	4,44	2,09	7,69	4,44	0,47	9,84	0,89
Na ₂ O	3,63	2,13	2,26	1,17	1,86	2,45	2,56	2,00	3,64	1,66	3,07
K ₂ O	1,00	1,12	1,25	0,86	0,78	1,25	0,20	0,30	1,12	0,40	0,75
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,03	0,04	0,21	0,04	0,10	0,12	0,02	0,06	0,05
SO ₃	0,17	0,08	Сл.	Сл.	0,20	—	—	0,10	0,14	—	0,07
H ₂ O ⁻	0,12	0,08	0,09	1,04	0,85	0,34	0,14	0,38	0,13	0,07	0,22
П.п.п.	2,67	3,62	3,73	6,73	8,21	3,97	4,28	10,41	1,95	4,95	2,70
Сумма	100,28	100,28	100,22	99,68	100,23	100,24	100,23	100,27	100,15	100,34	99,57
Na ₂ O/K ₂ O	3,63	1,90	1,81	1,36	2,39	1,96	12,80	6,67	3,25	4,15	4,09
F _{общ}	71,30	70,33	64,46	78,14	75,60	79,82	44,46	61,26	81,60	68,45	91,76
al'	2,78	1,44	1,40	2,70	1,39	2,92	0,87	1,13	4,51	0,85	3,75

пробы											
13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
013/86	014/86	015/86	016/86	017/86	018/86	019/86	021/86	022/86	023/86	024/86	025/86
77,68	75,33	77,20	78,30	77,64	78,91	77,74	78,49	66,34	48,73	50,66	76,71
0,07	0,08	0,10	0,11	Сл.	0,10	0,08	0,12	0,35	1,05	0,99	0,08
12,75	12,75	12,70	11,98	12,75	11,94	12,80	11,98	14,93	18,37	17,40	12,18
0,82	0,92	1,44	1,34	1,50	1,75	1,08	1,67	1,33	4,19	3,84	0,87
0,86	0,77	0,77	0,62	0,48	0,46	0,57	0,62	3,22	5,63	5,55	0,89
0,14	0,10	0,09	0,08	0,13	0,07	0,07	0,13	0,17	0,23	0,23	0,14
0,24	0,66	0,95	0,22	0,39	0,40	0,70	0,55	0,88	6,71	5,65	0,66
0,44	1,48	0,59	0,44	0,35	0,30	0,30	0,15	3,55	10,80	10,45	1,04
4,16	3,78	3,55	3,55	3,55	3,10	4,06	3,10	3,33	1,77	2,08	4,02
1,05	1,27	1,18	1,18	1,45	1,54	1,27	1,27	1,00	0,42	1,00	1,14
0,07	0,08	0,11	0,06	0,06	0,04	0,08	0,04	0,23	0,07	0,05	0,06
—	—	Сл.	0,11	—	0,16	0,11	Сл.	0,26	0,11	—	—
—	0,03	0,12	0,07	0,11	0,09	0,08	0,09	0,05	0,10	0,05	0,04
1,33	2,23	1,38	1,64	1,66	1,56	1,46	1,68	3,89	2,13	2,48	1,83
99,61	99,86	100,41	99,70	100,07	100,42	100,40	99,89	100,13	100,30	100,37	99,66
3,96	3,28	3,20	3,01	2,45	2,01	3,20	2,44	3,33	4,21	2,08	3,53
87,50	71,91	69,94	89,91	83,54	84,67	70,21	80,63	83,79	59,41	62,43	72,73
6,64	5,43	4,02	5,50	5,38	4,58	5,45	4,22	2,75	1,11	1,16	5,03

Продолжение табл. 33

пробы											
36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47
23/86	130/86	131/86	132/86	133/86	134/86	135/86	136/86	137/86	138/86	139/86	140/86
72,82	69,47	70,04	70,65	69,26	67,77	68,36	69,30	69,13	69,86	59,16	66,54
0,12	0,11	0,18	0,08	0,14	0,15	0,09	0,13	0,08	0,15	0,13	0,53
14,02	14,02	13,90	14,61	14,02	13,93	14,02	13,69	14,43	15,07	13,67	16,12
1,19	2,43	0,91	1,20	0,96	1,10	2,01	1,27	0,42	1,58	2,19	2,97
2,59	1,99	3,26	2,92	3,76	3,63	3,27	2,95	3,70	2,59	2,72	2,86
0,08	0,10	0,09	0,07	0,11	0,15	0,12	0,12	0,10	0,12	0,07	0,15
0,75	0,48	1,43	0,66	0,61	1,14	0,55	1,21	0,77	0,99	1,39	1,54
1,95	2,37	1,77	1,77	2,22	2,37	2,66	2,22	2,09	1,63	2,31	0,89
3,86	3,50	3,72	3,80	3,94	3,63	3,93	3,63	3,86	4,61	2,45	0,86
1,12	1,50	1,50	0,87	1,00	1,62	1,12	1,25	1,37	1,45	1,00	2,20
0,06	0,11	0,10	0,09	0,08	0,09	0,08	0,10	0,11	0,07	0,13	0,11
—	0,07	Сл.	—	Сл.	—	—	Сл.	—	—	—	—
0,02	0,07	0,02	0,09	0,07	0,19	0,09	0,07	0,09	0,17	0,53	0,40
1,52	3,45	3,01	2,86	3,47	3,97	3,96	3,69	3,48	1,64	4,66	4,52
100,10	99,67	99,93	99,67	99,64	99,64	100,26	99,63	99,63	99,93	100,41	99,69
3,45	2,33	2,48	4,37	3,94	2,24	3,51	2,90	2,82	3,18	2,45	0,39
83,44	90,20	74,46	86,19	88,55	80,58	90,57	77,72	84,25	80,81	77,94	79,10
3,10	2,86	2,48	3,06	2,63	2,37	2,41	2,52	2,95	2,92	2,17	2,19

Компонент	Номер										
	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58
	141/86	142/86	143/86	144/86	145/86	146/86	147/86	148/86	001/87	002/87	003/87
SiO ₂	66,30	67,93	68,66	68,31	68,82	68,28	66,50	74,60	47,90	48,95	49,36
TiO ₂	0,09	0,16	0,12	0,09	0,18	0,09	0,19	0,08	0,82	0,69	0,74
Al ₂ O ₃	14,21	13,77	14,66	14,66	14,55	13,77	13,72	12,13	15,94	17,23	17,95
Fe ₂ O ₃	11,95	2,02	1,66	0,93	2,15	1,31	1,14	2,02	4,65	2,06	1,30
FeO	2,62	2,45	3,27	3,14	2,61	2,59	3,45	1,93	5,79	6,65	7,46
MnO	0,12	0,13	0,12	0,12	0,10	0,11	0,11	0,10	0,18	0,15	0,17
MgO	2,53	1,21	0,66	2,88	0,66	1,10	0,88	0,74	6,98	5,84	6,32
CaO	3,11	2,37	2,37	1,57	2,19	2,96	3,85	0,99	8,20	9,68	7,40
Na ₂ O	3,86	3,86	3,84	3,43	3,72	3,50	2,05	3,53	2,39	2,16	2,71
K ₂ O	1,25	1,37	1,37	1,62	1,25	1,31	1,25	1,00	0,38	0,20	0,27
P ₂ O ₅	0,09	0,07	0,13	0,11	0,09	0,08	0,12	0,04	0,09	0,09	0,10
SO ₃ (S)	—	0,85	0,14	0,10	Сл.	—	—	—	(0,03)	0,10	0,18
H ₂ O ⁻	0,17	0,09	0,05	0,03	0,09	0,37	0,47	0,15	0,26	0,32	0,26
П.п.п.	4,07	3,69	3,42	3,22	3,23	4,19	6,79	2,42	5,99	5,75	5,76
Сумма	100,37	99,97	100,47	100,21	99,64	99,66	100,16	99,73	99,60	99,87	99,98
	3,09	2,82	2,80	2,12	2,98	2,67	1,64	3,53	6,29	10,80	10,04
Na ₂ O/K ₂ O	64,37	78,70	88,19	58,56	87,82	78,00	83,91	84,22	59,93	59,86	58,09
F _{общ}	2,00	2,42	2,62	2,11	2,69	2,75	2,51	2,59	0,92	1,18	1,19

Примечание. Пробы отобраны из массивов: Ай-Йора (пр. 1–5); Сераус (пр. 6,7,10–26,33); гур-Кая (пр. 56–66); Малый Маяк (пр. 73). Представлены разновидности пород: тоналит-порфиры (пр. 2–8,10–12,25,35,37–40,43–46,55); кварцевые плагиогранит-порфиры (пр. 13–31,56–61,63,66); конга-диабазы (пр. 73); андезиты (пр. 29,62,64,65). См. прим. 1, 2 к табл. 8. Анали-

[72], в интрузиях поселков Малый Маяк и Фрунзенское. В массивах Чунгур-Кая и Кастель отмечаются единичные пробы андезитов калиево-натриевой серии, в то время как большинство пород этих массивов имеют ультранатриевый состав. Подобное явление зафиксировано и среди вулканитов ЛПМ. Основные породы натриевой серии почти не имеют кислых аналогов.

На диаграмме K₂O–SiO₂ (рис. 117) граница между калиево-натриевой и натриевой сериями малых интрузий проходит по значению K₂O=0,7%. Все кислые породы комплекса содержат K₂O более 0,7%, при этом в серии Кастель отмечаются содержания <1%, а в кислых дифференциатах всех остальных серий K₂O, как правило, выше 1%. Калиево-натриевыми на этой диаграмме являются также диабазы Серауса (калиево-натриевые и основных пород этой серии находится на одном уровне) и единичные пробы из массивов Урага, Ма-

лый Маяк, а также уже упоминавшиеся андезиты Чунгур-Кай и Кастели. Большинство основных пород комплекса имеют низкую калиево-натриевую — примерно такую же, как габбро, диориты и кислые плутониты натриевой серии ЛПМ. К калиево-натриевой серии ЛПМ наиболее близки тоналит-порфиры массива Шарха.

Габбро-плагиогранитные серии традиционно рассматриваются как продукты дифференциации исходной базальтовой магмы. При сопоставлении двух показателей дифференциации — содержания SiO₂ и коэффициента железистости F_{общ} — в целом прослеживается прямая линейная зависимость между ними: по мере роста SiO₂ увеличивается F_{общ} (рис. 118). В кислой части намечаются два параллельных восходящих тренда: один для серии Кастель, другой — для серий Шарха, Ай-Йора и Сераус. В последней самые кислые дифференциаты с SiO₂ > 75% образуют само-

пробы													
59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	73	74	76	
004/87	005/87	006/87	008/87	010/87	011/87	012/87	013/87	021/87	022/87	038/87	039/87	100/86	
50,64	45,42	49,10	61,29	51,41	61,00	59,91	52,39	72,40	76,35	53,26	72,15	66,70	
0,80	0,59	0,67	0,78	0,70	0,80	0,81	0,75	0,17	0,17	0,74	0,17	0,14	
18,21	16,22	17,27	15,11	17,73	17,26	17,43	17,52	13,95	14,17	17,81	13,90	15,05	
1,74	1,48	2,00	2,03	2,17	0,89	0,91	1,37	0,32	—	0,98	0,06	1,62	
7,07	5,87	4,91	5,90	5,34	5,36	5,44	6,15	2,12	1,30	6,97	3,39	2,30	
0,16	0,16	0,13	0,17	0,14	0,15	0,17	0,16	0,06	0,01	0,16	0,10	0,21	
5,16	7,38	5,03	1,03	0,72	2,00	2,04	6,13	0,46	0,08	4,27	0,33	0,72	
6,58	6,98	6,08	2,84	11,63	3,66	4,62	5,23	1,56	0,43	8,15	0,94	3,59	
3,45	3,56	2,06	2,45	4,06	4,59	4,65	3,82	3,29	3,64	2,20	4,35	3,18	
0,42	0,32	0,26	1,31	0,63	0,57	0,50	0,38	1,26	1,26	1,26	0,85	0,98	
0,09	0,10	0,10	0,29	0,11	0,16	0,17	0,11	0,11	0,03	0,08	0,06	0,55	
0,07	0,07	0,16	0,10	0,18	(0,48)	0,28	0,17	0,16	0,25	0,15	0,26	(0,01)	
0,18	0,44	1,08	0,26	0,32	0,30	0,14	0,18	0,10	0,28	0,22	0,18	0,21	
4,88	10,75	11,52	5,91	4,40	3,24	3,18	5,30	3,93	2,32	3,91	3,01	4,35	
99,45	99,34	100,37	99,47	99,54	100,29	100,25	99,66	99,89	100,29	100,16	99,75	99,61	
8,21	11,13	7,92	1,87	6,44	8,05	9,30	10,05	2,61	2,89	1,75	5,12	3,25	
63,06	49,90	57,87	88,50	91,25	75,76	75,68	55,09	84,14	94,20	65,06	91,27	84,48	
1,30	1,10	1,45	1,69	2,15	2,09	2,08	1,28	4,81	10,27	1,46	3,68	3,24	

Кастель (пр. 28 — 32,35,36,67,68,74,76); Шарха (пр. 37—55); Урага (пр. 27); Чамны-Бурун (пр. 34); Чун-1,41,42,48—54); кварцевые тоналит-порфиры (пр. 28,76); микротоналиты (пр. 21); плаггиогранит-порфиры 20,24,30,33,36,67,68,74); гранодиорит-порфиры (пр. 47); диабазы (пр. 22,23,26,27,32,34); лейкодиабазы — выполнены в химлаборатории ИГи НАН Украины. аналитики В.Н.Макаревич, Т.Я.Сидоренко

стоятельную совокупность с более низкими значениями $F_{\text{общ}}$. Еще ниже $F_{\text{общ}}$ в отдельных пробах из массивов Шарха и Ай-Йора, а аномально высоким $F_{\text{общ}}$ обладают некоторые породы Чунгур-Кай.

Железистость, магнизиальность и щелочность вместе отражены на диаграмме AFM (рис. 119), которая используется для разделения серий на толеитовые и известково-щелочные [89]. Типичным признаком толеитовых серий считается обогащение железом в процессе дифференциации при сохранении более или менее постоянного содержания кремнезема — феннеровский тренд. В самом первом приближении к толеитовым причисляют все низкощелочные (особенно низкокальциевые) базальты. Кроме того, учитывается и абсолютное количество Al_2O_3 : основные и средние породы известково-щелочных серий содержат $Al_2O_3 \geq 16\%$, а толеитовых от 12 до 16% (см.рис. 114,б). Исходя из этих критериев,

признаками, свойственными толеитам, обладают базиты серии Кастель и массива Чамны-Бурун, а признаками известково-щелочных пород — диабазы Серауса, Ураги, Маломаякской интрузии. В то же время, имеющие феннеровский тренд натриевые основные породы Чунгур-Кай обладают слишком высокой для толеитов глиноземистостью.

С учетом не только щелочности, но и кальциевости пород сделана попытка выявить эволюцию каждой отдельной локальной серии в координатах K_2O-Na_2O-CaO (рис. 120). Все серии начинаются в низкокальциевой и низконатриевой области, а их дальнейшая дифференциация ведет к относительному обогащению натрием, т.е. следует трондьемитовому тренду [135]. При этом дифференциация некоторых, сложных исключительно основными и средними породами, массивов идет параллельно стороне Na_2O-CaO , а полнодифференци-

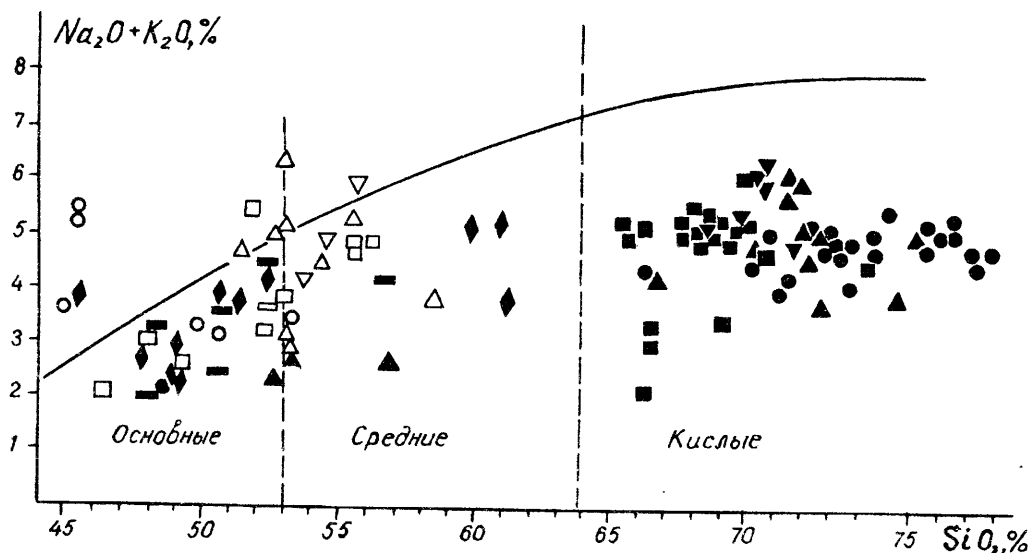


Рис. 115. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для комплекса малых интрузий.

рованные серии и, в меньшей мере, серии Шарха и Ай-Йора в области кислых пород проявляют тенденцию к накоплению калия в конечных продуктах, напоминая известково-щелочной тренд.

Л.С.Бородин предложил оценивать кис-

лотность пород не по содержанию SiO_2 , а по параметру общей кислотности A_c [17]; наиболее эффективно применение A_c при соотношении его с индексом дифференциации Торнтон-Таттла D.I. Использование такой диаграммы (рис. 121) позволило сузить разброс точек в области основных пород, наблюдавшийся в некоторых графиках, и четче проиллюстрировать переход к

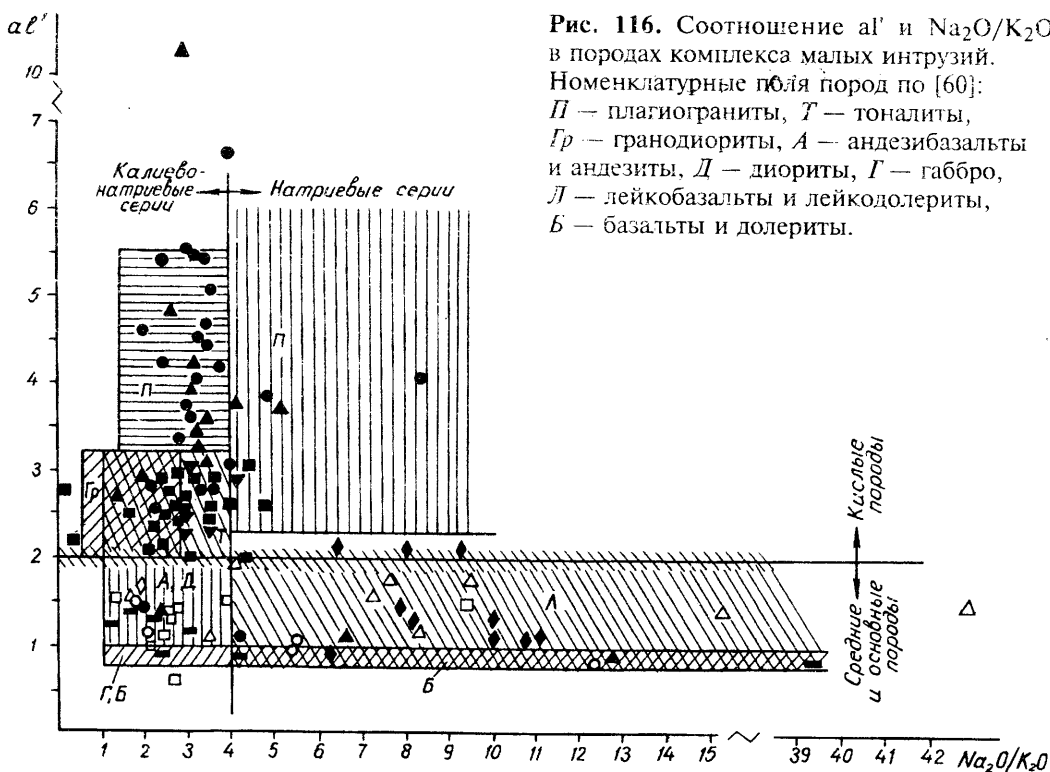


Рис. 116. Соотношение $a l'$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в породах комплекса малых интрузий. Номенклатурные поля пород по [60]: П — плагиограниты, Т — тоналиты, Гр — гранодиориты, А — андезиты, Д — диориты, Г — габбро, Л — лейкобазальты и лейкодолериты, Б — базальты и долериты.

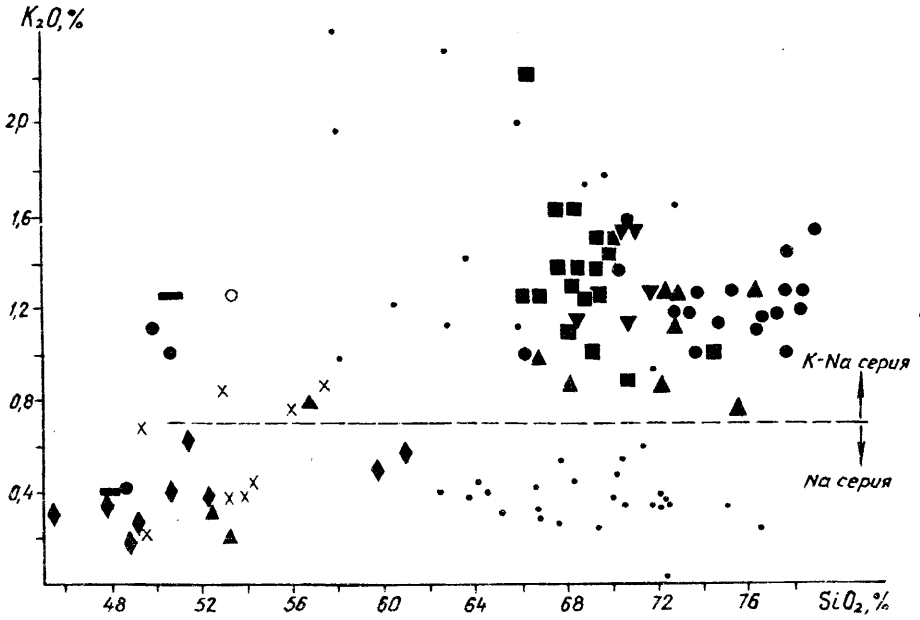
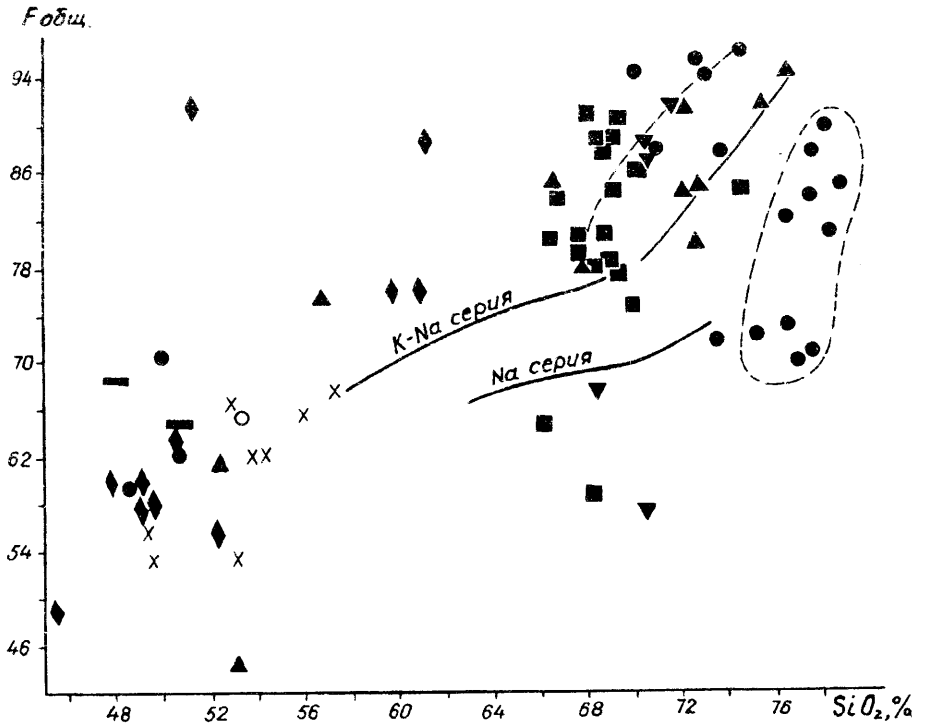


Рис. 117.

Диаграмма K_2O-SiO_2 для пород комплекса малых интрузий. Основные плутониты ЛПМ — косые крестики, кислые — точки.

Рис. 118.

Диаграмма $F_{общ}-SiO_2$ для пород комплекса малых интрузий. Выделена совокупность ультракислых пород массива Сераус. Нанесены тренды двух серий кислых плутонитов ЛПМ и основные плутониты ЛПМ (косые крестики).



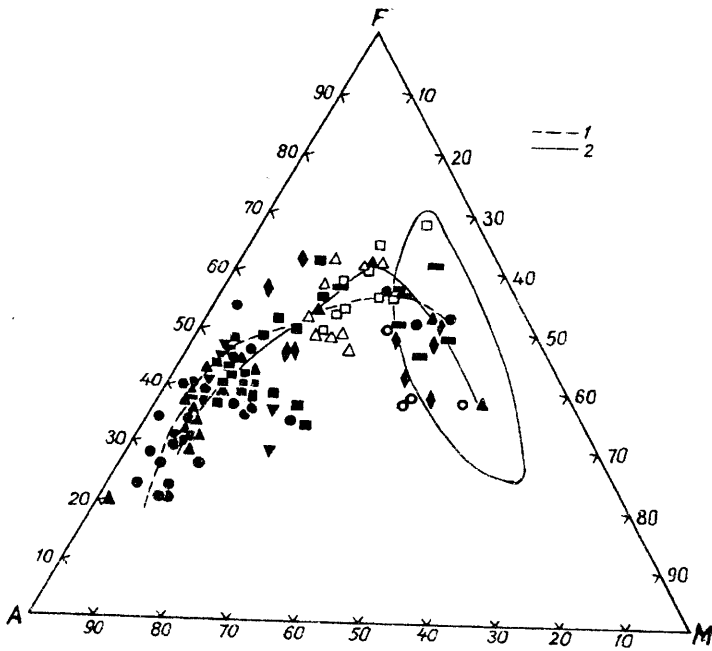
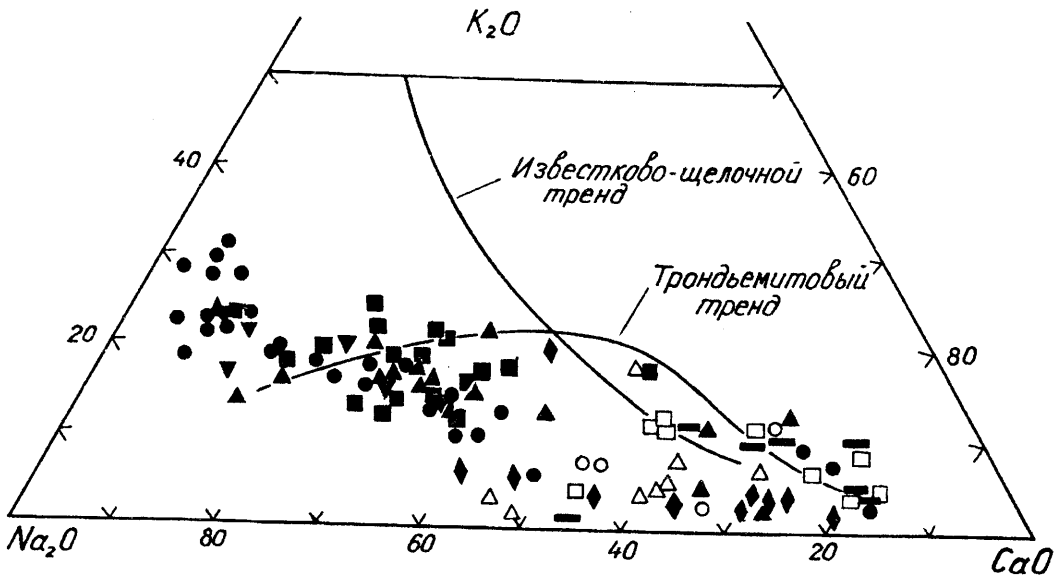


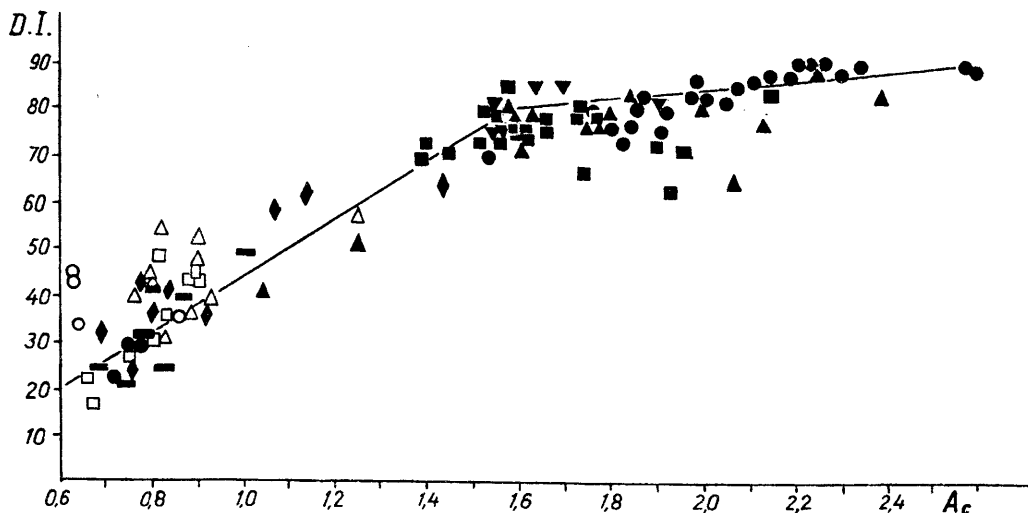
Рис. 119
 Положение составов пород комплекса малых интрузий на диаграмме AFM. $A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO + Fe_2O_3$, $M = MgO$. Тренды эталонных серий: 1 — Сераус, 2 — Кастель. Выделено поле океанических базальтов и габбро [135].

конечным, наиболее кремнекислым дифференциатам. Общая эволюция пород малых интрузий (без разделения на серии) укладывается в прямолинейный тренд до значения $A_c \sim 1,6$; далее рост A_c сильно опережает рост D.I., что выражается в переломе прямой. Отстают от этой зависимости лишь субщелочные породы интрузий Малый Маяк и Фрунзенское

Рис. 120. Диаграмма K_2O-Na_2O-CaO для комплекса малых интрузий. Тренды нанесены в соответствии с [192].



(литературные данные). На диаграмме $A_c-D.I.$ для нормальных пород малых интрузий последовательность дифференциации выражается общим рядом: диабазы Серауса, Чамны-Буруна, Ураги — лейкодиабазы Чунгур-Кай, Кастели, диабазы Аю-Дага — андезиты Чунгур-Кай, Кастели — тоналит-порфиры Шархи, Ай-Йоры — кислые породы Кастели — плагиогранит-порфиры Серауса. Этот ряд в общих чертах сохраняется на всех диаграммах с использованием какого-либо показателя степени диф-



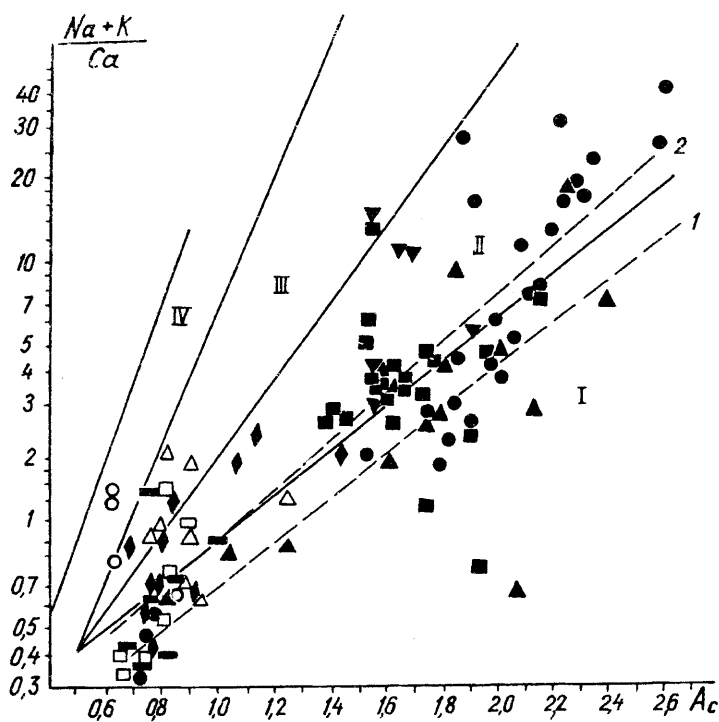
ференциации (SiO_2 , A_c , $D.I.$, $F_{\text{общ.}}$). Отметим, что для химических составов малых интрузий характерно постоянное наличие нормативного гиперстена (что привлекалось некоторыми авторами в качестве одного из признаков известково-щелочной серии), появление нормативного клинопироксена лишь в некоторых основных породах и почти полное отсутствие нормативного оливина.

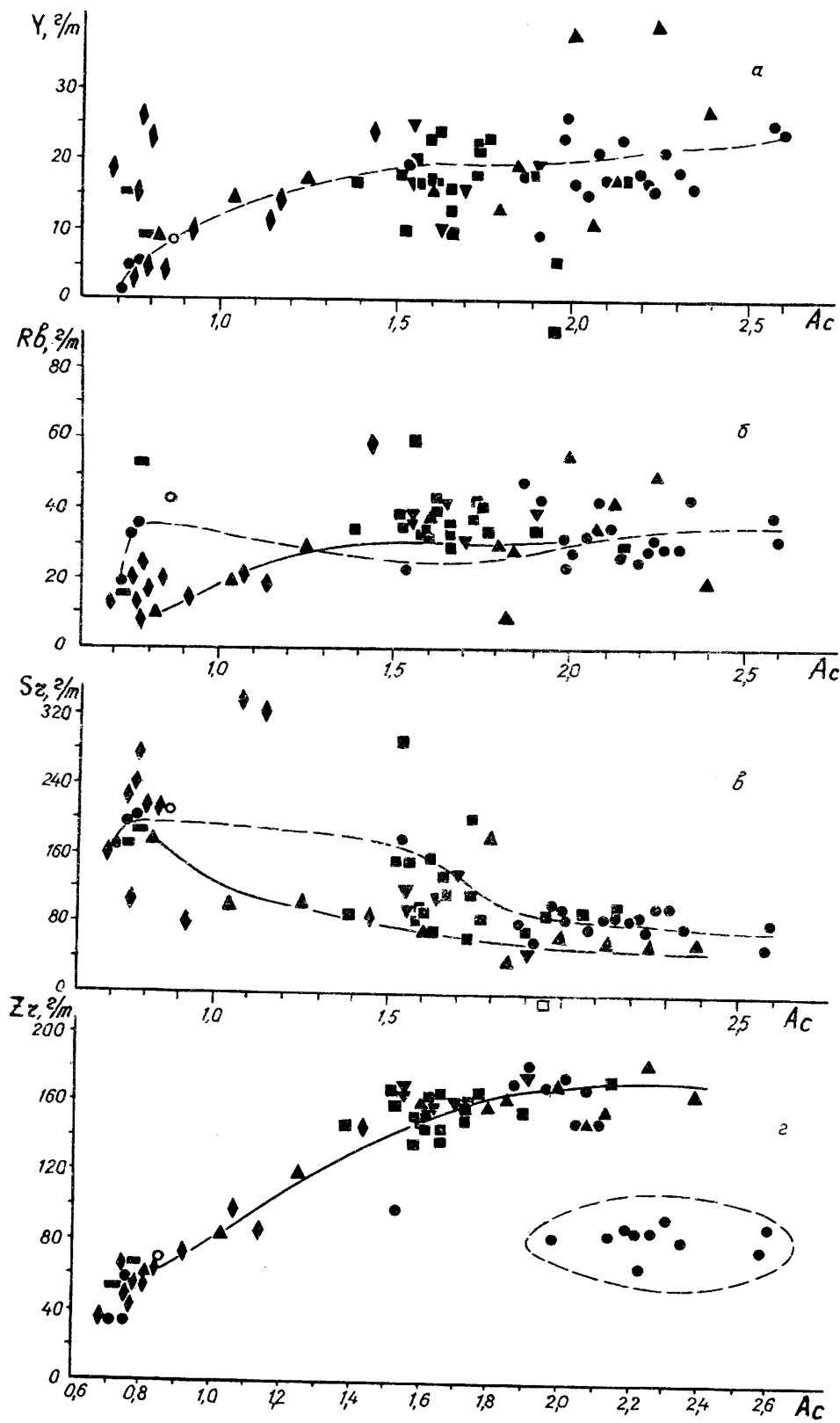
На обобщенной диаграмме

Рис. 121. Диаграмма $D.I.-A_c$ для комплекса малых интрузий.

($\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}-A_c$ Л.С.Бородина [18] вся совокупность изученных им серий представлена единым пучком линейных графиков, сходящихся к точке с координатами $A_c=0,5$ и $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca} = 0,4$. Для конкретных пород малых интрузий Горного Крыма точка схождения имеет несколько иные координаты ($A_c = 0,7$, $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca} = 0,3$), что

Рис. 122
Положение составов пород комплекса малых интрузий на диаграмме $(\text{Na}+\text{K})/\text{Ca}-A_c$. Поля щелочности и группы серий (в скобках) [18]:
I — известковое (низкокалевая толеитовая),
II — известково-щелочное (среднекалевая и повышеннокалевая), *III* — субщелочное (высококалевая), *IV* — щелочное базальтовое.
Тренды:
1 — океанический толеитовый,
2 — островодужный известково-щелочной.





обусловлено изломом трендов в области основных пород (рис.122).

Наиболее близки к составам комплекса малых интрузий два тренда Л.С.Бородина: океанический известковый и островодужный известково-щелочной. Смещение точки схождения пучка трендов в известковое поле свидетельствует о явно толеитовом низкокальциевом составе родоначальной магмы. К толеитовым отнесены все основные породы комплекса и при использовании критерия А.Мияширо [89]. Таким образом, все серии пород малых интрузий начинались как толеитовые, а при дальнейшей дифференциации либо сохраняли эту специфику (в известковое поле I попадают в кислой части почти все породы Кастели, большая часть пород Серауса, отдельные шархинские пробы), либо, по мере наращивания континентальной коры, приобретали черты известково-щелочных серий (в известково-щелочное поле II в кислой части попадают почти все породы Шархи и Ай-Йоры и наиболее кислые породы Серауса), либо выходили в субщелочное поле (породы Чунгур-Каи).

С изменением параметра A_c закономерно связаны изменения содержаний не только главных петрогенных, но и редких элементов-примесей (табл. 34). При этом наиболее четкая корреляция наблюдается между содержаниями редких литофильных элементов и щелочей (рис. 123).

Как уже отмечалось, в процессе дифференциации калиево-щелочность пород повышается незначительно — сказывается отсутствие калиевого полевого шпата. С калием геохимически тесно связан рубидий, что выражается в сходстве диаграмм $Rb-A_c$ (см.рис.123,б) и K_2O-SiO_2 (см.рис.117).

Общая кальциево-щелочность пород, как было показано (см.рис.114), уменьшается от основных к кислым достаточно резко, что связано с фракционированием основного плагиоклаза. Поскольку стронций, родственник кальцию, кон-

центрируется преимущественно в составе выделяющегося основного плагиоклаза, то содержание стронция в целом также падает (см.рис.123), однако менее быстро. Наблюдается некоторое различие в двух полидифференцированных сериях — Кастель и Сераус, а также несогласующийся с общей тенденцией возрастающий тренд натриевой серии Чунгур-Каи. Корреляция между кальцием и алюминием дополняется корреляцией между кальцием и магнием (см.рис.114), что указывает на одновременное с плагиоклазом фракционирование клинопироксена.

Не придавая главенствующей роли кристаллизации роговой обманки, как в случае с плутонитами ЛПМ, можно считать, что иттрий в рассматриваемых породах ведет себя как типичный рассеянный элемент, постепенно накапливаясь к концу процесса дифференциации и не концентрируясь в определенной фазе (см.рис.123,а). По сравнению с ним гораздо четче выражено последовательное увеличение концентрации циркония (см.рис.123,г), что подчеркивает его определенную автономность по отношению к щелочам и геохимическую специфику как типичного остаточного элемента [17]. Примечательно, что содержащая низкий цирконий (вне выделенного тренда) совокупность кислых пород Серауса совпадает с таковой на диаграмме $F_{общ.}-SiO_2$; это свидетельствует об обособленном характере ультракислой известково-щелочной выплавки серии Сераус. На отмеченную разницу в поведении иттрия, циркония, а также титана между плутонитами ЛПМ и породами малых интрузий влияет и отсутствие в последних сфена.

Распределение титана в породах (рис.124) имеет генетическое значение: отношение Al_2O_3/TiO_2 и само содержание TiO_2 в островодужных сериях примерно постоянно. Но в комплексе малых интрузий, в отличие от плутонитов ЛПМ, эти величины резко меняются при переходе от основных пород ($Al_2O_3/TiO_2 = 17-30$, $TiO_2 = 0,6-1\%$) к кислым (соответственно, $60-200$ и $0-0,2\%$), что противоречит островодужному характеру магматизма. В то же время, основные породы комплекса на диаграмме Т.Х.Пирса [17] относят-

Рис. 123. Зависимость содержаний редких литофильных элементов от A_c в породах комплекса малых интрузий (а, б, в, г). На рис. г выделена совокупность ультракислых пород массива Сераус.

Т а б л и ц а 34. Содержание элементов-примесей в породах малых интрузий Горного Крыма по данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

Номер пробы	Cr	Cu	Zn	Ga	Pb	Th	Rb	Sr	Y	Zr	Ba
001/86	107	192	79	7	19	10	36	97	25	167	200
002/86	66	22	79	8	17	14	39	51	19	175	145
003/86	89	44	84	16	13	17	38	119	17	164	260
004/86	94	38	70	17	16	22	42	113	10	156	255
005/86	141	33	66	19	12	21	31	134	16	160	170
006/86	122	28	67	12	19	6	42	76	21	167	160
007/86	175	41	82	16	17	11	43	59	9	181	200
008/86	89	37	55	15	18	—	28	85	17	173	190
010/86	166	35	69	16	26	23	48	82	18	170	215
011/86	98	49	27	9	13	7	35	88	17	150	210
012/86	72	30	57	17	14	9	32	101	23	169	190
013/86	69	14	134	14	24	4	29	101	21	85	220
014/86	105	28	50	12	63	11	24	100	26	83	215
015/86	88	28	44	10	13	17	26	87	18	88	190
016/86	106	25	22	14	11	17	32	74	16	66	190
017/86	32	22	25	19	15	16	43	78	16	81	185
018/86	62	25	39	19	14	7	39	56	25	75	190
019/86	91	33	44	15	11	1	28	91	17	86	215
021/86	79	24	44	11	26	14	32	85	24	91	215
022/86	88	25	66	12	9	11	23	178	19	98	150
023/86	189	34	73	17	18	31	19	170	1	33	80
024/86	356	43	75	14	31	3	33	196	5	34	180
025/86	117	13	116	10	9	8	28	95	23	84	220
026/86	99	44	56	16	26	13	33	98	15	148	210
040/86	219	33	105	12	23	21	36	202	5	56	185
090/86	162	93	88	18	22	23	53	187	9	67	195
091/86	59	69	53	12	21	2	34	99	11	149	125
094/86	222	35	103	19	21	26	29	103	17	119	90
095/86	137	31	39	17	16	7	42	60	17	155	110
100/86	6	25	85	12	20	17	38	73	16	159	175
106/86	351	80	84	25	16	36	9	177	9	61	140
108/86	251	68	99	10	21	7	19	102	14	84	115
115/86	85	16	46	9	13	16	29	103	18	94	200
121/86	267	65	110	19	13	43	15	171	15	53	70
122/86	59	29	60	8	13	15	19	60	27	166	110
123/86	183	36	70	12	10	—	30	180	13	157	215
130/86	111	34	72	13	11	27	38	65	18	150	210
131/86	147	16	76	85	10	37	41	203	21	159	340
132/86	48	10	57	13	14	29	34	89	23	166	140
133/86	88	28	74	18	16	—	29	117	16	145	165
134/86	91	72	85	15	19	25	60	154	20	146	165
135/86	82	28	69	12	22	9	32	94	23	148	155
136/86	60	23	58	14	18	4	36	136	10	137	210
137/86	128	37	62	14	9	14	43	156	17	155	200
138/86	96	53	77	7	32	23	35	291	10	158	425
139/86	37	41	65	10	7	12	34	75	18	155	85

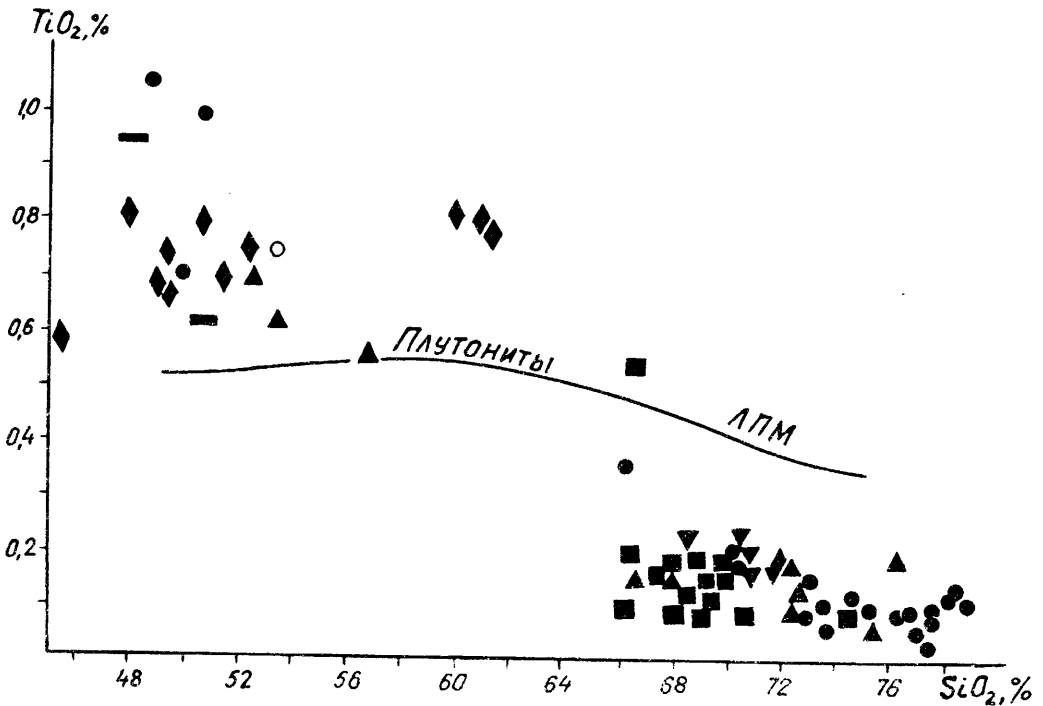


Рис. 124. Диаграмма TiO_2-SiO_2 для комплекса малых интрузий.

поскольку классификация проводится по основным породам.

Геохимические различия основных членов серий Кагель и Сераус устанавливаются и по распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 127, табл. 35). Для всех кислых пород комплекса отмечается типичное для позднегеосинклинальных формаций [89] распределение РЗЭ с обогащенностью легкими РЗЭ (La, Ce) до уровня 60–70 раз выше хондритового, обедненностью тяжелыми РЗЭ (Yb, Lu) до

уровня 20–25 раз выше хондритового и с отрицательной Eu — аномалией. Основные породы массивов Кагель, Урага, Чамны-Бурун, Чунгур-Кая имеют близкие, но более пологие графики распределения РЗЭ на уровне 20 ± 10 раз выше хондритового с положительной Tb-аномалией; на этом уровне обычно располагаются субгоризонтальные графики типичных толеитов. В диабазах Серауса уровни содержаний РЗЭ в 2–3 раза выше, что является признаком слабой контаминации.

Таким образом, исходя из рассмотрения петрохимических и геохимических особенностей пород малых интрузий Горного Крыма, можно сделать следующие выводы:

1. Все породы малых интрузий являются производными исходной низкощелочной толеитовой океанической или островодужной базальтовой магмы, в процессе эволюции которой произошло обособление различных серий.

2. Выделяются две полнодифференцированные “эталонные” серии (Сераус и Кагель) и две дополнительные серии (Шарха и Чунгур-Кая), которые в совокупности образуют единый гомодромный ряд.

3. Натриевая-калиево-натриевая серия

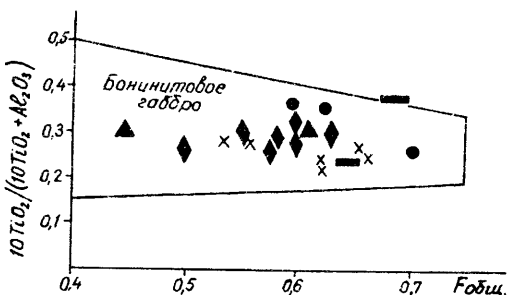
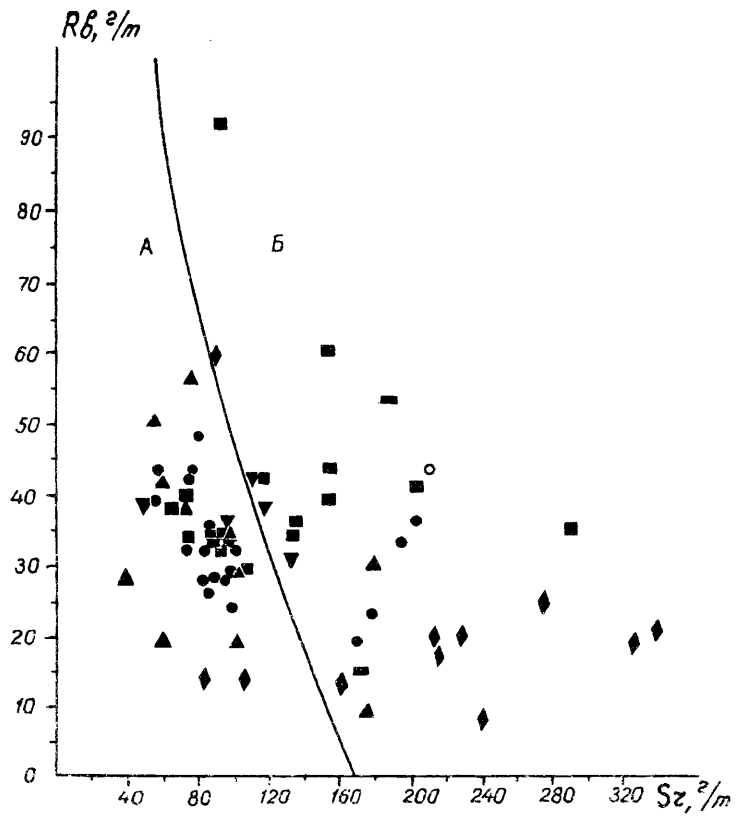


Рис. 125. Диаграмма $10TiO_2/(10TiO_2 + Al_2O_3) - F_{общ.}$ для основных плутонических и гипабиссальных пород комплекса малых интрузий и ЛПМ (косые крестики) [86].

Рис. 126
 Диаграмма Rb-Sr
 для комплекса
 малых интрузий.
 Поля пород —
 производных разных
 исходных магм
 по [138]:
 А — толеитовой
 океанической,
 Б — толеитовой
 континентальной
 и островодужной.



Т а б л и ц а 35. Содержание главных редкоземельных элементов в некоторых типах пород малых интрузий Горного Крыма, г/г

№ пробы	Порода	Массив	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
005/86	Плагиигранит-порфир	Ай-Йора	14,1	28,0	14,0	3,8	1,3	0,83	4,4	0,55
007/86	"-	Сераус	14,5	31,0	16,0	3,9	1,0	0,96	4,4	0,54
013/86	Кварцевый плагиигранит-порфир	"-	14,1	27,0	20,0	4,2	1,2	0,96	4,5	0,59
023/86	Диабаз	"-	3,1	6,2	2,2	1,0	0,64	0,51	1,1	0,15
090/86	"-	Урага	8,6	14,0	8,9	2,1	1,2	0,87	2,3	0,29
095/86	Кварцевый плагиигранит-порфир	Кастель	16,2	31,0	21,0	4,1	1,0	0,90	4,4	0,59
106/86	Лейкодиабаз	"-	7,5	16,0	6,8	2,2	0,93	0,80	2,2	0,30
123/86	Кварцевый плагиигранит-порфир	"-	16,3	33,0	20,0	4,4	1,4	1,0	4,5	0,59
121/86	Диабаз	Чамны- Бурун	7,0	16,0	12,0	2,6	0,98	0,91	2,9	0,33
133/86	Плагиигранит-порфир	Шарха	15,7	33,0	16,0	4,0	1,2	0,8	3,3	0,48
001/87	Лейкодиабаз	Чунгур-Кая	5,2	12,0	8,7	2,1	0,82	0,86	2,0	0,26

Примечание. Пробы проанализированы методом нейтронно-активационного анализа в ЦНИГРИ.

Кастель разнообразна по составу и обладает чертами океанической толеитовой серии. К этой серии близки некоторые породы основных массивов Чамны-Бурун, Урага и Чунгур-Кая.

4. Калиево-натриевая серия Сераус — бимодального состава, обладает некоторыми чертами известково-щелочной серии и является производной толеитовой континентальной или островодужной магмы.

5. Калиево-натриевая серия Шарха состоит из пород тоналитового состава и характеризуется преимущественно чертами известково-щелочной серии. Родственны ей породы массива Ай-Йора.

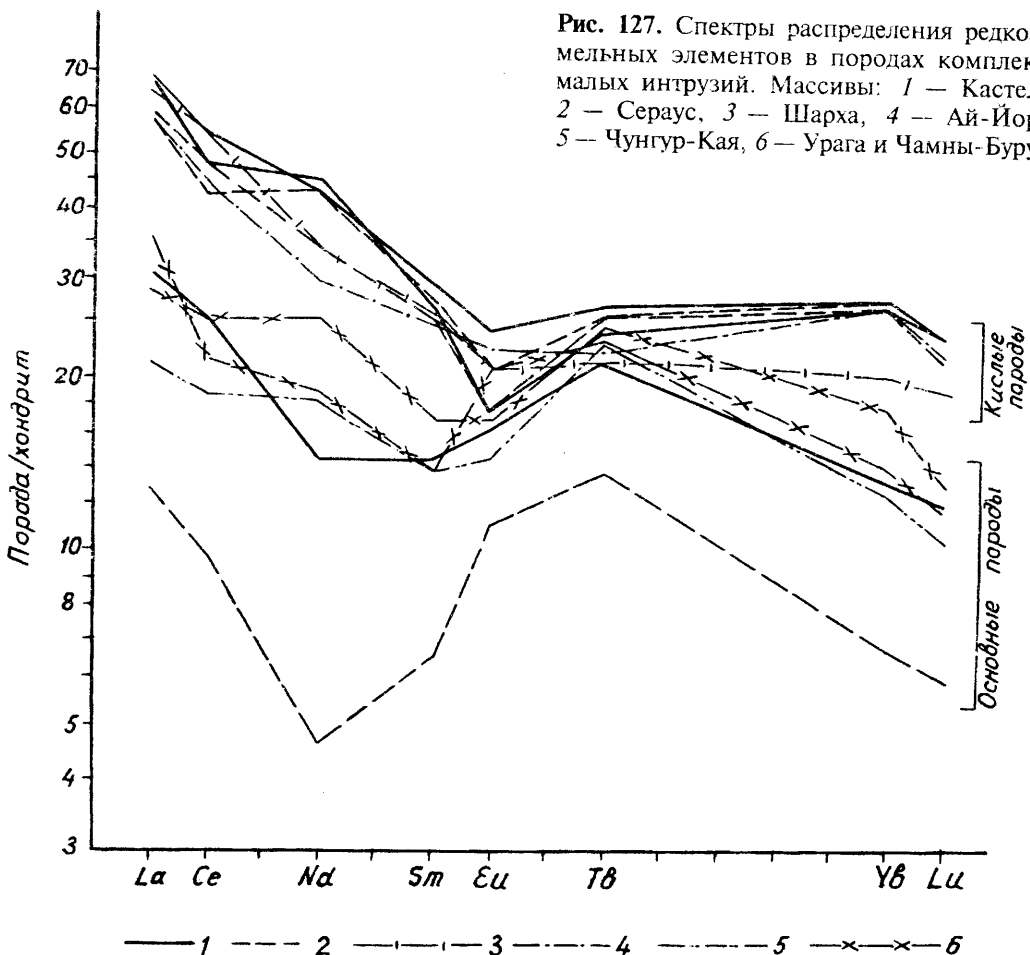
6. Натриевой серии Чунгур-Кая присущи двойственные черты: она является производной толеитовой континентальной или

островодужной магмы и проявляет сходство с породами ЛПМ.

III.3.3. Породообразующие минералы

III.3.3.1. Кварц

Одна из главных петрографических особенностей пород малых интрузий, как уже отмечалось, — наличие кварца не только в кислых, но и в основных разновидностях. Это обстоятельство явилось причиной, побуждавшей многих исследователей относить некоторые породы основных массивов к средним. Дискутировалось также происхождение кварца в основных породах [67]: кварц, выполняющий интерстиции между зернами других минералов, трактовался как магматический, а при коррозии кварцем



плаггиоклаза кварц рассматривался как эпимагматический. Коррозионные соотношения кварца и плаггиоклаза иногда выражаются в микропегматитовых структурах (конга-диабазы интрузии пос. Малый Маяк), и при исследованиях кварца такие породы исключались из рассмотрения из-за дискуссионности его происхождения. В кислых породах кварц всегда содержится в кварц-полевошпатовой основной массе, иногда образует субидиоморфные фенокристаллы (тогда в названии породы есть слово “кварцевый”). При выделении монофракций отделить вторичный кварц от первичного не представляется возможным, поэтому приведенные далее материалы об алюминиевых центрах базируются на допущении о магматическом происхождении всего кварца.

Кварц известен как минерал, изоморфные примеси в составе которого служат чувствительным индикатором условий его кристаллизации. Наиболее информативна и универсальна методика определения алюминиевых центров, основанная на явлении изоморфного замещения в кварце по схеме $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}$ с компенсацией электрического заряда щелочными ионами Me^+ (Li^+ , Na^+) или протонами H^+ . По этой методике А.А.Шумским в ИГМР НАН Украины проанализировано 50 образцов кварца из различных пород центральной части Горного Крыма. Изучение кварца проводилось на радиоспектрометре РЭ-1306; сигналы электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) алюминиевых центров (Al-центров) регистрировались в исходных образцах, в образцах, облученных в лабораторных условиях насыщающей дозой (Al-Me-центры), и в образцах, предварительно отожженных, а затем облученных насыщающей дозой (Al-H-центры).

Важнейшим фактором, обуславливающим количество непарамагнитных Al-центров, является температура. При относительно невысоких скоростях кристаллизации концентрация Al-центров уменьшается с увеличением температуры [56,115]. Но так как повышение температуры процесса обычно сопровождается значительным возрастанием скорости кристаллизации, оказывающей противо-

положное влияние на вхождение алюминия в структуру кварца, то практически концентрация центров связана прямой зависимостью с температурой [91]. При этом имеются в виду алюминиевые центры, компенсированные щелочными металлами, в первую очередь натрием. В реальных габбро-плаггиогранитных сериях указанная тенденция снижения концентрации Al-Me-центров (Φ_1) с ростом температуры наблюдается до того момента, когда фазы плаггиоклазов в процессе дифференциации перестраиваются в соответствии с минеральным составом пород — при смене основного плаггиоклаза более кислым все увеличивающаяся часть натрия уходит на постройку плаггиоклаза. Наиболее ранние дифференциаты имеют более высокие значения отношения Na_2O/K_2O , а, значит, и значения Φ_1 .

Концентрация Al-H-центров (Φ_2) связана с водонасыщенностью магмы: рост активности воды в расплаве вызывает формирование протоннокомпенсированных центров. В общем случае для основных пород, состоящих из “безводных” минералов (плаггиоклаз+пироксен+кварц), Φ_2 прямо связан с общей активностью воды. В средних породах появление водосодержащих минералов может привести к обратной зависимости между Φ_2 и активностью воды до того момента, пока давление воды не будет достаточным для полного формирования водосодержащих минералов (например, биотита) взамен пироксена. В кислых породах Φ_2 опять прямо связан с активностью воды. Но так как комплекс малых интрузий характеризуется контрастностью пород, т.е. наличием основных и кислых пород без промежуточных разновидностей, в которых присутствовали бы пироксен и биотит одновременно, то тенденция снижения значений Φ_2 не наблюдается, и в целом дифференциация магмы сопровождается повышением активности воды.

Сопоставление ЭПР-характеристик кварца из различных магматических пород центральной части Горного Крыма приведено на диаграмме $\Phi_1-\Phi_2$ (рис.128), где породы разделяются на несколько групп в зависимости от условий генезиса содержащегося в них кварца. При этом группи-

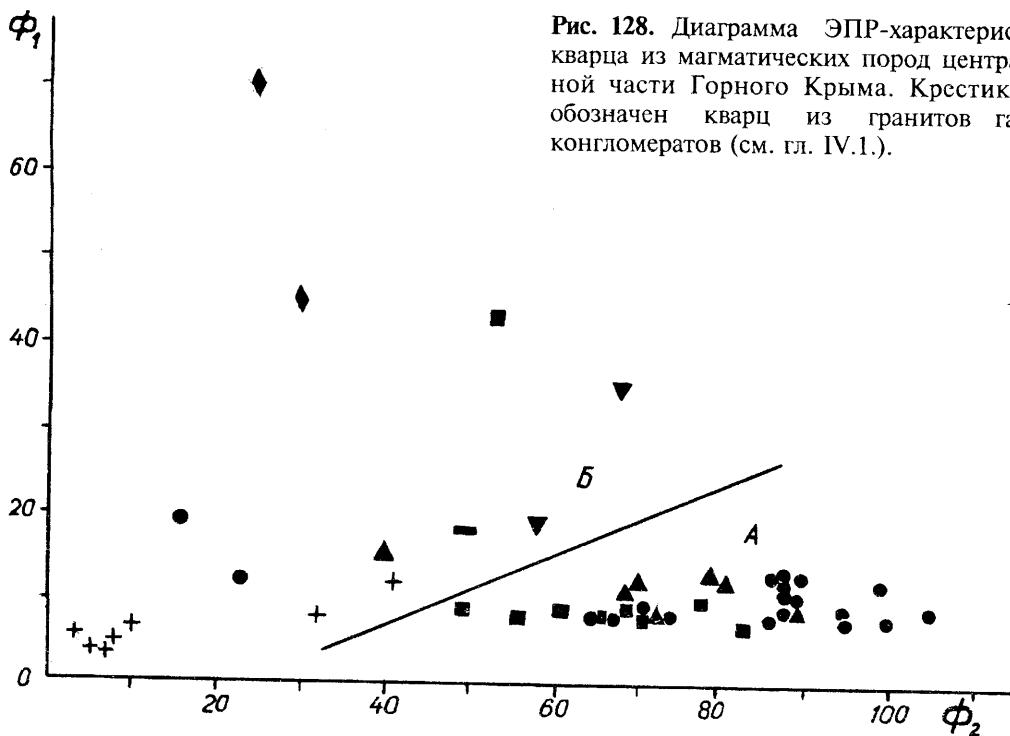


Рис. 128. Диаграмма ЭПР-характеристик кварца из магматических пород центральной части Горного Крыма. Крестиками обозначен кварц из гранитов галек конгломератов (см. гл. IV.1.).

ровка и соотношение точек во многом аналогичны разделению на петро- и геохимических диаграммах, что отражает тождественность физико-химических условий формирования кварца и породы в целом, т.е. подтверждает магматическое происхождение большей части выделенного кварца.

Из рассмотрения приведенной диаграммы следует, что наиболее высокотемпературный кварц содержат лейкодиабазы натриевой серии Чунгур-Кая; они формировались при малой активности воды. Столь же высокими значениями Φ_1 , но при несколько большем Φ_2 отличаются единичные пробы из массивов Шарха и Ай-Йора. Все остальные проанализированные образцы располагаются в области низких температур и образуют линейную зависимость, обусловленную постепенным увеличением водонасыщенности магмы и напоминающую главный тренд дифференциации малых интрузий. Он имеет на диаграмме Φ_1 – Φ_2 тот же вид, что и на многих петро- и геохимических диаграммах, и характеризуется сменой пород в следующей последовательности (по мере роста активности воды в расплаве): диабазы Серауса — диабазы Ураги — породы Шархи — породы Кастели — плагиогранит-порфиры Серау-

са. Температура, судя по значениям Φ_1 , остается почти неизменной в течении всего процесса дифференциации.

При исследовании кварца выявляются различия двух “эталонных” серий — Кастели и Серауса, выражающиеся в контрастности условий образования основных и кислых пород Серауса (первые характеризуются малой, а вторые — относительно высокой активностью воды) и в однородности условий формирования всей серии Кастель. Фигуративные точки основных и кислых пород Кастели не разделены, а занимают единое поле в области относительно высоких значений Φ_2 ; исключение составляет обособленный образец из кварцевого плагиогранит-порфира (123/86), тяготеющий к основным породам. Взаимное расположение точек на диаграмме Φ_1 – Φ_2 близко к таковому на диаграмме Rb–Sr, при этом дискриминантная линия, проведенная в соответствии со знаком корреляции между выделенными группами точек, соответствует на диаграмме Rb–Sr (см. рис.126) линии раздела пород — производных двух различных толеитовых магм: океанической (ниже линии на рис.128) и континентальной — островодужной (выше нее). Наме-

ченная закономерность позволяет предположить связь значений концентраций Al-Ме- и Al-H-центров в кварце с типом исходной магмы, продуцировавшей содержащие его породы.

Для сопоставления с комплексом малых интрузий был также проанализирован кварц из древних гранитных галек юрских конгломератов Горного Крыма (см. гл. IV). Расположение точек докембрийских гранитов из галек конгломератов на диаграмме Φ_1 — Φ_2 отражает в большей степени характер наложенных процессов, чем условия становления самих гранитов. В маловодной низкотемпературной области группируются наиболее древние калиевые граниты и гранит-аплиты, а повышенными значениями Φ_2 и близостью к точкам ранних дифференциатов малых интрузий характеризуются некоторые граниты, испытавшие грейзенизацию в период становления комплекса малых интрузий.

III.3.3.2. Плаггиоклаз

Состав плаггиоклаза основной ткани определялся иммерсионным методом, а порфировых вкрапленников и крупных лейст — федоровским методом по двойникам с иммерсионным контролем.

В основных породах состав плаггиоклаза фенокристов достигает №96 и никогда не опускается ниже №45; чаще всего встречаются значения №70—80. В диабазовых породах состав мелких лейст основной массы (№53—70) примерно соответствует составу крупных лейст и рассчитанному нормативному плаггиоклазу (№66—73). В лейкодиабазовых породах основной массы плаггиоклаз значительно более кислый (№22—48), что выражается в снижении нормативных номеров (№43—67).

В кислых породах плаггиоклаз вкрапленников обычно не выше №47, не ниже №25, преобладает андезин №35—40. В порфировых породах основность плаггиоклаза во вкрапленниках выше либо равна таковой в основной ткани. Так, в тоналит-порфирах составы солидусного (№37—39), ликвидусного и нормативного (№24—33) плаггиоклаза примерно одинаковы. А в плаггиогранит-порфирах, где нормативные значения колеблются в широких пределах от №1 до №24, основная масса, наряду с

андезином, содержит и намного более кислый плаггиоклаз (№5—16). Аномальные обратные соотношения установлены в кварцевом плаггиогранит-порфире массива Капель: здесь плаггиоклаз в основной ткани значительно основнее (№53—59), чем в порфировых вкрапленниках (№34—52), и в целом отличается повышенной основностью по сравнению с другими кислыми породами, при этом нормативный плаггиоклаз не выше верхнего предела для этих пород.

Особый интерес представляет плаггиоклаз из безусловно ликвидусных включений в темноцветных минералах (табл. 36). Его основность как в гранитоидах, так и в диабазе вполне согласуется с таковой порфировых вкрапленников этих пород. Сомнения вызывает плаггиоклаз №73, отвечающий основным породам, в виде

Т а б л и ц а 36. Химический состав плаггиоклазов (включения в темноцветных минералах) из пород малых интрузий Горного Крыма, мас. %

Компонент	Номер пробы				
	17	31	47	48	49
SiO ₂	55,26	49,93	54,74	55,15	47,71
TiO ₂	—	0,04	0,06	—	0,02
Al ₂ O ₃	27,86	30,17	27,42	27,18	30,81
Cr ₂ O ₃	—	—	0,01	0,01	—
FeO _{сум}	0,17	1,22	1,10	0,11	0,43
MnO	—	—	0,07	—	—
MgO	—	0,14	—	0,02	0,04
CaO	9,97	14,77	10,74	10,07	15,02
Na ₂ O	6,49	3,56	5,44	6,53	3,06
K ₂ O	0,02	0,09	0,37	0,03	0,11
ZnO	—	0,06	0,03	0,05	0,10
NiO	—	—	—	0,04	—
Сумма	99,77	99,98	99,98	99,19	97,30
№ плаггиоклаза	45,96	69,60	52,20	46,07	73,01

П р и м е ч а н и е. Включения в: 17 — роговой обманке из кварцевого плаггиогранит-порфира массива Сераус; 31 — клинопироксене из лейкодиабазы массива Капель; 47 — ортопироксене из тоналит-порфира массива Шарха; 48 — роговой обманке из тоналит-порфира (там же); 49 — клинопироксене из тоналит-порфира (там же). См. прим. 5 к табл. 5.

включения в клинопироксене из тоналит-порфира (табл. 36). Плагиноклазы такой и даже большей основности известны в кислых породах офиолитовой серии Албании [200] и в породах калиево-натриевой серии ЛПМ. Возможно, здесь он является интрателлурическим, но не исключена и ксеногенная природа этих агрегатов.

Изучены люминесцентные характеристики плагиноклаза. В ряду альбит-анортит они существенно меняются [113], и сопоставление крайних его членов недопустимо. Поэтому было отобрано 8 монофракций плагиноклаза, занимающего среднюю часть ряда, где указанными различиями можно пренебречь (табл.37).

Интенсивность рентгеностимулированной термолюминесценции (I_{РТЛ}) обычно коррелирует с глубиной массивов [113]: наблюдается тенденция снижения I_{РТЛ} при переходе от абиссальных пород к гипабиссальным и излившимся. В породах малых интрузий самые низкие значения (110–220 усл. ед.) приходится на тоналит-порфиры массива Шарха, лейкодиабазы и андезиты массива Чунгур-Кая; несколько выше значения для кварцевых плагиногранит-порфиров массива Сераус (до 320 усл.ед.), еще выше — для диабазов Ураги (490 усл.ед.). На этом фоне резко выделяется плагиноклаз из кварцевого плагиногранит-порфира массива Кастель, принадлежащего, судя по значениям I_{РТЛ} (1400 усл.ед.), самым глубинным породам.

Характер спектра рентгенолюминесценции (РЛ) многие исследователи также свя-

зывают с глубиной массивов: в глубинных породах должна возрастать концентрация Mn-центров [19]. В малых интрузиях в большинстве кислых пород Mn-центр в плагиноклазах отсутствует, а проявлен лишь в основных породах (в них отмечаются Fe-центры) и, причем интенсивно, в кварцевом плагиногранит-порфире Кастели, причисленном к глубинным по высоким значениям I_{РТЛ} и характеризующимся обратными соотношениями. В нем же присутствует Ce-центр, который считается одним из главных показателей глубинности. Отмечалась также аномальность этой породы по соотношению Rb–Sr и ЭПР-характеристикам кварца. Однако повышенная основность плагиноклаза этой породы, типичная для низких давлений, не позволяет связывать полученные данные только с фактором глубинности.

Наличие двух максимумов в кривой термовысвечивания I_{РТЛ} плагиноклазов всех пород свидетельствует о двух эпизодах в эволюции этих пород, что вполне объясняется существованием двух генераций плагиноклаза — во вкрапленниках и в основной ткани.

В целом относительно высокая для кислых пород основность плагиноклаза объясняется не только низкими давлениями кристаллизации, обусловленными гипабиссальным характером интрузий, но также, вероятно, восстановительными условиями кристаллизации. Это согласуется с данными по темноцветным минералам, особенно с наличием в некоторых из них обратной зональности (см. далее).

Т а б л и ц а 37. Люминесцентные характеристики плагиноклазов из пород малых интрузий Горного Крыма, усл. ед.

Номер пробы	ПТЛ		РТЛ		РЛ				
	T _{max} 200°C	T _{max} 290°C	T _{max} 180°C	T _{max} 290°C	340 нм (Ce ³⁺)	410 нм (SiO ₄ ⁴⁻)	570 нм (Mn ²⁺)	620 нм (?)	720 нм (Fe ³⁺)
016/86	—	140	320	175	—	22	—	420	—
017/86	—	120	210	110	—	25	—	675	—
090/86	—	20	490	—	—	50	65	—	170
123/86	—	110	1400	500	35	60	870	—	—
142/86	—	70	110	80	—	25	—	450	—
001/87	—	20	130	70	—	40	90	—	290
008/87	20	35	160	40	—	18	—	130	—
013/87	—	19	220	70	—	12	20	—	70

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены В.А.Стешиным в ИГМР НАН Украины

III.3.3.3. Пироксены

Пироксены распространены во всех типах пород малых интрузий, однако только в основных разностях они относятся к порообразующим минералам и описаны в шлифах (см. гл. III.3.1). В то же время, в протолочных пробах пироксен повсеместно отмечен в аксессуарных количествах в электромагнитной фракции. Встречен как ромбический, так и моноклинный пироксен при преобладании последнего.

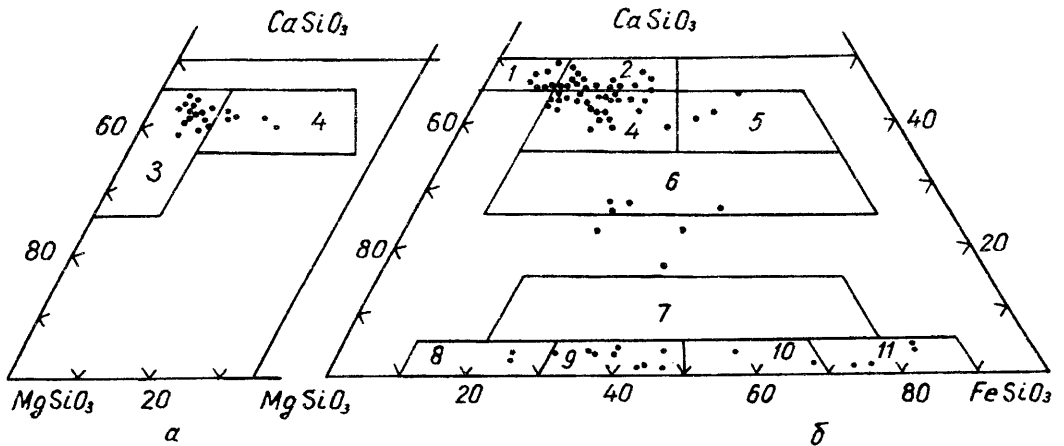
Ромбический пироксен. В шлифах крупные выделения гиперстена отмечены только в габбро-норитах в составе массива Чамны-Бурун. Аксессуарный ортопироксен в виде отдельных зерен обнаружен и проанализирован как в кислых, так и в основных породах большинства массивов комплекса малых интрузий (за исключением Чунгур-Каи, Малого Маяка, Ураги). Преобладает прозрачный гиперстен (железистость $f=24-48$) желтовато-розового, светло-желтого, коричневатого-желтого цветов. В основных породах обнаружен только гиперстен. В отдельных пробах кислых пород (плагиигранит-порфиры Серауса, тоналит-порфиры Шархи), наряду с гиперстеном, встречен желтовато-зеленый, зеленовато-коричневый эвлит ($f=83-84$), а иногда единственным ортопироксеном в порце является коричневатый феррогиперстен ($f=58-68$). В массиве Ай-Йора гиперстен сосуществует с бронзитом. В кварцевых плагиигранит-порфирах Кастели ромбический пироксен представлен исклю-

чительно эвлитом с несколько меньшей железистостью ($f=73-77$). Состав ортопироксена приведен в табл. 38 и на рис. 129.

Моноклинный пироксен. Клинопироксены в протолочных пробах имеют желтовато-зеленоватый, серый, бледно-зеленый, серо-коричневый цвет либо бесцветны, водяно-прозрачны. Если классифицировать клинопироксены малых интрузий по положению их составов на пироксеновой трапедии $En-Di-Hd-Fs$ (см. рис. 129), то они относятся к диопсиду, салиту и авгиту (в качестве включений в авгитах отмечен также ферроавгит). Диопсид (железистость $f=11-18$) относительно редок, встречен преимущественно в основных породах (интрузии Урага, Кастель, Чунгур-Кая, Малый Маяк). В массивах Ай-Йора, Сераус, Шарха клинопироксен представлен авгитом и салитом ($f=19-44$). Эти же клинопироксены отмечаются и в основных породах, содержащих диопсид, но в массивах Чунгур-Кая и Малый Маяк они характеризуются меньшей железистостью ($f=17-29$), а в массивах Кастель и Урага, — наоборот, большей ($f=29-47$).

Однако, содержание Al_2O_3 в описанных клинопироксенах (табл. 39) не соответствует указанной классификации: в поля ди-

Рис. 129. Положение составов пироксенов из вулканитов ЛПМ (а) и пород комплекса малых интрузий (б) на пироксеновой трапедии $En-Di-Hd-Fs$. Поля пироксенов: 1 — диопсид, 2 — салит, 3 — эндиопсид, 4 — авгит, 5 — ферроавгит, 6 — пижонит-авгит, 7 — пижонит, 8 — бронзит, 9 — гиперстен, 10 — феррогиперстен, 11 — эвлит.



Т а б л и ц а 38. Химический состав ортопироксенов из пород малых интрузий Горного

Компонент	Номер								
	4	4	4	23	23	25	25	32	36
SiO ₂	51,50	53,10	53,08	50,85	51,13	49,00	48,73	49,29	46,59
TiO ₂	0,12	0,27	0,23	0,33	0,26	0,02	—	0,06	0,04
Al ₂ O ₃	1,22	1,17	1,09	0,83	1,13	1,07	0,20	1,50	0,96
Cr ₂ O ₃	—	0,10	0,06	—	0,03	0,02	0,01	0,04	—
FeO _{сум}	24,58	15,24	15,92	24,22	21,80	27,22	41,61	28,32	40,04
MnO	0,69	0,37	0,33	0,64	0,65	0,25	0,47	0,47	1,69
MgO	21,01	25,59	26,48	19,93	21,14	19,07	4,65	17,70	8,06
CaO	0,45	1,92	1,74	1,61	1,86	0,59	1,48	0,36	0,48
Na ₂ O	0,02	0,03	0,08	—	—	0,02	0,05	—	—
K ₂ O	0,01	0,02	0,01	—	—	—	0,03	0,03	0,01
ZnO	0,06	—	0,06	—	—	0,05	0,06	0,04	0,10
NiO	0,01	—	—	—	0,01	0,06	—	0,02	0,09
Сумма	99,67	97,81	99,08	98,41	98,01	97,37	97,29	97,83	98,06
f	39,62	24,01	25,23	40,54	36,64	44,45	83,37	47,30	73,60
Si	1,952	1,966	1,948	1,957	1,955	1,933	2,064	1,942	1,961
Al	0,055	0,051	0,047	0,038	0,051	0,050	0,010	0,070	0,048
Fe	0,779	0,472	0,489	0,780	0,697	0,898	1,474	0,933	1,410
Mn	0,022	0,012	0,010	0,021	0,021	0,008	0,017	0,016	0,060
Mg	1,187	1,412	1,448	1,144	1,205	1,122	0,294	1,040	0,506
Ca	0,018	0,076	0,068	0,167	0,077	0,025	0,068	0,015	0,022
Na	0,002	0,002	0,006	—	—	0,002	0,005	—	—
Ti	0,004	0,008	0,007	0,010	0,008	—	—	0,002	0,002

Примечание. См. прим. 3–5 к табл. 5. Символ элемента в нижней части таблицы обозначает

оксида и салита на трапещии часто попадают клинопироксены с высоким, сугубо авгитовым содержанием Al₂O₃ (> 3%), а в поле авгита, напротив, иногда оказываются безалюминиевые клинопироксены.

Особняком от перечисленных клинопироксенов на трапещии располагаются низкокальциевые авгиты (пижонит-авгиты, или субкальциевые авгиты). Содержание СаО в них столь низко, что точки иногда опускаются в область не существующих в природе составов, а в единичных случаях граничат с пижонитовой областью. Кальций в этих пироксенах частично замещен натрием, содержание глинозема достаточно высоко (3–6%), а железистость повышена (f=34–57). Пижонит-авгиты обнаружены только в основных породах разных серий (Сераус, Кастель, Чунгур-Кая). Напомним, что именно в шлифах основных пород, помимо диопсида, наблюдался пироксен, диагностированный нами как пижонит из-за одноосной фигуры в коноскопе. Среди проанализированных отдельных зерен нет на-

стоящего пижонита, но пижонит-авгиты могут обладать очень малым, близким к нулю, углом 2V, что отразилось на оптических характеристиках.

Таким образом, породообразующий клинопироксен основных пород отличается повышенной глиноземистостью диопсидов либо пониженной кальциевостью пижонит-авгитов. Аксессуарный клинопироксен как в основных, так и в кислых породах — это авгит и салит.

Характер пироксена в основной массе пород является, согласно Х. Куно, главным минералогическим критерием при разделении толеитовой и известково-щелочной петрохимических серий: в толеитовой серии есть пижонит, а в известково-щелочной — гиперстен. С этой точки зрения классической толеитовой серией является Чунгур-Кая, в породах которой гиперстен полностью отсутствует, а пижонит-авгит и даже пижонит встречается чаще всего. В массивах Сераус и Кастель разграничение неоднозначно — основные породы обеих

Крыма, мас. %

пробы								
68	44	45	46	47	47	48	53	53
45,75	50,47	47,59	51,15	51,14	50,62	48,35	49,88	45,01
0,01	0,25	0,01	0,19	0,28	0,35	0,21	0,09	0,02
0,33	0,89	0,27	0,97	1,22	1,45	0,99	1,22	0,42
—	—	—	—	0,06	0,02	—	—	—
41,59	27,30	38,14	22,72	18,12	23,61	32,27	25,09	44,88
1,06	0,86	0,50	0,50	0,44	0,53	0,96	0,29	0,28
7,11	16,90	9,89	20,90	21,69	19,33	13,53	17,68	5,01
0,64	1,72	0,65	1,62	1,48	1,87	1,34	0,47	1,91
—	0,18	—	0,05	0,09	0,08	—	—	—
0,01	0,05	0,01	0,01	0,02	—	0,03	0,02	0,02
0,05	0,10	0,05	0,03	—	0,08	0,07	0,01	0,07
—	—	—	—	0,05	0,05	—	0,01	0,02
96,55	98,72	97,11	98,14	94,59	97,99	97,75	94,76	97,64
76,62	47,54	68,39	37,88	31,92	40,66	57,20	44,32	83,38
1,973	1,970	1,990	1,959	1,985	1,953	1,957	1,993	1,955
0,017	0,041	0,014	0,044	0,056	0,066	0,048	0,058	0,022
1,500	0,891	1,334	0,728	0,589	0,762	1,092	0,838	1,630
0,039	0,029	0,018	0,017	0,015	0,017	0,033	0,010	0,010
0,458	0,983	0,617	1,193	1,256	1,112	0,817	1,053	0,325
0,030	0,072	0,029	0,067	0,062	0,078	0,058	0,020	0,089
—	0,014	—	0,004	0,007	0,006	—	—	—
—	0,008	—	0,006	0,009	0,010	0,007	0,003	—

го коэффициент в кристаллохимической формуле, рассчитанной на 6 атомов кислорода.

серий содержат как пижонит-авгит, так и гиперстен. Зато в области кислых пород массивы Сераус, Ай-Йора и Шарха, судя по наличию в них гиперстена, проявляют черты известково-щелочных пород.

Состав пироксенов был задействован для получения термометрической информации. Поскольку существенными моментами для клинопироксенов малых интрузий являются кальциевость и глиноземистость, то применение термометра Магакьяна, базирующегося лишь на железистости и использованного для эндиопсидов и авгитов ЛПМ, было проблематичным. Был использован термометр Росса и Хюбнера [220], представляющий собой соотношение волластонитового компонента и железистости и работающий при давлениях до 500 МПа. Согласно этому термометру, все высококальциевые клинопироксены малых интрузий образовались в интервале температур 600–1050°С. Самые низкие оценки получены для ферроавгитов включений (и в этом случае они со-

поставимы с оценками по Магакьяну) и некоторых других высокожелезистых клинопироксенов, а также для отдельных высокоглиноземистых диопсидов (влияние Al_2O_3 не учитывается в параметрах Росса и Хюбнера). По этому термометру температуры пижонит-авгитов очень высокие: 1150–1250°С.

Максимальное количество компонентов учтено при использовании графического двупироксенового термометра Д.Линдсли [212], позволяющего получать независимую оценку температуры для каждого пироксена пары (был выбран вариант построения для давлений 5 кбар). Нанесение рассчитанных составов клинопироксенов на трапецию En–Di–Hd–Fs, по Д.Линдсли, показало, что наиболее высокотемпературными пироксенами в комплексе малых интрузий являются пижонит-авгиты (в полном соответствии с термометрами Росса и Хюбнера температуры образования выше 1100°), а также диопсиды и большинство авгитов основных

Т а б л и ц а 39. Химический состав клинопироксенов из пород малых интрузий Горного

Компонент											Номер
	4	4*	4	4	10	10	10	10	10	10	10
SiO ₂	51,39	50,21	51,56	53,01	50,72	52,81	51,53	52,23	51,03	51,20	50,74
TiO ₂	0,23	0,02	0,21	0,43	0,14	0,29	0,43	0,43	0,35	0,23	0,36
Al ₂ O ₃	0,80	0,20	1,03	1,35	0,60	3,41	2,38	1,53	1,07	2,62	2,69
Cr ₂ O ₃	—	0,02	0,09	—	—	0,86	0,18	0,02	0,04	0,47	0,22
FeO _{сум.}	13,95	20,33	11,29	13,00	14,11	6,77	6,70	10,05	10,33	6,84	6,62
MnO	0,45	0,17	0,32	0,47	0,44	0,21	0,18	0,34	0,30	0,14	0,24
MgO	11,74	6,41	12,39	11,18	11,14	15,25	15,82	13,34	12,32	15,10	12,80
CaO	19,54	20,04	20,70	21,75	20,25	21,37	21,47	19,65	21,03	22,64	21,53
Na ₂ O	0,25	0,04	0,15	0,14	0,16	0,25	0,18	0,18	0,12	0,29	0,31
K ₂ O	—	0,01	0,02	0,02	—	—	0,01	0,01	0,02	—	—
ZnO	—	—	0,08	—	—	—	0,02	0,03	0,04	—	—
NiO	—	0,04	0,04	0,04	—	—	0,03	—	—	0,01	—
Сумма	98,35	97,49	97,88	101,39	97,56	101,22	98,93	97,81	96,65	99,54	95,51
f	39,99	64,03	33,86	39,46	41,55	19,94	19,19	29,71	32,03	20,27	22,49
Si	1,986	2,021	1,985	1,982	1,985	1,922	1,924	1,988	1,982	1,910	1,961
Ti	0,007	—	0,006	0,012	0,004	0,008	0,012	0,012	0,010	0,007	0,011
Al	0,037	0,009	0,047	0,059	0,028	0,147	0,105	0,069	0,049	0,116	0,123
Fe	0,451	0,695	0,364	0,406	0,462	0,206	0,209	0,320	0,336	0,214	0,214
Mn	0,015	0,006	0,010	0,015	0,015	0,007	0,006	0,011	0,010	0,005	0,008
Mg	0,676	0,385	0,711	0,623	0,650	0,827	0,880	0,757	0,713	0,840	0,738
Ca	0,809	0,865	0,854	0,871	0,849	0,834	0,859	0,801	0,875	0,905	0,892
Na	0,019	0,004	0,011	0,010	0,012	0,018	0,013	0,013	0,009	0,022	0,024
Cr(K)	—	—	0,003	—	—	0,025	0,005	0,001	0,001	0,014	0,007

Компонент											Номер
	27	27	27	27	31	31*	31	31	32	32**	68
SiO ₂	50,64	50,59	50,90	50,86	49,60	51,73	48,08	51,42	49,52	46,35	51,95
TiO ₂	0,37	0,48	0,15	0,14	0,67	0,33	0,61	0,29	0,39	1,30	0,34
Al ₂ O ₃	1,13	2,18	1,01	3,08	3,21	2,62	3,04	2,82	1,80	5,91	1,22
Cr ₂ O ₃	—	0,03	0,06	0,68	—	0,31	0,02	0,58	—	0,12	0,01
FeO _{сум.}	12,77	9,42	11,51	3,79	10,31	5,26	9,88	5,99	16,92	13,68	9,68
MnO	0,41	0,29	0,40	0,11	0,29	0,21	0,22	0,12	0,64	0,24	0,46
MgO	11,77	13,42	12,29	16,75	13,99	16,36	13,56	15,36	10,87	13,38	14,79
CaO	20,41	21,90	22,11	23,15	20,19	22,42	19,73	21,55	17,97	11,30	20,45
Na ₂ O	0,23	0,12	0,19	0,17	0,27	0,21	0,34	0,20	0,24	1,29	0,19
K ₂ O	—	—	—	0,01	—	0,02	0,03	0,01	—	0,46	—
ZnO	0,03	—	0,02	—	—	0,02	0,01	0,02	0,10	0,03	—
NiO	—	0,08	0,05	—	—	0,03	0,01	—	—	—	0,01
Сумма	97,76	98,51	98,69	98,74	98,53	99,52	95,53	98,36	98,45	94,06	99,10
f	37,84	28,25	34,45	11,28	29,25	15,26	29,03	17,94	46,61	36,44	26,85
Si	1,967	1,927	1,957	1,891	1,890	1,914	1,890	1,925	1,939	1,848	1,958
Ti	0,011	0,014	0,005	0,004	0,019	0,009	0,018	0,008	0,012	0,039	0,010
Al	0,052	0,098	0,046	0,135	0,144	0,115	0,141	0,125	0,083	0,278	0,054
Fe	0,415	0,300	0,370	0,118	0,329	0,163	0,325	0,188	0,554	0,456	0,305
Mn	0,014	0,010	0,013	0,004	0,010	0,007	0,007	0,004	0,021	0,008	0,015
Mg	0,681	0,762	0,704	0,928	0,795	0,903	0,795	0,858	0,635	0,796	0,831
Ca	0,849	0,894	0,911	0,922	0,824	0,889	0,831	0,865	0,754	0,483	0,826
Na	0,018	0,009	0,014	0,013	0,020	0,015	0,026	0,015	0,019	0,100	0,014
Cr(K)	—	0,001	0,002	0,020	—	0,009	—	0,018	—	0,004	0,001

Крыма, мас.%

пробы											
14	14	17	18	22	22	22**	23	23	23**	25	26
49,56	49,88	52,19	50,86	51,11	50,50	48,86	50,37	50,97	46,98	49,38	49,23
0,63	0,14	0,34	0,38	0,28	0,35	0,37	0,50	0,46	0,93	1,13	0,59
4,38	1,50	1,24	1,70	1,26	2,63	4,22	1,65	1,34	4,86	4,29	4,65
0,19	0,05	—	0,01	—	0,29	—	0,05	—	—	0,34	0,10
4,86	14,34	11,88	10,91	10,95	8,68	14,85	11,44	12,47	15,69	8,42	6,75
0,14	0,32	0,31	0,33	0,29	0,30	0,31	0,39	0,57	0,23	0,20	0,17
14,57	10,35	13,66	13,30	13,04	14,03	14,16	14,20	13,64	13,05	14,31	13,80
23,93	20,94	19,94	21,39	20,90	21,33	10,57	19,39	19,73	11,35	19,37	23,54
0,31	0,25	0,15	0,34	0,23	0,30	0,82	0,22	0,23	1,34	0,73	0,30
—	0,03	0,03	—	—	—	0,29	0,01	0,01	0,51	0,05	—
0,01	0,11	0,15	—	—	0,02	—	0,10	0,05	—	—	—
—	—	—	—	0,01	0,02	0,05	0,05	0,04	0,01	0,11	—
98,58	97,91	99,89	99,22	98,07	98,45	94,50	98,37	99,51	94,95	98,33	99,13
15,76	43,74	32,78	31,52	32,03	25,77	37,06	31,14	33,90	40,28	24,81	21,55
1,860	1,955	1,966	1,935	1,962	1,917	1,930	1,930	1,940	1,873	1,869	1,852
0,018	0,004	0,010	0,011	0,008	0,010	0,011	0,015	0,014	0,028	0,032	0,017
0,194	0,069	0,055	0,076	0,057	0,118	0,197	0,075	0,060	0,229	0,191	0,206
0,153	0,470	0,374	0,347	0,352	0,276	0,491	0,367	0,397	0,523	0,267	0,213
0,005	0,011	0,010	0,011	0,010	0,010	0,011	0,013	0,019	0,008	0,007	0,006
0,815	0,605	0,767	0,754	0,746	0,794	0,834	0,811	0,774	0,776	0,808	0,774
0,963	0,879	0,805	0,872	0,860	0,868	0,448	0,796	0,805	0,485	0,785	0,949
0,023	0,019	0,011	0,025	0,017	0,022	0,063	0,017	0,017	0,104	0,054	0,022
0,006	0,002	—	—	—	0,909	(0,015)	0,002	—	(0,026)	0,010	0,003

Продолжение табл. 39

пробы											
44	45	47	49	49	50	53	56	56	56	56**	57
51,45	50,87	49,93	50,72	49,86	49,35	48,64	49,40	49,31	50,02	46,11	50,87
0,22	0,37	0,14	0,26	0,32	0,39	1,38	0,27	0,39	0,36	0,84	0,33
0,52	1,34	1,47	0,87	2,23	1,05	4,17	1,41	1,53	4,64	4,11	2,02
0,02	0,02	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02	—	0,03	0,94	0,01	0,16
10,81	13,36	13,66	11,05	12,57	11,69	7,86	8,93	8,08	5,04	21,08	7,32
0,35	0,38	0,41	0,34	0,41	0,34	0,23	0,32	0,23	0,08	0,61	0,25
13,17	13,69	10,03	12,87	10,25	12,62	13,06	13,88	13,45	15,71	8,96	15,28
21,43	18,65	21,92	22,03	22,16	20,69	21,73	22,18	21,53	21,77	10,04	21,47
0,16	0,11	0,41	0,27	0,57	0,23	0,63	0,31	0,45	0,29	1,58	0,31
0,01	0,02	—	0,02	0,02	0,01	—	0,03	0,01	0,01	0,44	0,03
—	0,03	—	0,10	0,04	0,10	0,11	—	0,01	0,13	—	—
—	0,06	—	—	—	0,03	—	0,01	0,02	0,07	0,05	—
98,14	98,90	98,00	98,52	98,46	96,54	97,83	96,74	95,04	99,06	93,83	98,04
31,52	35,36	43,31	32,54	40,76	34,22	25,23	26,55	25,21	15,27	56,90	21,19
1,976	1,947	1,954	1,951	1,935	1,941	1,860	1,922	1,941	1,860	1,910	1,927
0,007	0,011	0,004	0,008	0,009	0,012	0,040	0,008	0,012	0,010	0,026	0,010
0,024	0,061	0,068	0,040	0,102	0,049	0,188	0,065	0,071	0,203	0,201	0,090
0,347	0,428	0,447	0,356	0,408	0,385	0,251	0,291	0,266	0,157	0,730	0,232
0,011	0,013	0,014	0,011	0,014	0,012	0,008	0,011	0,008	0,003	0,022	0,008
0,754	0,782	0,585	0,738	0,593	0,740	0,744	0,805	0,789	0,871	0,553	0,863
0,882	0,785	0,920	0,908	0,921	0,872	0,890	0,925	0,908	0,868	0,446	0,871
0,012	0,008	0,031	0,020	0,043	0,018	0,047	0,024	0,035	0,021	0,127	0,023
—	—	0,001	—	0,001	0,001	—	—	0,001	0,028	(0,024)	0,005

Компонент	Номер										
	57	57	58	59	59**	59**	63	63	63	63	63**
SiO ₂	50,73	49,32	51,17	49,14	47,52	49,98	51,14	51,51	50,31	48,12	50,07
TiO ₂	0,40	0,32	0,30	0,53	0,94	0,41	0,32	0,21	0,07	0,53	0,37
Al ₂ O ₃	2,33	3,40	1,97	3,85	3,73	2,36	2,17	1,34	0,66	3,89	3,04
Cr ₂ O ₃	—	0,67	0,13	0,28	0,01	0,01	0,16	0,02	0,20	0,09	0,01
FeO _{сум.}	6,78	4,65	6,52	7,23	20,51	20,80	6,23	8,64	9,47	7,21	14,42
MnO	0,15	0,11	0,19	0,14	0,36	0,74	0,22	0,26	0,32	0,16	0,43
MgO	15,20	15,19	15,59	14,70	11,21	12,82	16,19	13,99	13,06	14,63	15,21
CaO	22,51	22,79	22,04	21,72	9,34	6,69	20,92	22,14	21,51	22,52	9,86
Na ₂ O	0,15	0,21	0,26	0,19	1,36	0,82	0,11	0,20	0,50	0,20	1,06
K ₂ O	0,01	—	0,03	0,02	0,35	0,12	0,01	0,02	—	0,02	0,16
ZnO	0,03	0,01	—	—	0,09	0,01	0,01	—	—	—	0,03
NiO	—	0,06	—	0,07	0,06	0,05	—	—	0,01	—	—
Сумма	98,29	96,73	98,20	97,87	95,48	94,81	97,48	98,33	96,11	97,37	94,66
f	20,0	14,69	19,02	21,64	50,66	47,64	17,76	25,77	28,92	21,70	34,70
Si	1,916	1,882	1,910	1,869	1,915	1,999	1,932	1,957	1,969	1,965	1,965
Ti	0,011	0,009	0,009	0,015	0,029	0,013	0,009	0,006	0,002	0,015	0,011
Al	0,104	0,153	0,088	0,173	0,177	0,112	0,097	0,060	0,031	0,176	0,141
Fe	0,214	0,149	0,206	0,230	0,692	0,696	0,197	0,275	0,310	0,232	0,473
Mn	0,005	0,004	0,006	0,005	0,012	0,025	0,007	0,009	0,011	0,005	0,015
Mg	0,856	0,865	0,877	0,833	0,674	0,765	0,912	0,792	0,762	0,837	0,890
Ca	0,911	0,932	0,890	0,885	0,403	0,287	0,847	0,901	0,902	0,927	0,415
Na	0,011	0,016	0,019	0,014	0,106	0,064	0,008	0,015	0,038	0,015	0,081
Cr(K)	—	0,020	0,004	0,009	0,018	0,006	0,005	—	0,006	0,003	0,008

Примечание. * — включение в предыдущем пироксене; ** — пижонит-авгит. См. прим.

пород (900–1110°). Кислые породы массивов Сераус и Капель также содержат относительно высокотемпературные авгиты (800–970°), в Сераусе — наряду с низкотемпературными, в то время как все оценки для массивов Ай-Йора и Шарха дают низкие температуры (510–800°). Низкотемпературные клинопироксены, чаще всего относящиеся к салитам, возможно, образовались в результате контаминации кислой магмой вещества известняков, что привело к повышению содержания волластонитового компонента и, соответственно, к уменьшению температурных показателей. В одной пробе могут встречаться как низко-, так и высокотемпературные пироксены. Кроме того, отмечена зональность по железистости, а, следовательно, и по температурным оценкам в пределах единичных зерен авгита. Чаще всего центр таких зерен сложен ферроавгитом, и тогда температуры, по Д. Линдсли, в кислых породах: центр — 600, края — 800° С, в средних: центр — 730, края — 890° С, в основных: центр —

750, края — 1050° С (близкие цифры получены также по Россу и Хюбнеру), что свидетельствует о том, что наиболее ранние пироксеновые выплавки были сильно железистыми. Менее контрастная зональность установлена в авгитах из лейкодиабазов, но в этом случае центр зерна отвечает по составу диопсиду (температуры: центр — 960, края — 1000° С).

Особый интерес представляет обратная зональность в клинопироксенах, когда железистость ядра выше железистости оболочки (массивы Ай-Йора, Чунгур-Кая, Малый Маяк). Подобная зональность наблюдалась и в клинопироксенах вулканитов ЛПМ. Если исходить из приведенных выше температурных оценок и из законов кристаллизации магмы, то следовало бы допустить, что первоначально магма была менее горячей, чем при последующем становлении. Для вулканитов этот факт иногда объясняют разогревом магмы вследствие ее окисления при кристаллизации в поверхностных условиях. Для гипабиссальных пород, однако, такое тол-

пробы												
64	65	65*	65	65	66	66	66	73	73*	73	73	73
51,66	52,20	50,89	50,44	45,73	47,39	50,73	48,83	50,50	50,54	51,70	49,62	51,46
0,56	0,44	0,09	0,45	0,27	0,24	0,68	0,53	0,41	0,11	0,28	0,29	0,50
2,33	1,75	0,32	2,10	3,72	1,83	2,56	4,62	1,81	0,35	4,47	4,33	3,47
0,03	0,01	0,04	—	0,34	0,04	0,09	0,47	0,01	—	0,64	1,07	0,42
8,98	9,43	19,97	9,34	6,29	7,97	8,80	7,11	11,27	18,97	4,84	3,96	7,45
0,48	0,42	0,59	0,42	0,14	0,19	0,22	0,25	0,38	0,51	0,12	0,09	0,21
13,94	14,27	8,22	14,35	14,08	13,10	14,22	14,48	14,88	9,32	16,14	15,90	15,82
21,13	21,12	19,09	20,71	20,03	21,03	20,16	22,16	18,62	19,19	22,10	22,48	20,49
0,24	0,16	0,30	0,22	0,21	0,19	0,22	0,18	0,27	0,20	0,24	0,21	0,12
—	0,02	—	—	0,02	—	0,02	—	0,03	—	0,03	—	—
0,04	0,07	0,07	—	0,06	0,02	0,04	0,03	0,02	0,04	—	—	0,02
—	—	0,02	—	—	—	0,04	0,07	—	0,03	0,06	0,02	0,07
99,39	99,89	99,60	98,03	90,89	92,00	97,78	98,73	98,20	99,26	100,62	97,97	100,03
26,55	27,06	57,70	26,73	20,06	25,42	25,76	21,64	29,86	53,34	14,44	12,24	20,89
1,939	1,951	1,999	1,925	1,868	1,928	1,930	1,844	1,930	1,984	1,884	1,861	1,901
0,016	0,013	0,003	0,013	0,009	0,008	0,020	0,015	0,012	0,003	0,008	0,009	0,014
0,103	0,077	0,015	0,095	0,179	0,088	0,115	0,206	0,082	0,017	0,192	0,192	0,151
0,282	0,295	0,656	0,298	0,215	0,271	0,280	0,225	0,361	0,623	0,148	0,124	0,230
0,016	0,014	0,020	0,014	0,005	0,007	0,007	0,008	0,012	0,017	0,004	0,003	0,007
0,780	0,795	0,481	0,817	0,857	0,795	0,807	0,815	0,848	0,545	0,877	0,889	0,871
0,850	0,846	0,804	0,847	0,877	0,917	0,822	0,897	0,763	0,807	0,863	0,903	0,811
0,018	0,012	0,023	0,016	0,017	0,015	0,016	0,014	0,020	0,015	0,017	0,015	0,009
0,001	0,001	0,001	—	0,011	0,001	0,003	0,014	—	—	—	0,032	0,012

к табл. 38.

кование неприемлемо. Другое объяснение — изменение калиевой щелочности магмы: по Д.С.Коржинскому, повышенное содержание калия в маге ведет к кристаллизации более железистых темноцветов. Этот вариант приходится отбросить ввиду сравнительно низкой калиевой щелочности изученных пород. Возможно следующее объяснение: обратная зональность является результатом смены окислительно-восстановительного режима в процессе транспортировки магмы, чем, в частности, объяснялось это явление в вулканиках ЛПМ (осборновский тренд кристаллизации). В промежуточном очаге кристаллизация магмы начиналась в сильно восстановительных условиях, в результате чего интрателлурические клинопироксены были более железистыми, а в близповерхностных условиях режим сменился менее восстановительным, вследствие чего на заключительных этапах формировались менее железистые клинопироксены. При этом реального разогрева магмы, скорее всего, не происходило, а оцен-

ки температур по таким зональным пироксенам отражают скорее всего активность кислорода. Этим же механизмом можно объяснить существование в одной пробе ортопироксенов разной железистости. В то же время, в основных породах массива Капель отмечена и прямая магматическая зональность — ядро у клинопироксена менее железистое, чем оболочка. В этом случае промежуточный очаг, вероятно, отсутствовал.

Для ортопироксенов малых интрузий рассчитаны температуры 900–1100°C, однако на трапещии Линдсли им редко соответствуют клинопироксены с близкими температурами, что заметно снижает достоверность расчетов. В отдельных гиперстенах получены кажущиеся неправдоподобными значения в 500–600°C. Вызывает сожаление тот факт, что термометр Линдсли неприменим для высокожелезистых ортопироксенов.

Для гиперстенсодержащих пород более достоверными выглядят оценки температур, сделанные по двупироксеновому тер-

Т а б л и ц а 40. Химический состав оливинов из пород малых интрузий Горного Крыма, мас. %

Компонент	Номер								
	4	4	4	4	4	10	17	17	25
SiO ₂	36,73	36,75	37,10	37,82	37,24	36,83	36,22	36,50	36,62
TiO ₂	0,01	0,03	—	0,05	—	0,06	0,02	—	—
Al ₂ O ₃	0,02	0,01	0,05	—	0,03	0,05	0,04	—	—
Cr ₂ O ₃	0,02	—	<0,01	—	0,01	—	—	—	0,02
FeO _{сум.}	26,66	29,53	28,25	26,01	27,96	25,47	27,90	26,00	27,57
MnO	0,44	0,39	0,41	0,37	0,45	0,33	0,39	0,43	0,43
MgO	35,29	33,65	34,14	35,37	33,99	37,16	34,01	35,37	33,46
CaO	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,01
Na ₂ O	—	—	—	0,01	0,02	0,06	0,09	—	—
K ₂ O	0,01	—	—	—	—	0,02	0,01	0,03	—
ZnO	0,04	0,05	—	0,01	—	0,04	0,12	—	—
NiO	0,05	0,10	0,08	0,03	0,04	0,17	0,11	0,03	0,01
Сумма	99,29	100,54	100,06	99,67	99,77	100,24	98,95	98,38	98,12
f	29,77	32,98	31,70	29,21	31,59	27,77	31,52	29,20	31,60
Si	0,987	0,987	0,994	1,005	0,999	0,975	0,984	0,987	0,999
Fe	0,599	0,663	0,633	0,578	0,628	0,564	0,634	0,588	0,629
Mg	1,413	1,348	1,364	1,401	1,360	1,466	1,377	1,426	1,361
Mn	0,010	0,009	0,009	0,008	0,010	0,007	0,009	0,10	0,010
Na	—	—	—	—	—	0,003	0,005	—	—

П р и м е ч а н и е. См. прим. 3–5 к табл. 5. Символ элемента в нижней части таблицы обозна-

мометру В.И.Фонарева [140]. В графическом варианте он представляет собой изотермы распределения железа между ортопироксеном и клинопироксеном при давлении 500 МПа (5 кбар). Несомненным преимуществом метода Фонарева является удобство определения парагенности сосуществующих пироксенов путем нанесения на график значений параметра $X_{\text{Fe}}^{\text{Fe}}_{\text{CPX,OPX}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ca})$. В породах комплекса малых интрузий количество парагенных пироксеновых пар, пригодных для определения температуры по методу Фонарева, невелико. При этом составы реальных парагенных пар имеют следующие предельные значения: $X_{\text{Fe}}^{\text{Fe}}_{\text{CPX}} = 0,13–0,29$, $X_{\text{Fe}}^{\text{Fe}}_{\text{OPX}} = 0,31–0,67$. Ортопироксены с меньшими и большими X (т.е. все эвлиты и бронзиты) попадают в запрещенную зону и, очевидно, непарагенны наиболее распространенным авгитам. Появление таких ортопироксенов в кислых породах, как уже отмечено, свидетельствует о смещении уровня магмообразования на заключительных этапах становления комплекса. Наивысшие оценки температур по геотермо-

метру В.И.Фонарева получены для пар гиперстен — авгит и гиперстен — пижонит-авгит (900–1150° С) из основных пород. Для гиперстен-авгитовых пар плаггиогранит-порфиоров Ай-Йоры также определены довольно высокие температуры — 850–1050° С (эти значения выше оценок по Линдсли). Следует отметить, что термометром Фонарева, как и другими методами, в серии Шарха и в единичном случае — в серии Сераус установлены низкотемпературные двупироксеновые ассоциации (600–680° С). На этот раз оценки достаточно надежны и, вероятно, отражают реальную обстановку.

Составы ортопироксенов (в том числе высокожелезистых) информативны также для определения давления кислорода по В.И.Фонареву [139]. Для ортопироксенов с $X_{\text{Fe}}^{\text{Fe}}_{\text{OPX}} = 0,2–0,8$ при температуре порядка 850°С по геооксометру PIQ (безмагнетитовая ассоциация) фугитивность кислорода $\lg f_{\text{O}_2}$ составляет — 18–19 бар. Эти величины еще раз подтверждают высокую восстановленность кислой магмы комплекса малых интрузий.

пробы									
25	36	68	68	68	48	48	48	53	53
37,35	30,24	28,60	30,39	31,10	36,07	36,29	35,46	35,67	36,79
0,02	0,03	0,01	0,01	—	0,01	0,05	0,01	0,03	—
0,06	—	0,02	—	—	0,05	0,01	0,06	—	0,02
—	—	—	0,04	0,01	—	—	—	—	0,01
25,67	64,36	63,25	60,54	60,59	25,59	27,26	27,00	27,32	25,29
0,26	1,99	1,32	0,93	0,90	0,43	0,35	0,35	0,46	0,37
36,33	3,60	3,60	6,83	6,81	35,21	34,14	33,91	33,44	35,51
0,01	0,12	0,04	0,06	0,05	0,02	0,04	—	0,04	—
0,06	—	—	0,01	0,02	—	0,01	0,07	0,08	0,02
0,01	—	0,01	0,01	0,01	—	0,01	—	—	0,01
—	0,04	0,14	0,05	0,13	0,06	0,10	—	—	0,10
0,13	—	—	—	—	0,10	0,05	0,08	0,06	0,15
99,89	100,38	96,99	98,87	99,62	97,54	98,31	96,94	97,10	98,27
28,39	90,95	90,78	83,27	83,29	28,96	30,94	30,86	31,43	28,56
0,990	0,995	0,980	0,992	1,003	0,984	0,989	0,981	0,986	0,993
0,569	1,771	1,812	1,652	1,635	0,584	0,621	0,624	0,632	0,571
1,436	0,176	0,184	0,332	0,328	1,432	1,386	1,398	1,379	1,428
0,006	0,056	0,038	0,026	0,025	0,010	0,008	0,008	0,011	0,008
0,003	—	—	—	—	—	—	0,004	0,004	—

чает его коэффициент в кристаллохимической формуле, рассчитанной на 4 атома кислорода.

III.3.3.4. Оливин

Оливин в качестве породообразующего минерала (видимый в шлифе) установлен только в основной породе массива Чунгур-Кая, названной, благодаря ее структуре, друзитом (обр. 009/87). Оливин здесь находится в странной ассоциации с пироксенами и базальтической роговой обманкой.

Оливин довольно часто встречается в кислых породах малых интрузий, но только в роли аксессуарного минерала, в искусственных шлихах. Он имеет вид прозрачных или полупрозрачных кристаллов и их обломков, окрашенных, в зависимости от состава, в светло-желтый, желтовато-зеленоватый, реже в серовато-коричневый цвета. Встречается также в сростании с другими темноцветными минералами.

Химический состав оливина (табл. 40) отличается почти полным отсутствием примесей, в том числе и кальция, количество которого, согласно А.Финнерти [203], уменьшается с ростом давления и уменьшением температуры. С этой точки зре-

ния незначительное повышение содержания СаО и МпО в оливине массива Кастель можно рассматривать как признак пониженного давления.

По железистости оливин образует две контрастные группы: относительно низкожелезистые ($f = 27-33$) и высокожелезистые ($f = 83-91$) (табл. 41). При этом обнаруживается чрезвычайно интересный факт: в кислых породах серий Сераус, Ай-Йора и Шарха в аксессуарных количествах находятся только низкожелезистые оливины, с которыми ассоциируют низкожелезистые клинопироксены, а также, кроме низкожелезистого, еще и высокожелезистый ортопироксен. Породы же серии Кастель принципиально отличаются наличием равновесного парагенезиса железистых оливина и ортопироксена. Клинопироксен, однако, в таких ассоциациях очень редок и имеет низкую железистость. Кроме индивидуализированных зерен, в шлихах серии Кастель встречены сростки, сложенные фаялитом, эвлитом, высокожелезистой роговой обманкой и магнетитом, т.е. типичной буферной ассоциацией $Ol + Or_x +$

Т а б л и ц а 41. Железистость сосуществующих темноцветных минералов в породах малых интрузий

Массив	Номер пробы	Порода	Клинопироксен		
			авгит	салит	диопсид
Ай-Йора	004/86	Плагиигранит-порфир	40*; 34; 42	40	—
Сераус	010/86	То же	19; 20; 30	20; 22; 32	—
"	017/86	Кварцевый плагиигранит- порфир	33	—	—
"	018/86	То же	32	—	—
"	023/86	Диабаз	32; 26	—	—
"	024/86	То же	31; 34	—	—
"	026/86	Плагиигранит-порфир	25	—	—
"	040/86	Диабаз	—	22	—
Урага	090/86	То же	38	28; 34	11
Кастель	106/86	Лейкодиабаз	29*	—	18
"	108/86	Диабаз	47	—	—
"	123/86	Кварцевый плагиигранит- порфир	—	—	—
"	022/87	То же	27	—	—
Шарха	137/86	Плагиигранит-порфир	32	—	—
"	138/86	То же	35	—	—
"	139/86	"	—	—	—
"	140/86	Тоналит-порфир	—	43	—
"	141/86	То же	—	—	—
"	142/86	"	—	33; 41	—
"	146/86	"	—	25	—
Чунгур-Кая	001/87	Диабаз	—	25; 27	15
"	004/87	Лейкодиабаз	—	22	—
Малый Маяк	038/87	Конга-диабаз	30*; 21	—	12;14

П р и м е ч а н и е . * — авгит с включением ферроавгита.

Mt + Q. В некоторых пробах массивов Ай-Йора и Сераус вокруг оливина имеются огорочки клинопироксена, причем оба минерала одинаково низкой железистости.

Само по себе наличие оливина в магматических породах показательно: оно свидетельствует о высокой степени восстановления магмы, а, по мнению [120], также и о низких давлениях кристаллизации этого минерала. Недоверие, однако, вызывает парадоксальная ассоциация низкожелезистого оливина с высокожелезистым ортопироксеном. К сожалению, в шлифах взаимоотношения этих минералов ни разу не обнаружены. Анализ их выполнен методом локального микрозонда, поэтому нет никаких сведений о зональности минералов. Проще всего было бы объяснить различие состава фемических минералов их ксеногенным происхождением в результате контаминации кислой магмой пород основного или среднего состава. Но тогда

как объяснить наличие в двух разных массивах в породах близкого состава (Сераус — плагиигранит-порфир, Шарха — тоналит-порфир) совершенно одинакового парагенезиса — $OPx_{44} OPx_{83} Ol_{31}$ (табл. 41, №026/86, 146/86)? Мы попытаемся рассмотреть неординарную ассоциацию по железистости фемических минералов как объективную реальность.

В высокожелезистых метаморфических породах парагенезис $OPx + Ol + Q$, согласно В.И.Фонареву, в значительно большей мере зависит от давления, чем от температуры. Полученные по этому парагенезису оценки указывают на широкие интервалы давлений — 220–680 МПа и температур — 660–900° С, которые несколько сужаются в присутствии магнетита. В любом случае для парагенезиса темноцветных минералов кислых пород массива Кастель определено более низкое давление, чем для массивов Сераус и Шарха.

пижонит-авгит	Ортопироксен			Оливин		Роговая обманка
	гиперстен	эвлит	бронзит	форстерит	фаялит	
—	40	—	24; 25	29; 30; 32; 33	—	42
—	—	—	—	28	—	45
—	—	—	—	32; 30	—	55
—	—	—	—	—	—	41
37	—	—	—	—	—	41
40	37; 41	—	—	—	—	—
—	44	83	—	28; 32	—	45
—	—	—	—	—	—	38; 52
—	—	—	—	—	—	40
—	—	—	—	—	—	—
36	47	—	—	—	—	—
—	—	74	—	—	91	—
—	—	77	—	—	83; 91	68
—	48	—	—	—	—	45
—	68	—	—	—	—	61
—	38	—	—	—	—	38
—	32; 41	—	—	—	—	54
—	57	—	—	29; 31	—	56
—	—	—	—	—	—	44
—	44	83	—	29; 31	—	—
57	—	—	—	—	—	25
48; 51	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	84

Парагенезис $OPx + OI + Q + Mt$ особенно привлекателен возможностью оценки активности кислорода. Наличие этого парагенезиса указывает на весьма низкую активность кислорода, отвечающую району буфера FMQ: для рассчитанных температур кристаллизации $lgfO_2$ оценивается величинами — 16–20 бар. Безмагнетитовые кислые породы кристаллизовались ближе к пределу — 20 бар, а магнетитсодержащие — к — 16 бар. Если считать реальными ассоциации резко контрастных по железистости минералов, то этот интервал расширится до — 12–17 бар. Указанные интервалы активности кислорода в целом подтверждаются и при использовании геосометров $OPx + Fe + Q$ и $OPx + OI + Fe$ В.И.Фонарева [139,141].

Полученные оценки сугубо относительноны по двум причинам: во-первых, сняты с диаграмм, разработанных для метаморфических систем и, во-вторых, для их

получения использованы данные о необычных соотношениях железистости минералов. Приняв во внимание эти условности, можно сделать два вывода: во-первых, материнская магма кислых пород малых интрузий Горного Крыма обладала высокой степенью восстановленности и, во-вторых, условия ее кристаллизации в процессе транспортировки резко менялись, что согласуется с гипабиссальным характером интрузий.

III.3.3.5. Амфибол

В шлифах пород малых интрузий повсеместно распространен актинолит, развивающийся по клинопироксену. Обыкновенная роговая обманка в шлифах обнаружена лишь в редких габбро-диабазы массива Чамны-Бурун. Однако в протоличках различных пород установлена обыкновенная роговая обманка в виде хорошо

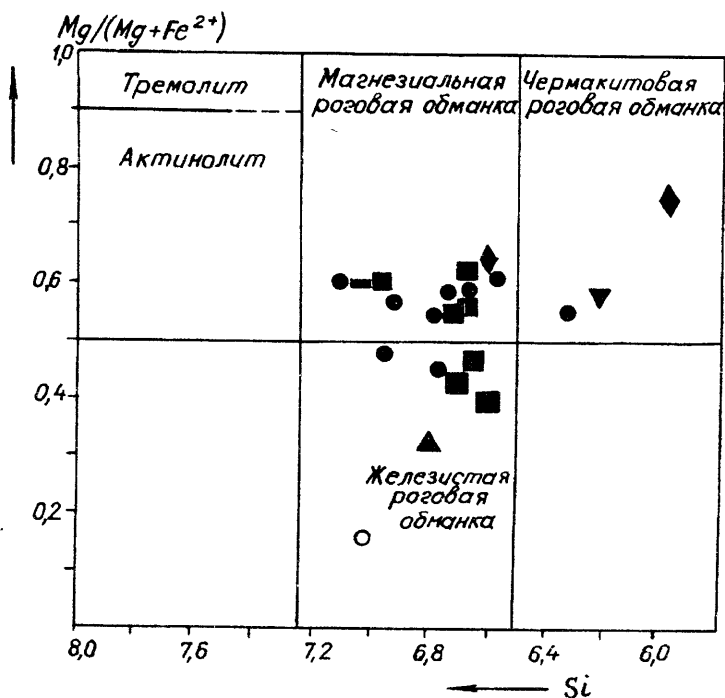


Рис. 130
Положение составов амфиболов (в форм. ед.) из пород комплекса малых интрузий на номенклатурной диаграмме $Mg/(Mg+Fe^{2+})-Si$ [211]. Условные обозначения пород см. на рис. 86

Таблица 42. Химический состав амфиболов из пород малых интрузий Горного Крыма, мас.%

Компонент	Номер										
	4	10	10	17	18	18	22	25	26	26	27
SiO ₂	40,52	45,65	43,69	43,75	47,02	43,87	43,89	41,10	43,58	44,02	44,86
TiO ₂	3,57	1,53	1,83	0,98	0,68	2,28	1,95	2,30	1,66	1,46	1,17
Al ₂ O ₃	11,37	7,39	7,94	10,62	5,59	8,29	8,24	11,93	10,06	5,75	5,68
Cr ₂ O ₃	0,07	—	—	0,01	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	—
FeO _{сум}	14,67	16,55	16,43	18,26	16,10	15,56	15,43	14,66	13,66	19,56	15,13
MnO	0,30	0,26	0,14	0,29	0,26	0,16	0,21	0,06	0,14	0,38	0,30
MgO	11,18	12,03	11,34	8,27	13,61	12,43	12,40	10,21	12,74	10,13	12,63
CaO	10,71	10,88	10,60	11,16	11,15	10,90	10,63	11,87	11,29	10,43	10,86
Na ₂ O	2,42	1,37	1,76	1,68	1,21	1,90	1,78	1,52	2,26	2,19	2,06
K ₂ O	0,88	0,60	0,71	0,28	0,49	0,67	0,59	1,79	0,46	0,93	0,77
ZnO	0,11	0,11	—	—	0,04	—	0,01	0,10	0,02	0,01	0,16
NiO	0,01	—	0,04	0,03	—	0,02	0,06	0,05	0,02	0,01	—
Сумма	95,81	96,37	94,48	95,33	96,17	96,09	95,20	95,63	95,91	94,89	93,62
f	42,42	43,56	44,85	55,32	39,88	41,26	41,09	44,62	37,57	51,99	40,18
Si	6,213	6,914	6,780	6,747	7,108	6,674	6,722	6,323	6,580	6,941	7,006
Ti	0,413	0,173	0,213	0,113	0,077	0,261	0,225	0,267	0,188	0,173	0,138
Al	2,054	1,319	1,452	1,932	0,997	1,486	1,488	2,162	1,789	1,069	1,046
Fe	1,882	2,097	2,133	2,354	2,035	1,980	1,976	1,885	1,726	2,579	1,976
Mn	0,038	0,033	0,019	0,038	0,033	0,021	0,027	0,008	0,017	0,052	0,040
Mg	2,555	2,717	2,623	1,901	3,068	2,819	2,832	2,341	2,869	2,381	2,941
Ca	1,759	1,766	1,763	1,843	1,807	1,776	1,745	1,957	1,826	1,761	1,818
Na	0,718	0,403	0,530	0,503	0,355	0,561	0,528	0,453	0,662	0,671	0,624
K	0,173	0,115	0,140	0,056	0,094	0,129	0,115	0,351	0,090	0,188	0,152

Примечание. См. прим. 3–5 к табл. 5. Символ элемента в нижней части таблицы обозначает

сохранившихся таблитчатых и удлиненно-призматических кристаллов желто-зеленого, коричневого, темно-коричневого, зеленого, темно-зеленого до черного цветов; соотношение ее с пироксенами наблюдать не удалось. Учитывая преобладание коричневых тонов окраски, ее следует считать магматическим, точнее позднемагматическим минералом. Согласно [82], этот цвет однозначно свидетельствует о низкой степени окисления железа в роговой обманке и высоких температурах ее кристаллизации — в метаморфизме такие роговые обманки всегда относятся к гранулитовой фации.

Детальнее генезис роговых обманок из пород малых интрузий устанавливается на основании их химического состава (табл. 42). Исходя из современной классификации [211] по соотношению магнезиальности и кремнекислотности (рис. 130), они относятся преимущественно к магнезиаль-

ным роговым обманкам (из основных пород Серауса, Ураги, большинство из кислых пород Серауса, часть — из Шархи); меньше — к железистым роговым обманкам (часть из Шархи, единственная роговая обманка из массива Кастель и единственная — из Маломаякской интрузии); единичные — к чермакитовой роговой обманке (единственная из Ай-Йоры, одна из кислых пород Серауса, единственная, причем базальтическая, роговая обманка из лейкодиабазов Чунгур-Каи).

Железистость роговой обманки пород малых интрузий колеблется в пределах 37–68, но преобладают значения $f < 50$ (табл. 41, 42).

В некоторых кислых породах наличие высокожелезистой роговой обманки коррелируется с присутствием таких минералов как эвлит и фаялит и, до некоторой степени, с железистостью самой породы (массив Кастель), но в конга-диабазовых пос-

пробы											
68	44	45	46	47	48	49	50	56	65	73	
42,88	43,52	42,74	43,68	42,79	43,14	43,13	45,13	39,04	44,08	42,95	
0,21	1,52	1,12	1,92	0,98	1,06	1,37	0,77	1,67	2,26	0,84	
8,40	9,42	10,65	9,23	10,71	10,25	9,36	6,95	13,50	9,67	5,56	
—	0,03	0,06	0,08	0,04	0,01	0,04	0,03	—	—	—	
24,80	15,47	20,87	13,63	18,17	19,06	14,81	14,58	8,50	13,98	31,02	
0,18	0,29	0,41	0,27	0,20	0,36	0,30	0,26	0,03	0,30	0,27	
6,62	10,70	7,58	12,33	8,59	8,36	10,76	12,46	14,58	13,21	3,27	
10,67	12,03	11,22	11,23	11,38	11,33	11,52	12,15	12,64	10,94	9,81	
1,69	1,09	1,85	2,12	1,91	1,55	1,53	0,77	2,27	2,01	1,64	
0,96	0,56	0,48	0,30	0,21	0,33	1,08	0,69	1,95	0,20	0,79	
—	—	0,12	—	0,02	—	—	0,08	—	0,01	—	
—	—	—	—	0,02	0,01	0,06	0,01	0,03	—	0,03	
96,41	94,69	97,10	94,79	95,02	95,46	94,16	93,88	94,21	96,66	96,18	
67,75	44,78	60,72	38,26	54,29	56,13	43,58	39,63	24,64	37,28	84,17	
6,795	6,709	6,593	6,668	6,643	6,691	6,691	6,979	5,983	6,591	7,035	
0,025	0,175	0,131	0,221	0,115	0,123	0,159	0,090	0,192	0,253	0,104	
1,569	1,713	1,937	1,661	1,960	1,874	1,747	1,267	2,438	1,703	1,073	
3,287	1,993	2,692	1,740	2,360	2,473	1,992	1,885	1,089	1,749	4,249	
0,023	0,038	0,054	0,035	0,027	0,048	0,040	0,035	0,004	0,038	0,038	
1,565	2,458	1,741	2,807	1,987	1,933	2,488	2,872	3,331	2,943	0,799	
1,813	1,985	1,855	1,835	1,893	1,882	1,914	2,012	2,076	1,753	1,722	
0,520	0,325	0,553	0,628	0,576	0,465	0,461	0,232	0,674	0,584	0,520	
0,194	0,111	0,094	0,058	0,042	0,065	0,213	0,136	0,380	0,038	0,165	

ет его коэффициент в кристаллохимической формуле, рассчитанной на 23 атома кислорода.

Малый Маяк близкий к ферроэдентиту амфибол выглядит аномальным на фоне низкожелезистых минералов и породы и, скорее всего, имеет вторичное происхождение.

В амфиболах наиболее чувствительными параметрами к изменению РТ-условий и составу минералообразующей среды являются содержания алюминия и титана. В метаморфических породах постепенное замещение кремния на алюминий — это главное характерное изменение состава роговых обманок с увеличением степени метаморфизма [47, 49]. На диаграмме $Al_{IV}-Al_{VI}$ фигуративные точки составов всех анализированных роговых обманок (за исключением базальтической) располагаются в поле амфиболитовой фации метаморфизма (рис. 131).

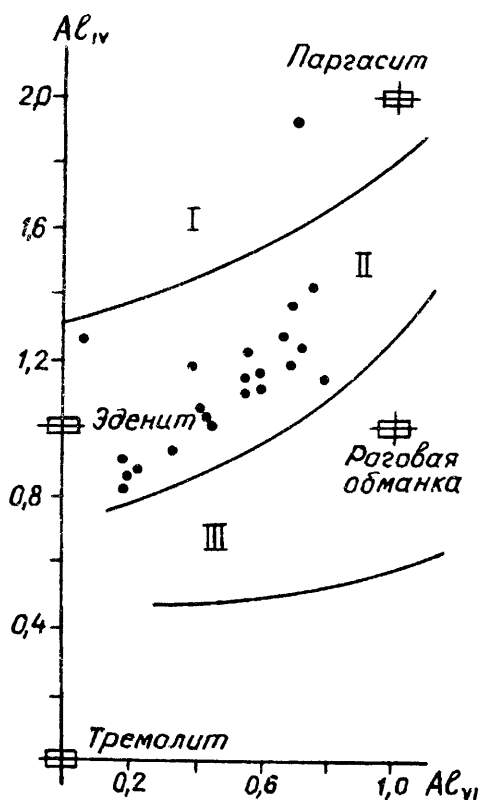


Рис. 131. Положение составов амфиболов (в форм. ед.) из пород комплекса малых интрузий на фациально-диагностической диаграмме $Al_{IV}-Al_{VI}$ [47, 49]. Метаморфические фации: I — гранулитовая, II — амфиболитовая, III — эпидот-амфиболитовая.

В то же время, на диаграмме $Ti-(Na+K)$ (рис. 132) чермакитовые и большинство магнезиальных роговых обманок размещаются в поле гранулитовой фации [48], наверняка являясь первичномагматическими. Попадающие на этой диаграмме в поле амфиболитовой фации преимущественно железистые роговые обманки обладают низким содержанием титана и по этому признаку могут быть отнесены к уралитовым амфиболам. В одной пробе часто сосуществуют как первичные, так и вторичные амфиболы.

Если воспользоваться геобарометром Л.Холлистера [206], основанным на содержании общего алюминия в амфиболах и разработанным для метаморфических пород, то получаются величины давлений, слишком высокие для гипабиссальных пород. Рассчитанное по методу Холлистера давление для малых интрузий колеблется в пределах 110–740 МПа. За вычетом вторичных амфиболов, самые низкие оценки (до 530 МПа) получены для немногочисленных роговых обманок из диабазов массивов Сераус и Урага. Значения для кислых пород в целом согласуются с результатами расчетов по ортопироксен-оливин-кварцевому геобарометру: Кагель — 410, Сераус — 340–740, Шарха — 460–630, Ай-Йора — 680 МПа.

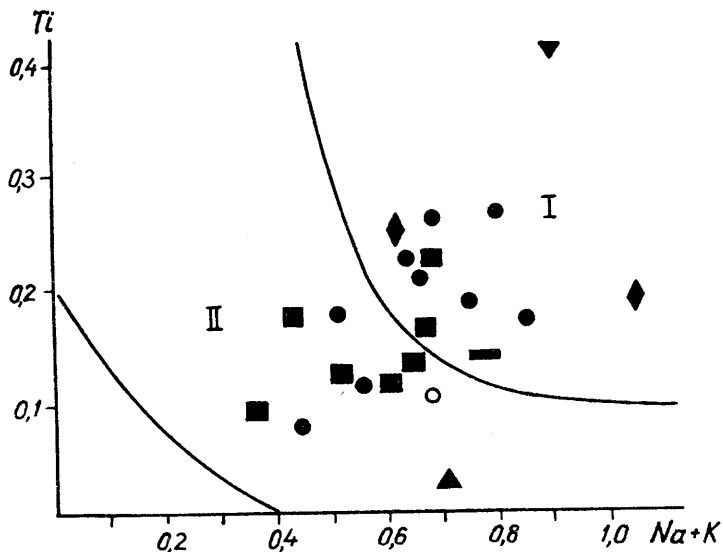
Таким образом, большинство проанализированных роговых обманок, исходя из метаморфических критериев оценки РТ-условий, можно рассматривать как магматические минералы, температуры формирования которых отвечали гранулитовой фации (700–900° С) или были ниже таковых. Вероятно, они являются последней фемической магматической фазой. Вторичные же уралитовые амфиболы являются аутометаморфическими — они образовались либо непосредственно по авгиту, либо по позднемагматической роговой обманке. Последующие преобразования выражаются в хлоритизации, эпидотизации и пумпеллитизации.

III. 3.4. Акцессорные минералы

Акцессорные минералы изучались в 75 протолочных пробах, исходный вес породы в которых составлял в среднем 5 кг.

Рис. 132

Положение составов амфиболов (в форм. ед.) из пород комплекса малых интрузий на фациально-диагностической диаграмме $Ti-(Na+K)$ [48]. Нумерацию фаций см. на рис. 131.



Выход тяжелой электромагнитной фракции не превышает 1 г, а суммарный вес двух электромагнитных фракций колеблется в пределах 0,5–40 г. Ассоциация магматических аксессуаров малых интрузий включает: циркон, апатит, гранат, анатаз, брукит, периклаз, магнетит, ильменит и хромит. Все перечисленные минералы подтверждены рентгеноструктурным и (или) микронзондовым анализом. Апатит, циркон и периклаз были изучены наиболее детально.

III.3.4.1. Гранат, анатаз и брукит

Гранат широко распространен во всех типах пород, кроме диабазов и андезитов (заметим, что в лейкодиабазе он постоянно присутствует в небольших количествах). В кислых породах отмечается гранат двух цветов: розовый (преобладает) и красно-оранжевый. Наиболее обогащены гранатом кислые породы серии Сераус; здесь он встречается в виде крупных неправильных обломков. В серии Шарха гранат наблюдается реже, но зачастую полностью или фрагментарно сохранена кристаллическая форма. Состав граната из массива Шарха отвечает альмандину с незначительным содержанием других компонентов алюминиевого ряда (табл. 43): $(Fe_{2,185}Ca_{0,632}Mg_{0,100}Mn_{0,172})_{3,089} \times Al_{1,963}[Si_{2,974}O_{12}]$. В единичных случаях

в диабазе Серауса, где обычный гранат не установлен, обнаружен гроссуляр-андрадитовый гранат с очень высоким содержанием меланитового компонента (табл. 43), имеющий формулу: $(Ca_{1,737}Mg_{0,330}Fe_{0,838})_{2,905}(Al_{1,093}Ti_{0,960}) \times 2,053[Si_{2,738}O_{12}]$.

В малых интрузиях представлен весьма характерный набор собственно титановых аксессуарных минералов — анатаз и брукит; рутил и сфен встречаются исключительно редко. Единичные знаки сфена отмечаются в лейкодиабазе Чунгур-Кай в ассоциации с эпидотом, при этом химический состав сфена отличается повышенным содержанием алюминия (табл. 43): $Ca_{1,085}(Ti_{0,760}Al_{0,240})Si_{1,013}O_5$.

Анатаз встречается двух разновидностей: крупные обломки дипирамидальных кристаллов желто-рыжего цвета с характерной штриховкой на гранях параллельно основанию пирамиды и мелкие дипирамидальные кристаллики голубого или серо-голубого цвета. Последняя разновидность встречается реже, но, как правило, сопутствует первой. Считается, что синяя окраска анатаза обусловлена наличием Ti^{3+} . В ассоциации с анатазом отмечается *брукит* — буро-желтые плоские кристаллы, исштрихованные параллельно удлинению и имеющие характерную сине-фиолетовую интерференционную окраску; в породах Серауса и Чамны-Буруна описан темно-зеленый брукит [90]. Оба эти минерала

Т а б л и ц а 43. Химический состав некоторых аксессуарных минералов из пород малых интрузий Горного Крыма, мас.%

Компонент	Номер пробы			
	26	50	59	46
SiO ₂	31,20	36,50	30,06	0,06
TiO ₂	14,55	0,11	19,97	98,74
Al ₂ O ₃	10,57	20,45	6,04	0,20
Cr ₂ O ₃	0,25	0,01	—	—
FeO _{сум.}	11,41	32,08	0,45	0,36
MnO	0,20	2,49	—	0,01
MgO	2,52	0,82	—	0,05
CaO	18,47	7,24	30,03	0,39
Na ₂ O	0,09	0,04	—	—
K ₂ O	0,14	0,01	—	0,02
NiO	0,04	—	—	—
Сумма	89,44	99,75	96,55	99,83

Примечание. Минералы: гранат (пр. 26, 50), сфен (пр. 59), анатаз (пр. 46). См. прим. 5 к табл. 5.

особенно характерны для плагиогранит-порфиоров; переход к тоналитам фиксируется уменьшением их содержания в пробах, а в основных породах они почти полностью исчезают. Единичные зерна анатаза в андезитах имеют густую коричневую окраску. Химический состав анатаза из массива Шарха, где этот минерал отличается большим разнообразием, приведен в табл.43. Н.Н.Макаров и В.А.Супрычев полагают, что образование анатаза и брукита в магматических породах Крыма связано с разложением других титансодержащих минералов (ильменита, сфена) постмагматическими растворами [90]. Мы допускаем и возможность магматического происхождения анатаза: на основании других минералогических данных можно предположить, что образование титаном оксида вместо сфена в какой-то мере сопоставимо с поведением железа, образующего вюстит в качестве буфера.

III.3.4.2. Периклаз

При минералогическом изучении пород малых интрузий в семи пробах плагиогранит-порфиоров, тоналит-порфиоров и кварцевых плагиогранит-порфиоров массивов

Кастель и Шарха, а также в двух пробах лейкодиабазов и диабазов массивов Кастель и Чамны-Бурун впервые на Украине обнаружен редкий минерал периклаз [181]. Он концентрируется в первой электромагнитной фракции в заметных количествах — от знаков до 40–50 г/т.

Принадлежность исследуемого минерала к периклазу подтверждена оптически-данными и рентгеноструктурным анализом. Периклаз просвечивает в тонких сколах, окрашен в характерный коричнево-желтый цвет, отражающий наличие примеси железа. Под микроскопом при большом увеличении устанавливается неоднородность строения зерен, выражающаяся в появлении аномальной интерференционной окраски на границах видимых изотропных кристаллов периклаза. В результате детального изучения методом атомно-эмиссионного фазового спектрального анализа, разработанного и выполненного С.А.Козаком в ИГМР НАН Украины, диагностированные как периклаз зерна оказались полиминеральными агрегатами, в составе которых преобладает периклаз, определяющий оптические свойства и рентгеноструктурные характеристики каждого агрегата в отдельности.

Сосуществующие с периклазом фазы были определены как мелилит и, в единичных случаях, форстерит и мервинит (последний — в лейкодиабазе Кастели). Микронзондовым анализом в образцах из массива Кастель были подтверждены фазы периклаза и мелилита, а также (в лейкодиабазе) установлена еще одна фаза — шпинели (табл. 44, рис. 133). Шпинель, согласно расчетам, имеет формулу $(Mg_{0,956}Fe_{0,127}Mn_{0,003}Ca_{0,002})_{1,088} \times [(Al_{1,933}Ti_{0,002}Si_{0,003})_{1,093}O_4]$. Формула мелилита — $(Ca_{2,230}Na_{0,006})_{2,236} \times (Mg_{0,939}Fe_{0,037}Al_{0,016})_{0,992} \times [(Si_{1,529}Al_{0,468}Ti_{0,003})_{2,00}O_7]$. Высоким содержанием окерманитовой молекулы в мелилите объясняется появление в изученных агрегатах следов аномальной интерференционной окраски (две другие фазы изотропны).

Дальнейшие исследования, описанные нами в [181], показали, что наиболее обычен двухфазовый состав минерального агрегата: периклаз + мелилит. Шпинелевая

Т а б л и ц а 44. Химический состав
трехфазного агрегата из пробы 106/86, мас. %

Компонент	Фаза		
	I	II	III
SiO ₂	0,057	0,117	31,627
TiO ₂	—	0,122	0,087
Al ₂ O ₃	0,267	61,193	8,491
Cr ₂ O ₃	0,007	0,023	—
FeO _{сум.}	1,323	5,634	0,908
MnO	0,019	0,114	0,025
MgO	84,154	23,920	13,036
CaO	0,045	0,066	43,060
Na ₂ O	0,019	—	0,062
K ₂ O	—	—	0,002
ZnO	0,051	0,038	0,024
NiO	0,036	—	—
Сумма	85,977	91,227	97,323

П р и м е ч а н и е . Фазы: I — периклаз, II — шпинель, III — мелилит.
См. прим.5 к табл. 5.

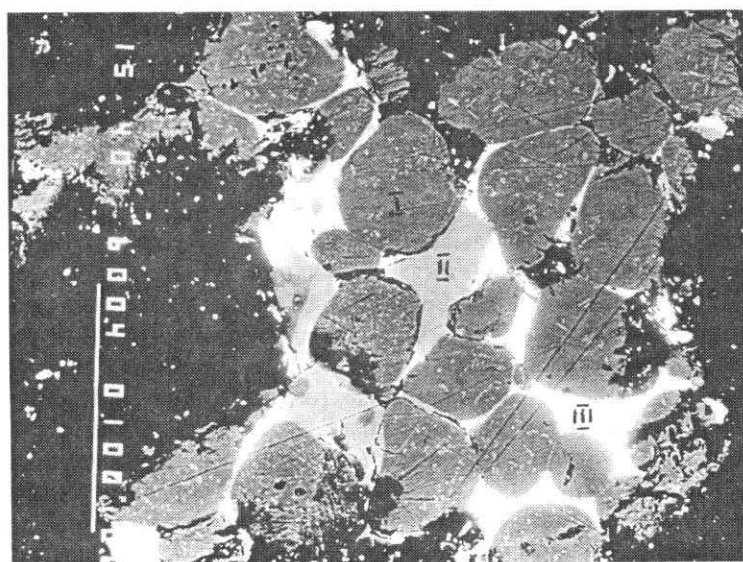
фаза устанавливается только в ассоциации с аксессуарным гранатом. Ни одна из упомянутых фаз не обнаружена в виде индивидуализированных зерен. Зато в массиве Сераус, где периклаз не встречен, в аналогичных массивам Капель и Шарха породах найдены псевдоморфозы по нему серпентиновых минералов.

Наличие периклаза дает важную информацию о генезисе вмещающих его пород.

Периклаз известен в немногих районах мира обычно в качестве контактово-метаморфического минерала в доломитизированных известняках. Литература по нему крайне ограничена. Авторы [181] первоначально объясняли его происхождение как результат контаминации магмы карбонатным материалом. Этот минерал содержится в среднеюрских магматических породах, прорывающих таврический флиш поздне триасового-раннеюрского возраста и не контактирующих с более молодыми известняками. В этом случае источником магния могли быть кальцит-доломитовые жилы, секущие флиш. Существование карбонатных пород древнее триаса на глубине представляется излишне смелым, хотя находки глыб пермских известняков в Крыму известны. Не отрицая такой гипотезы, мы склоняемся к мысли, что чрезвычайно редкий факт находки периклаза в магматических породах объясняется прежде всего высокой степенью восстановленности их материнской магмы. Образование магнием собственного минерала может быть обусловлено высокой железистостью фемических минералов, где вакансии магния были заняты железом. Условия появления оксида магния можно, вероятно, приравнять к условиям буфера Fe-FeO.

Поскольку периклаз и сопутствующие ему минералы обычно встречаются в условиях контактового метаморфизма, то

Рис. 133
Трехфазный периклаз-содержащий агрегат из лейкодиабазы массива Капель, проба 106/86. Ув. 360, изображение в отраженных электронах. Фазы: I — периклаз, II — шпинель, III — мелилит.



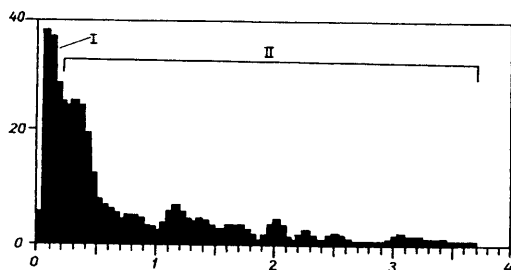


Рис. 134. Распределение значений оценочного возраста цирконов из пород комплекса малых интрузий (горизонтальная ось — млрд. лет). Гистограмма трехкратно сглажена методом парабол. Выделены группы цирконов, имеющих магматический генезис (I), и захваченных при внедрении массивов из вмещающих осадочных пород (II).

можно сделать второй вывод — о высоких температурах и низких давлениях кристаллизации пород малых интрузий. Наконец, известно, что периклаз легко превращается в гидроксилсодержащий минерал — брусит. Хорошая сохранность периклаза в изученных породах свидетельствует, по-видимому, о малой водонасыщенности магмы.

III.3.4.3. Циркон и апатит

С целью получения дополнительной петрологической информации было специально выполнено исследование геохимии цирконов и апатитов из минералогических проб, характеризующих ведущие разновидности пород изученных малых интрузий. Мономинеральные фракции цирконов и апатитов были детально исследованы с предварительной разбраковкой на типы по кристалломорфологическим (циркон) и люминесцентным (апатит) признакам.

Циркон распространен почти во всех типах пород, в том числе и в основных (кроме некоторых лейкодиабазов Чунгур-Каи). Для него были выделены три морфогенетических типа по классификации Ж.Пупина [219]. I тип отличается простой цирконовой огранкой (комбинации призм и дипирамиды) и малыми размерами кристаллов; характерен преимущественно для основных пород (диабазы Ураги, Чамны-Бурун, Серауса, лейкодиабазы Чунгур-Каи) и единственной среди кислых пород пробы плагиогранит-порфира Шархи. II тип — более крупные прозрачные

розоватые короткопризматические кристаллы со сложной копьевидной огранкой — напротив, иногда отсутствует в основных породах, либо, как в случае диабазов Ураги, отличается уплощенным габитусом по сравнению с этим типом в кислых породах. III тип — крупные простые гиацинтовые уплощенные кристаллы с удлинением 2–4 — есть во всех типах пород и характеризуется малым разнообразием форм; в некоторых плагиогранит-порфирах Серауса это единственный тип циркона. В других пробах кислых пород Серауса, как и Кастели, отмечаются II и III типы. В диабазах Серауса и лейкодиабазов Чунгур-Каи встречаются все три типа, причем II тип не отличается от такового в кислых породах.

Anatum также широко распространен в большинстве пород комплекса, кристаллизуется в виде гексагональных табличек (преимущественно в кислых породах) либо удлиненных крупных призм (в основных породах). Преобладают прозрачные бесцветные, слегка розоватые или желтоватые кристаллы, реже молочно-белые замутненные.

По фотолюминесцентным (ФЛ) признакам для апатита выделено четыре типа: фиолетовый, голубой, розовый (малиновый) и желтый. Фиолетовая люминесцентная окраска отмечается в кислых породах массива Кастель и в породах Чамны-Бурун, а в плагиогранит-порфирах Шархи это единственный тип апатита. Голубая люминесценция отмечена в некоторых лейкодиабазов Чунгур-Каи и в кислых породах массивов Ай-Йора, Сераус и, реже, Кастель. Розовый люминесцентный тип есть во всех массивах, кроме Шархи. В диабазах Ураги это единственный тип, а в диабазах Серауса отмечена только малиновая окраска, нигде более не встречающаяся (ее появление вполне согласуется с некоторой аномальностью этих пород по распределению R3Э). И, наконец, желтый люминесцентный тип проявлен в кислых породах Серауса, Кастели, в меньшей степени — в лейкодиабазов Чунгур-Каи.

Из выделенных монофракций циркона и апатита были отобраны единичные зерна для выполнения рентген-флуоресцентного анализа по оригинальной методике

[149] (аналитики А.А.Андреев и А.К.Чебуркин, ИГН НАН Украины). В монофракциях циркона отбиралось по 50 зерен в каждой пробе (всего 500 зерен), а в монофракциях апатита — по 10 зерен из каждого выделенного ФЛ типа в каждой пробе (всего 150 зерен).

При сопоставлении гистограмм распределения оценочного возраста цирконов из изученных магматических пород (рис. 134) с аналогичными данными по цирконам вмещающей таврической серии [4, 179] было установлено, что в диапазоне более 200 млн.лет максимумы оценочного возраста совпадают. По этой причине цирконы с возрастом более 200 млн.лет (группа II на рис. 134) были отнесены к предположительно ксеногенным и в дальнейшем не рассматривались. Изложенная далее интер-

претация касается лишь цирконов группы I (рис. 134).

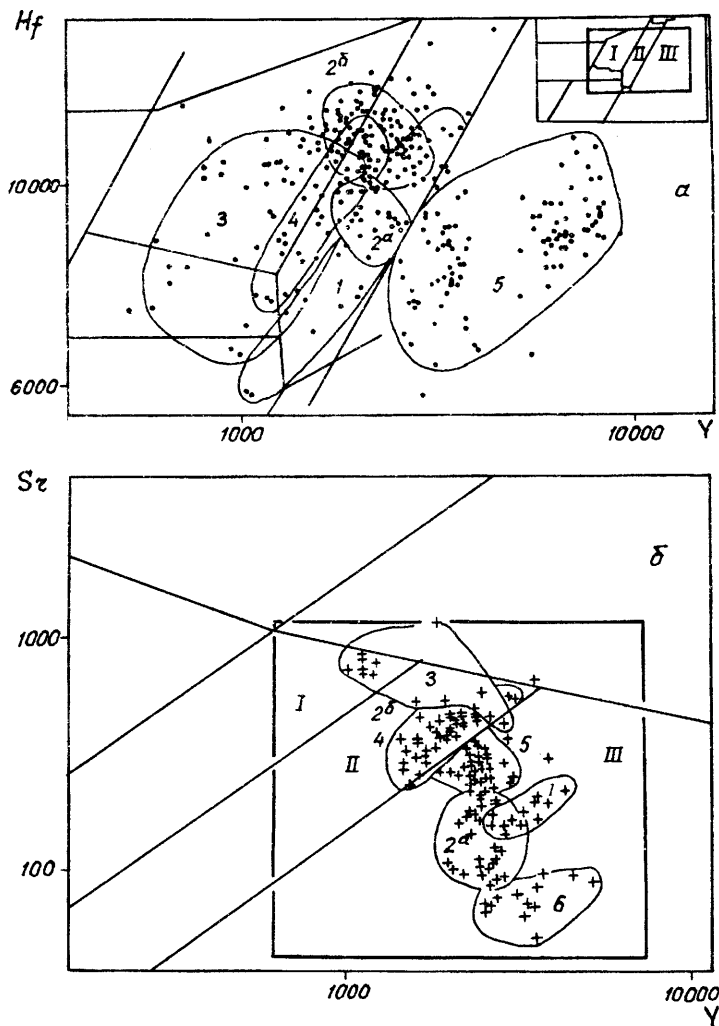
Все проанализированные цирконы (группы I) и апатиты были вынесены, соответственно, на диаграммы Hf-Y и Sr-Y, по [178]. Анализ этих диаграмм приводит к следующим выводам:

1. По соотношению Hf-Y, Sr-Y цирконы и апатиты изученных массивов в общем соответствуют составам этих минералов из пород известково-щелочного ряда.

2. Цирконы и апатиты из каждого массива занимают строго определенные, иногда не перекрывающиеся поля на диаграммах (рис.135), независимо от их кристалломорфологического или ФЛ типа.

3. Зачастую близкие по петрографическим и петрохимическим признакам по-

Рис. 135. Положение составов цирконов (а) и апатитов (б) из пород комплекса малых интрузий в номенклатурных полях соответствующих диаграмм Hf-Y и Sr-Y [178]. Римскими цифрами обозначены поля составов цирконов (а) из: I — бескварцевых и малокварцевых пород повышенной основности, II — кварцевых пород среднего и умереннокремнекислого состава, III — гранитов повышенной кремнекислотности и их диафторированных разновидностей; поля составов апатитов (б) из: I — пород известково-щелочного ряда ультраосновного — среднего состава, II — то же умереннокремнекислых, III — гранитов повышенной кремнекислотности. Оконтурированы поля цирконов и апатитов из массивов: 1 — Кастель, 2 — Сераус (2а — кислые породы, 2б — основные породы), 3 — Шарха, 4 — Чунгур-Кая, 5 — Урага и Чамны-Бурун, 6 — Ай-Йора.



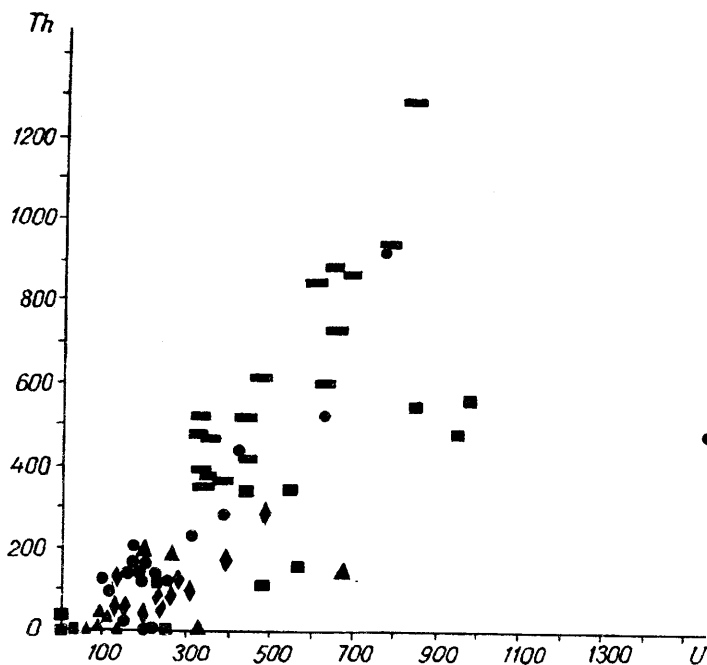


Рис. 136
Соотношение
содержаний Th и U в
цирконах из пород
комплекса малых
интрузий.

роды содержат разный по геохимическим характеристикам циркон и апатит.

Большинство цирконов и апатитов легло в соответствующие содержащим их породам номенклатурные поля с незначительным сдвигом в сторону кислых пород (рис. 135). В то же время, выделены резко аномальные составы цирконов и апатитов из массивов Шарха, Чамны-Бурун и Урага. Так, в массиве Шарха, сложенном плагиогранит- и тоналит-порфирами, отмечаются крайне низкие концентрации иттрия как в цирконах, так и в апатитах, характерные для основных, а не кислых пород. Наибольший разброс точек с минимальными концентрациями иттрия наблюдается в эндоконтактной пробе, поэтому в этом случае аномальность можно объяснить неучтенной при возрастной разбраковке контаминацией вмещающей толщей. Однако, устойчиво пониженные, хотя и в меньшей степени, концентрации иттрия отмечаются и для пробы из центральной части массива.

Напротив, в массивах Урага и Чамны-Бурун, сложенных исключительно основными породами, составы апатитов и, особенно, цирконов характеризуются резко завышенными концентрациями иттрия, соответствующими таковым в гранитоидах повышенной кремнекислотности. Более

того, в этих пробах намечена еще одна необычная закономерность. Стандартный порядок изменения состава генераций циркона и апатита [177] при кристаллизационной дифференциации боуэновского типа состоит в следующем: циркон — в ряду I—II—III типы Пупина возрастает концентрация иттрия; апатит — в ряду фиолетовый-голубой-розовый-желтый ФЛ типы возрастает концентрация иттрия и снижается концентрация стронция. Здесь же этот порядок обратный, что, вполне возможно, является проявлением феннеровского типа кристаллизационной дифференциации этих пород. К сожалению, в основных породах массива Кастель, для которых феннеровский тренд достоверно установлен по петрохимическим признакам (см.гл. III.3.2), ввиду низких концентраций циркона и апатита эту закономерность подтвердить не удалось, отсюда — предположительный характер выводов.

Кроме того, указанные аномальности выражены и в соотношении тория и урана (рис. 136): диабазы Ураги и Чамны-Буруна содержат циркон с крайне высокими концентрациями обоих этих элементов, характерными для кремнекислых, а не основных пород [68], а значения концентраций Th и U в цирконах из центральных частей массива Шархи, напротив, близки к нулевым.

Концентрация иттрия в аксессуарных минералах отражает степень дифференциации и, косвенно, время становления изученных массивов, поскольку иттрий — типичный несовместимый элемент, обладающий низким коэффициентом распределения для почти всех порообразующих минералов и накапливающийся в конечных продуктах дифференциации. Здесь этот процесс наблюдается лишь на уровне аксессуарных минералов, так как их обогащение иттрием контролирует его концентрацию в остаточном расплаве. Возможно, диабазы Ураги и Чамны-Буруна являются наиболее дифференцированными породами по сравнению с плутовыми габбро, развитыми в этих массивах при отсутствии кислых дифференциатов. Кроме того, определения абсолютного возраста по породе калий-аргоновым методом, известные из литературы [10], указывают на более молодой возраст этих массивов (162 млн. лет) по сравнению даже с кислыми породами, например, массива Капель. Наоборот, низкоиттриевые апатиты и цирконы массива Шарха свидетельствуют о низкой степени дифференциации кислых пород этого массива при отсутствии основных пород. Определения калий-аргонового возраста этих пород по плагиоклазу, выполненные в ИГМР НАН Украины, дали значения в 185 млн. лет, т.е. в составе массива Шарха присутствуют наиболее ранние, датированные границей нижней и средней юры, кислые продукты. Общее же повышение содержания иттрия в апатитах и цирконах остальных массивов, возможно, связано с тем, что исходный расплав был пересыщен кремнекислотой, что выразилось в появлении кварца в основных породах и отразилось на геохимии аксессуарных минералов.

III.3.5. Петрогенезис комплекса малых интрузий

Комплекс малых интрузий Горного Крыма традиционно относится к позднегеосинклинальной габбро-плагиогранитной формации энзиматических складчатых областей [89], т.е. заложившихся на океанической коре. Указанная формация

в Горном Крыму не получила столь масштабного развития, как в некоторых других регионах (в частности, на Кавказе) и имеет ряд особенностей.

В состав комплекса малых интрузий входят две различные полнодифференцированные серии — Сераус и Капель, обладающие, соответственно, чертами извещково-щелочных и толеитовых серий. В первом приближении это согласуется с предложенным Г.Б.Ферштатером разделением на барофильные и барофобные серии [138], что позволило расчленить другие серии комплекса, имеющие в своем составе только основные либо только кислые продукты.

Барофильные серии (Сераус, Ай-Йора, Шарха) характеризуются преобладанием кислых пород, для которых установлено сравнительно повышенное давление. Более высокое давление барофильных серий способствует повышенной водонасыщенности магм, что обуславливает раннюю кристаллизацию плагиоклаза (кислого и среднего в кислых породах) и магнетита, наличие роговой обманки и высокоглиноземистый характер основных пород. Диабазы серии Сераус являются, вероятно, первыми по времени образования основными породами комплекса, наиболее отражающими состав глубинного магматического очага. Для них характерны высокая кальциевость, низкие уровни распределения R3Э, несколько более высокие калиевость и содержание рубидия и стронция, низкие содержания иттрия и циркония, относительно высокие содержания элементов группы железа. В кислых породах постоянно есть низкожелезистый оливин, гиперстен, изредка вместе с эвлитом, и клинопироксен средней железистости. В серии Шарха проявлены наиболее ранние кислые дифференциаты комплекса, что отражено в геохимических особенностях аксессуарных циркона и апатита и подтверждается данными калий-аргонового датирования. Для барофильных серий, согласно Г.Б.Ферштатеру, характерно наличие промежуточных камер; в нашем случае это, возможно, реализуется в сосуществовании темноцветных минералов контрастной железистости.

Барофобные серии (Капель,

Урага, Чамны-Бурун) характеризуются преобладанием основных пород, в том числе плутонических габброидов. Основные породы содержат низкожелезистый клинопироксен, имеют низкие глиноземистость, кальциевость и калиевость, более низкие содержания рубидия и стронция, элементов группы железа и относительно высокие — циркония, иттрия. Кислым породам свойственны высокожелезистые ассоциации темноцветных минералов (фаялит+эвлит), в единичных случаях — с клинопироксеном, средний и основной плагиоклаз. Диабазы массивов Урага и Чамны-Бурун являются, вероятно, самыми поздними основными породами комплекса, что наиболее четко проявлено в геохимических особенностях циркона. Барофобным сериям, по Г.Б.Ферштатеру, свойственны бимодальность и отсутствие промежуточных очагов.

Отличаются от перечисленных серий основные породы Чунгур-Каи. С одной стороны, это типичная толеитовая барофобная серия, характеризующаяся распространенностью высокотемпературного пироксенит-авгита, отсутствием ортопироксена и роговой обманки. В ее составе есть породы, близкие серии Кастель. С другой стороны, эти породы имеют высокую глиноземистость, что необычно для толеитов. Крайне высокая натриевость пород, низкие содержания рубидия при относительно высоких — стронция роднят серию Чунгур-Кая с некоторыми вулканитами ЛПМ и указывают на ее обособленность от комплекса малых интрузий.

Применяя принцип разделения серий по давлению, можно заметить, что калиево-натриевые кислые плутонические и гипабиссальные породы ЛПМ относятся к барофильной серии, для которой типично широкое развитие пород тоналитового состава; наиболее близким их аналогом на суше является массив Шарха. В то же время, основные породы ЛПМ проявляют черты барофобной серии.

Общей особенностью пород комплекса малых интрузий, помимо их гипабиссального характера, являются их низкие калиевость и титанистость и высокая степень восстановленности магмы. Именно восстановленным характером магмы объясняется высокая для кислых пород основность плагиоклаза, высокая железистость темноцветных минералов, специфический парагенезис аксессуарных минералов. Перечисленные петрологические признаки наводят на мысль о возможности сопоставления магматизма Горного Крыма с островодужным магматизмом. Не исключено, что юрские малые интрузии входили в состав островной дуги, которая позже послужила фундаментом для заложения новой, уже меловой островной дуги, проявления которой обнаружены нами в акватории Черного моря. При этом в процессе формирования меловой дуги одна из серий — калиево-натриевая — унаследовала некоторые типичные черты предшествовавшего юрского магматизма. Представления о неоднократном повторении островодужного механизма в этом регионе высказывались В.Е.Хаином [146].

Глава IV

ГАЛЬКА И ВАЛУНЫ ГРАНИТОИДОВ В ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ КРЫМА

IV.1. Галька гранитов из конгломератов Горного Крыма

IV.1.1. Петрография и петрохимия гранитов

В Крыму, в отличие от других альпийских геосинклинальных областей юга Европы, коренные выходы древних (докембрийских) гранитов не известны. Они постоянно встречаются лишь в виде галек и валунов в верхнеюрских конгломератах и представляют собой экзотические образования, выделяющиеся своей явной инородностью среди преобладающих в составе гальки фрагментов фактически всех доверхнеюрских осадочных и магматических пород, широко распространенных в Крыму.

Первые упоминания о находках гранитных галек горы Демерджи есть в некоторых статьях М.В.Муратова. Позже Ю.Ю.Юрк, Т.И.Добровольская, В.Г.Чернов опубликовали работы, специально посвященные изучению петрографического и химического состава гранитных галек и валунов, а также определению их абсолютного возраста [188–190, 152, 153]. Основываясь на данных М.В.Муратова, В.Е.Хаина, В.И.Славина, Д.Яранова, Ю.П.Непрочнова, Т.И.Добровольская допускает, что южнее современного Крыма, в пределах акватории Черного моря, существовало поднятие, сложенное доме-

зозойскими образованиями. Оно представляло собой блок Черноморского срединного массива, существовавшего с рифея и выходившего на поверхность в поздней юре. В результате размыва этого массива, по мнению Т.И.Добровольской, и образовались гранитные гальки и валуны. В то же время, Т.С.Лебедев и Ю.П.Оровецкий, основываясь на геофизических данных, приходят к выводу о том, что источник сноса гранитного материала находился к северу от Горного Крыма [72].

Конгломераты, содержащие гранитную гальку, стратиграфически отвечают келловей-оксфорду, оксфорд-кимериджу и титону. Их коренные выходы протягиваются непрерывной полосой от гор Чатыр-Даг и Демерджи до мыса Киик-Атлама. Мощность всей конгломератовой толщи достигает 1300 м, но полный разрез отмечается только в нескольких местах, в частности на горе Демерджи, что и послужило причиной выбора ее в качестве главного объекта изучения. Кроме того, лишь на горе Демерджи и мысе Меганом содержание гранитных галек составляет 2% объема конгломератов, в других же местах их находки единичны. Гранитные гальки хорошо окатаны, размер их колеблется от 2–3 до 10–20 см.

Для петрографической типизации описываемых гранитов удобно следующее разделение их на группы по соотношению плагиоклаза и калиевого полевого шпата с учетом структурных признаков: плагио-

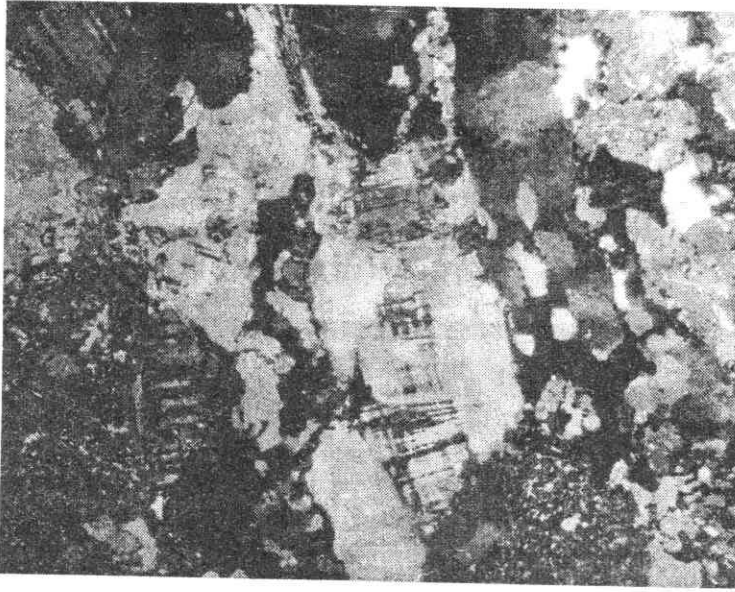


Рис. 137
Ориентированная катакластическая структура в микроклин-плагиоклазовом катаклазированном граните, обр. 171/86/2. Ув. 57, николи скрещены.

граниты, микроклин-плагиоклазовые граниты, гранит-аплиты, плагиоклаз-микроклиновые граниты, нормальные граниты.

Плагиограниты — мелкозернистые породы с гранитовой структурой. Минеральный состав (%): кварц — 45–55, плагиоклаз — 45–55 при почти полном отсутствии калиевого полевого шпата, мусковит — до 4, рудные минералы (гематит, пирит). Кварц образует мелкие (размером 0,3–0,4 мм) изометричные зерна, иногда несет следы катаклаза. Плагиоклаз (№11–18) sdвойникован по альби-

товому и альбит-карлсбадскому законам, свежий; более крупные зерна (0,7–0,8 мм) серицитизированы.

Микроклин-плагиоклазовые граниты представлены как катаклазированными, так и некатаклазированными разновидностями. Некатаклазированные граниты этой группы гранитовой структуры, реже — порфировидной, еще реже — гетеробластовой. Минеральный состав (%): кварц — 28–42, плагиоклаз — 35–49, калиевый полевой шпат — 11–24, хлорит — до 1%, серицит, рудные, часто отмечается

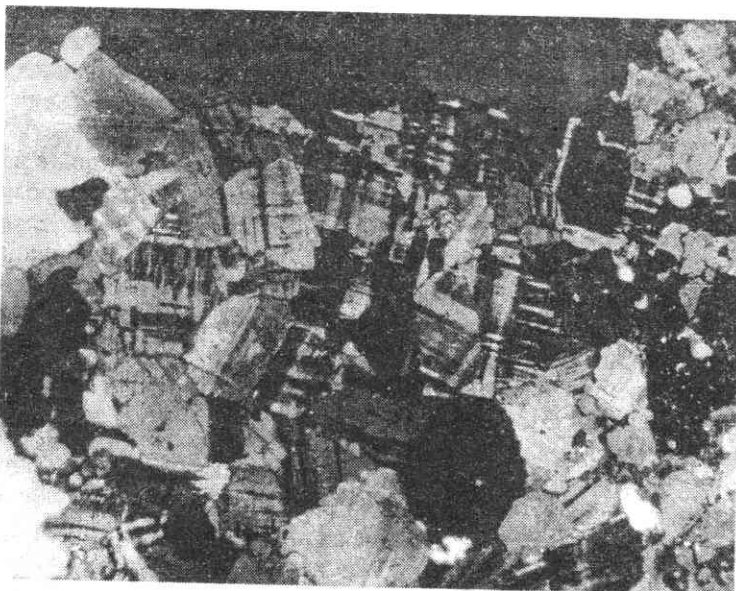
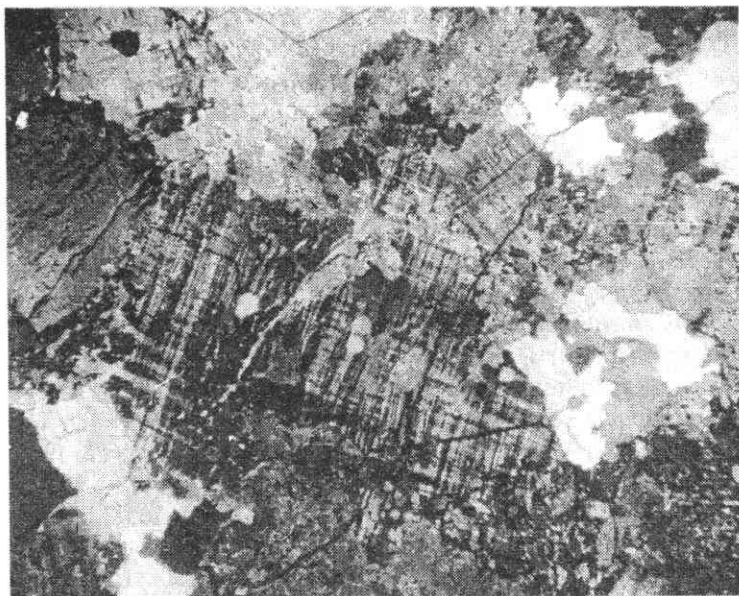


Рис. 138
Аплитовая структура в гранит-аплите, обр. 187/86. Ув.49, николи скрещены.

Рис. 139

Плаггиоклаз-микроклиновый катаклазированный гранит, обр. 84811/4. Выделения решетчатого микроклина, мирмекит. Ув.22, николи скрещены.



зональный циркон. Кварц представлен ксеноморфными зернами размером 0,5–0,8 мм, при порфирированной структуре размер вкрапленников кварца достигает 2 мм. Плаггиоклаз (№4–8) относительно свежий, сдвойникован по альбит-карлсбадскому и альбит-эстерельскому законам. Катаклазированные граниты встречаются значительно чаще некатаклазированных; они имеют катакlastическую или цементную структуру. Минеральный состав (%): кварц — 32–45, плаггиоклаз — 30–48, калиевый полевой шпат — 12–29, хлорит — до 2, мусковит, рудные, серицит. Кварц представлен как относительно крупными (0,8–0,9 мм), так и мелкими гранулированными зернами, совместно с калиевым полевым шпатом слагающими мелкозернистый агрегат, который цементирует крупные зерна плаггиоклаза. Для всех зерен кварца характерны извилистые края и мозаичное угасание. Вытянутые в одном направлении зерна кварца с зазубренными краями придают ориентированность структуре породы (рис. 137). Зерна плаггиоклаза таблитчатые, серицитизированные, размером 0,6–0,8 мм. По составу — это альбит (№2–8), реже олигоклаз (№12), двойники образованы по альбитовому, альбит-карлсбадскому и альбит-эстерельскому законам. Часто встречается мирмекит. Решетчатый микроклин образует зерна размером 0,2–0,3 мм.

Отдельные зерна микроклин-пертита достигают 1 мм.

Гранит-аплиты — широко распространённая разновидность гранитов. Минеральный состав (%): кварц — 34–45, плаггиоклаз — 30–47, калиевый полевой шпат — 18–24, почти всегда присутствует рудный минерал. Ксеноморфные выделения породообразующих минералов имеют в среднем размер 0,2–0,4 мм (рис. 138). Плаггиоклаз полисинтетически сдвойникован, но полосы двойникования нечеткие; представлен альбитом, альбит-олигоклазом (№10–12). Решетчатый микроклин характеризуется отсутствием пертитов; мирмекит редок.

Плаггиоклаз-микроклиновые граниты — крупнозернистые, типичной гранитной структуры. Минеральный состав (%): кварц — 27–35, плаггиоклаз — 15–22, калиевый полевой шпат — 40–55. Характерны крупный (3–4 мм) размер зерен микроклина, обилие в нем пертитовых вростков и мирмекита при более мелких зернах плаггиоклаза и кварца (до 1 мм). Плаггиоклаз — альбит №3–6, альбит-карлсбадский и альбит-эстерельский законы двойникования. Всегда содержит чешуйки мусковита.

Катаклазированные граниты этой группы отличаются катакlastической, часто цементной структурой. Минеральный состав (%): кварц — 26–44, плаггиоклаз —

16–32, калиевый полевой шпат — 33–47. Кварц имеет зазубренные края и мозаичное угасание и нередко удлиненной формой зерен определяет ориентированность структуры. Крупные зерна калиевого полевого шпата содержат многочисленные вроски, а на контакте с плагиоклазом (он обычно представлен олигоклазом №10–12) с альбит-эстерельским законом двойникования — миремкит (рис. 139).

В единичных случаях встречены письменные граниты, причем минералом-хозяйником является микроклин-пертит.

Нормальные граниты имеют типичную гранитную структуру и состав (%): кварц — 26–42, плагиоклаз — 25–38, калиевый полевой шпат — 25–38, хлорит (по биотиту) — 2–3, серицит, рудные минералы. Размер зерен минералов 0,3–0,4 мм, в крупнозернистых породах — 2,3–3 мм. Плагиоклаз (№3–5) относительно свежий, сдвойникован по альбит-эстерельскому и альбит-карлсбадскому законам; калиевый полевой шпат — микроклин-пертит. Для всех гранитов из галек характерно почти полное отсутствие темноцветных минералов; биотитовые и роговообманковые граниты встречаются крайне редко.

Исходя из петрохимических параметров (табл. 45), изученные породы относятся к семействам лейкогранитов, субщелочных лейкогранитов, субщелочных гранитов и низкощелочных гранитов (рис.

140). По соотношению Na_2O и K_2O большинство гранитов принадлежит к калиево-натриевой серии; настоящие калиевые граниты редки, однако широко распространены граниты с $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 1$, отражающие преобладание микроклина в структуре породы. Этим составам соответствуют субщелочные граниты и субщелочные лейкограниты, которые по коэффициенту глиноземистости (рис. 141) разделяются на две группы: высокоглиноземистую ($al' \geq 12$) и сравнительно низкоглиноземистую ($al' = 4–9$); из-за лейкократовости пород al' никогда не опускается ниже этих значений. Породы со средним соотношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,2–2,7) — это, как правило, микроклин-плагиоклазовые лейкограниты и низкощелочные граниты с промежуточными значениями коэффициента глиноземистости. И, наконец, к единичным натриевым породам ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \geq 4$) относятся низкоглиноземистые низкощелочные граниты.

Кроме традиционных петрографических наблюдений, гальки гранитов были подвергнуты специальным исследованиям: изотопное калий-аргоновое датирование, изучение люминесцентных свойств полевых шпатов, а также геохимических особенностей аксессуарного циркона и оценка его возраста методом общего свинца по оригинальной методике.

В отличие от других магматических образований Крыма, в гранитах из галь-

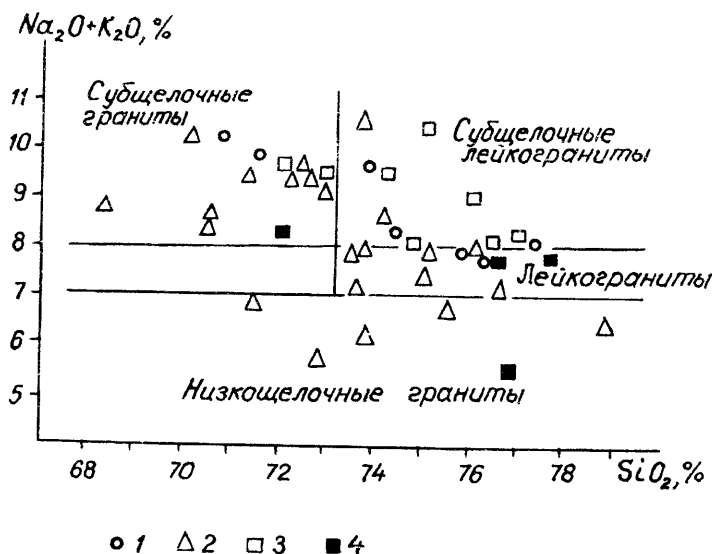


Рис. 140
Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для гранитов из гальки различных толщ конгломератов: 1 — келловей-оксфордской, 2 — оксфорд-кимериджской, 3 — титонской (г. Демерджи), 4 — титонской (мыс Меганом). Условные обозначения те же к рис. 141.

ки есть калиевый полевой шпат, изучению которого поэтому уделялось особое внимание. Дополнительная информация о процессах преобразования калиевого полевого шпата была получена при изучении его люминесцентных свойств. Методика исследований изложена в работе [113] и основана на одновременном применении методов термо- и рентгенолюминесценции (ТЛ и РЛ). Методом ТЛ было проанализировано 18 образцов микроклина из гранитов гальки; для каждого образца измерялись природная термолюминесценция (ПТЛ) и рентгеностимулированная термолюминесценция (РТЛ). В качестве основных характеристик РЛ (было проанализировано 8 монофракций микроклина) использовались набор и интенсивность линий в спектре, отражающие концентрацию центров излучения в конкретном образце (табл. 46).

Интенсивность (I) РТЛ позволяет судить об условиях формирования и степени метаморфического преобразования гранитов [113]. Так, в гранит-аплитах и гранитах из верхней части разреза конгломератов установлены наиболее низкие значения (1750–3700 усл.ед.), что характерно для метасоматически преобразованных гранитов и пород амфиболитовой фации метаморфизма. В этих образцах, как правило, в спектрах РЛ отмечается появление Mn-центров, свидетельствующих о повышенном содержании пертитовой фазы, а интенсивность излучения Al-центров не превышает 305 усл.ед. В гранитах, отобранных в низах конгломератовой толщи и относимых условно к высокой амфиболитовой фации, I_{РТЛ} намного выше (4700–9800 усл.ед.), а концентрация Al-центров составляет 450–675 усл.ед. В двух образцах этой группы, судя по форме кривых термовсвечивания (наличие двух пиков), фиксируются интенсивные преобразования, связанные, возможно, с процессами катаклаза. Повышение концентрации Al-центров многие авторы приписывают увеличению глубинности пород, которое, как правило, сопровождается уменьшением содержания Fe-центров [70]. В микроклинах гранитов из гальки такой закономерности не устанавливается; в большинстве образцов проявлены Fe-

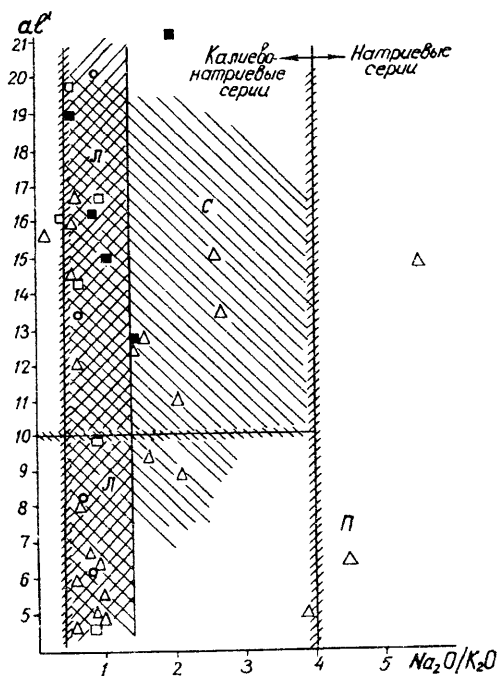


Рис. 141. Соотношение aI' и Na_2O/K_2O в гранитах из гальки конгломератов. Поля пород по [60]: Л — лейкограниты, С — субщелочные граниты и лейкограниты, П — плагиограниты.

центры вне связи с Al-центрами. Интересно, однако, что два образца микроклина, в которых отсутствует примесный ион Fe^{3+} , принадлежат грейзенизированным гранитам, четко обособляющимся по ЭПР-характеристикам кварца (см. гл. III.3.3.1.) при том же наборе проб. Таким образом, люминесцентные данные позволяют получать информацию не только о фациальной принадлежности пород, но и о степени измененности их наложенными процессами (метасоматоз, катаклаз, грейзенизация).

IV.1.2. Изотопный возраст гранитов из галек и валунов и их геологическое значение

Возраст гранитов из гальки крымских конгломератов был предметом длительной дискуссии. В начале 60-х годов для ряда образцов калий-аргоновым методом по валовым пробам были получены возрастные значения 848, 956, 960, 975 и 1100

Т а б л и ц а 45. Химический состав гранитов из галек конгломератов Горного Крыма, мас.%

Компонент	Номер												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
		171/86/1	171/86/2	182/86	183/86	184/86	84775	84810	84817	84811/3	84811/4	84811/5	174/86/1
SiO ₂	73,13	75,92	74,46	72,90	68,36	76,64	72,50	73,65	71,35	76,10	74,15	73,85	74,82
TiO ₂	0,15	0,03	0,11	0,14	0,11	0,08	0,02	0,03	0,02	0,14	0,02	0,15	0,08
Al ₂ O ₃	14,66	13,64	13,34	14,29	12,23	12,42	14,82	15,77	15,12	12,25	14,03	14,40	12,57
Fe ₂ O ₃	0,97	0,57	1,41	2,02	1,96	0,68	Сл.	Сл.	Сл.	0,73	Сл.	0,24	1,48
FeO	1,00	0,10	0,72	0,82	0,65	0,14	0,79	0,50	0,64	0,61	1,29	0,96	0,86
MnO	0,10	0,01	0,02	0,01	0,07	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,04	0,03	0,02
MgO	0,27	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,44	0,56	0,40	0,48	0,46	1,05	Сл.
CaO	1,65	0,80	0,46	2,22	4,16	1,71	1,17	1,75	1,17	0,70	0,93	1,98	0,51
Na ₂ O	3,10	3,65	3,65	4,49	3,15	5,08	3,46	6,00	3,22	3,38	3,28	4,94	3,60
K ₂ O	4,16	4,25	4,60	1,15	5,58	2,00	6,10	1,10	6,20	4,54	5,26	1,10	4,48
P ₂ O ₅	0,10	0,03	0,05	0,10	0,08	0,02	0,07	0,06	0,05	0,05	0,12	0,05	0,02
SO ₃ (S)	He	0,20	0,22	0,14	0,17	0,19	(Сл.)	(Сл.)	0,01	(Сл.)	0,01	(Сл.)	0,29
опр.													
H ₂ O ⁻	0,32	—	0,06	—	0,20	—	Сл.	Сл.	Сл.	0,02	Сл.	Сл.	—
CO ₂	He	He	He	He	He	He	0,42	0,24	0,63	0,28	0,35	0,35	He
опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.							опр.
П.п.п.	0,43	0,48	0,82	1,50	3,68	0,70	0,65	0,51	0,71	0,70	0,15	0,45	0,88
Сумма	100,09	99,68	99,92	99,78	100,40	99,67	100,45	100,18	99,55	100,00	100,09	99,55	99,98
al'	6,55	20,15	6,24	5,02	4,67	15,02	11,98	14,78	14,44	6,73	7,99	6,40	4,63

Примечание. Граниты из: 1 — валунов в керченских железных рудах [168]; 2–26 — конгломеративного Малого Кавказа [23]. См. прим. 2 к табл. 8. Анализы 1–14 выполнены в химлаборатории ИГМР

млн. лет [188]. Эти данные послужили основанием для утверждения, что в южном обрамлении Восточно-Европейской платформы может быть выделен складчатый пояс, сформированный в период черноморского цикла, возрастом 850–1100 млн. лет [118], и учитывались в допущении [51] существования в центральной части Черного моря срединного массива с гранитизированным фундаментом позднепротерозойского возраста, причислявшимся к байкалидам.

Однако следует принять во внимание, что приведенные значения возраста были получены, по свидетельству авторов [188], исключительно для катаклазированных гранитов, к тому же с признаками минеральных замещений. Из этого очевидно посткристаллизационное нарушение калий-аргоновой геохронометрической системы в исследованных породах и вполне вероятно для них заниженность измеренных возрастных значений. Поэтому была предпринята попытка калий-аргонового

датирования на современном уровне [15], причем особое внимание уделялось анализу разновидностей, наименее затронутых дислокационным метаморфизмом или какими-либо другими наложенными процессами. т.е. таких гранитоидных галек или даже участков в них, которые могли бы лучше удовлетворять петрографическому критерию сохранности калий-аргоновой системы.

В геохронологической лаборатории ИГН НАН Украины проанализированы 17 проб гранитов из различных толщ юрских конгломератов (авторы определений А.К.Бойко, М.М.Вишняк, Л.В.Мельникова).

Для галек гранитоидных динамометаморфитов с катакластическими структурами или с сочетанием участков гранитовой, реже аплитовой структур и участков катакластических до цементной структур получены значения возраста от 990 до 1190 млн. лет (табл. 47, ан. 1, 3, 4, 10, 12, 14, 20). Для группы пород, испытавших менее глубокое тектонокластическое преоб-

пробы															
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	
174/86/3	187/86	188/86	175/86	181/86	185/86	186/86	189/86	84811/10	84811/11	84819/5	84819/5	041/87			
76,46	76,61	77,72	72,98	70,48	70,52	72,60	72,02	71,51	75,06	78,89	75,16	73,55	74,82	74,99	
0,03	0,03	0,08	0,06	0,10	0,22	0,03	0,02	0,02	0,56	0,02	0,03	0,11	Сл.	Сл.	
13,00	12,87	11,67	13,50	16,65	14,03	14,21	14,64	14,17	11,99	12,58	14,01	13,54	13,95	14,46	
0,62	0,39	0,61	1,31	0,48	1,24	0,78	0,61	0,47	1,80	0,64	0,62	0,31	0,77	0,77	
0,15	0,21	0,10	0,41	1,02	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	0,41	1,64	Сл.	Сл.	
0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	—	0,01	0,03	—	—	—	0,02	0,02	0,02	
Сл.	Сл.	Сл.	1,05	0,28	0,58	1,38	0,13	0,18	0,19	0,10	0,10	0,34	0,53	0,49	
0,34	1,31	0,40	0,70	1,46	2,11	0,35	2,48	3,97	1,52	0,10	1,08	0,73	0,38	0,45	
3,85	5,08	3,57	4,16	5,17	3,21	4,30	4,79	4,92	3,37	4,30	4,54	2,81	3,84	3,68	
4,33	2,65	4,30	4,95	3,23	5,44	5,09	3,43	1,85	3,99	2,11	3,32	5,07	3,84	3,40	
—	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,19	0,06	0,08	
0,29	0,24	0,72	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,28	Сл.	Сл.	
—	0,04	—	0,10	0,05	0,05	0,02	0,05	0,15	0,05	0,05	0,02	0,06	0,20	0,20	
He	He	He	He	He	He	He	He	He	He	He	He	He	0,40	He	
опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	опр.	
0,62	0,30	0,56	0,35	0,61	1,70	0,35	0,95	2,00	0,60	0,45	0,35	0,72	1,28	1,10	
99,70	99,75	99,76	99,62	99,58	99,58	99,54	99,59	99,73	99,58	99,69	99,68	99,77	99,69	99,64	
16,73	21,20	16,28	4,87	9,35	6,29	5,53	12,73	13,37	5,00	10,94	12,40	5,91	10,73	11,48	

ратов Горного Крыма (пробы 15, 16, 21 — мыс Меганом, остальные — гора Демерджи); 27, 28 — Локского НАН Украины, анализы 15–26 — в химлаборатории ГПП “Геоинформ” Госкомгеологии Украины.

разование, обычно с сохранением нена-
рушенных участков, определения по ва-
ловому составу галек показали преобла-
дание значений возраста около 1100 млн.
лет, например, ан. 18. Определение по валу
не охваченного катаклазом аплитойдного

участка из этой же гальки не дало суще-
ственно более “реликтового” значения
возраста (ан. 19). Следует отметить, что в
некоторых случаях сходная датировка (ан.
11) или даже меньшая (ан. 9) были полу-
чены для галек микроклин-плагиоклазо-

Т а б л и ц а 46. Люминесцентные характеристики калиевого полевого шпата из гранитов гальки конгломератов, усл. ед.

Номер пробы	ПТЛ		РТЛ		РЛ			
	T _{max} 210°C	T _{max} 270°C	T _{max} 180°C	T _{max} 290°C	470 нм (AlO ₄ ⁴⁻)	570 нм (Mn ²⁺)	700 нм (Fe ³⁺)	860 нм (Pb ⁺)
171/86/1	95	83	6650	2530	495	—	600	—
84775	145	120	4700	1500	675	—	810	—
84811/1	9	—	1960	55	210	220	605	—
84811/4	175	—	3700	—	240	60	—	30
84811/5	15	—	3300	—	305	—	825	—
184/86	515	—	7200	—	515	—	600	—
187/86	22	—	1750	—	170	90	930	—
041/87	700	—	7000	—	450	—	—	45
84786	680	200	9800	—	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.

П р и м е ч а н и е . Анализы выполнены В.А. Штешиным в ИГМР НАН Украины.

Т а б л и ц а 47. Результаты калий-аргонового геохронометрического изучения галек гранитов Горного Крыма

№ п/п	Номер пробы	Порода, монофракция	К. %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г	Значение возраста, млн. лет
1	171/86/1	Микроклин-плагиоклазовый катаклазированный гранит	5,82	673,6	1180
2	То же	Микроклиновая фракция той же пробы	12,39	1446,0	1190
3	171/86/2	Микроклин-плагиоклазовый катаклазированный гранит	3,86	358,6	1000
4	84775	Плагиоклаз-микроклиновый катаклазированный гранит	3,79	422,6	1150
5	То же	Микроклиновая фракция той же пробы	12,25	131,0	1120
6	84062	Гранит-аплит	3,55	574,2	1500
7	84786	Нормальный гранит	2,56	302,5	1200
8	84810	Микроклин-плагиоклазовый катаклазированный гранит	0,80	104,7	1290
9	84811/3	Микроклин-плагиоклазовый гранит	0,68	61,0	975
10	84811/4	Плагиоклаз-микроклиновый катаклазированный гранит	4,31	394,3	990
11	84811/5	Гранит-аплит	1,01	108,1	1115
12	84811/6	Плагиоклаз-микроклиновый катаклазированный гранит	4,40	431,9	1040
13	84817	Плагиоклаз-микроклиновый гранит	5,55	685,0	1240
14	183/86	Плагиоклаз-микроклиновый катаклазированный гранит	4,99	524,3	1100
15	184/86	Микроклин-плагиоклазовый гранит	1,63	178,1	1130
16	То же	Микроклиновая фракция той же пробы	11,90	1328,0	1150
17	185/86	Нормальный гранит	4,43	465,4	1100
18	84819/5	Микроклин-плагиоклазовый гранит	1,22	128,6	1100
19	То же	Аплитоидный участок той же пробы	1,63	176,5	1125
20	84819/6	Микроклин-плагиоклазовый катаклазированный гранит	2,70	287,6	1110
21	187/86	Гранит-аплит	1,71	228,7	1310
22	То же	Микроклиновая фракция той же пробы	12,00	1753,7	1400

П р и м е ч а н и е . Гальки гранитов отобраны из конгломератов массива Демерджи: келловей-оксфордская толща балки Тапшан-Гя — ан. 1–3; оксфорд-кимериджская толща Долины Привидений — ан. 4–20, а также из титонской толщи мыса Меганом (ан. 21, 22). Абсолютная погрешность определений возраста составляет: ± 25 млн. лет (ан. 1–5, 7, 10, 12–14, 17, 20); ± 30 млн. лет (ан. 6, 11, 15, 18, 19, 22); ± 40 млн. лет (ан. 9).

Содержания калия в пробах определены методом фотометрии пламени на атомно-абсорбционном спектрофотометре С-302. Определения содержания радиогенного аргона в пробах произведены на масс-спектрометре МИ-1330 методом изотопного разбавления.

вых гранитов без видимых следов тектонического раздробления, но с относительно более выраженным наложением минеральных изменений — прежде всего сильной пелитизации и серицитизации резко преобладающего над микроклином плагиоклаза.

При геохронометрическом исследовании галек докембрийских гранитоидов впервые получены данные по мономинеральным фракциям. Из галек гранитоидов, в которых проявлено сравнительно неглубокое тектонокластическое преобразование и для которых при анализе валово-

вых проб этой группы гранитоидов были установлены наибольшие значения возраста (1130–1180 млн. лет. по пробам 1, 4, 15), были выделены фракции свежего решетчатого микроклина. Определения по этим фракциям (ан. 2, 5, 16), как и по валовым пробам из соответствующих галек, показали значения возраста, укладываемые в интервал 1100–1200 млн. лет. При этом расхождения в каждой паре возрастных значений, полученных по микроклинам и валовым пробам для данных галек гранитоидов, составили всего от 10 до 30 млн. лет.

Особенно следует подчеркнуть выявление возрастных значений от 1200 до 1500 млн. лет (ан. 6–8, 13, 21, 22). Они относятся к тем редким галькам гранитоидов, в которых не обнаружены, за одним исключением (ан. 8), следы катаклаза. Однако и в таких гальках фиксируется наличие деформированного с волнистым погасанием кварца.

Указанная группа наибольших значений возраста получена преимущественно по валовым пробам мелкозернистых разновидностей галек гранита или по пробам имеющихся в неоднородных гальках мелкозернистых участков аплитовой или гранитовой структур. В тех же гальках гранитов, для которых рассчитаны возрастные значения 1200–1290 млн. лет, отмечены, как и в образцах, для которых получены меньшие цифры возраста, признаки вторичных изменений, свидетельствующие о возможном омоложении возраста гранитов.

Получение возрастного значения 1400 млн. лет по микроклину (ан. 22), для которого нет оснований допускать деформацию внутреннего строения, все же еще не означает надежного определения даты формирования гранитов, но указывает на то, что изученные граниты были сформированы не позже, а скорее, раньше этого рубежа.

Таким образом, интерпретация калий-аргоновых определений для галек докембрийских гранитов из конгломератов верхней юры Горного Крыма сводится, прежде всего, к отрицанию воспринимавшейся ранее возможности датировать их интервалом не древнее 850–1100 млн. лет. Ве-

роятно, часть их, если не все они, не моложе границы раннего и среднего рифея, определяемой в 1350 ± 30 млн. лет [69]. Они могут относиться к началу позднего протерозоя (раннему рифею) или даже иметь еще более древний, раннепротерозойский возраст [15]. После начала позднего рифея, но не позже раннего венда, изученные граниты испытали воздействие наложенных процессов с омоложением калий-аргоновых возрастов.

Отдельно следует упомянуть встречающиеся среди гальки конгломератов гипабиссальные и эффузивные породы, для которых нами был определен триасовый возраст: 190–230 млн. лет. Это гранит-порфиры (обр. 174/86/1) и риолиты (обр. 188/86), по химизму близкие древним гранитам. Ю.Ю.Юрк и Т.И.Добровольская [188] также находили в конгломератовой толще, наряду с рифейскими гранитами, биотитовые граниты возрастом 210–281 млн. лет.

Для получения более достоверных данных о возрасте и этапах формирования гранитов из конгломератов был исследован акцессорный циркон из двух галек — катаклазированного плагиоклаз-микроклинового гранита (обр. 84811/4) и гранит-аплита (обр. 84811/5). Согласно калий-аргоновому датированию, для этих проб получены значения возраста, соответственно, 990 и 1115 млн. лет (см. табл. 47). Для исследования циркона была применена оригинальная методика, позволяющая получить методом общего свинца оценочный возраст отдельных зерен этого минерала. Основные принципы, аппаратурно-методическое обеспечение и результаты детального изучения циркона из указанных проб освещены в ряде работ [176–179, 6].

Выделенные зерна циркона (70 шт.) проанализированы методом рентген-флуоресцентного анализа (аналитик А.В.Андреев, ИГН НАН Украины) с количественным определением концентраций индикаторных элементов-примесей (Hf, Y, Th, U, Pb) и визуально изучены с определением морфологии и люминесцентных свойств. Результаты геохимического исследования сводятся к следующему [6]:

1. Для каждой пробы уверенно выде-

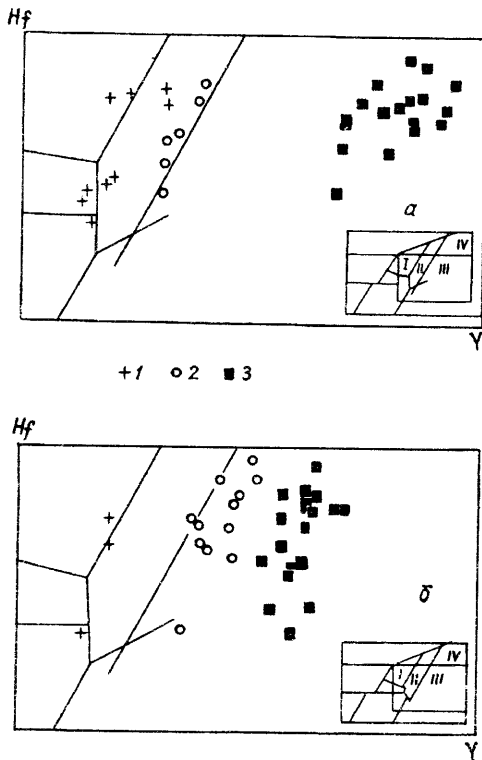


Рис. 142. Подразделение зерен циркона из проб 84811/4 (а) и 84811/5 (б) на геохимические типы (генерации) по положению их составов в номенклатурных полях диаграммы Hf-Y [178]. Римскими цифрами обозначены поля составов цирконов из: I — пород повышенной основности, II — среднего-кремнекислого состава, III — гранитов повышенной кремнекислотности и диафторированных, IV — грейзенов. 1, 2, 3 — генерации.

ляются три геохимических типа цирконов (рис. 142), соответствующие трем генерациям этого минерала.

2. Первых два геохимических типа сингенетичны гранитам гальки и могут быть отождествлены с ранне- и позднемагматической генерациями циркона.

3. Третий геохимический тип соответствует для обоих изученных образцов наложенной генерации, предположительно образовавшейся для обр. 84811/4 в результате грейзенизации, а для обр. 84811/5 — под воздействием диафторических изменений. Такой интерпретации генезиса цирконов этого типа соответствует положение отвечающих их составам фигуративных точек в номенклатурных полях

диаграммы Hf-Y (см. рис. 142) [178] и характер зафиксированных при изучении образцов 84811/4 и 84811/5 наложенных изменений.

Проведенный “геохимический” анализ позволил систематизировать морфологические и фотолюминесцентные особенности зерен циркона. К генерации 1 относятся бесцветные, прозрачные до полупрозрачных кристаллы с “гиацинтовой” огранкой и интенсивной желтой фотолюминесценцией. Генерация 2 включает прозрачные, бесцветные розоватые кристаллы с “цирконовой” огранкой (обр.84811/4) и слабопрозрачные бурые зерна с “оплавленными” гранями (обр.84811/5); фотолюминесценция желтая и оранжевая средней и слабой интенсивности. В генерацию 3 входят слабопрозрачные и непрозрачные бурые зерна гиацинтового типа огранки (границы “оплавлены”), удлиненные (обр.84811/4) и короткопризматические (обр.84811/5), с очень слабой грязнооранжевой фотолюминесценцией.

Для входящих в выделенные генерации индивидуальных зерен циркона были выполнены оценки возраста методом общего свинца по оригинальной методике [5]. Полученные результаты представлены на рис. 143 и могут быть резюмированы следующим образом:

1. На гистограммах частоты встречаемости значений возраста цирконов в обеих пробах цирконы третьей генерации имеют значительно меньший возраст, чем цирконы двух первых генераций (рис. 143, а, б, г, д).

2. Для цирконов генераций 1 и 2 выделяются участки компактной локализации (рис. 143, а, г) вблизи значений 900–1000 млн. лет (обр.84811/4) и 1400 млн. лет (обр.84811/5).

3. Возраст цирконов третьей генерации соответствует в среднем для обр. 84811/4 значению ~300 млн лет, а для обр. 84811/5 ~500 млн. лет.

4. На сводных гистограммах (рис. 143, в, е) формируются три обособленные возрастные группы, характеризующиеся закономерным уменьшением количества входящих в них зерен с увеличением значений оценочного возраста.

На основании полученных данных в

истории формирования исследованных гранитов уверенно выделяются два этапа. Первому, магматическому (образование гранитов), соответствуют цирконы генераций 1 и 2. Второму, “метаморфическому”, выраженному в динамометаморфизме и развитии наложенных процессов минералообразования (предположительно грейзенизации для обр. 84811/4 и диафтореза для обр. 84811/5), соответствует третья генерация. Количественное преобладание последней над первыми двумя генерациями свидетельствует об определяющей роли “метаморфического” этапа в формировании изученных пород.

Обобщение данных двух различных методов возрастных датировок позволяет утверждать, что магматический этап формирования источника гранитного материала продолжался в интервале времени около 900–1500 млн. лет и включал, по крайней мере, два периода гранитного магматизма: возрастом 900–1000 и 1200–1400 млн. лет. Наличие гальки только гранитного состава, причем высокой кремнекислотности, объясняется ее высокой устойчивостью при транспортировке. Впрочем, возможно, что более основные породы еще не найдены.

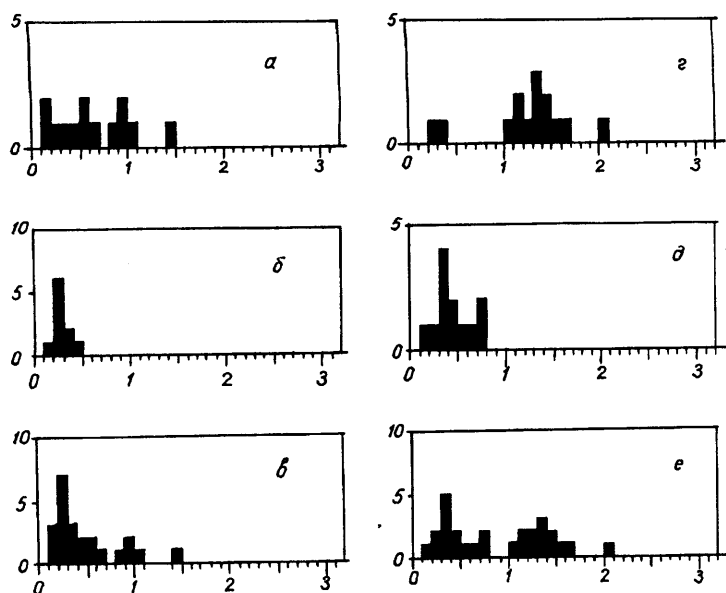
Учет петрохимических особенностей гранитов и положения гальки разного состава в разрезе конгломератов позволяет наметить некоторые закономерности в

порядке денудации материнских массивов. Так, в келловей-оксфордское время размывались части массива, сложенные существенно калиевыми гранитами различной глиноземистости. На протяжении оксфорд-кимериджа продолжался снос из этого же источника, но начинают размываться граниты существенно натриевого состава. В титонское время в виде гальки переносились высокоглиноземистые плагиоклаз-микроклиновые и существенно микроклиновые граниты и наиболее древние — гранит-аплиты.

Помимо описанных гранитов из конгломератов Горного Крыма, известны находки древних гранитов в некоторых других геологических образованиях Крыма. Так, крупные гальки и валуны гранитоидов фиксировались в процессе разработки керченских железных руд [1]. Е.Ф.Шнюковым валуны гранитоидов размером до 0,5 м (рис.144) были найдены во II Черноморском карьере Эльтиген-Ортельского месторождения и специально изучены [168]. Несомненно, что эти валуны находятся в рудном пласте с момента его образования, так как все они обросли железной рудой, покрыты блестящими корками и налетами гидрооксидов железа от периферии к центру валуна.

Валуны представлены огнейсованным гранитом с гетерогранобластовой структурой. Минеральный состав (%): кварц —

Рис. 143
Гистограммы частоты встречаемости значений оценочного возраста (горизонтальная ось — млрд. лет) цирконов из проб 848811/4 (а–в) и 84811/5 (г–е): а, г — генерации 1 и 2; б, д — генерация 3; в, е — свободные выборки из соответствующих проб.



40, плагиоклаз — 26, микроклин — 22, биотит — 5,5, магнетит и апатит — доли процента, вторичные — гидроксиды железа, каолинит. Кварц трещиноватый, размер зерен 0,05 — 1,2 мм, иногда образует округлые включения в полевых шпатах. Плагиоклаз — зерна размером 0,6–0,9 мм с двойниковым строением. Ксеноморфные зерна решетчатого микроклина размером 0,8–1,3 мм. Полевые шпаты мутные, каолинизированные, сосюритизированные, пронизаны гидроксидами железа. По химическому составу (см. табл. 45) эта порода отвечает лейкограниту и аналогична гранитам из гальки конгломератовой толщи горы Демерджи.

Определение изотопного возраста огнейсованного гранита калий-аргоновым методом ($K=2,8\%$, $^{40}Ar=274$ нг/г, аналитик Ф.И.Котловская) дало значение 1080 млн.лет [168]. В керченских железных рудах встречены также более мелкие валуны плагиоклазита возрастом около 120 млн. лет.

Определяя месторасположение источника сноса гранитов в конгломераты, следует, в первую очередь, обратиться к южной окраине Восточно-Европейской платформы, каковой является Украинский щит. Действительно, существенно микроклиновый состав и наличие катакластических структур, казалось бы, подтверждают такую гипотезу. К сожалению, данные по возрасту гальки гранитов эту гипотезу опровергают: на Украинском

щите таких молодых гранитов нет. К тому же, перечисленные признаки вполне характерны и для более молодых синкинematических гранитов.

Поиски возрастных и вещественных аналогов гранитов гальки приводят нас на Малый Кавказ: здесь в фундаменте Локского массива Малокавказской геосинклинальной области юго-восточной Грузии установлены биотитовые двуслюдяные, мусковитовые и аляскитовые граниты с изохронным возрастом 1380–1550 млн.лет [23]. Согласно описанию [23], граниты характеризуются порфиробластовой, гранобластовой структурами, волнисто погасяющим кварцем. Химический состав гранитов (см.табл.45) вполне аналогичен составу некоторых гранитов гальки конгломератов Крыма. Немаловажным для нас фактом является то, что здесь, в пределах Малокавказской островной дуги (МОД), как ее именуют авторы работы [86] и согласно этим авторам, широко развит вулканизм пород бонинитовой серии.

Таким образом, мы находим дополнительную аргументацию к высказанным ранее [152] представлениям, согласно которым в позднеюрскую эпоху к югу от Крыма существовал выступ сиалического основания, известного под названием “поднятие Андрусова”, поставившего в примыкавший с севера мелководный прогиб обломочный материал. Это также согласуется с представлениями [133, 152] о существовании в центральной части Чер-

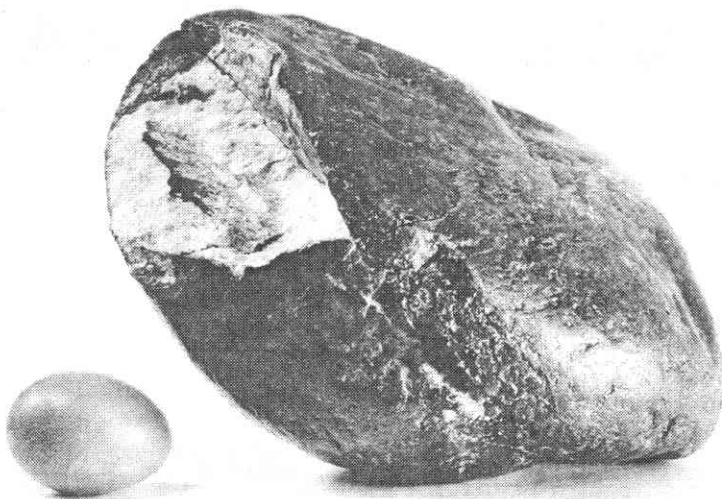


Рис. 144
Валун огнейсованного гранита из керченских железных руд.

ного моря обширного блока земной коры континентального типа. Теперь у нас есть некоторые основания утверждать, что этот опущенный блок имел определенные черты сходства с фундаментом Малокавказской островной дуги. Мы, однако, считаем, что гранито-гнейсовое основание таких погребенных поднятий начало формироваться до байкальской складчатости — в его строении принимают участие блоки досреднерифейского сооружения, которое в байкальскую тектоническую эпоху подверглось раздроблению.

Вероятным источником древних гранитов в керченских рудах, по нашему мнению, могло служить гранитное ядро Большого Кавказа, западное окончание которого, согласно [33], располагалось достаточно близко к нынешнему Керченскому полуострову (см. рис. 6). Валуну гранитов могли быть перенесены ледниками в неогеновое время, когда климат в районе Керчи временами был довольно суровым и была вероятна миграция льдов. В более позднее киммерийское время валуны были переотложены. Что же касается происхождения молодых плагиоклазитов, то оно проблематично. Следует отметить, что на юго-восточном берегу Керченского полуострова постоянно встречаются гальки и небольшие валуны андезитов; есть также упоминания о находках в карангатской террасе Феодосийского залива и на востоке Керченского п-ова пироксеновых андезитов, напоминающих породы этого же типа на Кавказе [3]. Возможно, перенос этих пород осуществлялся с хребта, являвшегося ветвью Большого Кавказа.

IV.2. Эрратические валуны окрестностей г. Балаклавы

В окрестностях г. Балаклавы, на 14-м км шоссе Севастополь-Ялта близ пос. Оборонное, в 5 км от берега Черного моря встречаются глыбы магматических пород, представляющие собой олистостромы в осадочно-вулканогенных отложениях верхнего альба. Ранее подобные глыбы находили на более широкой площади, прилегающей к Балаклаве, в том числе в самой Балаклаве.

Происхождение этих глыб до сих пор проблематично. Впервые магматические образования в этом районе описал А.Е.Лагорио в 70-х годах прошлого века, приняв их за коренные обнажения и перечислив среди них роговообманковые и биотитовые граниты, кварцевые граниты и кварцевые гранит-порфиры. Позднее А.К.Мейстер (1908 г.) отнес эти породы к роговообманковым адамеллитам и банатитам. К 1910 г. в работах В.В.Аршинова и А.М.Зайцева появились указания на то, что эти породы — не коренные выходы, а валуны, напоминающие ледниковые. В.В.Аршинов, назвавший их эрратическими валунами, считал, что массив, в результате размыва которого образовались эти “камни-странники”, находился к юго-западу от Балаклавы на месте Черного моря. Позже В.И. Лучицкий (1939 г.) отметил присутствие среди валунов, помимо перечисленных выше пород, андезитов и габбро и указывал на существование на небольшом удалении к юго-востоку или к югу от Балаклавы массива изверженных пород в районе возвышенности, ныне опущенной на дно Черного моря. Иной точки зрения придерживался М.В.Муратов (1949 г.), предполагавший расположение приподнятой области сноса на севере. Последним эту проблему рассматривал А.Ф.Слудский [119], отстаивавший ледниковую гипотезу происхождения валунов и считавший, что материнский массив находился все-таки к югу от современного побережья Черного моря.

По сообщению А.Ф.Слудского, валуны достигали настолько крупных размеров, что некоторые из них разрабатывались в качестве небольших карьеров. Нами исследовались уже остатки некогда гигантских глыб и отдельные мелкие валуны, не превышающие 1,5 м в диаметре.

При петрографическом изучении пород, составлявших валуны, установлено, что среди них преобладают полнокристаллические роговообманковые плагиограниты и тоналиты, в подчиненном количестве присутствуют кварцевые диориты и плагиогранит-порфиры. Тем самым подтверждается набор пород, известный со времен Лагорио, за исключением одной



Рис. 145
Тоналит натриевой серии, обр. 030/87. Зональный плагиоклаз, кварц и выделения роговой обманки. Ув. 18, николи скрещены.

важной детали: первые исследователи указывали на наличие калиевого полевого шпата в породах балаклавских валунов и даже приводили их химические анализы с содержанием K_2O около 4%. Нами микроклинсодержащие породы не найдены.

Плагиограниты и тоналиты петрографически сходны; имеют средне- и крупнозернистую, гипидиоморфнозернистую (гранитовую) структуру. Минеральный состав (%): кварц — 30–40, плагиоклаз — 50–55, роговая обманка — 15–20, хлорит — до 1, рудные — редко до 2%. Плагиоклаз идиоморфный, крупный (до 2,5 мм в дли-

ну, чаще около 1 мм), без мirmekитов и антипертита, нередко зональный с измененной центральной частью (рис. 145). По составу отвечает №35–40.

Кварц ксеноморфный, обычно довольно крупный (0,6–1 мм, иногда до 3 мм), но в некоторых разновидностях есть скопления более мелких зерен размером 0,1–0,3 мм. Края зерен кварца зубчатые, неровные. Роговая обманка крупная, часто фрагментирована, буровато-зеленая, с многочисленными рудными включениями, хлоритизирована. Идиоморфные выделения роговой обманки встречаются в

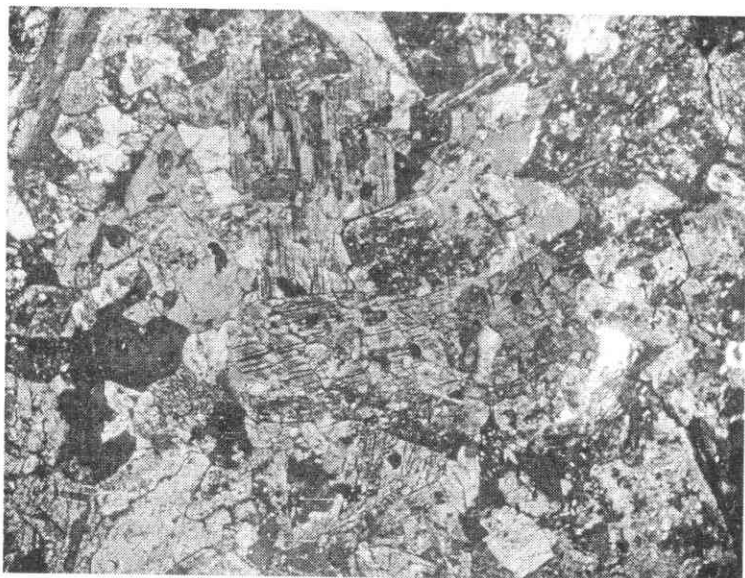


Рис. 146
Кварцевый диорит калиево-натриевой серии, обр. 031/87/1. Таблицы роговой обманки и сосюритизированного плагиоклаза. Ув. 44, николи скрещены.

виде широких таблиц размером 0,7–0,8 мм, реже 2–3 мм.

Кварцевые диориты. Структура гипидиоморфнозернистая, среднезернистая, близка к субофитовой, а в наиболее кварцевых разновидностях — к пойкилоофитовой. Минеральный состав (%): кварц — не более 15, плагиоклаз — 60, роговая обманка — 30, хлорит — 2–3, рудные.

Плагиоклаз таблитчатый (размер 0,3–0,4 мм), реже лейстовидный, сильно изменен. По составу не кислее №60, сдвойникован по альбит-карлсбадскому закону. Кварца много — мелкие межзерновые выделения. Очень много буровато-зеленой роговой обманки (рис. 146): идиоморфные зерна размером 0,3–0,4 мм, гипидиоморфные удлиненные более крупные выделения (в длину достигают 2 мм, обычно 0,6 мм) и тонкие удлиненные лейсты. Роговая обманка интенсивно хлоритизирована, а центр крупных таблиц замещен актинолитом.

Плагиогранит-порфиры включают породы различной степени раскристаллизованности: от близких к эффузивам (обр.024/87) до гипабиссальных классических плагиогранит-порфиров (обр.032/87) и гранофилов. Структура всех пород порфировидная, основной массы — фельзитовая до микроаплитовой и гранофировая. Порфировые вкрапленники представлены средним плагиоклазом и кварцем. Крупные выделения плагиоклаза, размером 0,8–1,4 мм (редко до 2 мм), интенсивно серицитизированы, а более мелкие фенокристаллы свежие. Крупные вкрапленники кварца (до 3–4 мм) имеют субидиоморфные, несколько оплавленные очертания, более мелкий (0,6–0,7 мм) кварц — округлый или остроугольный. Во вкрапленниках встречается также хлоритизированная роговая обманка с большим количеством рудных минералов. В карбонатизированных порфиробластах отмечены мелкие зерна сфена.

В гранофирах порфировидность породы выражена слабее. Межзерновая ткань интенсивно карбонатизирована. Встречаются мелкие чешуйки мусковита и хлорит фиолетовой интерференционной окраски.

Согласно петрохимической классификации, описанные плагиограниты и тона-

литы принадлежат натриевой серии, а плагиогранит-порфиры и кварцевые диориты — к калиево-натриевой серии (табл. 48). При этом по большинству как петрографических, так и петрохимических признаков плагиограниты, тсчалиты и кварцевые диориты сходны с аналогичными породами ЛПМ, а плагиогранит-порфиры близки к таким же породам комплекса малых интрузий. Так, на диаграммах K_2O-SiO_2 , K_2O-Na_2O-CaO , $CaO-SiO_2$, $Rb-Sr$, $Ba-SiO_2$ породы балаклавских валунов расположились в точном соответствии с принадлежностью к той или иной серии (см. рис. 92, 93, 95, 100, 101). В то же время, на диаграмме $Al_2O_3-SiO_2$ балаклавская натриевая серия обладает несколько большей глиноземистостью, а на диаграмме $MgO-SiO_2$ — меньшей магнезиальностью (оба параметра — наравне с калиево-натриевой серией), чем эта серия ЛПМ (см. рис. 92). Это приводит к смещению ее фигуративных точек на диаграммах $al'-Na_2O/K_2O$ и $F_{общ.}-SiO_2$ в сторону завышения al' и $F_{общ.}$ (см. рис. 91, 98). Некоторые разногласия устанавливаются и для редких элементов (табл. 49). Так, на диаграмме $Y-SiO_2$ (см. рис. 99) сохраняется закономерность, отмеченная для разных серий пород ЛПМ: иттриевость натриевой серии балаклавских пород выше, чем калиево-натриевой, но сами значения содержаний Y в обеих сериях ниже. Наиболее существенная особенность обнаруживается на диаграмме TiO_2-SiO_2 (см. рис. 97): во всех породах балаклавских валунов содержания TiO_2 такие же, как и в породах ЛПМ, т. е. более высокие, чем в комплексе малых интрузий. Даже плагиогранит-порфиры валунов Балаклавы, при всей их близости к аналогичным породам малых интрузий, лежат на тренде морских плутонитов. Эти различия, возможно, объясняются разницей в возрасте сравниваемых образований. Калий-аргоновые определения, выполненные в ИГН НАН Украины (аналитик М.М.Вишняк), датируют породы балаклавских валунов мелом (138–145 млн. лет), в то время как комплекс малых интрузий — юрский. Распределение титана, а также постоянство отношения Al_2O_3/TiO_2 (27–42) в балаклавских породах согласуется с островодужным характером всего мелово-

Компонент	Номер пробы				
	024/87	032/87	029/87	030/87	031/87
SiO ₂	70,60	70,98	69,30	66,41	62,34
TiO ₂	0,36	0,33	0,38	0,44	0,58
Al ₂ O ₃	14,32	13,78	14,34	14,97	15,94
Fe ₂ O ₃	0,86	—	—	1,72	1,38
FeO	2,99	3,75	4,26	3,70	4,52
MnO	0,06	0,06	0,13	0,08	0,08
MgO	0,87	0,86	1,05	2,26	2,36
CaO	1,73	2,12	4,41	5,36	4,98
Na ₂ O	3,49	3,26	3,18	3,14	2,64
K ₂ O	1,72	1,92	0,34	0,46	1,63
P ₂ O ₅	0,11	0,16	0,10	0,11	0,11
SO ₃	0,04	0,11	0,07	0,05	0,06
H ₂ O	0,14	0,26	0,02	—	0,14
П.п.п.	1,73	1,92	1,73	1,31	2,27
CO ₂	0,77	0,33	0,33	0,04	0,11
Сумма	99,79	99,84	99,64	100,05	99,14
Na ₂ O/K ₂ O	2,03	1,70	9,35	6,83	1,62
al'	3,03	2,99	2,70	1,95	1,93
F _{общ.}	81,57	81,34	80,23	70,57	71,43

Примечание. Горды: 024/87, 032/87 — плагиогранит-порфиры, 029/87 — плагиогранит, 030/87 — тоналит, 031/87 — кварцевый диорит. См. прим. 1, 2 к табл. 8. Анализы выполнены в химлаборатории ИГН НАН Украины, аналитик Т.Я. Сидоренко.

Таблица 48
Химический состав
магматических пород из
валунов окрестностей
Балаклавы, мас. %

го магматизма региона и указывает на то, что наиболее полным аналогом экзотических образований окрестностей Балаклавы являются породы ЛПМ. Вероятно, в составе ЛПМ есть не найденные пока плагиогранит-порфиры калиево-натриевой

серии. Не исключено, что среди балаклавских валунов были, но не сохранились микроклиновые породы, поскольку их описания такими корифеями, как В.И. Лучицкий, трудно считать простой ошибкой. Однако, в море такие породы не обнару-

Элемент	Номер пробы				
	024/87	032/87	029/87	030/87	031/87
Cr	80	74	56	189	178
Cu	25	39	35	11	21
Zn	49	62	49	39	41
Ga	13	19	14	17	15
Pb	20	16	24	16	21
Th	1	1	28	20	16
Rb	71	53	4	9	65
Sr	109	164	166	137	132
Y	2	5	15	18	10
Nb	12	—	3	12	14
Mo	—	1	2	10	14
Ba	405	735	160	155	415
Zr	135	148	120	84	104

Примечание. См. прим. 1 к табл. 10. Названия пород см. прим. в табл. 48.

Таблица 49
Содержание элементов-примесей в магматических породах из валунов Балаклавы по данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

жены. В то же время, гранитоиды балаклавских глыб не имеют ничего общего с калиевыми гранитами, известными в составе гальки юрских конгломератов Горного Крыма (см. гл. IV.1), хотя территориально Балаклава мало удалена от мыса Айя — самой западной точки выходов конгломератов.

В наиболее распространенном типе пород балаклавских валунов — роговообманковом тоналите (обр. 030/87) — были выделены и изучены циркон и апатит. В отличие от комплекса малых интрузий, где наблюдалось нестандартное распределение элементов-примесей в цирконах и апатитах, изученный тоналит в этом отношении нормален. Его цирконы и апатиты вполне соответствуют по составу элементов-примесей (Hf, Y, Sr, Th, U) этим минералам из средних и умереннокислых пород. Циркон отличается от такового пород малых интрузий большим количеством и крупными размерами, что

объясняется более глубинными и длительными условиями его кристаллизации в тоналите по сравнению с гипабиссальными породами. Изученный циркон относится к I и III морфогенетическим типам (см. гл. III.3.4.3), характеризующимся простой огранкой кристаллов (отметим, что I тип в комплексе малых интрузий преобладал среди основных пород). Соотношение гафния и иттрия в цирконе балаклавских валунов такое же, как и в большинстве пород малых интрузий, а вот содержания стронция и иттрия в апатите заметно отличаются (рис. 147): поле апатитов из балаклавских валунов обособлено и сдвинуто в низкоиттриевую область. Характер люминесценции апатита согласуется с его микроэлементным составом, а смена люминесцентной окраски (голубая-розовая), предположительно, отвечает боуэновскому типу кристаллизационной дифференциации. Разница в значениях концентрации иттрия в апатитах кислых пород малых интрузий и тоналита балаклавских валунов и близость этих значений в цирконах могут быть объяснены более высокой температурой кристаллизации тоналита. К сожалению, авторы не имели возможности выполнить аналогичные минералого-геохимические исследования для пород ЛПМ, что позволило бы сопоставить данные по цирконам и апатитам и наметить общие для акцессорных минералов всех меловых магматитов закономерности.

Тем не менее, полученных петрохимических данных достаточно, чтобы утверждать, что описанные глыбы и валуны были принесены в район Балаклавы из расположенной на юго-западе и обнаруженной нами магматической области. Означенные глыбы являются результатом разрушения горного хребта, существовавшего на месте ЛПМ, как и предполагал еще В.В. Аршинов. По данным изучения фауны речных палеодолин, участок Черного моря в районе ЛПМ погрузился совсем недавно — в пределах 10 тыс. лет. Мы надеемся, что нашими исследованиями наконец-то завершён многолетний спор геологов об источнике поступления магматических пород в район Балаклавы, хотя их генезис несомненно будет в дальнейшем уточняться.

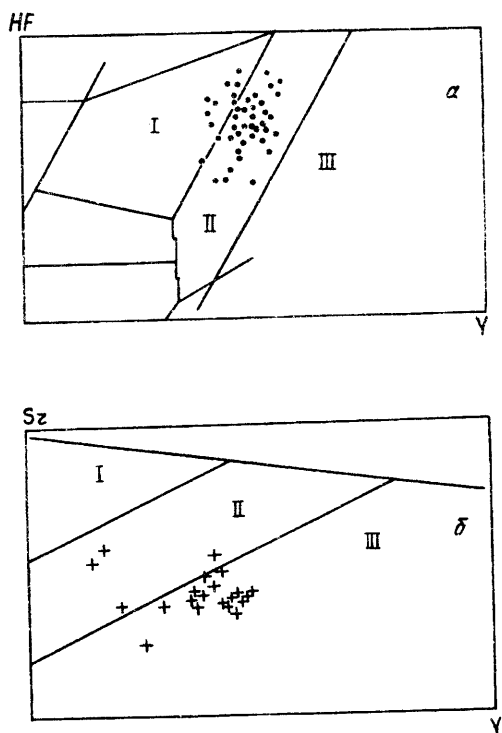


Рис. 147. Положение составов цирконов (а) и апатитов (б) из тоналита балаклавских валунов (проба 030/87) в полях соответствующих диаграмм Hf-Y и Sr-Y, по [178]. Номенклатуру полей см. на рис. 135.

Глава V

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПАЛЕООСТРОВНОЙ ДУГИ СЕВЕРА ЧЕРНОГО МОРЯ

V.1. Эпохи магматизма и рудообразования

Как уже отмечено, Крымское горное сооружение и выявленный ЛПМ правильнее рассматривать не как единую палеодугу, а как систему, состоящую из фрагментов разновозрастных дуг.

По данным В.И.Лебединского и Н.Н.Макарова [74], на суше магматические и вулканические проявления локализованы в пределах Крымского антиклинория. Исключение составляют альбские пирокласты.

Самое древнее проявление вулканизма в Крыму — верхнетриасовая спилито-кератофировая формация, проявляющаяся на севере Крымского горного сооружения. Лавы не дифференцированы и преобладают над пирокластами. Извержения происходили и в подводных условиях. Локализация проявлений верхнетриасового вулканизма на границе Крымского горного сооружения и жесткого палеозойского массива Степного Крыма в районе сел Петропавловка — Украинка (близ Симферополя) позволяет предполагать существование в верхнем триасе вдоль этой границы глубинного разлома как подводящего канала для вулканических проявлений. Поэтому основная масса пластовых интрузий в таврической серии сосредоточена в северной части Крымского горного сооружения.

Спилито-кератофировый нижнеюрский вулканизм по составу несколько более кис-

лый, мощность сложенной им формации меньше, а площадь развития — шире. Он развит в зоне того же разлома и, очевидно, имел два очага — центра вулканической активности.

На границе нижней и средней юры в результате дифференциации Крымского горного сооружения на частные антиклинали и синклинали был перерыв в осадко-накоплении [74].

В средней юре вулканизм проявился в развитии более мощных толщ вулканитов все той же типичной спилито-кератофировой формации. Эксплозии преобладали над излияниями. Как видим, процессы проявления вулканизма нарастали во времени.

По мнению В.И.Лебединского [74], наиболее молодое проявление вулканизма в Крыму приурочено к альбу. В юго-западной части Крымского складчатого сооружения этот вулканизм выражен накоплением пирокластического материала. Предполагается, что вулканические центры (их было несколько) располагались где-то в море, не более чем в 100 км южнее современной береговой линии и транспортировали вулканические продукты воздушными течениями. Верхнеальбский вулканизм соответствует возникновению единого сооружения Горного Крыма и является “проявлением магматической деятельности послескладчатого этапа развития”. Более молодые проявления вулканической деятельности неизвестны. Правда, С.В.Альбов [3] высказывает иное мнение. По его дан-

ным, существуют как прямые, так и косвенные признаки существования молодого (палеоген-неоген-четвертичного) вулканизма. Прямыми доказательствами являются наличие в нижнемеловых, сарматских и мезоценовых отложениях Крыма и в четвертичных суглинках Присивашья вулканических пеплов и туфов, наличие бентонитов (измененных пеплов) в низах майкопских отложений юго-западного и центрального Крыма и Керченского полуострова. Косвенными указаниями могут быть горячие и углекислые воды в недрах Крыма, концентрация бора в грязевых вулканах, углекислых источниках и т.п. То, что удалось обнаружить и изучить в море к юго-западу от Крыма, существенно расширяет наши представления о времени проявления вулканизма и позволяет, насколько это возможно по данным калий-аргонового метода, сделать вывод о существовании более молодой фазы проявления вулканизма — верхнемеловой и палеогеновой (см. табл. 31). Эти данные отчасти подтверждают предположения С.В.Альбова [3].

Петрохимический анализ дает возможность четко выделять породы островодужной и океанической формации в ЛПМ, причем все они сосредоточены в зоне, расположенной между Западно-Крымским нарушением и глубинным Одесско-Синопским разломом. Локализация синхронных проявлений магматизма в виде эффузивной фазы показывает очевидность существования в течение мела, палеогена и даже в более молодое время разломов глубокого заложения. Видимо, в районе изученного ЛПМ существовал глубинный магматический очаг, возможно, даже не один. Связь его с шельфовым вулканизмом, зафиксированным в меловых отложениях скв. 2 [148], и одновозрастным вулканизмом на территории северо-западного Крыма маловероятна. Петрохимически это различные породы.

Все отмеченные вулканические и магматические проявления можно рассматривать как системы фрагментов мезозойско-палеогеновых палеодуг, обрамляющих предполагаемую зону субдукции.

Древние островные дуги обычно сильно эродированы: в их пределах обнажают-

ся интрузивы диоритового состава, являющиеся корневыми зонами вулканов [93]. Крымский и Ломоносовский фрагменты палеодуг вполне удовлетворяют этим условиям. По своим геологическим параметрам они ближе к окраинно-континентальным дугам, нежели к океаническим.

Окраинно-континентальные дуги на суше, как правило, проявляются в виде горных хребтов, сложенных как продуктами субаэральных, так и подводных извержений. Описываемый ЛПМ — результат крупных тектонических движений на материковом склоне к юго-западу от Крыма. Судя по рельефу дна, этот район материкового склона погрузился совсем недавно, сохранив горный рельеф. Для разреза окраинно-континентальных палеоструктурных дуг характерно большее распространение обломочного материала метаморфических и кислых пород.

Как пишут А.Митчел и М. Гарсон [93], “древние дуги — в отличие от современных активных и неактивных дуг в настоящее время располагаются в пределах континентов или тектонически приречены к ним в результате столкновения с континентом. Как правило, очень трудно бывает определить, возникли ли эти дуги на континентальной окраине или в океане, хотя признаком океанических дуг является наличие мощных толщ вулкаников основного состава” (с.239).

Возрастной диапазон образования палеостровных дуг весьма широк. Известны случаи, когда древние дуги слагались палеозойскими породами. На Тайване палеодуга миоценового возраста приречена к континентальной окраине при столкновении в плиоцене.

Изученные выходы вулкаников и плутолитов в Черном море имеют много черт, оправдывающих их отнесение к палеостровным вулканическим дугам, приреченным к континентам.

По А.Митчелу и М.Гарсону [93], на единицу площади молодых дуг приходится гораздо больше рудных месторождений, чем в более древних дугах из-за их разрушения после столкновения с континентом.

В этой связи необходимо обратить внимание на относительно молодой возраст рудной минерализации в пределах ЛПМ,

сформировавшегося в интервале 26 — 147 млн. лет. Речь идет, таким образом, о молодой металлогенической эпохе. Очевидно, учитывая сходство металлогении ЛПМ с металлогенией палеоостровной дуги Крыма, можно предполагать более важную роль молодого рудогенеза и в пределах Горного Крыма, возможно, даже связывать основную металлогеническую нагрузку Крыма с деятельностью мелового и более позднего магматизма. По мнению [12,20], альпийский возраст ртутной и медно-свинцово-цинковой минерализации в Крыму, подобно Карпатам и Кавказу, вполне вероятен, но не доказан. Полученные материалы приближают нас к обоснованию важной роли альпийской металлогенической эпохи в Горном Крыму и ориентируют на ревизионный пересмотр роли мелового и даже более молодого вулканизма и магматизма. В то же время эпохи юрского магматизма в Крымском горном сооружении обусловили существование юрских эпох рудообразования. Так, возраст магматических рудных проявлений, известных в Горном Крыму, датируется по вмещающим их породам нижней и средней юрой.

Для палеоостровных дуг, исходя из сложившихся в литературе взглядов, характерны довольно специфические металлогенические проявления.

Во внешних дугах в ультрабазитах установлены линзообразные залежи хромитов; стратиформные медноколчеданные и меднопорфировые месторождения, месторождения типа Куроко, месторождения золота, сурьмы, вольфрама, ртути. Золото, молибден и некоторые другие элементы содержат и сами меднопорфировые месторождения древних дуг. Они неизменно сопровождаются зонами гидротермальных изменений вмещающих пород, возникших в условиях калиевого и кислотного метасоматоза [93]. При этом зона калиевого метасоматоза состоит из внутренней (ортоклаз, биотит, микроклин) и внешней (окварцевание, пиритизация, серицитизация), затем — зона аргиллитизации и пропицитизации. Фиксируются изменения в характере зон в разных регионах. Так, в Новой Гвинее зона пропицитизации выражена слабо, а био-

тит, возникший на ранних стадиях метасоматоза, часто не сохраняется. Рудная минерализация носит как бы наложенный характер, образуя вкрапления и прожилки. Иногда рудная минерализация контролируется разломами, а не зонами субдукции. Как уже отмечено, для окраинно-континентальных магматических дуг, в частности, Мексики и Чили, характерны месторождения киновари. Это мезозойский и кайнозойский вулканические пояса, на Курилах и на Камчатке сопровождающиеся опал-киноварной минерализацией. Рудовмещающие породы — андезиты и дациты — обычно интенсивно гидротермально изменены. С киноварью ассоциируют реальгар, аурипигмент, изредка самородная ртуть, самородная сера, руды золота и серебра, опал полудрагоценный.

Установленная к настоящему времени металлогеническая нагрузка в пределах системы палеоостровных дуг Горного Крыма и его подводного юго-западного продолжения — ЛПМ — довольно ограничена.

Есть данные, что в районе Гераклейского полуострова в одной из скважин встречено небольшое тело ультрамафитов с еще недостаточно изученной рудной минерализацией. Весьма вероятно, что находки офиолитов еще впереди.

Магматические рудные проявления в Горнокрымской части палеоостровной дуги незначительны по масштабам; минералогически представлены хромшпинелидами, магнетитом, ильменитом, титаномагнетитом, иногда сопровождающимися их пентландитом, кубанитом, пирротинном.

Достаточно широко известна ртутная минерализация. В Горном Крыму в уже изученной части палеоостровной дуги обнаружена довольно убогая ртутная минерализация с несколькими участками относительного обогащения. Наряду с ртутной минерализацией (киноварь, метациннабарит) фиксируются пирит, халькопирит, ковеллин, куприт, сфалерит, галенит, молибденит. Киноварь в ЛПМ также образует несколько рудопроявлений.

Г.А.Булкин и О.Р. Кулиненко [12] считают, что геолого-структурная позиция

киноварного типа в Крыму не вполне ясна (кварц-кальцит, кварц-диккит, халцедон), но парагенезис киновари с меднополиметаллическими проявлениями свидетельствует о связи их с одними и теми же глубинными разломами и магматическими очагами.

В пределах Горного Крыма фиксируется несколько потенциальных рудопроявлений золота. Это, прежде всего, район Гераклеи, где установлены незначительные по масштабам золотопроявления; район горы Хыр; район горы Демерджи и, наконец, район Карадага. Скорее всего, золото приурочено в этих точках к сульфидам — пириту или марказиту. Золото геохимически ассоциирует с серебром.

Как уже подчеркивалось, чаще всего рудная минерализация имеет в Крыму характер гидротермальной и сопровождается рядом типичных вторичных образований — окварцеванием, каолинизацией, цеолитизацией, пропилитизацией, карбонатизацией, местами (на западе) — селадонитизацией.

Околорудные изменения в породах ЛПМ включают пропилитизацию, цеолитизацию, скаполитизацию, окварцевание, карбонатизацию и другие процессы. Рудная минерализация по составу аналогична крымской: пирит, киноварь, халькопирит, сфалерит, галенит, кроме того, реальгар, аурипигмент и другие. Форма выделений рудных минералов — вкрапленная, изредка прожилково-вкрапленная, крупных кристаллов нет, хорошо и обильно выражен только пирит, содержащий постоянные незначительные примеси золота, серебра, платиноидов. Комплекс околорудных изменений в породах ЛПМ выражен несравненно шире и богаче, чем в Крыму, что позволяет ожидать здесь более значительные масштабы оруденения. Но вот медные месторождения, характерные для палеоостровных дуг, в пределах Горного Крыма и северо-западного материкового склона пока не выявлены. Оруденение, по составу сходное с меднопорфировыми месторождениями, обнаружено, но масштабы найденного оруденения незначительны. Географически ближайшими являются медные месторождения юго-востока Болгарии, где в Бургасском районе и дру-

гих известны десятки месторождений [199,223]. Месторождения меднорудного Бургасского района — Росен, Меден Рид, Върли Бряг, Зидарово и другие — представляют собой скопления вкрапленных и жильных руд, локализованных в вулканитах (андезиты, гранодиориты, туфы) позднемелового возраста. Есть месторождения на контактах юрских известняков и гранитоидов [37].

Было бы желательно тщательно проанализировать тектонически возможные соотношения островных дуг Болгарии и северо-запада материкового склона Черного моря, чтобы исключить вероятность случайных совпадений по возрасту вмещающих пород. Некоторые геохимические черты донных осадков Черного моря, например, обогащение сапропелей молибденом, наличие урановых геохимических аномалий в центральной части моря как-то сближают оруденение южной Болгарии, а возможно, и ЛПМ с геохимическими процессами во время четвертичного осадконакопления, указывают на участие глубинных факторов в формировании последнего.

V.2. Магматические рудопроявления

V.2.1. Хромшпинелиды

В пределах палеоостровной дуги севера Черного моря крупные рудные месторождения магматического генезиса пока не обнаружены. Более того, здесь нет даже просто промышленных месторождений. Однако потенциальные возможности находки таких месторождений существуют, так как в Горном Крыму установлена минерализация этого типа. К числу сегрегационных минералов магматического генезиса относятся также редкометалльные акцессоры, в первую очередь циркон, результаты изучения которого рассмотрены в гл. III.3.4. Гистеромагматическое оруденение сводится к многочисленным, но незначительным по масштабам выделениям хромшпинелидов, ильменита, титаномагнетита, магнетита, отчасти пирита, пирротина, пентландита, некоторых других сульфидов в ма-

Таблица 50. Химический состав хромшпинелидов в базитах бодракского субвулканического комплекса,

Компонент	I			II				III	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Ядро	Ядро	Внешняя зона	Ядро	Ядро	Внешняя зона	Незональный	Ядро	
MgO	7,42	7,59	6,31	8,92	9,48	8,51	9,92	9,03	9,01
FeO	21,62	21,55	23,81	20,73	20,49	22,71	20,31	20,02	19,69
MnO	0,30	—	—	0,17	0,09	—	—	0,15	—
ZnO	—	—	0,14	0,38	0,17	0,10	0,29	0,25	0,81
Cr ₂ O ₃	58,49	59,81	55,53	48,34	45,41	41,61	41,31	54,03	53,91
Al ₂ O ₃	6,51	4,71	7,19	11,46	13,49	14,54	15,92	12,00	11,64
Fe ₂ O ₃	6,24	6,76	7,53	9,86	10,77	12,12	11,60	4,84	5,29
TiO ₂	0,66	0,25	0,26	0,97	1,00	1,44	1,26	0,17	0,19
Сумма	101,31	100,68	100,78	100,83	100,90	101,02	100,61	100,49	100,54

Примечание. Здесь и в табл. 51, 52 арабские цифры — номера анализов, римские — чии оливиновых базальтов, овраг Джидайр. II — оливин-авгитовые долеритобазальты, овраг Шара, вые порфиригиты, овраг Джидайр. Приведенные в табл. 50, 51, 52 анализы выполнены на рентгенов-

лых интрузиях и в вулканитах Горного Крыма.

Хромшпинелиды установлены нами в протолочных пробах из среднеюрских малых интрузий Горного Крыма. Особенно обогащены ими лейкодиабазы Кастели и Чунгур-Каи. Лишь в единичном случае хромшпинелиды обнаружены в тоналит-порфирах горы Шарха. Комплекс малых интрузий Горного Крыма именуется Э.М.Спиридоновым, Т.О.Федоровым и В.М.Ряховским [128] Кастельским интрузивным комплексом допозднеюрского возраста и относится к ранне- и среднемезозойской островодужной ассоциации.

Хромшпинелиды встречены и в протолочках из ЛПМ, хотя и здесь не повсеместно (всего в четырех пробах — 10/3; 13/4;

17/4; 8836). В шлифах они не были обнаружены, и поэтому остались недостаточно изученными.

Э.М.Спиридонов, Н.Н.Коротаева, В.М.Ладыгин [126] детально исследовали хромшпинелиды в базитах средней юры Горного Крыма, справедливо считая их островодужными вулканитами. Это массивы позднебайосского возраста, расположенные цепочкой от Балаклавы до района Бахчисарая — Симферополя и Карадага. Их выходы изучены в бассейне р.Бодрак, в оврагах Джидайр и Шара, в Петропавловском карьере.

Хромшпинелиды имеют четкую октаэдрическую форму со слегка сглаженными гранями и легко диагностируются. Они представлены зональными и незональными

Таблица 51. Химический состав хромшпинелидов и титаномагнетита роговообманково-биотит-Бодрак), мас.% [126]

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	Ядро				Внешняя зона			Кайма	
MgO	12,97	12,60	7,40	7,58	0,05	0,27	—	0,25	—
FeO	16,57	17,48	25,06	24,33	39,69	44,43	45,32	46,22	49,96
MnO	0,09	—	0,07	0,18	—	—	—	—	—
ZnO	0,22	0,13	—	0,29	4,28	1,34	1,00	0,96	0,56
Cr ₂ O ₃	37,47	37,27	36,98	34,76	7,98	7,02	6,01	3,67	0,08
Al ₂ O ₃	25,57	25,00	22,10	21,40	5,55	2,45	1,98	3,80	3,20
Fe ₂ O ₃	7,09	8,69	7,99	11,39	33,63	32,79	33,82	30,20	29,27
TiO ₂	0,59	0,50	0,93	0,90	11,35	14,56	14,83	16,37	19,43
Сумма	100,53	101,67	100,53	100,82	102,53	102,86	102,96	101,48	102,49

мас.% [126]

III				
10	11	12	13	14
Внешняя зона	Ядро	Внешняя зона	Ядро	Внешняя зона
8,70	8,55	8,84	9,39	9,57
21,09	20,76	20,82	20,79	20,75
—	0,23	0,21	—	0,16
0,36	0,24	0,33	—	0,39
50,09	52,28	49,25	45,91	40,64
12,19	10,52	11,26	13,32	15,98
7,69	7,76	9,29	10,79	12,56
0,64	0,45	0,93	0,88	1,20
100,76	100,79	100,94	100,07	101,25

номера образцов. Образцы: I — лавовые брек-III — гиперстен-оливин авгитовые долеритском микроанализаторе фирмы "Link".

ми выделениями размером до 0,1 мм; изучались в аншлифах, что позволило минералогически детально их охарактеризовать.

Вместе с хромшпинелидами диагностированы в габбро-долеритах Карадагского субвулканического комплекса ильменит, пирротин, халькопирит, пентландит. В породах бодракского субвулканического комплекса (Качинское поднятие) развиты хромшпинелиды, ильменит, пирротин, халькопирит, редко титаномагнетит, кубанит, пентландит.

По мнению Э.М.Спиридонова и др. [126], хромшпинелиды в базальтах толейтовой серии — низкощелочных вулкани-тах — бедны Fe^{3+} , Mn, Zn, Ti, обогащены Cr_2O_3 (табл.50). Хромшпинелиды базитов известково-щелочной серии более глино-

оливинового габбро-долерита (верховья р.

10	11	12	13
Незональное	Ядро	Внешняя зона	
10,09	10,21	0,21	0,05
21,01	21,14	42,88	40,70
0,03	—	—	—
—	—	1,45	4,36
33,06	35,97	11,09	7,97
23,70	24,10	3,38	6,60
11,37	8,37	30,78	30,93
0,88	0,87	12,76	12,21
100,14	100,60	102,54	102,82

земистые, менее хромистые (меньше 40% Cr_2O_3), также бедны Fe^{3+} , Mn, Zn, Ti. Исключением являются каемки в зональных выделениях хромшпинелидов (табл. 51).

Хромшпинелиды в базитах щелочно-базальтовой серии [126] обладают пониженной хромистостью, повышенной желе-зистостью (Fe_2O_3 —23—38%), высокой мар-ганцовистостью и большим содержанием титана (табл. 52).

Минералогически хромшпинелиды до-вольно разнообразны. Они существенно различны по глиноземистости. Так, хром-шпинелиды из базитов известково-щелоч-ной серии (Качинское и Туакское подня-тия, верховья р.Бодрак) образуют непре-рывный ряд от хромита, магнезиохромита, хромгерцинита, изредка хромшпинели, феррохромита до хром-титаномагнетита.

Образование хромшпинелидов проис-ходило в ходе кристаллизации базитов по мере снижения температуры базальтоид-ных расплавов. Особенно информативны в этом отношении зональные хромшпине-лиды.

В процессе кристаллизации снижаются содержания Mg, Cr, Al, возрастают содер-жания Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ti, Mn.

V.2.2. Ильменит

Ильменит — широко распространенный минерал в породах Горного Крыма. В не-больших количествах он постоянно обна-руживается и в различных породах ЛПМ. Зачастую ильменит образует закономер-ные сростки с магнетитом — титаномаг-нетит.

В кислых породах ильменит обнаружен, например, в плагиогранит-порфирах мас-сива Сераус, реже в плагиогранит-порфи-рах и тоналит- порфирах массивов Шарха и Ай-Йоры, в кварцевых плагиогранит-порфирах Кастели. Некоторые основные породы обогащены ильменитом, в частно-сти диабазы массивов Серауса и Чамны-Буруна, лейкодиабазы Чунгур-Каи (рис. 148, 149). В ряде точек Горного Крыма ильменит в среднеюрских вулканитах встречен Э.М.Спиридоновым и др. [126].

В протоочных пробах ильменит повсе-местно сохраняет прекрасную таблитчатую форму. Нередко фиксируется лейкоксени-

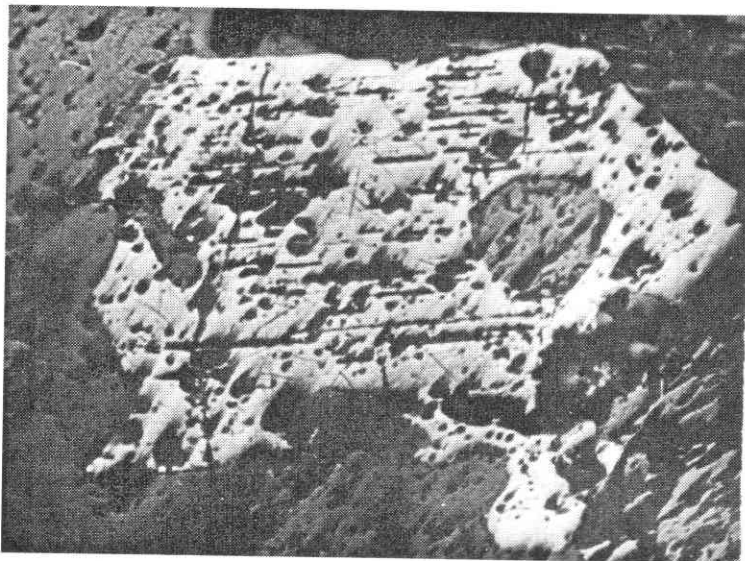


Рис. 148
Таблитчатые выделения ильменита в диабазе массива Сераус, обр. 062/86. Ув. 80.

зация ильменита. Иногда лейкоксен образует псевдоморфозы по ильмениту, полностью замещая последний. В отдельных случаях по ильмениту развивается анатаз-брукит.

Химический состав ильменита из Горного Крыма характеризуется повышенным содержанием марганца. По данным Е.Е.Шнюковой [180], наряду с обычным ильменитом присутствует Mn-содержащий ильменит, близкий к пирофаниту и имеющий формулу $(\text{Fe}_{0,660}\text{Mn}_{0,395})_{1,055} \times (\text{Ti}_{0,963}\text{O}_3)$ (табл. 53).

Повышенное содержание пирофанитового компонента характерно для щелочных пород. Так, ильменит из оливиновых

тефритов Карадага содержит 8% Mn [126]. Плаггиогранит-порфиры массива Шарха — породы нормального ряда, поэтому высокое содержание в них марганца низкой валентности объясняется высокой степенью восстановленности магмы.

В.2.3. Титаномагнетит и магнетит

Титаномагнетит в магматических и вулканических породах Горного Крыма впервые описали В.А.Супрычев и Н.Н.Макаров [130].

Титаномагнетит в среднеюрских вулканитах Горного Крыма изучен Э.М.Спирidonовым и др. [126]. Ими же отмечены маг-

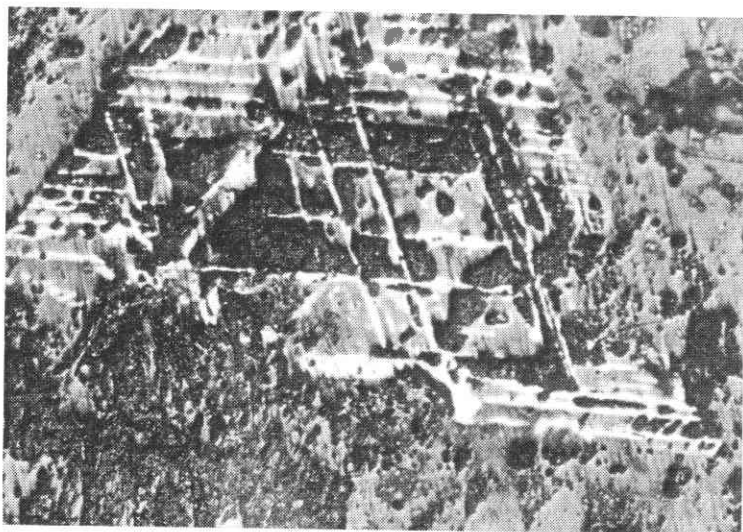


Рис. 149
Структура распада твердого раствора ильменита и нерудного минерала в диабазе массива Сераус, обр.051/86. Ув. 400.

Таблица 52. Химический состав хромшпинелидов и титаномагнетита базитов Карадагского вулканического массива мас. % [126]

Компонент	VI			VII		
	1	2	3	4	5	6
	Ядро	Промежуточная зона	Внешняя зона	Ядро	Внешняя зона	Внешняя зона
MgO	1,48	0,70	0,31	7,63	0,37	0,27
FeO	34,95	36,41	32,73	12,61	23,16	20,83
MnO	1,68	3,40	4,54	9,23	10,14	12,81
ZnO	Следы	0,48	2,74	Следы	0,78	следы
Cr ₂ O ₃	17,93	14,47	10,92	25,43	19,64	21,44
Al ₂ O ₃	16,73	12,58	5,11	10,19	8,44	7,77
Fe ₂ O ₃	24,27	25,06	32,76	35,29	38,08	37,64
TiO ₂	4,51	8,07	9,22	0,27	1,31	0,97
Сумма	101,55	101,17	98,33	100,65	101,93	101,73

П р и м е ч а н и е . Образцы: VI — трахибазальты (“спилиты”), VII — оливиновые тефриты.

нетит, пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит и некоторые другие минералы.

Е.Е.Шнюкова (1993 г.) описала находки ильменита, магнетита, титаномагнетита, некоторых сульфидов в породах малых интрузий и других магматических породах Алуштинского района Горного Крыма (рис. 150, 151). В 1989–1996 годах ильменит и магнетит в небольших количествах выявлен авторами в разнообразных породах ЛПМ. Детальное изучение их не проводилось из-за незначительных содержаний.

В целом магнетит и титаномагнетит — довольно обычное явление для изучавшихся пород палеоостровной дуги, но содержания их невысоки. Титаномагнетит в вулканитах с повышенной калиевой щелочностью, как фиксируют Э.М.Спиридонов и др. [126], характеризуется повышенным содержанием марганца (до 3 и даже 13% MnO) (см. табл.52).

Минераграфический облик титаномагнетита и магнетита довольно обычен. Это, как правило, мелкие выделения, иногда с признаками идиоморфизма, магнетит местами мартитизирован (рис. 152).

Ильменит и титаномагнетит ассоциируют с авгитом и гиперстеном в виде вкрапленников поздней генерации в цементирующей массе базальтоидов островодужных вулканитов. Эта ассоциация свидетельствует о их кристаллизации из магматических расплавов.

По мнению Э.М.Спиридонова и др.

[126], хромшпинелиды, титаномагнетит, магнетит, ильменит, немногочисленные сульфиды (пирит, пирротин, пентландит, халькопирит) — все это минералы магматического генезиса, сохранившиеся при процессах последующего низкотемпературного регионального метаморфизма целолитовой и пренит-пумпелиитовой фации. Цементирующая масса двупироксеновых базальтов Карадагской серии (долина р.Бодрак) кристаллизовалась при темпе-

Таблица 53. Химический состав ильменита из плагиогранит-порфиров малых интрузий Горного Крыма (массив Шарха), мас.%

Компонент	Номер пробы	
	44	45
SiO ₂	0,17	0,05
TiO ₂	50,72	49,29
Al ₂ O ₃	0,09	0,08
Cr ₂ O ₃	0,04	0,05
FeO _{сум.}	31,22	49,46
MnO	18,44	1,22
MgO	0,08	0,06
CaO	0,10	0,01
Na ₂ O	—	—
K ₂ O	—	—
ZnO	—	0,11
NiO	—	—
Сумма	100,86	100 33

П р и м е ч а н и е . См. прим. 5 к табл. 5.

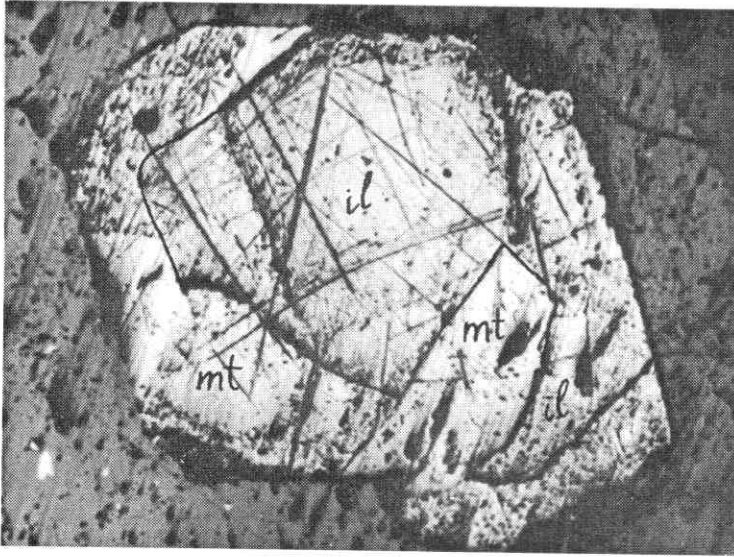


Рис.150
Незакономерные
сростки ильменита /il/
с магнетитом /mt/ в
габбро-диабазе массива
Чамны-Бурун, обр.
120/86. Ув. 250.

ратуре 950°C и летучести кислорода $\lg f_{\text{O}_2} = -11,3$ атм, что соответствует установленным составам титаномагнетита и ильменита. Судя по сходству состава ильменита из малых интрузий Горного Крыма с описанными образцами [126], ильменит в малых интрузиях образовался в близких условиях.

Подробнее вопрос о магматогенных процессах рассмотрен в петрологическом описании малых интрузий.

Гидротермальные процессы сопровождались мощными наложенными околорудными изменениями. Для Горного Крыма эти изменения многократно описаны; в то

же время в породах ЛПМ они ранее не рассматривались.

V.3. Вторичные изменения кристаллических пород Ломоносовского подводного массива

Исследование измененных пород, в частности, возникших в результате гидротермальной проработки, представляет чрезвычайно важную задачу потому что, здесь совершенно четко, шаг за шагом, просле-

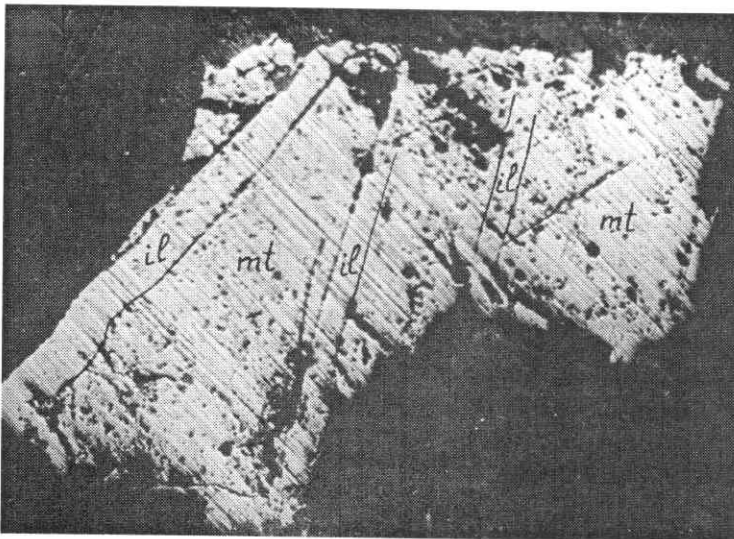
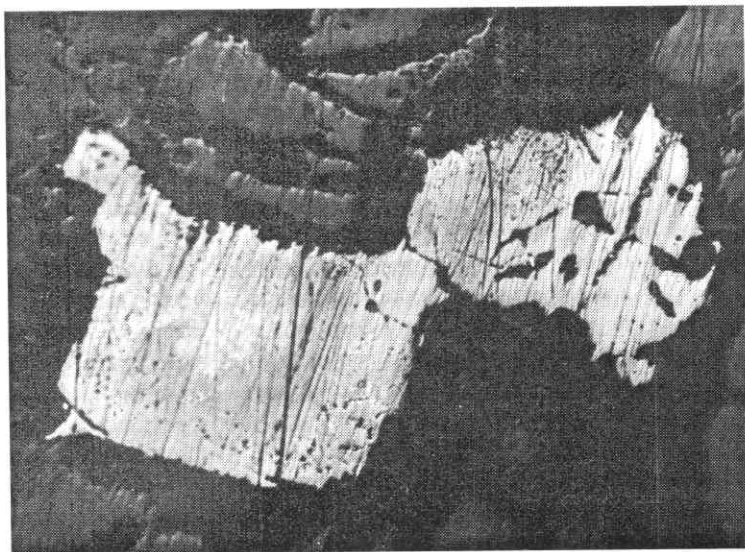


Рис.151
Титаномагнетит в
габбро-диабазе массива
Чамны-Бурун. Видны
пластинки ильменита
/il/ в магнетите /mt/,
обр. 120/86.
Ув. 200.

Рис. 152
Мартитизация (белое)
магнетита (серое) в
габбро-норитах
массива Чамны-Бурун,
обр. 118/86. Ув. 250.



живаются все этапы формирования породы от первично неизменной до конечного продукта, часто не сохраняющего и следов исходной породы. Метасоматически измененные породы нередко обогащены рудными компонентами и характеризуются закономерным зональным развитием различных минеральных ассоциаций.

Проведенное нами изучение кристаллических пород, развитых на континентальном склоне, основывается на исследовании штуфов коренных пород, поднятых при дражировании, а также на визуальном наблюдении отдельных обнажений с подводных аппаратов. В отличие от суши здесь отсутствует возможность непосредственного наблюдения и опробования массива, установления его границ, морфологии, взаимоотношения различных типов пород и т.д., в результате чего мы вынуждены использовать в работе данные, полученные при исследовании отдельных фрагментов массива. Это в равной мере относится и к продуктам наложенных процессов, образующимся в кристаллических породах, в частности, в результате гидротермальной проработки.

Наложённые процессы характерны как для плутонических, так и для вулканических пород. При этом интенсивность их проявления зависит от многих факторов, в частности, от структурно-тектонической обстановки, в которой формировалась и

находилась на разных этапах геологической истории региона та или иная порода.

Для плутонических пород ЛПМ характерны пелитизация, серицитизация, соссюритизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация, биотитизация, пренитизация, тремолитизация, селадонитизация, окварцевание, цеолитизация. В вулканических породах отмечаются окварцевание, хлоритизация, селадонитизация, серицитизация, эпидотизация, соссюритизация, биотитизация, тремолитизация, пелитизация, цеолитизация, карбонатизация.

Минеральные комплексы, образование которых связано с наложенными процессами, морфологически наблюдаются в виде нескольких типов:

1. Выполнение трещин, нередко с выраженной зональностью или последовательным замещением одних минералов другими.

2. Выполнение миндалин, иногда с такой же закономерностью соотношения отдельных минеральных видов, как и в трещинах.

3. Участки метасоматического замещения породы в виде отдельных блоков, нередко приуроченных к зонам катаклаза или милонитизации.

Из плутонических пород рассматриваются габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты.

В *габбро* и *диоритах* вторичные изменения разнообразны, однако их интенсив-

ность весьма незначительна. Как правило, происходит сосюритизация плагиоклазов. Роговая обманка замещается вторичным амфиболом ряда тремолит—актинолит, по которому, в свою очередь, развивается хлорит. Наблюдаются единичные ромбоэдрические кристаллы анкерита, а также скопления тонкоагрегатных сульфидов. Иногда в линзовидных прожилках различной ориентировки есть мелкокристаллические эпидот, пренит и селадонит.

Для *кварцевых диоритов* характерны более разнообразные наложенные процессы, нередко возрастает их интенсивность. В плагиоклазах, преимущественно по трещинам спайности, развиваются серицит и пелиты. В отдельных случаях плагиоклазы частично сосюритизированы. Разнообразны процессы изменения темноцветных минералов. По роговой обманке в одних случаях развивается биотит, в других — тремолит. В свою очередь биотит хлоритизируется, иногда роговая обманка непосредственно замещается хлоритом. Встречаются также отдельные скопления хлорит-эпидот-пренит-кварцевого состава в виде пластинчатых агрегатов. Характерно, что скопления сульфидов в виде тонких цепочек наблюдаются в продуктах изменения плагиоклазов и амфиболов.

В *тоналитах* наложенные процессы еще более разнообразны и интенсивны. В первую очередь это относится к плагиоклазам, которые частично, а иногда и полностью пелитизированы и сосюритизированы.

В отдельных случаях наблюдаются зоны или же гнезда, полностью состоящие из вторичных минералов. Здесь развиты пластинчатые кристаллы хлорита с аномальной интерференционной окраской, таблитчатые или сферические образования эпидота, который нередко образует псевдоморфозы по крупным фенокристаллам плагиоклаза.

В этих зонах часто появляются крупные одиночные ромбоэдрические кристаллы анкерита. Весьма характерна и рудная минерализация, представленная лейкоксеном, который постоянно встречается совместно с анкеритом в виде зерен неправильной формы или же псевдоморфоз по ильмениту. Многочисленны также тонкие,

секущие породу в разных направлениях жилки тонкоагрегатного пирита. Эти жилки, как правило, приурочены к зонам развития вторичных минеральных ассоциаций.

В *плагиогранитах* вторичные изменения менее проявлены, чем в тоналитах. В основном по трещинам отдельности в плагиоклазах развиваются мелкокристаллические хлорит и эпидот, иногда наблюдается пелитизация. Отдельные участки сложены агрегатами крупных кристаллов эпидота, хлорита с аномальной интерференционной окраской, анкерита, лейкоксенизированного сфена.

В некоторых зонах наблюдается следующая последовательность выделения вторичных минералов: хлорит с аномальной фиолетовой интерференционной окраской — клиноцоизит-эпидот-пренит.

По первичному темноцветному минералу — роговой обманке развивается биотит. В свою очередь биотит замещается хлоритом с аномальной фиолетовой интерференционной окраской. В мелких жилках развиты пластинчатые кристаллы хлорита с фиолетовой аномальной интерференционной окраской в ассоциации с анкеритом и сфеном (мелкие, хорошо ограненные копьевидные кристаллы). Наблюдаются тонкие жилки, сложенные селадонитом с вкраплениями микроагрегатного пирита в виде узорчатых, причудливой формы выделений.

В вулканических породах наложенные процессы часто более интенсивны, чем в плутонических. Подавляющее большинство минеральных жильных образований гидротермального генезиса приурочено именно к вулканическим породам.

В *базальтах* разнообразны по морфологии выделения минеральных комплексов, формирование которых связано с наложенными процессами. Это зоны в виде пятен неправильной формы, миндалины, прожилки. Наиболее часто отмечена хлоритизация стекловатого базиса базальтов (как правило, полная), когда вулканическое стекло превращается в массу хлорита с низким двупреломлением, а в ней наблюдаются лейсты плагиоклаза. В отдельных случаях участки в первичном базальте полностью замещены мелкокристалли-

ческим агрегатом кварц-эпидотового состава.

Основная масса породы представлена мелкочешуйчатой ассоциацией хлорит-альтового состава (минералы идентифицированы рентгенометрическим анализом). Миндалины выполнены мелкоагрегатным кварцем, мелкозернистым кальцитом или же радиально-лучистым пластинчатым эпидотом. Иногда миндалины имеют четкую зональность. В одних случаях по периферии миндалины развит мелколистватый хлорит, нередко с аномальной фиолетовой интерференционной окраской, а центральная часть слагается мелкокристаллическим радиально-лучистым эпидотом, в других — периферическая часть состоит из мелкокристаллического кальцита, а центральная — из эпидота. Таким образом, завершающей минеральной фазой минералообразования в миндалинах является эпидот. Более сложные разнообразные минеральные формы и их взаимоотношение свойственны трещинным минералообразующим полостям. В наиболее простом варианте трещина выполнена мелкокристаллическим кальцитом, кварцем или эпидотом. В случае биминеральной ассоциации кальцит-эпидот последний завершает минералообразующую стадию.

В прожилках кальцитового состава наблюдаются многочисленные мелкие неправильной формы сульфидные скопления, по времени образования явно синхронные кальциту. Полиминеральные многофазные ассоциации наиболее информативны. Они приурочены к раздувам в более мелких трещинах. Мелкие жилки сложены мелкокристаллическим эпидотом. В раздуве зафиксирована следующая последовательность отложения различных минералов: мелкокристаллический кварц и эпидот в сростках — крупнокристаллический кальцит — крупнокристаллический пластинчатый эпидот и кварц.

Развиты также прожилки кварц-кальцитового состава, где карбонат явно более поздний по времени отложения. В миндалинах, как по периферии, так и в центральной части наблюдаются скопления мелких зерен сульфидов; в зонах наибольшего развития вторичных изменений не-

редко развиты дендритовые цепочки сульфидов.

В андезитах процессы вторичных изменений в целом сходны по характеру и интенсивности с таковыми в базальтах. Однако есть и некоторые отличия. Во-первых, резко уменьшается количество миндалинов, выступающих в качестве минерализационных полостей. В них отмечаются мелкоагрегатный кварц, эпидот, мелкокристаллический кальцит, цеолиты. Как правило, миндалины в этом типе пород мономинеральны. В отдельных случаях в них, наряду с указанными ранее минералами наблюдаются мелкие скопления сульфидов и сфена. Как и в базальтах, широко распространена хлоритизация вулканического стекла. По фенокристаллу пироксена развивается тремолит, в отдельных случаях — биотит. При этом выделяются зерна вторичного титанита.

Биотит иногда развивается также по хлориту, знаменуя собой совершенно иной процесс — прогрессивного метаморфизма. Образования серицита отмечаются лишь в отдельных случаях вдоль трещинок спайности в плагиоклазах. В основной массе в виде зон неправильной формы наблюдаются скопления вторичных минеральных ассоциаций: а) кварц-эпидот-хлоритовые мелкокристаллические агрегаты; б) кварц мозаичный. Встречаются весьма интересные псевдоморфозы селадонит-кальцитового состава по крупным лейстам плагиоклаза. При этом кальцит более поздний, чем селадонит. Весьма интересна прожилковая минерализация. Наблюдаются кварц-цеолитовые (кварц более поздний), хлорит-кальцитовые (кальцит относится ко второй фазе), тонкие линзовидные быстро выклинивающиеся прожилки сульфид-лейкоксового состава (в массе агрегатных сульфидов клиновидные кристаллы лейкоксенизированного сфена).

Таким образом, именно в этом петрографическом типе пород впервые встречена необычная наложенная рудная сульфидно-титановая ассоциация.

В андезитах широко распространен процесс хлоритизации стекловатого базиса (практически всегда полный). В отдельных случаях синхронно (или несколько позднее) в основной массе развивается

вторичный мозаичный кварц. Иногда возникают мелкоагрегатные участки кварц-серицитового состава. Фенокристы плагиоклаза несут следы самых различных наложенных процессов вплоть до образования псевдоморфоз по ним. Наиболее часто они пелитизированы в различной степени. Нередко наблюдается их полная хлоритизация с последующим частичным карбонатным замещением или же окварцеванием. Отмечено также развитие селадонита и кальцита по фенокристаллам плагиоклаза с образованием псевдоморфоз. В зонах хлоритизации, сложенных спутанно-волоконистым, мелколистоватым хлоритом, в виде пятен неправильной формы накладывается цеолитовая минерализация.

В зонах окварцевания образуются сростки хорошо ограненных кристаллов кварца. Здесь же развивается кристаллический кальцит, который разъедает кварц. Встречаются сложные прожилки, где в направлении от стенок к центру минерализационной полости развиты: кальцит-кварц-мелкокристаллические сростки кварц-кальцит-эпидотового состава — кварц-кальцит-эпидотовые агрегаты с многочисленными мелкими зернами лейкоксенизированного сфена — тонкие ветвящиеся прожилки лейкоксена.

В зонах катаклаза, нередко фиксирующихся в отдельных штуфах андезитов, есть сростки крупных кристаллов кварца, эпидота, селадонита, хлорита и сульфидов. Встречаются также быстро выклинивающиеся линзочки кварц-карбонатного состава.

Таким образом, в этом типе пород имеет место разнообразная наложенная минерализация, в которой, как правило, заключительная фаза принадлежит кальциту.

В спилитизированных андезитах обнаружены разнообразные цеолиты: в микрозанорыше — шабазит, в жилках — филлипсит, зонально-концентрический агрегат цеолитов — в раздуве трещины. Весьма необычно наличие в трещине одного из образцов спилитов тонкой корочки алушита.

Впервые встречен обломок оруденелой цеолитовой жилы, где основной минеральный компонент представлен томсонитом, образующим сростки бледно-кремового

цвета, в массе создающих пористое образование, напоминающее внешне травертин. В этой массе вкраплены многочисленные хорошо ограненные кристаллики пирита, составляющие до 10% породы. В протолочке этой породы встречено 9 знаков киновари и 3 знака сфалерита. Эта находка позволяет однозначно связать одну из фаз рудообразования с цеолитообразованием.

Для *дацитов* характерно в целом относительно малое разнообразие вторичных изменений и узкий диапазон их структурных обособлений. В большинстве случаев ассоциации вторичных минералов сконцентрированы в зонах небольшой мощности различной ориентировки, в которых чаще всего развивается мелкоагрегатный кварц, иногда ассоциирующий с мелколистоватым хлоритом с низкой, иногда с фиолетовой аномальной интерференционной окраской. В одном случае встречена мощная (до 3 см в поперечнике) полиминеральная зона, сложенная (в порядке выделения) мусковитом — эпидотом — хлоритом — кальцитом.

На отдельных участках развиты зоны, сложенные хлорит-кварцевыми агрегатами, где иногда по хлориту развивается биотит. Наблюдается также обратное явление, когда по биотиту развивается хлорит. Наиболее распространенными минерализационными полостями в этом типе пород являются небольшие линзообразные, реже овальные полости. Мономинеральные полости не фиксируются. Как правило, мелкоагрегатные сростки двух или нескольких минералов в полостях не позволяют, за редким исключением, установить последовательность их выделения. В них отмечаются: эпидот-кварц-селадонитовая, кварц-кальцитовая, хлорит-кальцитовая, серицит-лейкоксеновая ассоциации. В разных количествах в этих полостях наблюдаются сульфиды или же лейкоксен. Содержание рудных минералов в этом типе пород относительно низкое.

Уровень вторичных изменений в *плагиориодацитах* примерно такой же, как и в породах предыдущей группы. Однако максимально развиты другие процессы. Изменение матрицы породы заключается в наличии участков неправильной формы, где

первичная порода полностью превращена в мелкокристаллический агрегат кальцита и эпидота с тонкими линзочками сульфидов. В этом случае фенокристы плагиоклазов пелитизированы и замешаются цеолитами. В других случаях по фенокристам плагиоклаза развиваются кварц и кальцит (при этом процесс окварцевания знаменует начальную фазу). В породах, где в качестве фенокристов развита роговая обманка, наблюдается ее замещение хлоритом с выделением многочисленных мелких неправильной формы зерен лейкоксена. Довольно часто встречаются штуфы плагиориодацитов, где участками породы катаклазированы. В зонах катаклаза отмечается интенсивная пелитизация плагиоклазов с появлением скоплений эпидота и хлорита с аномальной интерференционной окраской. Здесь же нередки многочисленные червеобразные выделения сульфидов.

В качестве обособленных вторичных минеральных выделений встречаются мелкие линзы мелкокристаллического эпидота, а в мелких многочисленных жилках фиксируются поперечно-шестоватые агрегаты вторичного кварца, иногда с многочисленными вкраплениями сульфидов. Таким образом, жильная и пустотная наложенная минерализация в этом типе пород развита спорадически. Превалирующая роль принадлежит зонам метасоматического замещения, в частности, в катаклазированных разновидностях.

Вторичные изменения в *плагиориолитах* наименее разнообразны по сравнению с другими петрографическими типами вулканогенных пород.

В основной массе породы, как правило, фиксируется лишь частичная пелитизация плагиоклазов; на отдельных участках развивается мелкокристаллический кальцит. В основном минерализационными полостями являются миндалины, гнезда неправильной формы, прожилки. Миндалины мономинеральные (эпидотовые) и полиминеральные (хлорит-кварц-эпидотовые). Полости неправильной формы многообразны: хлорит-сульфидные, эпидот-сульфидные, цеолитовые, кварц-эпидот-селадонит-сульфидные. Встречена здесь также необычная ассоциация — серицит-сульфидная. Минерализация прожилково-

го типа разнообразна и представлена, как правило, одним минеральным видом — поперечно-шестоватым кварцем, цеолитами (ломонтитом), дендритовидными агрегатами сульфидов. Встречена биминеральная ассоциация, представленная серией сложноветвящихся прожилков сульфидно-селадонитового состава.

И, в завершение, рассмотрим группу пород, сложенных исключительно ассоциациями вторичных минералов при полном отсутствии реликтов первичной породы:

1. Кварц-цеолит-эпидотовая порода, где матрица представляет собой агрегат мелких зерен кварца, цеолитов и эпидота. В этой массе встречаются гнезда неправильной, овальной формы, выполненные веерообразными или радиально-лучистыми агрегатами эпидота.

2. Кварц-эпидотовая порода, матрица которой сложена мелкокристаллическими кварцем и эпидотом. В ней развиты жилы зонального строения. Непосредственно у стенок располагается зона мелкозернистого эпидота- переход в среднекристаллический кварц вплоть до образования кристаллов с явными кристаллографическими очертаниями в раздуве — ромбоэдрические зерна кальцита. В породе также встречаются гнезда радиально-лучистого эпидота.

3. Кварц-хлорито-серицитовая порода с различными минеральными псевдоморфозами по фенокристам. Порода сложена мелкоагрегатным кварцем и хлоритом; на отдельных участках они сменяются кварц-серицитовыми агрегатами.

Фенокристы претерпели полное замещение с сохранением очертаний. Отмечаются псевдоморфозы: а) хлорит с аномальной интерференционной окраской, который замещается кальцитом; б) блоки серицита в массе более позднего хлорита; в) полное замещение мозаичным кварцем.

4. Серицит-кварцевая порода. Порода состоит из беспорядочно ориентированных чешуек серицита (до 85%) и мозаичного мелкозернистого кварца (до 15%), а также аксессуарных сфена, лейкоксена, сульфидов. На отдельных участках увеличивается размер чешуек. В других случаях кварц обособляется в мелкие линзочки, в которых появляется значительное количество тонкорассеянных сульфидов. Встречена так-

Компонент	Номер пробы				
	10/6	10/106	10/11а	10/12	10/12
SiO ₂	58,50	56,37	58,36	60,00	59,21
TiO ₂	0,84	0,84	0,84	0,68	0,70
Al ₂ O ₃	22,38	23,20	22,49	20,37	21,05
FeO _{сум.}	6,89	8,63	5,89	7,00	6,98
MnO	0,09	0,11	0,08	0,08	0,09
MgO	3,36	3,53	3,25	3,07	3,12
CaO	1,43	0,50	1,93	1,94	1,96
Na ₂ O	2,38	1,02	3,39	1,33	1,42
K ₂ O	3,40	4,67	2,94	4,61	4,66
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,11	0,11	0,09
S	0,05	0,02	0,08	0,11	0,09
Cl	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04
Сумма	99,42	99,17	99,38	99,34	99,41
F _{общ.}	67,2	71,0	64,4	69,5	69,1
al'	2,18	1,91	2,46	2,02	2,08
Na ₂ O/K ₂ O	0,70	0,22	1,15	0,29	0,31

Примечание. См. прим. 1-3 к табл. 8.

Таблица 54
Химический состав
кварц-серицитовых
гидротермалитов
(метасоматитов), мас. %

же кварцевая жила с раздувом, где в кварце наблюдается скопление мелких кристаллов сфена. Порода сечется также мелкими жилками цеолитов. Описанная порода отличается весьма высоким содержанием калия (табл. 54), что совершенно не свойственно неизменным кристаллическим породам ЛПМ, относящимся к натриевому ряду. Есть предположение, что эти образования представляют собой очень густо серицитизированное андезитовое стекло. Е.Ф.Шнюковым и З.В.Красножиной подобные образования обнаружены и описаны в пределах Гераклейского плато, где они отнесены к окколорудным метасоматитам, классифицированным как сольфатарные вторичные кварциты, образование которых предположительно связано с подтоком глубинных растворов из неглубоко расположенных магматических очагов [165].

5. Измененная брекчия. Порода состоит из остроугольных обломков темно-серых андезитов или их стеклов, которые сцементированы светло-серым с кремевым оттенком веществом, рентгеноструктурное изучение которого показало, что это полиминеральное образование, состоящее из α-квистобалита, кварца и монтмориллонита (табл. 55). Кроме того, здесь обнаружены флюорит и другие характерные мине-

ралы, что позволяет отнести описываемую породу к гидротермально измененным вулканическим брекчиям.

Изучение минералов и минеральных ассоциаций, развитых в породах, слагающих ЛПМ, позволило установить многообразие наложенных процессов и их некоторые геохимические особенности. Обнаружены, описаны и изучены кальцит, арагонит, кварц, селадонит, тальк, эпидот, флюорит, каолинит, периклаз, гидроксиды железа, многие цеолиты, анальцит, многочисленные сульфиды и другие. Находки этих минералов позволяют судить о стадиях минералообразующих процессов и сделать некоторые выводы о металлогенической специализации изучаемого региона.

Карбонаты. Кальцит широко распространен в трещинах пород, часто образуя на их плоскостях лучистые уплощенные агрегаты типа атласного шпата с ясно выраженной сеткой спайности. В раздувах жил и кавернах образует друзы полупрозрачных, хорошо образованных скаленоэдрических и ромбоэдрических кристаллов. Являясь одним из самых поздних минералов гидротермального процесса, занимает центральное место выполнения жил и миндалин. Он же слагает карбонатные постройки на континентальном склоне.

Доломит образует плотные агрегаты

Таблица 55
Рентгенометрическая
характеристика матрицы
измененной
вулканической брекчии

Обр. 10/6		Монтмориллонит		Кварц		Кристаллит	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
5	9,52	10	9,5-20	—	—	—	—
6	6,66	3	6,4-67	—	—	—	—
3	4,38	8	4,42	—	—	—	—
19	4,26	—	—	5	4,24	—	—
4	4,03	—	—	—	—	10	4,03
3	3,79	—	—	—	—	—	—
3	3,67	—	—	—	—	—	—
3	3,54	—	—	—	—	—	—
100	3,35	—	—	10	3,34	—	—
11	3,195	6	3,18	—	—	6	3,13
6	3,038	4	3,03	—	—	—	—
6	2,55	7	2,57	—	—	—	—
9	2,456	—	—	5	2,45	8	2,48

Примечание. Условия съемки: излучение $Fe_{K_{\alpha,\beta}}$ режим работы трубки — 30 кВ, 5 мА; аналитик А.Л. Литвин. Эталоны по В.И. Михееву: монтмориллонит, 881-885; кварц, 256; кристаллит, 260.

трубчатой формы, поднятые на континентальном склоне. Доломит криптозернистый, на участках перекристаллизован до микрозернистого. Поры, образовавшиеся в массе доломита вследствие процессов выщелачивания, выполнены вторичным кальцитом. Для доломита характерно высокое содержание MgO (13-17%) и несколько повышенное — SiO_2 и Al_2O_3 , что вызвано наличием терригенной примеси.

Цеолиты. В различных породах определен довольно широкий спектр цеолитов. Десмин, гейландит и ломонтит диагностированы рентгенографически (табл. 56, 57, 58), филлипсит, томсонит и шабазит определены в иммерсионных препаратах.

По данным исследования цеолитов [42,65], гейландит встречается в тесной ассоциации с десмином, преимущественно в миндалинах эффузивных пород и является минералом выполнения пустот в базальтах и андезитах. Десмин, как и все цеолиты — типичный гидротермальный минерал, встречающийся в жилах и полостях миндалекаменных андезитов. Обычно десмин образуется одним из последних в ассоциации с кальцитом и гейландитом. Ломонтит, также являясь гидротермальным образованием, наблюдается в ассоциации с эпидотом и десмином.

Анальцит, однозначно диагностированный рентгеноструктурным анализом (табл. 59), равно относится и к группе цеолитов

и к фельдшпатоидам; является высокотемпературным образованием и по генезису наиболее близок к томсониту.

На графике последовательности формирования цеолитов [65] анальцит и томсонит расположены в области высоких температур образования минералов, ломонтит и филлипсит знаменуют средние значения, а гейландит, шабазит и десмин являются представителями конечной фазы процесса.

Кварц. Зерна и осколки зерен составляют в разных породах от 10-15 до 88% легкой фракции шлихов андезитов, до

Таблица 56. Рентгенометрическая характеристика десмина

I		II	
I	d/n	I	d/n
10	8,81	—	—
6	4,36	—	—
10	4,025	10	4,01
4	3,405	5	3,42
8	2,993	7	2,97
3	2,761	3	2,797
		2ш	2,58
		3ш	2,45

Примечание. Условия съемки — излучение $Fe_{K_{\alpha,\beta}}$ — режим трубки — 30 кВ, 5 мА; аналитик Е.А. Гамарник. I — десмин, по В.И. Михееву, 708. II — десмин из миндалекаменного базальта ЛПМ (ст. 8836).

I		II		I		II	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
80	8,90	4	8,87	40	3,30	—	—
100	7,89	8	7,90	70	3,16	5 ш	3,121
80	6,75	5 ш	6,67	40	3,10	—	—
80	6,61	—	—	40	3,06	—	—
20	5,30	—	—	40	3,02	8 ш	2,287
80	5,22	—	—	20	2,97	—	—
80	5,09	5 ш	5,13	40	2,95	—	—
40	5,04	—	—	30	2,94	—	—
40	4,62	4	4,69	20	2,87	—	—
70	4,34	4	4,34	80	2,78	7	2,807
70	3,95	10	3,952				
40	3,90	—	—				
40	3,87	4 ш	3,812				
40	3,81	—	—				
40	3,69	—	—				
70	3,54	4	3,561				
40	3,50	—	—				
40	3,45	—	—				
70	3,41	6 ш	3,417				
70	3,38	—	—				

Примечание. Условия съемки - излучение $Fe_{k_{\alpha,\beta}}$, режим трубки — 30 кВ, 5мА. Аналитик Л.Н.Егорова. I — гейландит - стандарт PDF, 1986 г., 24-182; II - гейландит из миндалекаменного базальта ЛПМ (ст. 8836).

Таблица 57
Рентгенометрическая
характеристика
гейландита

Таблица 58. Рентгенометрическая характеристика ломонита

I		II		III		I		II		III	
i	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
60	9,50	6 ш	9,298	6	9,394	2	2,649	—	—	—	—
40	6,84	4	6,618	5	6,794	2	2,631	—	—	—	—
9	6,19	2	6,105	2	6,211	25	2,579	7	2,567	7	2,565
12	5,04	4	4,921	5	5,035	3	2,539	—	—	—	—
17	4,72	—	—	—	—	4	2,520	—	—	—	—
25	4,49	4 ш	4,474	4	4,527	10	2,519	1	2,480	1	2,512
100	4,16	8	4,101	8	4,150	6	2,457	—	—	—	—
7	3,77	—	—	—	—	25	2,441	7	2,412	7	2,409
35	3,66	3	3,667	4	3,721	3	2,392	—	—	—	—
80	3,51	10	3,499	10	3,575	13	2,359	3	2,343	3	2,359
13	3,40	—	—	1	3,980	9	3,271	2	2,271	2	2,273
30	3,36	2	3,360	—	—	10	2,219	—	—	5	2,183
55	3,27	6 ш	3,256	6	3,274	—	—	—	—	—	—
30	3,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	3,10	3	3,115	3	3,151	—	—	—	—	—	—
35	3,03	6 ш	2,995	7	3,001	—	—	—	—	—	—
7	2,95	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	2,88	—	—	5	2,836	—	—	—	—	—	—
25	2,798	5 ш	2,824	4	2,743	—	—	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки — излучение $Fe_{k_{\alpha,\beta}}$, режим трубки — 30кВ, 5мА, аналитик Л.Н.Егорова. I — ломонит, PDF, 1986, 26-1047; II — ломонит из метасоматита ЛПМ (обр. 10/11а); III — ломонит из метасоматита ЛПМ (обр. 10/6).

Таблица 59
Рентгенометрическая
характеристика
анальцима

I		II		I		II	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	6,21	3	6,35	2	1,665	4	1,672
60	5,60	9	5,66	6	1,5958	3	1,600
20	4,75	5	4,90	4	1,4811	4	1,488
2	4,15	2	4,08	2	1,4633	4	1,472
8	3,67	6	3,78	2	1,4426	3	1,453
100	3,43	10	3,43	2	1,4331	3	1,433
2	3,24	4	3,20	6	1,4163	7	1,410
50	2,927	10	2,91	2	1,3862	2	1,383
8	2,803	3	2,77	3	1,3686	2	1,349
16	2,693	6	2,658	2	1,3086	3	1,299
14	2,506	7	2,474	2	1,2893	—	—
40	2,226	8	2,209	4	1,2855	—	—
8	2,118	3	2,082	4	1,2630	5	1,279
2	2,024	—	—	2	1,2529	5	1,2569
2	1,942	—	—	6	1,2228	9	1,2155
14	1,904	8	1,888	2	1,1682	6	1,1624
20	1,743	9	1,735	2	1,1520	2	1,1471
6	1,690	2	1,705	2	1,1361	—	—
				2	1,1291	3	1,1299

Примечание. Условия съемки — излучение $Fe_{K_{\alpha,\beta}}$, режим трубки — 30кв, 5мА, аналитик А.Л.Литвин. I — анализим — стандарт ASTM, 19—1180; II — анализим из спилитизированного андезибазальта ЛПМ (обр. 67/7).

I		II		I		II	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	i	d/n
10	8,04	—	—	30	2,531	2	2,502
25	5,05	5	4,949	50	2,460	—	—
10	4,79	—	—	40	2,409	7ш	2,381
15	4,59	3	4,535	40	2,401	—	—
50	4,02	5	3,984	10	2,301	—	—
10	3,99	—	—	30	2,294	4	2,291
20	3,77	1	3,728	30	2,166	—	—
30	3,49	6ш	3,461	30	2,163	3ш	2,155
40	3,40	—	—	10	2,131	—	—
20	3,21	6	3,185	25	2,117	—	—
20	3,06	2	3,020	25	2,109	3	2,087
10	2,93	—	—	15	2,072	2	2,057
25	2,92	—	—	20	2,048	—	—
100	2,90	10	2,879	10	2,026	—	—
40	2,817	3	2,786	15	2,010	—	—
15	2,786	—	—	7	1,858	—	—
70	2,688	—	—	2	1,810	—	—
100	2,679	6ш	2,662	—	—	—	—
30	2,659	—	—	—	—	—	—
50	2,599	3	2,583	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки — излучение $Fe_{K_{\alpha,\beta}}$, режим трубки — 30кв, 5мА, аналитик А.Л.Литвин. I — эпидот, PDF, 1986, 10- 514; II — эпидот из андезита ЛПМ (обр.1/13).

Таблица 60
Рентгенометрическая
характеристика эпидота

Таблица 61
Рентгенометрическая
характеристика
клиноцоизита

I		II		I		II	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
40	8,01	—	—	50	2,06	—	—
50	5,03	3	4,961	30	2,04	—	—
30	4,77	3 ш	4,720	30	2,01	—	—
20	4,58	—	—	30	2,00	4 ш	1,896
40	4,00	4 ш	4,018	20	1,949	—	—
40	3,98	—	—	30	1,873	—	—
30	3,75	4 ш	3,729	50	1,866	8 ш	1,860
50	3,47	3	3,478	20	1,766	2	1,770
30	3,40	—	—	10	1,749	—	—
30	3,19	4	3,171	20	1,740	—	—
20	3,05	3	3,017	20	1,716	—	—
40	2,92	—	—	40	1,701	2	1,697
100	2,89	10 ш	2,981	30	1,683	—	—
80	2,79	5	2,805	20	1,669	—	—
30	2,78	2	2,761	60	1,629	7 ш	1,619
60	2,68	—	—	50	1,618	—	—
60	2,67	4 ш	2,635	20	1,606	—	—
50	2,64	—	—	50	1,584	3 ш	1,582
70	2,59	4	2,563	50	1,570	—	—
30	2,53	—	—	30	1,535	3	1,535
20	2,51	—	—	30	1,522	—	—
50	2,44	4	2,449	10	1,504	4	1,504
60	2,40	—	—	40	1,450	3	1,453
50	2,39	5	2,367	20	1,442	—	—
30	2,36	—	—	40	1,432	3	1,432
60	2,29	6	2,271	60	1,394	—	—
40	2,16	—	—	40	1,386	—	—
30	2,15	2	2,172				
10	2,12	—	—				
60	2,10	—	—				
60	2,09	7 ш	2,084				

Примечание. Условия съемки — излучение $Fe_{\alpha, \beta}$, режим трубки — 30кв, 5mA, аналитик А.Л.Литвин. I — клиноцоизит-стандарт, PDF, 1986, 21—128; II — клиноцоизит из андезибазальта ЛПМ (обр.1/23).

96% — плагиориолитов, от 59 до 85% — плагиогранитов, до 80% кварцевых диоритов, от 65 до 90% — дацитов и плагиориодацитов. Намного меньше кварца (от 2 до 15%) в базальтах и андезибазальтах, а также в зеленокаменных и черносланцевых породах (от знаков до 5%). Кристаллики кварца и друзы кристаллов идеальной гексагональной формы обнаружены лишь в раздувах жил, секущих зеленокаменные породы (ст. 8836). Жилки эти очень редки, кристаллы в друзах очень мелкие (миллиметры и доли миллиметра). Они идеально прозрачны, часто в рубашках карбоната кальция, которые легко отделяются. В

кварце нет каких бы то ни было включений, которые можно было бы обнаружить под микроскопом.

Группа эпидота. Эпидот и клиноцоизит определены рентгенометрическим анализом (табл. 60, 61). Цоизит установлен в шлифах в ассоциации с кварцем и цеолитами (томсонит) в жилках, секущих базальты.

Эффектные радиально-лучистые агрегаты эпидота зеленого цвета различной интенсивности и оттенков слагают полости миндалин (у стенок мелкозернистый, к центру — кристаллический), центральную часть которых выполняют кальцит, суль-

Таблица 62
Химический состав
эпидота из пород малых
интрузий Горного
Крыма, мас. %.

Компоне- нт	Номер пробы							
	27	27	27	56	57	59	59	73
SiO ₂	36,68	36,91	37,02	36,17	35,82	37,31	37,56	38,06
TiO ₂	0,01	—	0,02	0,10	—	0,13	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	21,85	21,67	25,41	21,39	20,76	24,80	25,02	22,77
Cr ₂ O ₃	—	—	0,03	—	—	—	0,03	0,01
FeO _{сум}	11,14	13,28	8,57	13,55	13,02	8,52	8,99	12,17
MnO	—	—	0,19	0,16	—	0,04	0,04	0,17
MgO	0,08	—	0,02	—	0,02	0,02	0,06	—
CaO	23,76	23,83	23,78	23,78	23,82	24,61	24,60	21,81
Na ₂ O	0,02	—	—	0,07	0,02	0,04	—	0,01
K ₂ O	—	0,01	—	0,01	0,03	0,01	0,04	0,05
ZnO	0,05	0,01	—	0,01	0,03	0,03	—	—
NiO	—	—	—	0,04	0,02	—	0,02	0,01
Сумма	93,29	95,71	95,04	95,28	93,54	95,51	96,37	95,08
Si	2,983	2,977	2,925	2,945	2,968	2,940	2,938	3,042
Al	2,111	2,060	2,366	2,053	2,026	2,303	2,306	2,145
Fe	0,764	0,896	0,567	0,923	0,902	0,561	0,588	0,813
Ca	2,087	2,059	2,013	2,075	2,114	2,078	2,061	1,867

Примечание. См. прим. 3,5 к табл. 5. Символ элемента в нижней части таблицы обозначает его коэффициент в кристаллохимической формуле, рассчитанной на 12 атомов кислорода.

фиды, кварц (наблюдался в шлифах), гра-
нат.

Эпидот есть в электромагнитных и не-
электромагнитных фракциях всех пород,
достигая 20–50–90% состава фракции.

Изучить химический состав эпидота из
пород ЛПМ не удалось, но мы располагаем
анализами эпидота из малых интрузий
Горного Крыма. Проанализированный
эпидот характерен для основных пород
Горного Крыма. В отличие от ЛПМ, эпи-
дот в Горном Крыму развивается преиму-
щественно по пороодообразующим силика-
там; жильные новообразования редки
(табл. 62).

В кислых породах малых интрузий (мас-
сивы Ай-Йоры, Сераус) выявлен другой
минерал, близкий к эпидоту, — пумпелли-
ит. Он образует бесцветные или голубовато-
зеленые волокнистые агрегаты. Его по-
казатель преломления несколько ниже, чем
у эпидота, характеризуется аномальными
интерференционными цветами. Принад-
лежность минерала к пумпеллииту под-
тверждена рентгеноструктурным анализом.

Хлорит — весьма широко распростра-
ненный минерал, разнообразен по формам
выделения, цвету, происхождению. Чаще
всего хлориты представлены мелкочешуй-
чатыми агрегатами, бледно-зелеными, с

низким двупреломлением ($N_m = 1,589$),
которые, по данным рентгенометрических
исследований, относятся к клинохлору
(табл. 63). Эти хлориты, как правило, пол-
ностью или частично замещают стеклова-
тый базис базальтов, андезитов, андезиба-
зальтов. Вторая разновидность представ-
лена крупными лейстами хлорита зеленой
окраски с ясно выраженным плеохроиз-
мом, аномальными синими и фиолетовы-
ми цветами интерференции ($N_m = 1,648$).
Согласно результатам рентгенометричес-

Таблица 63. Рентгенометрическая
характеристика клинохлора

I		II	
I	d/n	I	d/n
1	14,70	5	14,20
1,5	7,08	6	7,05
5	4,72	7	4,715
3	3,54	10	3,53
0,5	2,55	7	2,53
2	2,45	6	2,44
1	2,13	2	2,14
1	1,99	1	1,98

Примечание. Условия съемки — излу-
чение $Fe_{K_{\alpha, \beta}}$, режим трубки — 30 kv, 5mA, ана-
литик А.Л. Литвин. I — хлорит (клинохлор) из
хлоритизированного спилита (ст. 61); II — хло-
рит (клинохлор), по В.М. Михееву, 859.

Таблица 64

Рентгенометрическая характеристика бавалита

I		II		I		II	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	6,8	9	6,85	4	1,81	4	1,814
6	4,5	10	4,63	4	1,70	4	1,700
10	3,50	10	3,46	4	1,65	4	1,660
4	3,31	3	3,36	8	1,552	10	1,546
6	2,93	3	3,05	4	1,516	5	1,511
4	2,78	7	2,82	8	1,477	2	1,465
4	2,59	8	2,59	6	1,387	4	1,387
10	2,51	8	2,54	4	1,330	5	1,328
4	2,46	6	2,44	4	1,276	5	1,296
8	2,38	6	2,38	5	1,090	4	1,101
6	2,26	5	2,269	4	1,044	8	1,044
7	2,08	3	3,085	4	1,987	4	1,987
8	1,99	9	1,995				
6	1,88	6	1,884				

Примечание: условия съемки — излучение $Fe_{K_{\alpha, \beta}}$, режим трубки — 30kv, 5mA, аналитик А.Л.Литвин. I — хлорит (бавалит), по В.И.Михееву, 876; II — бавалит из спилитизированного базальта (ст. 67).

ких исследований (табл. 64), описываемый хлорит принадлежит магнезиально-железистой разновидности — бавалиту (дафниту). Химический анализ магнезиально-железистого хлорита из вулканических пород ЛПМ приведен в табл. 65 (пр. 6165/4в). Он развивается в миндалинах, жилах с раздувами, нередко образуя псевдоморфозы по темнокветным минералам и плагиоклазам. Приводим для сравнения данные по хлоритам из малых интрузий Горного Крыма, где хлорит является наиболее распространенным продуктом изменения амфиболов. Породы малых интрузий повсеместно хлоритизированы, что свидетельствует об интенсивной низкотемпературной переработке застывающих массивов под покрывкой песчано-глинистых отложений таврической серии. По составу (табл. 65) хлориты относятся к магнезиально-железистым (прохлориты) и железистым (тюрингиты). В кислых породах по роговой обманке образуется преимущественно тюрингит. В лейкодиабазе, где нет роговой обманки, прохлорит развивается непосредственно по клинопироксену.

Селадонит. Распространен довольно широко в секущих жилах, раздувах совме-

табл. 65

Компонент	Номер пробы						
	3i	44	45	46	53	58	6165/4в
SiO ₂	31,82	31,53	30,85	23,56	23,20	32,40	29,32
TiO ₂	0,01	1,32	0,02	0,08	0,06	—	0,02
Al ₂ O ₃	12,47	15,48	13,48	19,69	19,20	13,91	13,44
Cr ₂ O ₃	0,05	0,04	—	—	0,02	0,20	0,02
FeO _{сум}	21,47	20,50	25,72	38,46	40,96	12,42	20,73
MnO	0,26	0,21	0,25	0,39	0,80	0,13	0,19
MgO	18,94	15,68	13,11	4,76	3,02	21,05	18,75
CaO	0,16	—	0,95	0,06	0,07	0,56	0,76
Na ₂ O	0,25	0,26	—	—	—	—	0,24
K ₂ O	0,18	2,44	0,07	—	—	0,08	—
ZnO	0,01	0,05	0,04	0,14	0,07	0,10	0,08
NiO	0,02	—	—	0,02	—	0,02	—
Сумма	85,64	87,31	84,49	87,16	87,40	80,87	83,54
f	38,86	42,31	52,49	81,935	88,39	24,86	38,40

Примечание. См. прим. 4,5 к табл. 5.

Таблица 65

Химический состав хлоритов из пород малых интрузий Горного Крыма и ЛПМ, мас. %.

стно со многими минералами, в частности, с кальцитом и нередко с кварцем и сульфидами. Он представлен агрегатами мелких чешуек зеленого цвета различной интенсивности, иногда со слабо выраженным плеохроизмом.

Рентгенометрическая характеристика минерала (табл. 66) позволила уверенно идентифицировать его как селадонит и свидетельствует о его сходстве с подобными минералами из гидротермальных жил холма Азиз-Баир, Балаклавы и вулканического массива Карадаг [58,117]. Следует подчеркнуть, что селадонит из жил ЛПМ приурочен к образованиям, содержащим сульфидное оруденение, в то время как, по данным И.А.Квальвассера, селадонит массива Карадаг приурочен к безрудной жиле [58].

Рассмотрим общие закономерности развития наложенных процессов, их направленность во времени и характерные минеральные ассоциации. Процессы, с которыми связаны вторичные изменения, разнообразны, имеют различную генетическую первооснову, источники компонентов. Так, выполнение минералов различных минералами является автометаморфическим процессом. С прогрессивным региональным метаморфизмом связано развитие роговой обманки по биотиту с регрессивным замещением роговой обманки тремолитом, биотитизация роговой обманки и т.д. Такие вторичные изменения протекают относительно редко, преимущественно в кварцевых диоритах, андезитах, андезибазальтах. К автометасоматическим процессам относится также полная или частичная хлоритизация стекловатого базиса базальтов, андезибазальтов, андезитов. Наиболее полно, широко и разнообразно представлена пропилитизация, которая, по определению Линдгрена [29], является типичным гидротермальным процессом, протекающим в условиях малых глубин и приводящим к замещению под воздействием углекислоты, серы, воды и других компонентов первичных минералов хлоритом, эпидотом, кальцитом, пренитом, селадонитом, серицитом, цеолитами, анкеритом, кварцем с одновременным образованием сульфидов и нередко альбитизацией полевых шпа-

Таблица 66. Рентгенометрическая характеристика селадонита

I		II		III	
I	d/n	I	d/n	I	d/n
90	10,5	30	10,4	8	10,0
15	5,03	10	5,03	2	4,99
35	4,54	20	4,53	8	4,52
10	4,34	20	4,30	6	4,32
10	3,68	—	—	8	3,62
100	3,35	60	3,35	8	3,31
10	2,726	7	2,708	6	2,67
40	2,578	25	2,588	10	2,57
3	2,283	25	2,283	4	2,25
25	1,987	7	1,978	4	1,99
10	1,818	10	1,820	2	1,82
—	—	7	1,602	6	1,65
20	1,507	13	1,514	8	1,51

Примечание. Условия съемки — излучение $Fe_{K\alpha, \beta}$, режим трубки — 30kv, 5mA, аналитик А.Л.Литвин. I — селадонит из андезибазальта (ст. 10); II — селадонит из жилы горы Азиз-Баир; III — селадонит, “по В.И. Михееву, 832.

тов. Практически все жильные образования, в том числе зональные, — несомненно производные гидротермальных процессов. При этом следует учитывать, что на сравнительно небольшой площади распространения кристаллических пород ЛПМ было несколько этапов вулканической деятельности и, соответственно, на породы различного состава, начиная от основных и кончая кислыми, воздействовали гидротермальные поствулканические растворы, в результате чего возникли те или иные минеральные ассоциации, а в пределах одного штуфа могут развиваться фазы минералообразования, связанные с разновозрастными вулканическими процессами. Таким образом, отмечая пропилитизацию пород, мы, возможно, фиксируем суммарный эффект воздействия разновозрастных палеогидротермальных систем. Кроме того, как уже отмечалось, происходят процессы регионального прогрессивного метаморфизма. Настоящих метасоматитов в штуфах, как правило, нет. Лишь в одном случае на ст. 10 подняты серицит-кварцевые метасоматиты. Это вовсе не означает, что в разрезе ЛПМ нет зон метасоматоза с телами пропилитов. С пропилитизацией, несомненно, связано сульфидное оруденение.

V.4. Наложенная рудная минерализация

Гидротермальные рудные проявления в пределах палеоостровной дуги имеют явно наложенный характер и моложе вмещающих их пород. Собственно, эта мысль не нова, еще Г. А. Булкин и О. Р. Кулиненко [12] считали, что геоструктурная позиция киноварных проявлений в Горном Крыму недостаточно ясна, но парагенетическая связь киновари с медно-полиметаллическими проявлениями свидетельствует о связи их с одними и теми же магматическими очагами и глубинными разломами. Золото в палеоостровной дуге сосредоточено преимущественно в виде примесей в сульфидах, чаще всего в сульфидах железа, насыщающих жилки и трещиноватые измененные зоны. Эти сульфиды являются продуктом гидротермальных наложенных процессов. При изучении ЛПМ мы также устанавливаем локализацию сульфидной минерализации поблизости от разломных зон. Наиболее молодые насыщенные рудными минералами породы в ЛПМ имеют изотопный возраст 27–30 млн. лет. Учитывая преимущественно меловой возраст ЛПМ, это означает длительное (возможно, эпизодическое), в течение десятков миллионов лет, гидротермальное воздействие на кристаллические породы ЛПМ, и, возможно, на породы Горного Крыма.

Выявленная и изученная к настоящему времени наложенная рудная минерализация в породах палеоостровной дуги севера Черного моря включает десятки рудных минералов. К сожалению, большинство из них встречается достаточно редко и в Горном Крыму, и в ЛПМ. К ним относятся пирит, марказит, пирротин, халькопирит, борнит, ковеллин, куприт, сфалерит, вюртцит, галенит, церуссит, молибденит, киноварь, метациннабарит, арсенопирит, реальгар, аурипигмент, антимонит и другие. Ведущие минералы этой минералогической ассоциации (сульфиды железа, киноварь) развиты на всей площади палеоостровной дуги. Сопоставление рудной минералогии Горного Крыма и ЛПМ показывает удивительные чер-

ты сходства и однообразия. Это уже упомянутые ртутные проявления, наличие медной, полиметаллической минерализации, некоторая обогащенность сульфидов золотом и серебром, сходство комплекса околорудных изменений. Тем не менее существуют некоторые небольшие региональные различия между Горным Крымом и ЛПМ. Так, сравнение околорудных изменений показывает, что не только масштабы этих процессов в ЛПМ более значительны. Они в ЛПМ и более разнообразны. В рудопроявлениях ЛПМ фиксируются в околорудных измененных породах высокотемпературные минералы, например, анальцит, а из цеолитов — относительно высокотемпературный томсонит. И среди рудных минералов в породах ЛПМ установлены высокотемпературные сульфиды, в частности, арсенопирит. В Горном Крыму довольно часты мезотермальные сульфиды, высокотемпературные рудные минералы почти не фиксируются. Есть и иные отличия. В Горном Крыму в парагенезисе с киноварью, да и без нее, минералы мышьяка практически не установлены. В отдельных случаях вместе с киноварью наблюдались минералы сурьмы. Вместе с минералами мышьяка — реальгаром и аурипигментом — киноварь найдена в грязевых вулканах Керченско-Таманского региона как продукт нефтометаллогенической активности. В породах ЛПМ киноварь также установлена в ассоциации с реальгаром и аурипигментом. Таким образом, высвечивается несколько иная геохимическая ситуация. В ЛПМ более четко проявляется парагенезис минералов ртути и мышьяка, особенно в телотермальной стадии гидротермального процесса. К сожалению, серьезная медная минерализация, характерная для островных дуг, в породах Горного Крыма и ЛПМ не найдена. Возможно, выдвинутое выше допущение о связи структур, содержащих болгарские медные месторождения, с палеоостровной дугой севера Черного моря в будущем получит подтверждение, и тогда металлогеническая схема этого региона обретет свою завершенность.

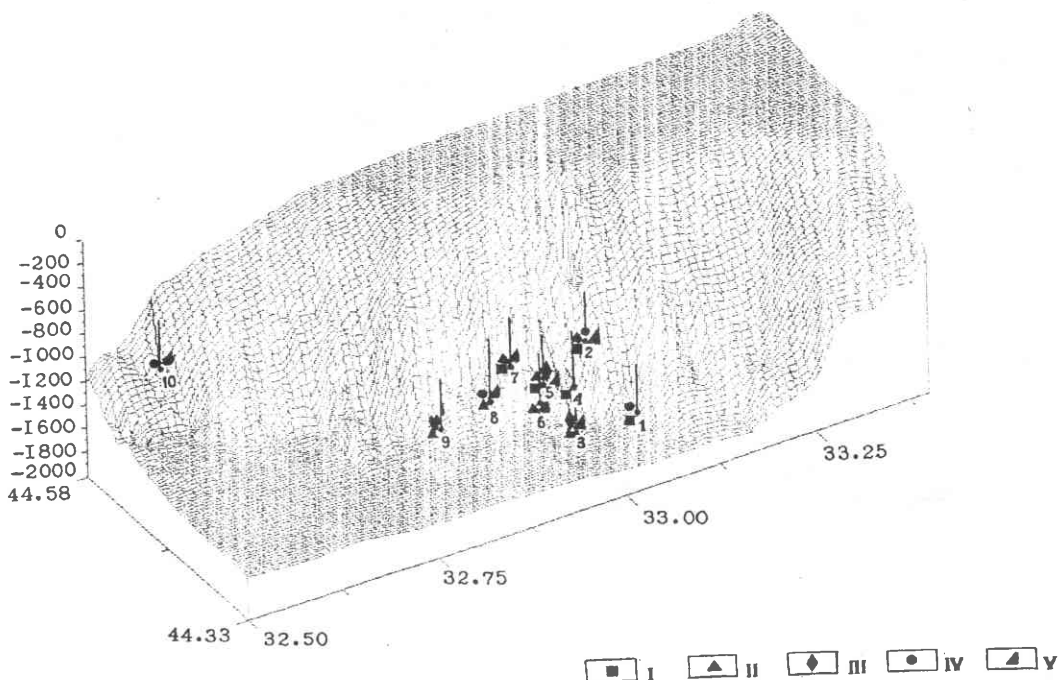


Рис. 153. Расположение станций, в породах которых встречена сульфидная минерализация: 1— 8836, 2— 1, 3— 17, 4— 67, 5— 10, 6— 7, 7— 8781, 8— 61, 9— 13, 10— 20. I— киноварь, II— халькопирит, III— арсенопирит, IV— галенит, V— сфалерит.

V.4.1. Сульфидная минерализация в породах Ломоносовского подводного массива

Металлогеническая картина на огромном обрыве северо-западного материкового склона весьма сложна. Она определяется, очевидно, сложностью петрографического состава пород, слагающих этот фрагмент палеоостровной дуги, существованием многочисленных разрывных нарушений. Прежде всего, можно констатировать общее насыщение сульфидами, в первую очередь пиритом, всей разнообразной по составу массы вулканических и plutонических пород. Насыщение сульфидами явно связано с многочисленными системами кварцевых, кварцево-карбонатных и иных жилок, особенно сгущающихся в зонах крупных разломов (рис. 153). Зоны разломов поэтому наиболее интенсивны по своему металлогеническому содержанию. Так, зона Западно-Крымского разлома, определяющего крупный изгиб материкового склона, по нашим данным, — район сосредоточения практически большей части

всех обнаруженных точек сульфидной минерализации — киновари, галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита. Проявления двух последних минералов выявлены также несколько западнее. К Одесско-Синопскому разлому, зафиксированному каньоном реки Палео-Каланчак, приурочены проявления галенита и сфалерита. Наряду с сульфидами описаны жильные минералы, периклаз, гидроксиды железа, анальцим, флюорит, тальк и другие.

Анализ приведенных в гл. II таблиц содержаний некоторых рудных элементов-примесей в основных породах (высокомагнезиальных и умеренномагнезиальных андезибазальтах и андезитах), в дациттах и плагиориолитах разной магнетиальности показывает фактически кларковые или чуть нижекларковые концентрации Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Y; в то же время среднее содержание мышьяка (кларки — 2 г/т в основных и 1,5 г/т в кислых породах) в вулканических породах ЛПМ [24] резко повышено до 4 г/т в высокомагнезиальных, до 15 г/т в умеренно-

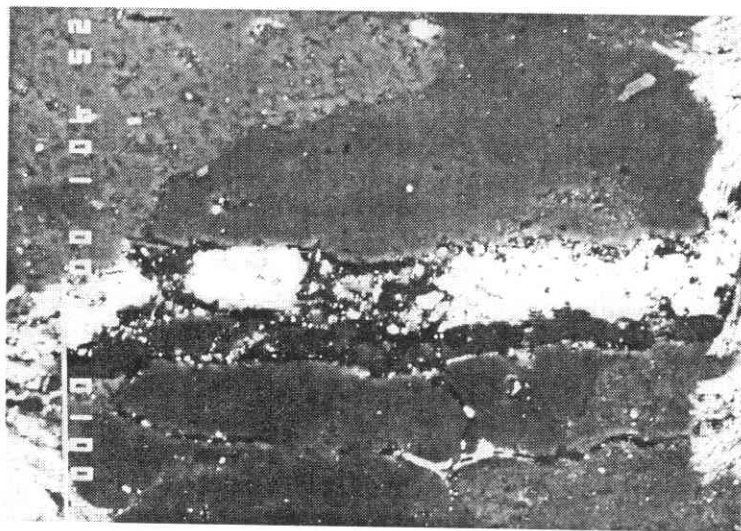


Рис. 154
Жилка
сульфидов(белое),
выполняющих трещину
среди
породообразующих
минералов(три анализа
из разных частей
жилки — все пириты,
анализы 3, 4, 5 в табл.
68), обр. 13/5а. Ув. 400.

магнезиальных андезибазальтах, до 17,2 г/т в умеренномагнезиальных андезитах, в дацитах до 2,3 г/т, в плагиориолитах разной магнезиальности до 3,9 г/т и 20 г/т. Среднее содержание ртути для кислых пород разной магнезиальности составляет 0,8 г/т и 2 г/т при кларке 0,08 г/т. Таким образом, изучение химизма вулканитов как бы подтверждает впечатление наложенного обогащения вулканитов ЛПМ этими рудными элементами.

Наиболее широко распространенный сульфид — *пирит* (табл. 67) — в больших или меньших количествах установлен во всех образцах пород, поднятых на континентальном склоне. В подавляющем большинстве случаев хорошо виден наложен-

ный характер пиритового оруденения (рис. 154, 155, 156).

Формы выделения пирита чрезвычайно разнообразны. Он образует тонко- и среднезернистые скопления по трещиноватости пород, иногда слагает рыхлые, губчатые пленки бронзового оттенка, образует тонкие секущие жилки, в виде мелких кристаллов покрывает стенки в раздувах жил, иногда дает скопления в миндалинах. При разделении шлихов пирит обнаруживается везде (кроме легкой фракции), зачастую в ассоциации с киноварью, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, пирротинном.

Пирит представлен, как правило, кристаллами кубической, редко октаэдричес-

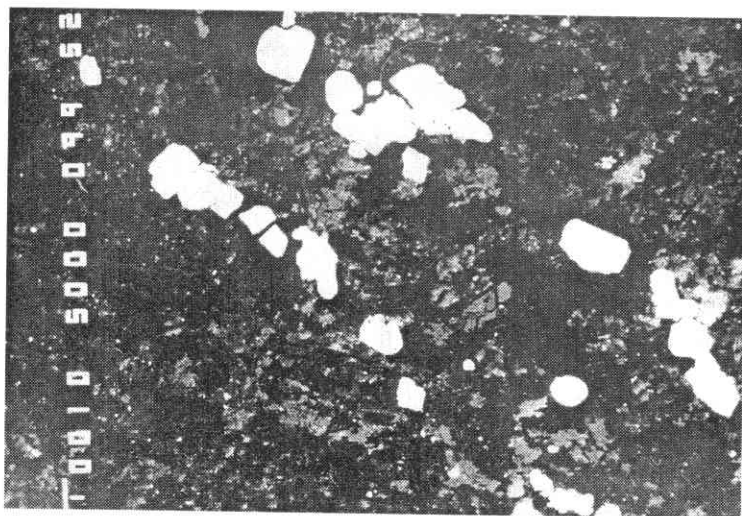


Рис. 155
Общий вид
сульфидных выделений
(белое) среди
породообразующих
минералов,
обр. 1/18. Ув. 66.

Таблица 67. Рудные минералы в породах ЛПМ

№ п/п	№ ст., обр.	Порода	Минерал
1	1/1	Андезит	Пирит, халькопирит
2	1/2	Плагиориодацит	То же
3	1/6,1/6-1,1/6-4	Плагиориолит	Пирит
4	1/6-2	-"	Сфалерит
5	1/8	-"	Пирит
6	1/10	Андезибазальт	Киноварь
7	1/13	Андезит	Пирит, галенит, сфалерит
8	1/15	Базальт	Пирит, халькопирит
9	1/18	Плагиориодацит	То же
10	1/20	-"	Пирит
11	1/23	Андезибазальт	Пирит, халькопирит
12	1/25, 1/30	Базальт	То же
13	1/30а	Мегасоматит	Халькопирит
14	1/31,1/32,1/32-1	Базальт	Пирит, халькопирит
15	1/32-3	-"	Пирит
16	7/2	Дацит	Пирит, халькопирит
17	7/3	Плагиориодацит	Пирит, сфалерит
18	10/1	-"	Пирит, арсенопирит
19	10/2	Плагиориолит	Пирит
20	10/3	Андезит	Пирит, халькопирит
21	10/4	Плагиориодацит	Пирит, халькопирит, пирротин
22	10/5	Плагиориолит	Пирит, халькопирит, сфалерит
23	10/7а	Плагиориодацит	Пирит, киноварь, халькопирит
24	10/8	Андезибазальт	Пирит, халькопирит
25	10/9	Вулканическая брекчия	То же
26	10/11в	Андезибазальт	Пирит, халькопирит
27	13/1,13/2	Кварцевый диорит	То же
28	13/2б	То же	Пирит, галенит, сфалерит
29	13/2в,13/2г	-"	Пирит, халькопирит
30	13/4	Базальт	Пирит
31	13/5а,13/5б	Кварцевый диорит	Пирит, халькопирит
32	17/1	Тоналит	Арсенопирит
33	17/4а	Тоналит	Пирит, сфалерит
34	17/5	То же	Пирит, халькопирит
35	20/9	Андезит	Пирит, галенит, сфалерит
36	61/1-1а	-"	Пирит, пирротин, халькопирит
37	61/1-2а	Алевролит	Пирит
38	61/1-3б,61/1-3г	Андезибазальт	Пирит, халькопирит
39	61/1-6в	-"	Пирит, сфалерит, халькопирит
40	61/1-7а	Базальт	Пирит, галенит, сфалерит
41	61/1-8	Андезит	Пирит, пирротин, халькопирит
42	67/6	Андезибазальт	Киноварь
43	143	Скаполитовый туффит	Пирит, киноварь
44	8781	Черносланцевые породы	Пирит, киноварь, халькопирит
45	8836	Зеленокаменные породы	Пирит, галенит, киноварь

Примечание. Таблица составлена В.А. Кутним.

кой и пентагондодекаэдрической формы. Наблюдаются комбинации форм и сростки. Чаще всего — это осколки кристаллов. Цвет пирита — от коричневого и красно-

коричневого (рубашки) до латунно-желтого. Наблюдается четкая штриховка на гранях куба.

В аншлифах пирит минераграфически

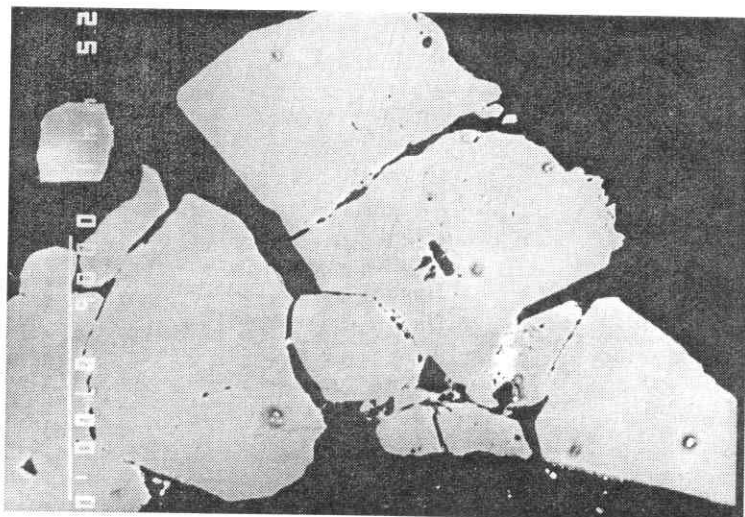


Рис. 156
Самое крупное из сульфидных выделений, показанное на рис. 155. Мелкое без четких границ включение халькопирита (белое, анализ 26 в табл. 68) в пирите (основной светло-серый фон, анализ 8 в табл. 68), обр. 1/18. Ув. 180.

обычен по своим свойствам. Зерна и кристаллы изъеденной, почти скелетной формы. Исследованием химического состава пирита на рентгеновском микроанализаторе JCXA-733 "Суперпроб" фирмы JEOL установлен сложный состав пирита и, в частности, постоянное наличие As в количестве от 0,053 до 0,567%. В ряде случаев — пробы 1/6-5, 1/32-2, 61/1-3а, 1/6-1 и др. — это уже мышьяковистый пирит. Все изученные пробы пирита содержат примесь Cu (0,009-0,039%), часть проб — примесь Zn (0,002-0,62%), Hg (0,004-0,34%), Cd (до 0,073%), в трех случаях Pb (0,002-0,015%), благородные металлы Au, Ag, Pt, Os (табл. 68, 69). Судя по развитию пирита, образование его происходило в широком диапазоне гидротермального процес-

са. В зернах пирита выявлены вросстки пирротина, халькопирита и сфалерита (рис. 157-158).

На одном из кристаллов пирита обнаружены обрастающие его зерна киновари. В литературе отмечается связь химизма пиритов с их золотоносностью.

По данным В.Л. Таусона и др. [131], самые высокие концентрации "невидимого" золота приурочены к сульфидам с наибольшей степенью металличности химической связи. В природных условиях в механизме переноса золота участвуют элементы-"проводники" золота, одним из которых является мышьяк. Совместный перенос этих элементов завершается образованием мышьяковистого пирита или более богатого золотом арсениопирита в результате распа-

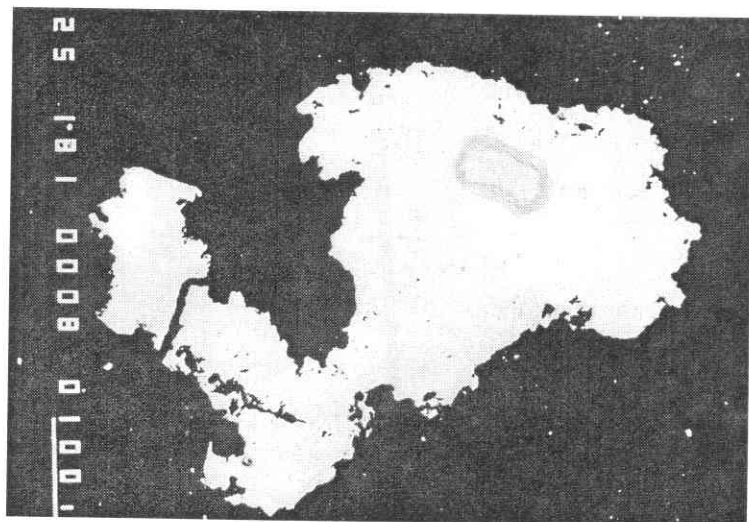
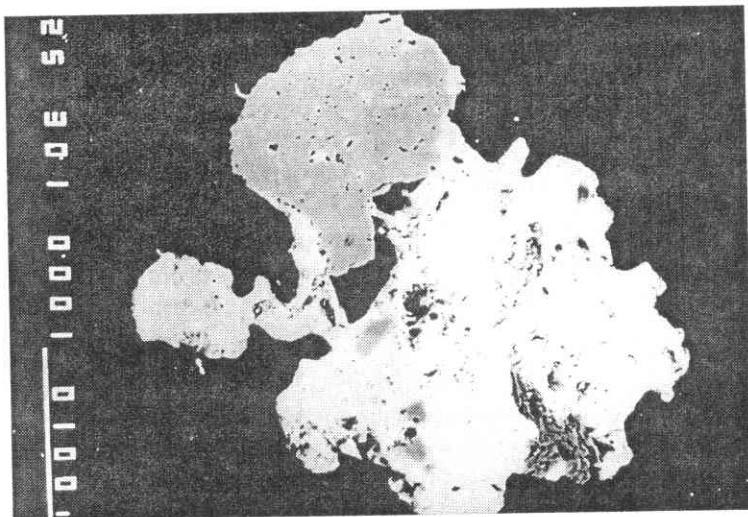


Рис. 157
Мелкое включение пирротина с размытыми очертаниями (анализ 31 в табл. 68) в пирите (белое, анализ 16 в табл. 68), обр. 61/1-2а. Ув. 180.

Рис. 158
 Двухфазное выделение
 сульфидов:
 халькопирит (белое,
 анализ 24 в табл. 68) и
 пирит (светло-серое,
 анализ 1 в табл. 68),
 обр. 1/25. Ув. 300.



да метастабильных соединений. Такой механизм образования субмикроскопических форм золота наиболее эффективен при низких температурах, что характерно именно для описываемой нами ассоциации сульфидов в породах северо-западного материкового склона.

Арсенопирит, как правило, высокотемпературный гидротермальный минерал, обнаружен при просмотре неэлектромагнитных фракций шлихов, выделенных при обработке дацитов, тоналитов, кварцевых диоритов. Минерал диагностирован при анализе на обнаружение мышьяка. Облик индивидов характерен для этого минерала. Достаточно редок, встречен в породе возрастом 113 ± 6 млн. лет (калий-аргоновое определение).

Более распространен *халькопирит* (см. табл. 67) — в виде единичных зерен и обломков кристаллов в составе неэлектромагнитной и второй электромагнитной фракции шлихов кварцевых диоритов, тоналитов, плагиогранитов, дацитов, риодацитов, плагиориодацитов, вулканических брекчий. В метасоматите (обр. 1/30а) содержание халькопирита достигает 2%.

Визуально индивиды халькопирита резко отличаются от пирита с побелалостью своим ярким медно-золотистым цветом. Минераграфические особенности (цвет, микротвердость и другие) типичны для халькопирита.

Исследования на микроанализаторе показывают характерное для этого минерала соотношение S, Cu, Fe, наличие при-

меси As (0,158%), Hg (0,012%), замещение небольшой части меди Fe (0,013%).

В ряде образцов в халькопирите установлена платина (табл. 68). Исследование на микрозонде другой серии образцов халькопирита показало отсутствие платины, а в одном случае в халькопирите вообще не оказалось примесей благородных металлов. Возраст вмещающих халькопирит пород — от 31 ± 2 млн. лет до 126 ± 7 млн. лет, чаще всего — около 100 млн. лет (см. табл. 31).

Сфалерит довольно широко развит во многих породах ЛПМ. Он обнаружен в неэлектромагнитной фракции в количестве от нескольких знаков до целых процентов. В плагиориодацитах, тоналитах, андезитах, черносланцевых породах найдены знаки сфалерита, в базальтах — от знаков до 0,3% фракции, а в андезибазальтах — от знаков даже до 13%. Возраст содержащих сфалерит базальтов — 80 ± 5 млн. лет.

На микроанализаторе в сфалерите фиксируются примеси Cu (0,151%), Sb (0,012%), Hg (0,056%), благородных металлов.

Часто сфалерит сопровождается *галенитом*, слагающим характерные кубики или их фрагменты стально-серого цвета с матовым блеском на гранях и низкой твердостью. Единичные знаки этого минерала выявлены во фракциях шлихов базальтов, андезибазальтов, зеленокаменных пород. Заметные количества галенита установлены лишь в андезитах (обр. 20/9).

Учитывая более широкое развитие ки-

Таблица 68. Химический состав сульфидов из пород ЛПМ, мас. %

№ п.п.	№ ст/обр.	Порода	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sb	
<i>Пирит</i>										
1	1/25	Базальт	50,930	47,330	0,28	0,62	0,00	0,00	0,01	
2	10/4	Плагиориодацит	52,100	46,980	0,00	0,01	0,18	0,00	0,00	
3	13/5а	Кварцевый диорит	52,752	46,392	0,00	0,00	0,01	0,031	0,00	
4	13/5а	То же	52,570	46,010	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	
5	13/5а	"-" "-"	52,448	46,770	0,042	0,00	0,053	0,00	0,00	
6	61/1-6а	Андезибазальт	53,304	45,598	0,00	0,00	0,236	0,052	0,00	
7	61/1-6а	То же	53,255	46,180	0,00	0,51	0,00	0,119	0,00	
8	1/18	Плагиориодацит	53,154	46,317	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	
9	61/1-3б	Андезибазальт	52,152	47,159	0,00	0,00	0,029	0,00	0,00	
10	61/1-3а	Андезит	52,816	46,659	0,01	0,00	0,217	0,059	0,00	
11	61/1-3а	Андезит	53,250	46,520	0,02	0,03	0,30	0,03	0,00	
12	1/8	Плагиориолит	53,620	47,110	0,00	0,01	0,12	0,00	0,00	
13	1/8	То же	52,820	46,790	0,03	0,02	0,07	0,00	0,01	
14	61/1-2а	Алевролит	52,270	46,110	0,00	0,02	0,16	0,00	0,00	
15	61/1-2а	То же	52,970	47,520	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	
16	61/1-2а	"-" "-"	52,420	46,360	0,00	0,02	0,17	0,03	0,00	
17	1/6-1	Плагиориолит	53,815	47,535	0,03	0,007	0,256	0,12	0,01	
18	1/6-4	То же	53,661	45,542	0,00	0,02	0,08	0,011	0,002	
19	1/6-5	Плагиориолит	52,748	46,949	0,014	0,00	0,567	0,00	0,00	
20	1/25	Базальт	53,400	46,774	0,00	0,02	0,233	0,023	0,00	
21	1/32-2	То же	53,701	45,981	0,009	0,008	0,355	0,00	0,00	
22	1/32-3	"-" "-"	51,225	42,063	0,039	0,016	0,243	0,034	0,015	
23	8781/8	Филлит	52,856	45,248	0,00	0,00	0,213	0,046	0,00	
<i>Халькопирит</i>										
24	1/25	Базальт	33,079	30,954	34,926	0,00	0,00	0,00	0,00	
25	1/32-1	То же	33,446	29,705	32,600	0,00	0,158	0,00	0,01	
26	1/18	Плагиориодацит	36,650	32,790	28,430	0,00	0,00	0,03	0,00	
27	61/1-3а	Андезит	33,990	30,340	34,040	0,00	0,09	0,06	0,01	
28	61/1-3б	Андезибазальт	33,146	30,736	34,892	0,00	0,00	0,00	0,00	
<i>Сфалерит</i>										
29	1/6-2	Плагиориолит	31,419	6,177	0,15	60,317	0,00	0,045	0,012	
<i>Пирротин</i>										
30	10/4	Плагиориодацит	48,229	51,110	0,097	0,00	0,00	0,133	0,00	
31	61/1-2а	Алевролит	40,110	58,540	0,03	0,00	0,29	0,00	0,00	
<i>Киноварь</i>										
32	1/10	Андезибазальт	13,170	0,02	0,00	0,02	0,00	0,13	0,05	
33	03-394	Сопочная брекчия	13,100	0,01	0,01	0,00	0,04	0,22	0,00	
34	Донбасс	Киноварная руда	13,64	0,00	0,01	0,02	0,00	0,061	0,00	

Примечание. См. прим. 5 к табл. 5.

Te	Pt	Au	Hg	Cd	Сумма
0,02	0,00	0,10	0,00	0,00	99,290
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,270
0,21	0,00	0,062	0,062	0,00	99,330
0,00	0,00	0,07	0,05	0,00	98,820
0,00	0,042	0,00	0,042	0,074	99,470
0,00	0,066	0,00	0,013	0,00	99,870
0,00	0,00	0,68	0,034	0,017	99,723
0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	99,540
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,340
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,760
0,06	0,08	0,00	0,00	0,02	100,310
0,04	0,00	0,00	0,00	0,09	100,990
0,00	0,02	0,09	0,02	0,00	99,870
0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	98,570
0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	100,570
0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	99,050
0,00	0,016	0,00	0,00	0,00	101,671
0,00	0,049	0,00	0,00	0,00	99,347
0,00	0,00	0,017	0,04	0,00	100,299
0,00	0,00	0,021	0,031	0,00	100,502
0,00	0,024	0,07	0,00	0,00	100,148
0,00	0,04	0,00	0,118	0,00	93,793
0,024	0,038	0,032	0,00	0,00	98,457
0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	98,969
0,013	0,002	0,00	0,012	0,00	95,955
0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	97,940
0,00	0,00	0,11	0,00	0,00	98,630
0,00	0,071	0,071	0,112	0,02	99,050
0,00	0,299	0,036	0,056	0,00	98,513
0,00	0,00	0,024	0,012	0,073	99,678
0,00	0,00	0,00	0,16	0,00	99,130
0,00	0,23	0,00	85,24	0,00	98,860
0,00	0,00	0,00	84,78	0,00	98,160
0,00	0,112	0,00	85,452	0,00	98,920

новари в породах материкового склона и постоянную небольшую примесь золота и других благородных металлов в сульфидах, вопросы эти рассмотрены в отдельных разделах.

V.4.2. Сульфидная минерализация в магматических породах Горного Крыма

Крым изучается в течение почти двух столетий и поэтому все даже самые незначительные сульфидные проявления описаны в литературе. Попытка металлогенической систематизации этих рудопроявлений предпринята Я.Н.Белевцевым, О.Р.Кулиненко, Г.И.Князевым [12]. В настоящее время в Горном Крыму известно 22 коренных рудопроявления цветных металлов и золота, в том числе 10 точек медно-свинцово-цинковой минерализации. Она представлена галенитом, сфалеритом, халькопиритом и другими сульфидами (рис. 159). Эти же авторы выводят общую закономерность: наиболее развитая на юге Горного Крыма полиметаллическая минерализация мезотермального типа в направлении на северо-восток сменяется эпитермальной ртутно-полиметаллической. В структурном отношении полиметаллическая минерализация локализуется в зонах глубинных разломов. Характер оруденения прожилково-вкрапленный. Жильные минералы — кварц, кальцит, диксит, каолинит. Рудовмещающие толщи — чаще всего флишевая и диабазово-спилитовая формации. Масштабы оруденения ничтожны. Околорудные изменения — каолинизация, окварцевание, карбонатизация — проявлены довольно слабо. В последние годы сульфидная полиметаллическая минерализация изучалась нами в малых интрузиях Алуштинского района Горного Крыма, в восточном Крыму, на Гераклейском полуострове. В аншлифах и протолочках Алуштинского района встречен сфалерит в виде довольно крупных бесформенных коричневых зерен. Он характерен исключительно для кислых пород массива Шарха (плаггиогранит-порфиры, тоналит-порфиры, гранодиорит-порфиры) и массива Капель (кварцевые тоналит-порфиры). По данным рентген-флуоресцентного анализа, в массиве Шарха в сфалери-

Таблица 69. Формульные количества элементов в сульфидах и формулы сульфидов

№ п.п.	№ ст/обр.	Анионный метод						Формула
		S	As	Fe	Cu	Zn	Hg	
<i>Пирит</i>								
1	1/25	2	0	1,07	0,01	0,01	0,00	$(\text{Fe}_{1,07}\text{Cu}_{0,01}\text{Zn}_{0,01})\text{S}_2$
2	10/4	2	0	1,04	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,04}\text{S}_2$
3	13/5a	2	0	1,01	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,01}\text{S}_2$
4	13/5a	2	0	1,00	0,00	0,00	0,00	FeS_2
5	13/5a	2	0	1,02	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,02}\text{S}_2$
6	61/1-6a	2	0	0,97	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{0,97}\text{S}_2$
7	61/1-6a	2	0	1,00	0,00	0,00	0,00	FeS_2
8	1/18	2	0	1,00	0,00	0,00	0,00	FeS_2
9	61/1-3б	2	0	1,04	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,04}\text{S}_2$
10	61/1-3a	2	0	1,01	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,01}\text{S}_2$
11	61/1-3a	2	0	1,00	0,00	0,00	0,00	FeS_2
12	1/8	2	0	1,01	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,01}\text{S}_2$
13	1/8	2	0	1,02	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,02}\text{S}_2$
14	61/1-2a	2	0	1,01	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,01}\text{S}_2$
15	61/1-2a	2	0	1,03	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,03}\text{S}_2$
16	61/1-2a	2	0	1,02	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,02}\text{S}_2$
17	1/6-1	2	0	1,01	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,01}\text{S}_2$
18	1/6-4	2	0	0,97	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{0,97}\text{S}_2$
19	1/6-5	2	0,01	1,02	0,00	0,00	0,00	$(\text{Fe}_{1,02}\text{As}_{0,01})\text{S}_2$
20	1/25	2	0	1,01	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,01}\text{S}_2$
21	1/32-2	2	0,01	0,98	0,00	0,00	0,00	$(\text{Fe}_{0,98}\text{As}_{0,01})\text{S}_2$
22	1/32-3	2	0	0,94	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{0,94}\text{S}_2$
23	8781/8	2	0	0,98	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{0,98}\text{S}_2$
<i>Халькопирит</i>								
24	1/25	2	0	1,07	1,07	0,00	0,00	$\text{Cu}_{1,07}\text{Fe}_{1,07}\text{S}_2$
25	1/32-1	2	0	1,02	0,98	0,00	0,00	$\text{Cu}_{0,98}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_2$
26	1/18	2	0	1,03	0,78	0,00	0,00	$\text{Cu}_{0,78}\text{Fe}_{1,03}\text{S}_2$
27	61/1-3a	2	0	1,02	1,01	0,00	0,00	$\text{Cu}_{1,01}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_2$
28	61/1-3б	2	0	1,06	1,06	0,00	0,00	$\text{Cu}_{1,06}\text{Fe}_{1,06}\text{S}_2$
<i>Сфалерит</i>								
29	1/6-2	1	0	0,11	0,00	0,94	0,00	$\text{Zn}_{0,94}\text{Fe}_{0,11}\text{S}$
<i>Пирротин</i>								
30	10/4	1	0	1,22	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{1,22}\text{S}$
31	61/1-2a	1	0	0,84	0,00	0,00	0,00	$\text{Fe}_{0,84}\text{S}$
<i>Киноварь</i>								
32	1/10	1	0	0,00	0,00	0,00	0,99	$\text{Hg}_{0,99}\text{S}$
33	03-394	1	0	0,00	0,00	0,00	1,03	$\text{Hg}_{1,03}\text{S}$
34	Донбасс	1	0	0,00	0,00	0,00	0,99	$\text{Hg}_{0,99}\text{S}$

те примесь Fe составляет до 1,5%; Cu — до 0,1%, в массиве Капель — соответственно до 3 и 0,7%. Сфалериту часто сопутствует галенит, встреченный только в лейкодиабазе Чунгур-Кай.

В тоналит-порфирах Шархи и в андезитах Чунгур-Кай выявлена гидротермальная медная минерализация в виде довольно крупных агрегатов зерен халькопирита с характерной побежалостью. В аншлифах

	Катионный метод						Формула
	S	As	Fe	Cu	Zn	Hg	
1,84	0,00	0,98	0,01	0,01	0,00	0,00	$(\text{Fe}_{0,98}\text{Cu}_{0,01}\text{Zn}_{0,01})\text{S}_{1,84}$
1,93	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,93}$
1,98	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,98}$
1,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,99}$
1,95	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,95}$
2,06	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{2,06}$
2,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	FeS_2
2,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	FeS_2
1,93	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,93}$
1,97	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,97}$
1,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,99}$
1,98	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,98}$
1,96	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,96}$
1,97	0,00	1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,97}$
1,94	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,94}$
1,97	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,97}$
1,97	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,97}$
2,05	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{2,05}$
1,96	0,01	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeAs}_{0,01}\text{S}_{1,96}$
1,99	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,99}$
2,03	0,01	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeAs}_{0,01}\text{S}_{2,03}$
2,12	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{2,12}$
2,03	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{2,03}$
1,87	0,00	1,00	1,00	0,00	0,00	0,00	$\text{CuFeS}_{1,87}$
2,00	0,00	1,02	0,98	0,00	0,00	0,00	$\text{Cu}_{0,98}\text{Fe}_{1,02}\text{S}_2$
2,21	0,00	1,13	0,86	0,00	0,00	0,00	$\text{Cu}_{0,86}\text{Fe}_{1,13}\text{S}_{2,21}$
1,96	0,00	1,01	0,99	0,00	0,00	0,00	$\text{Cu}_{0,99}\text{Fe}_{1,01}\text{S}_{1,96}$
1,88	0,00	1,00	1,00	0,00	0,00	0,00	$\text{CuFeS}_{1,88}$
0,94	0,00	0,11	0,00	0,89	0,00	0,00	$(\text{Zn}_{0,89}\text{Fe}_{0,11})\text{S}_{0,94}$
1,04	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,04}$
1,19	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,00	$\text{FeS}_{1,19}$
1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	$\text{HgS}_{1,01}$
0,97	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,00	$\text{HgS}_{0,97}$
1,01	0,00	0,00	0,00	0,00	1,01	0,00	$\text{HgS}_{1,01}$

это мелкие и мельчайшие ксеноморфные выделения в нерудных минералах и вкрапления в ильмените. Здесь же обнаружен неоднородный по своей окраске ковеллин (обособленные мельчайшие выделения в

породообразующих минералах, сростки с ильменитом). Единичные зерна халькопирита в диабазах Серауса по периферии нередко замещены гидрогетитом (рис. 160). В халькопирите из массива Шарха рентге-

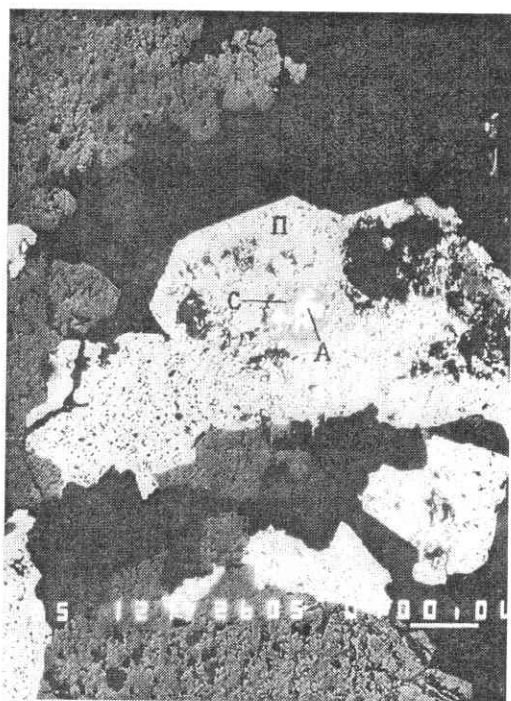


Рис. 159. Пламневидные включения антимонита (А) в сфалерите (С), заключенном в крупном идиоморфном зерне пирита (П). Ув. 100. Лозовской карьер.

ноструктурным анализом установлена примесь метациннабарита. Сквозной минерал во всех породах — пирит в виде мелких кристаллов и выделений. Крупные кристаллы его появляются лишь в зонах эндоконтактов.

Таким образом, в Алуштинском районе Горного Крыма наложенная рудная минерализация проявлена в кислых породах массивов Шарха и Капель, в меньшей степени — в массиве Чунгур-Кая.

В целом минералогия сульфидов в Горном Крыму не богата и включает пирит, марказит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, ковеллин, молибденит, киноварь, метациннабарит. В Лозовском карьере встречен антимонит. Данные исследований химизма наиболее распространенных сульфидов Горного Крыма в целом сведены в табл. 70 [165]. Как видим, в пиритах из Горного Крыма (образцы 2, 5, 6, 7, 15) постоянны примеси As (0,02–0,56%), Pb (0,005–1,9%), в половине проб Cu (0,001–0,01%), Zn (0,025–0,04%), в отдельных образцах — Bi(0,01%), Mo(0,32%). Наличие 0,56% As позволяет определять этот минерал как мышьяковистый пирит (Солнечногорское рудопроявление). 1,9% Pb — скорее всего обусловлено микровключением галенита. В халькопирите (проба 10),

Таблица 70. Химический состав сульфидной минерализации в вулканитах Крыма, %

№ п/п.	Au	Ag	Cu	Fe	Pb	As	Zn	Sb	Bi	S	Mo	Hg	Сумма
1	0,01	77,6	0,21	13,4	—	0,02	0,15	—	—	10,6	He опр.	He опр.	102,7
2	—	0,015	0,01	46,46	—	0,16	0,05	—	0,02	56,3	—	—	103,0
3	—	0,03	1,75	2,11	—	—	56,3	0,001	0,94	31,9	—	—	92,2
4	0,05	0,01	0,001	46,40	0,005	0,13	0,025	—	—	50,68	—	—	97,3
5	—	0,06	—	46,07	1,9	0,56	0,04	—	—	52,8	—	—	101,4
6	—	—	—	46,56	0,06	—	—	0,006	—	52,3	—	—	98,9
7	—	—	10,5	0,1	—	—	1,5	—	0,07	0,2	—	—	12,3
8	—	0,04	0,06	0,4	7,84	0,18	—	—	0,21	0,1	—	—	8,8
9	0,04	60,46	0,13	8,3	0,07	0,03	0,07	0,02	0,07	0,2	—	—	69,4
10	0,21	—	31,4	32,6	0,12	—	—	—	0,04	31,4	—	—	95,87
11*	0,02	0,01	4,70	4,38	—	—	56,54	—	0,02	29,1	0,08	—	94,71
12	0,01	—	—	44,43	0,05	0,02	—	—	0,01	50,9	0,32	0,01	95,75

Герակлейский район: 1 — включение самородного серебра в пирите (край зерна) из кварц-биотитовых метасоматитов; 2 — пирит из тех же пород; 3 — включение сфалерита в пирите из тех же пород; 4 — пирит из альбитизированного диабаз (Георгиевский монастырь).

Солнечногорское: 5, 6 — пирит и 7, 8 — хлорит из пропилитов. Горы: 9 — включение серебра в хлорите из кварц-хлорит-кальцитового прожилка; 10 — халькопирит из тех же пород.

Лозовской карьер: 11 — сфалерит из сульфидных жилков в анкерито-хлоритовом метасоматите; 12 — пирит из жилков в тех же породах. * Качественным анализом установлено наличие Pt.

кроме основных элементов — Fe, Cu, S, — установлены Pb (0,12%), Bi (0,04%), благородные металлы.

В сфалерите (пробы 3,11) найдены Cu (1,75–4,7%), Bi (0,02–0,44%), в одном образце Pb(0,001%), Mo(0,08%).

V.4.3. Киноварь в породах Ломоносовского подводного массива

В процессе изучения западных фрагментов палеоостровной дуги — пород северо-западного материкового склона Черного моря — ртутное оруденение отмечалось в разнообразных вулканитах кислого, среднего и основного состава, различных осадочных породах, среди которых преобладают темно-серые или черные аргиллиты, предположительный возраст которых, по предварительным определениям спорово-пыльцевого комплекса, палеозойский.

Все породы несут следы сильного тектонического воздействия, выражающегося в наличии зеркал скольжения, особенно четко фиксирующихся в черносланцевых аргиллитах, и многочисленных мелких трещин в вулканитах. При ударе они рассыпаются на мелкие остроугольные обломки. Коренные породы повсеместно переработаны. Комплекс околорудных изменений в породах материкового склона несравненно шире, проработка пород глубже, чем на суше, что позволяет ожидать большие масштабы ртутного оруденения в этом районе

палеоостровной дуги. Несомненно, интенсивные гидротермально-метасоматические изменения характерны для палеоостровных дуг (Филиппины, Япония, Новая Зеландия, Мексика, Чили). К ним же относится пропилитизация андезитов и дацитов. В других случаях фиксируется серицитизация [93].

И оруденение и гидротермально-метасоматические изменения вызваны, скорее всего, гидротермальными очагами.

При визуальном исследовании прожилковой минерализации и минералогическом изучении протолочек, полученных из плутонических, вулканических, черносланцевых пород, обнаружены единичные мелкие кристаллы киновари в зеленокаменных эффузивах основного состава (ст. 8836), андезитах (ст.1), черных аргиллитах (ст. 8781) и в заметном количестве в плагиориодацитах (ст. 10). Как отмечалось для Горного Крыма [12], парагенезис киновари с меднополиметаллическими проявлениями свидетельствует о связи их с одними и теми же магматическими породами и глубинными разломами. Этот вывод вполне приемлем и для пород материкового склона. Во всех изученных случаях киноварь обнаружена наряду с другими рудными (пиритом, сфалеритом, халькопиритом) и нерудными минералами (кварцем, селадонитом, каолинитом, тальком). Наблюдалось обрастание пирита киноварью.

Минералогическое исследование кино-

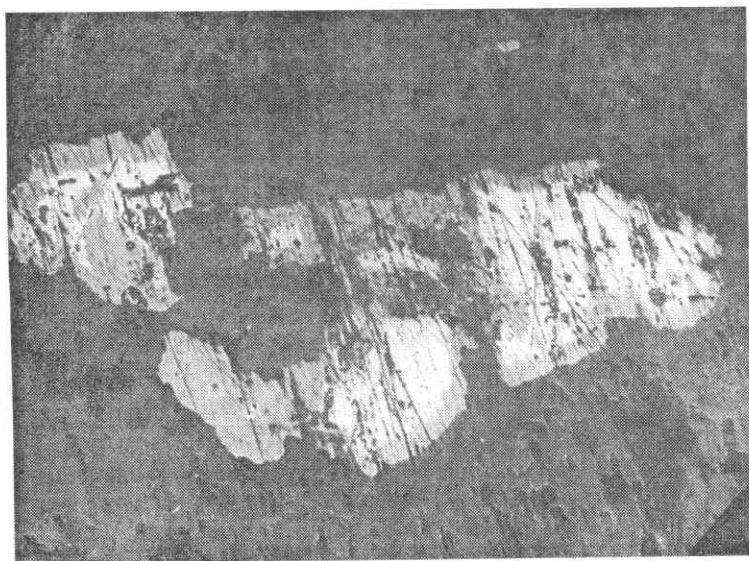


Рис. 160
Замещение халькопирита (белое) гидрогесситом (серое) в диабазе массива Сераус, обр. 062/86. Ув. 200.

вари из пород материкового склона было проведено на рентгеноспектральном микроанализаторе. В исследованном образце киновари из андезибазальта (проба 1/10) устанавливается наличие Zn (0,02%), Ag (0,13%), Sb (0,05%), Pt (0,23%). Обращает на себя внимание относительно высокое содержание платины, отсутствие примеси мышьяка (см. табл. 68, 69). Изученная для сравнения киноварь из сопочной брекчии Королевского грязевого вулкана на Керченском полуострове несколько иная по составу (%): Ag — 0,22, As — 0,04, Cu — 0,01, Fe — 0,01. С изученными образцами сопоставлялась киноварь из Никитовского месторождения (%): Pt — 0,112, Cu — 0,01, Zn — 0,02, Ag — 0,061.

Исследования других сульфидов показали, что содержание ртути в сфалерите из андезитов составляет 0,055%, в пирите из андезитов 0,03–0,04%, а в пирите из базальтов — 0,011–0,118%.

Достоверность диагностики киновари была однозначно доказана рентгеноструктурным анализом.

На дебаграммах стандартной киновари и изучавшихся минералов из зеленокаменных андезитов (ст. 8836) и других пород фиксируется фактически полное совпадение наиболее интенсивных линий. Дебаграммы приведены в препринтах [28,31] и табл. 71.

В основании сложенного кристаллическими породами материкового склона на глубинах 1700–1800 м в шлиховой пробе песков Палео-Каланчака (ст. 6) в тяжелой фракции обнаружена киноварь. Несомнен-

но, разрушение кристаллического массива явилось питающим фактором для формирования аллювиальных толщ в основании обрыва.

На подводной равнине морского дна, примыкающей к обрыву материкового склона, в илах зафиксировано повышенное на 3–4 порядка содержание горючих газов, в первую очередь метана [162]. Далее приводятся данные о возможных очагах высачивания метана. Полоса повышенных содержаний метана в илах вытянута вдоль подводного обрыва. В этой связи нефтометаллогеническая модель процесса, как один из возможных вариантов рудообразования, может быть применена для объяснения генезиса киновари в породах северо-западного склона Черного моря. В основе процессов рудо- и нефтегазообразования в конечном счете лежит дегазация мантии с последующей трансформацией глубинного флюида по мере продвижения его в верхние структурные этажи [13]. Киноварь в грязевых вулканах Керченско-Таманского региона, весьма вероятно, также связана с миграцией углеводородов. Находки нами жил твердых углеводородов в основных кристаллических породах Крыма (например, район с. Лесное близ Судака и др.) позволяют допускать какое-то участие углеводородов и в эпиптермальном рудном процессе.

V.4.4. Киноварь в породах Горного Крыма

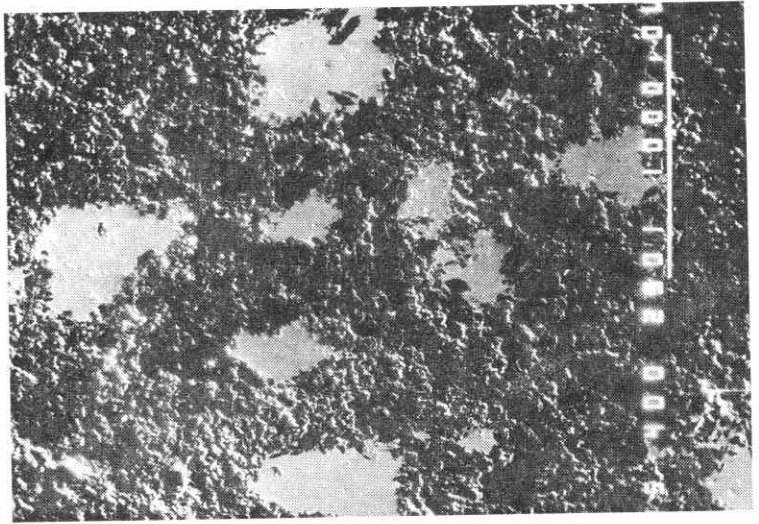
Литература по ртутному оруденению Гор-

I		II		I		II	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
6	3,59	—	—	4	1,90	—	—
100	3,35	10	3,36	20	1,765	1	1,771
30	3,16	4	3,25	25	1,735	2	1,734
35	2,863	10	2,85	25	1,679	—	—
10	2,375	—	—	6	1,583	—	—
25	2,074	2	2,07	6	1,562	—	—
12	2,026	—	—	8	1,443	—	—
35	1,980	4	1,981	2	1,401	—	—

Примечание. Условия съемки: УРС-55а, Cu_{ka} — излучение, экспозиция — 5 часов. Съемку производила Е.А.Гамарник. I — киноварь — стандарт ASTM 6-0256; II — киноварь из зеленокаменного андезита (ст.8836).

Таблица 71
Рентгенометрическая характеристика киновари

Рис. 161
 Вкрапления
 киновари в агрегате
 хлорита. Фото в
 отраженных
 электронах,
 выполненное на
 микроанализаторе
 JCXA-733.
 Рудопроявление
 Малый Салгир.
 Ув. 330.



ного Крыма достаточно обширна [20,21,61,166,173 и др.]. Многочисленные рукописные отчеты в фондах Крымской экспедиции. Монография [12] во многом обобщающая по данному вопросу, и материалы далее в основном излагаются нами в соответствии с этой сводкой.

Киноварь — довольно распространенный в Горном Крыму минерал. На южном берегу Крыма обнаружена всего в двух точках — возле селений Веселого и Приветного. С киноварью ассоциируют галенит, сфалерит, халькопирит, пирит. Масштабы оруденения ничтожны. Оно приурочено к кварц-кальцитовым и кварц-диккитовым жилкам в песчаниках и образует небольшие вкрапления и прожилки. Околорудные изменения — каолинизация и окварцевание. В нескольких пунктах (гора Аю-Даг, восточнее Алушты, Карадагская зона и т.д.) встречены рудные проявления галенита, сфалерита, пирита, реже халькопирита. Они приурочены к флишевой и диабазо-спилитовой формациям. Тип выделений — тот же: прожилки, вкрапления, изредка гнезда в кварцево-диккитовых и кальцитовых жилках. Размеры оруденения незначительны.

В структурном отношении вся рудная минерализация тяготеет к разломным зонам.

В центральном районе Горного Крыма рудно-полиметаллическая минерализация обнаружена в восьми точках в верховьях Альмы, Салгира и вблизи Ангарского пе-

ревала. Гидротермальное оруденение в виде тех же жилок и вкраплений тяготеет к диабазово-спилитовой формации, а также к известнякам верхней юры.

Ю.В.Соболевским и В.А.Кутним в последние годы обнаружено еще одно небольшое рудопроявление. Это мелкие кристаллики киновари в кварц-карбонатных прожилках, секущих пренитизированные основные дайки среднеюрского возраста в верховьях р. Япалах (Крымский заповедник). И в этом районе предполагается связь рудоносных кварцевых и кальцитовых жил с глубинными разломами.

Наибольший интерес представляют, однако, мономинерально-киноварные проявления — Лозовское, Альминское, Ангарское, Малосалгирское (рис. 161). Так, в Лозовском рудопроявлении прожилки, гнезда, вкрапления киновари локализованы в зоне дробления мощностью до 20 м, среднее содержание ртути в зоне 0,0005%. Размеры отдельных выделений до 6 см [12]. Жильные минералы — кварц, кальцит, диккит, анкерит, халцедон. Фиксируется связь с глубинными разломами и более позднее по сравнению с полиметаллами проявление киноварной минерализации в разрывных нарушениях и особенно в их пересечениях.

По своему химизму киноварь Горного Крыма характеризуется наличием примесей As (0,02–0,05%), Mo (0,01–0,03%), Ag (0,01%), Zn (0,01%), Pb (0,01% (табл. 72). Формулы киновари: 1 — $Hg_{1,14}S$; 2 —

Таблица 72. Химический состав киновари из рудопроявления Малый Салгир, мас.%

Элемент	Номер пробы		
	1	2	3
Hg	83,9	85,5	81,60
As	—	0,05	0,02
Sb	—	—	0,01
Bi	—	—	—
Mo	0,03	0,01	0,02
Zn	0,01	—	—
Pb	—	—	—
Fe	—	—	—
Cu	0,01	—	—
Ag	0,01	0,01	0,01
Au	—	—	—
S	11,70	13,30	12,40
Сумма	95,63	98,40	94,04

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе JCXA-733.

Hg_{1,02}S; 3 — Hg_{1,06}S (в пересчете катионным методом) и HgS_{0,88}; HgS_{0,97}; HgS_{0,95} (пересчет на анионы).

Наряду с рудопроявлениями в ряде точек Горного Крыма зафиксированы участки развития ореолов рассеяния ртути, цинка, свинца; они встречаются чаще минералогически выраженных рудопроявлений и являются поисковым признаком, равно как и киновар в шлихах.

В восточной части Крыма — на Керченском полуострове — киноварь приурочена к грязевым вулканам [169, 171, 163]. Первые данные о наличии повышенных содержаний ртути в составе сопочной брекчии, в жидких и газообразных продуктах извержений керченских и таманских грязевых вулканов приведены М.А.Карасиком [57] и В.Э.Поярковым [109]. Над действующими грязевыми вулканами существуют даже ореолы повышенного содержания паров ртути — в 50–100 раз выше кларкового, до $(3-4) \times 10^{-6}$ мг/л [57]. Наиболее значительные содержания киновари в сопочной брекчии зафиксированы в Булганакском и Королевском грязевулканических очагах, где в 100-килограммовых пробах в тяжелой фракции установлено до 2000 знаков киновари [169]. Небезынтересно, что в парагенезисе с киноварью в сопочной брекчии найдены сфалерит, вюрцит, галенит, куприт, реальгар, диккит, каолинит и др.

V.4.5. Золото и другие благородные металлы в породах Ломоносовского подводного массива

Золото и другие благородные металлы постоянно фиксируются в сульфидах, чаще всего в пирите, образуя мелкие и мельчайшие вкрапления.

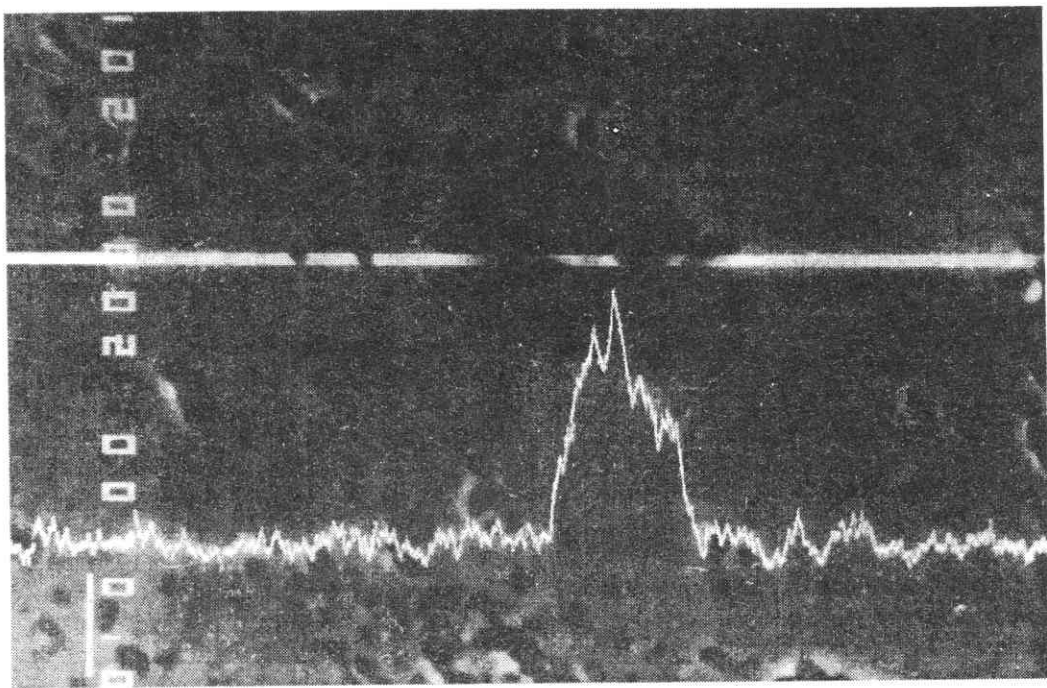
По результатам исследований на микроанализаторе золото установлено в 16 из 33 изученных аншлифов пирита.* В золотоносных пиритах содержание золота изменяется от 0,017 до 0,68%. В табл. 68 приведена часть этих определений. Установлено, что этого элемента нет в нитевидных прожилках пирита, в скоплениях мелких зерен и отдельных выделениях. Видимо, золото приурочено к ранним генерациям пирита, чаще всего встречающимся в кислых вулканитах.

Золото есть и в составе халькопирита. Из пяти изученных образцов халькопирита золото обнаружено в двух, причем в аншлифе андезибазальта его содержание достигало 0,110%. В пирротине найдено до 0,024% Au, в сфалерите — 0,036%.

Особенность рудной минерализации северо-западного материкового склона — постоянное наличие не только золота, но и серебра, что характерно для древних островных дуг вообще и для Горного Крыма, в частности. Соотношение золота и серебра — примерно один к одному. Из 24 изученных аншлифов в 13 обнаружено от 0,011 до 0,119% Ag. Как правило, серебра нет в крупных кристаллах пирита. Высоким содержанием (0,046%) отличается пирит из черносланцевых пород. Пирит вулканитов беднее серебром. Прямой корреляции между золотом и серебром не наблюдается. В сфалерите серебро найдено в одном образце (0,045%) (см.табл. 68, 69).

В сульфидах выявлены также платина и осмий. Из 33 изученных на микроанализаторе образцов пирита платина обнаружена в 20. Содержание ее изменяется от нуля до 0,08%, а колебания в концентрациях в других сульфидах отражены в табл. 68. В одном из кристаллов пирита

*В табл. 68 приведены только 23 анализа. 10 анализов не включены из-за неполноты определений.



установлено включение платины (2,197%) (рис. 162).

В халькопирите найдено в трех из пяти изученных аншлифов до 0,071% Pt, в сфалерите — на порядок больше — 0,299% (см. табл. 68, 69). Спектральный анализ тяжелых фракций, большую часть которых составляют сульфиды, также определил повышенные содержания: Au — от 0,01–0,03 до 0,1–0,3 г/т; Pt — 0,01–0,02%; Co — до 0,3%; Cu — до 0,5%.

По всей вероятности, разрушение кристаллических пород материкового склона способствует концентрации заметных содержаний золота в россыпях и подводных аллювиальных долинах [164].

Изучение геологии материкового склона Черного моря позволило выявить некоторые факты, открывающие перспективы дальнейших работ. Материковый склон этого района, расположенного в 25 милях к юго-западу от Севастополя, сложен мезозойскими, палеогеновыми и неогеновыми осадочными толщами и палеогеново-меловым вулкано-интрузивным комплексом.

Геохимическое изучение позволило установить частое “заражение” кристаллических пород золотом. Содержание золота по спектрозолотометрическим определени-

Рис. 162. Включение платины в пирите. Изображение в отраженных электронах. Получено на микроанализаторе JCXA-733. Ув. 700.

ям достигает иногда десятых долей грамма, в единичных случаях даже 1–2 г/т.

Все эти данные представляют определенный геохимический интерес как показатель существования возможного источника сноса золота в россыпные проявления на дне Черного моря. Непосредственно под обрывом материкового склона, сложенного кристаллическими породами, на глубинах 1600–1800 м в аллювиальных (?) отложениях Палео-Каланчака, возраст которых датируется, по данным радиоуглеродного изучения хорошо сохранившейся пресноводной фауны, в 8–17 тыс. лет, было проведено опробование аллювия на золото. Аллювиальные отложения представлены илистыми алевритами, содержащими примерно 7% мелкозернистых песков. Их изучение проводилось, по нашей просьбе, В.Т.Кардашем с помощью обогатительной установки “Говерла”, позволяющей улавливать мельчайшие частицы самородного золота. В песках и алевритах, проанализированных в точках, расположенных к северо-западу от выходов кристаллических пород, обнаружено до

78 мг/м³ (ст. 23) дисперсного золота. Ниже по течению, непосредственно под обрывом кристаллических пород, содержание золота возрастает и достигает 318 мг/м³ (проба 6/4). Этот шлик изучался более детально. Из него было извлечено 9 наиболее крупных золотин размерами от 0,01 до 0,2 мм. Более мелкое золото не извлекалось, поэтому приведенная цифра содержания этого металла, безусловно, занижена. Форма золотин в основном угловато-комковидная, с закругленными выступами. Наиболее крупное зерно — веретенообразной формы; самые мелкие золотины представлены пленочными выделениями. Следов окатывания нет.

Цвет золотин ярко-желтый, золотистый, отражательная способность высокая. Иногда золотины красноватого оттенка, реже бледно-желтые до серебристо-желтого. Отмечаются выделения серебристо-белого минерала с ярким металлическим блеском (серебро? платина?). Из-за малых размеров частиц диагностика этого минерала затруднена.

Золотины мягкие, пластинчатые, расплющиваются иголкой, что позволяет предполагать их высокую пробность (не менее 850 единиц). С концентрированными кислотами, включая и азотную кислоту, золотины не реагируют.

Кроме золота, в шликх установлены выделения мелкокристаллического пирита, мелкие обломки кварц-полевошпатовой породы с сульфидами, окрашенными побежалостью. Неокатанный и совершенно неокисленный облик минералов тяжелой фракции свидетельствует о близости их коренного источника. Создается впечатление, что выходы кристаллических пород материкового склона в определенной палеогеографической ситуации могли служить источником поступления золота в аллювиальные отложения древнечетвертичного потока под материковым склоном.

В целом эти находки довольно интересны в минералогическом отношении и свидетельствуют о необходимости проведения дальнейших исследований на золото в акватории глубоководной части Черного моря. Необходима геоморфологическая оценка выявленного аллювиального тела, изучение палеогеографической ситуации в момент его

образования, четкое прослеживание района выявленной золотоносности аллювиальных отложений. Все это позволит более реально оценить потенциальные перспективы золотоносности.

V.4.6. Золотоносность Горного Крыма*

Информация о золотоносности коренных пород Горного Крыма, слагающих фрагменты палеоостровной дуги, весьма ограничена.

История исследования золотоносности Крыма описана в рукописных обобщениях Б.Г. Бычка "Оценка золотоносности пород чехла юга Украины" (1980 г.) и Б.И. Короля, А.Н. Коваленко, Н.Н. Шевчука в проекте прогнозно-геологических работ на шельфе и материковой части Крыма (1995 г.). В изучение золотоносности Крыма значительный вклад внесли геологи В.П. Прокуронов, Е.В. Львова, Ю.Ю. Юрк, Ю.А. Полканов, Н.В. Ванина, О.Г. Сиденко, А.А. Абашин, Л.С. Борисенко, С.В. Пивоваров, В.Н. Рыбаков и другие. К сожалению, в печати работы этих исследователей освещены недостаточно.

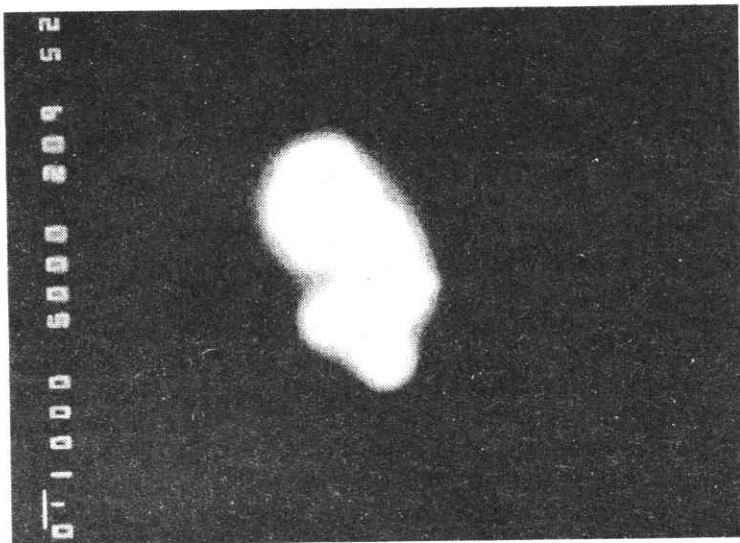
Между тем, золото в крымских недрах издавна вызывало интерес у жителей Крыма.

Известны легенды о золотоносности горы Демерджи, отчасти фактически подтверждающиеся шлиховой съемкой геологов Крымской экспедиции.

В одной из легенд рассказывается, "...что в Крыму между дряхлыми стариками существует предание, что генуэзцы добывали золото в Палат-горе (Чатырдаге), что открытие это было известно ханам, которые впоследствии даже не хотели воспользоваться им из боязни возбудить алчность опекунов над ними турецких султанов" [64].

* В основу настоящего раздела положена статья Е.Ф. Шнюкова, З.В. Красножирной, О.Г. Сиденко "Золото- и серебросодержащая сульфидная минерализация в вулканитах Горного Крыма" // Геол. журн. — 1993. — №5.

Рис. 163.
 Микровключение
 золота в кварцевых
 жилках. Мыс Фиолент.
 Изображение в
 отраженных
 электронах. Получено
 на микроанализаторе
 JСХА-733.
 Ув. 1300.

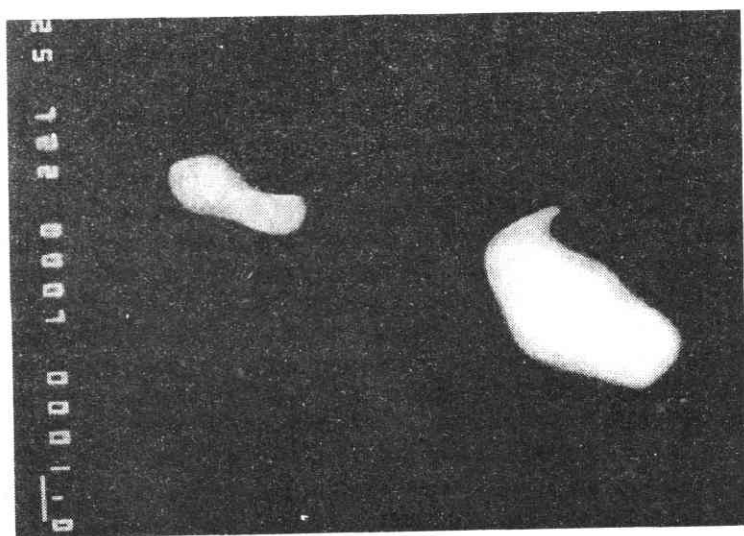


Есть и более поэтическая версия об открытии золотоносности. Один из могущественных крымских ханов Гиреев не имел наследника. Пришедший к нему дервиш пригласил Гирея в ужасное ущелье Сиях-Дере, предупредив о страшных испытаниях. Хан рискнул, испытание выдержал, у него родился наследник. При кончине хан завещал наследнику посетить Сиях-Дере, где тот же дервиш показал ему жилу золота на Чатырдаге, но с единственным условием использования золота только для злых дел. Однако случайно потерянный ханом кусок золота был использован для доброго дела — освобождения пленника. В результате хан погиб от молнии и был по-

гребен под засыпавшей его породой. Как видим, и в этом варианте легенды называется совершенно определенное место находок — Чатырдаг [64]. Тем не менее сколько-нибудь заметных находок на Чатырдаге нет.

По данным [12], в верхнем течении рек Салгира и Ангара (у одноименного перевала) золото найдено в шлихах в аллювии. Содержание — от единичных знаков до 18 мг/м³. Парагенезис — самородный висмут, киноварь, галенит, сфалерит, халькопирит. Эти же авторы фиксируют наличие золота на мысе Аюдаг в ороговикопитритизированных сланцах таврической серии в количестве 0,4 г/т.

Рис. 164.
 Микровключение
 самородного серебра в
 хлорит-
 гидрослюдистом
 агрегате. Изображение
 в отраженных
 электронах. Выполнено
 на микроанализаторе
 JСХА-733.
 Ув. 1300.



Реально установленное коренное золото было обнаружено в наши дни в нескольких небольших сульфидных рудопроявлениях на ГераклеЙском полуострове. Именно здесь найдены довольно значительные концентрации золота и серебра в единичных пробах (рис. 163). Оруденение концентрируется в кварц-полевошпат-гидрослюдистых метасоматитах в пределах развития пород базальт-липаритовой серии и в дайках, телах эруптивных брекчий. Микровключения золота обнаружены в гидрослюдистом агрегате, в пирите, серебро — в пирите, хлорите.

При изучении туфов альбского возраста, вскрытых железной дорогой на Балаклаву, обнаружена их золотоносность (определение В.Т.Кардаша в наших пробах — до 9 окатанных мелких золотинок общим содержанием 27 мг/м³).

На участке горы Хыр в средних и кислых туфах и андезитах, измененных от пропилитовых ассоциаций — к хлорит-гидрослюдистым (с высокожелезистым хлоритом — до 18% Fe), установлены геохимические ореолы Cu, Pb, Li, Bi, Mo. В хлорите с содержанием 8,3 % Fe обнаружены включения самородного серебра (рис. 164); в кальците из хлорит-кальцит-кварц-аподиабазового метасоматита — самородное золото.

Диоритовые порфириды на участке Солнечногорское секутся многочисленными кварц-кальцитовыми прожилками; в пирите из кварц-хлорит-кальцитового прожилка содержание тонкодисперсного серебра достигает 0,06%, повсеместно развит медьсодержащий хлорит, золото не обнаружено.

Характер распределения золота и серебра изучался нами также в проявлениях ртути и медно-цинковой минерализации, локализованной в вулканитах триас-нижнеюрского и среднеюрского возраста (см. табл. 70, 72). Тонкодисперсное серебро фиксируется в сфалерите из минерализованных зон Лозовского карьера, золото — в пирите и сфалерите, концентрация серебра и киновари не превышает первых сотых процента. Золото добывалось крымскими ханами и в районе Старого Крыма, во всяком случае попытки такого рода предпринимались; серебро

— в районе дер. Холодовка (Османчик). Среди исторических сведений заслуживают внимание также данные о находке В.Ф. Курбатовым в 1889 г. золотоносной кварцевой гальки в 500 саженях к западу от устья реки Судак. В восточном Крыму в тяжелой фракции песков Коктебельской бухты в с. Планерское были обнаружены 42 золотины крупностью от 0,1 до 0,4 мм и зерно самородного серебра [191]. Авторы этого исследования высказали мысль, что источником золота и серебра могли служить проявления руд колчеданной формации (пирит, халькопирит), обычно связанные с вулканогенными спилитами — кератофирами, развитыми в пределах Карадага. Нами золотины были обнаружены в мелких водотоках, впадающих со стороны Карадага в устьевую часть р. Отузка. В процессе исследований на Карадаге З.В. Красножиной была найдена прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация, приуроченная к зонам тектонических нарушений и локализованная преимущественно в пропилитизированных базальтах и андезито-базальтах на различных современных гипсометрических уровнях. Сульфидная минерализация распределена неравномерно, представлена микроштокверками халькопирит-пиритового состава, гнездообразно-линзовидными выделениями пирита с идиоморфными кристаллами, в основном октаэдрического облика, вкрапленностью ксеноморфных кристаллов пирита и прожилкообразными выделениями марказита. В микроштокверках, наряду с пиритом и халькопиритом, обнаружена редкая вкрапленность арсенопирита, единичные ксеноморфные зерна молибденита. Жильные минералы представлены преимущественно кварцем, халцедоном, хлоритами, цеолитами, кальцитом, реже эпидотом, пренитом, в единичных случаях альбитом, адуляром, алунином. Содержание золота в геохимических пробах варьирует в пределах 2–3% тяжелой фракции.

Золотоносная сульфидная, преимущественно марказитовая, минерализация встречается в старых карьерах на окраине с. Планерское. Здесь в диоритах марказит образует жилы, в раздувах достигающие 10–20 см. Однако, как правило, это мел-

кие жилки, вкрапления, включения идиоморфных или ксеноморфных кристаллов.

Карадагская группа вулканов, вслед за Ю.Ф.Левинсон-Лессингом и Е.Н.Дьяконовой-Савельевой [78], В.И.Лебединским и Н.Н.Макаровым [74], рассматривается как вулканическая область полигенного характера, состоящая из отдельных лавовых потоков, сложных туфолавовых свит, некков, даек, жил, интрузивных массивов. Петрографически и петрохимически все породы Карадага можно подразделить на две разновозрастные серии: палеотипную и кайнотипную, основные и кислые породы которых являются производными различных магматических очагов.

Карадаг — это крайний восточный вулканический центр. В центральной части Горного Крыма существует свой вулканический центр (Мухалатка, Солнечногорское, Демерджи, Аю-Даг, Сераус и др.); западнее — Южнобережный центр (гора Хыр).

Традиционно наиболее детально изучался Карадагский вулканический центр. Изотопные и минералого-геохимические исследования [165] показали, что в составе Карадагской палеотипной серии минимален объем пород, не измененных взаимодействием с разнотемпературными флюидами. Единичные пока значения изотопного состава кислорода пропилитизированных базальтов имеют преимущественно высокие значения величин $\delta^{18}\text{O} = 16,7-19,2\%$ smow, что указывает на прояв-

ление низкотемпературного подводного выщелачивания.

По мнению З.В.Красножиной, совмещение в одних и тех же потоках лав проявлений субсолидусной альбитизации, среднетемпературной пропилитизации эпидот-пренитовой фации и продуктов повсеместно развитого низкотемпературного изменения может свидетельствовать о том, что палеогидротермальная система с циркулирующим гетерогенным флюидом заложилась вслед за первыми порциями извержений основных лав и что конвектирующие субмаринные системы, длительно циркулируя и интенсивно взаимодействуя с излившимися породами, проникали глубоко в зону магмогенерации на стадии формирования очередных порций расплава, частично обуславливая появление более кислых выплавок. Это предположение подтверждается близкими уровнями содержаний редких элементов в базальтах, подвергшихся низкотемпературному и высокотемпературному взаимодействию с флюидами, и в неизменных липарито-дацитах — крайних членах дифференцированной вулканической серии, а главное — обогащенностью липарито-дацитов ^{18}O . Изотопный состав кислорода неизменных дацитов утяжелен на 2,5–3‰ по сравнению с таковым неизмененного базальта и составляет +10,9...+11,8‰, smow.

Различия в петрогенезисе вулканических комплексов западного и восточного

Таблица 73
Изотопный
состав серы
пирита

№ обр.	Район	Минеральная ассоциация	$\delta^{34}\text{S}, \%$
3/4	Гераклея	pl+fsh+bi+chl → ca+Q	+6,0
621	" "	ab+Q → mont+ser	+5,5
594	Гора Хыр	chl → mont+sid+Q	+7,4
563	Татар-Хабурга	ab-ol+chl → ca+zeol+py+po	-34,1
376	Карадаг	pren → zeol	-13,7
460	" "	baz → ab+ep+chl ₁ → chl ₂ +zeol +chal+sf	-30,6
469	" "	dev → ep+chl → ca+zeol+chal	+19,5
542	" "	lav → chl+ca+zeol+chal	+40,2
<p>Анализы проб, отобранных З.В. Красножиной, выполнены в лаборатории отдела геохимии стабильных изотопов Отделения металлогении ИГМР НАН Украины на масс-спектрометре МИ-1309; pl-плагиоклаз, fsh-калиевый полевой шпат, bi-биотит, chl-хлорит, ca-кальцит, Q-кварц, mont-монтмориллонит, sid-сидерит, zeol-цеолиты, chal-халцедон, ep-эпидот, pren-пренит, ser-серицит, sf-сфен, baz-базальт, dev-девитрифизированный туф, lav-лавобрекчия, ро-пирротин, py-пирит [165].</p>			

ареала вулканизма Крымской палеоостров-ной дуги проявляются в эволюции гене-рированных ими гидротермальных систем, и, в конечном счете, — в составе продуци-рованной ими минерализации. Преоблада-ющий тип околорудных метасоматитов Гераклеийской вулcano-тектонической структуры (ВТС) — кварц-гидрослюдистые метасоматиты — можно классифицировать как сульфатарные вторичные кварциты, образование которых связывается с под-током глубинных растворов из неглубоко расположенных магматических очагов. Пириты из сульфидной жилы и зоны про-жилково-вкрапленной минерализации Ге-раклеийской ВТС характеризуются положи-тельными значениями $\delta^{34}\text{S}$ (табл. 73), ти-пичными для островодужных вулканитов. Обогащение $\delta^{34}\text{S}$ вулканитов островных дуг объясняется изотопным сдвигом при де-газации, который зависит от $f\text{H}_2\text{O}$ и от-ношения $\text{SO}_2^-/\text{S}^{2-}$ в родоначальной магме [132]. Кварц метасоматитов несколько обеднен ^{18}O , что может быть следствием определенного отношения вода-порода. Не исключено, что сера и металлы извлека-лись циркулирующими растворами из вме-щающих вулканических пород.

Золотосодержащая сульфидная минера-лизация в районе Карадага локализуется преимущественно в участках тектонически осложненного контакта "спилитов" с лин-зами, слоями, горизонтами вышележащих

лавобрекчий, глинистых сланцев и туфов с органическими остатками, т.е. в пределах зон, подвергшихся наиболее интенсивно проявленной субсолидусной альбитизации и последующей пропилитизации. Синруд-ные метасоматиты относятся к пропилитам различных фаций, обусловленных деятель-ностью хлоридно-щелочных вод, вероятно, связанных с воздействием глубинного маг-матического очага. Широкому спектру про-пилитовых ассоциаций соответствует зна-чительная дисперсия распределения редких элементов и калия в гидротермалитах. Раз-брос значений $\delta^{34}\text{S}$ пирита (см. табл. 73) превышает даже возможный разброс $\delta^{34}\text{S}$ осадочных сульфидов. Содержание золота в геохимических пробах (весом 0,8–1,2 кг) определялось из стандартных навесок ко-личественным спектральным анализом в ла-боратории ИГМР НАН Украины (А.Г.Тар-рашан) и методом спектрозолотометрии в ЦТЭ "Севукргеологии" (аналитик Н.П.Ча-евский); всего проанализировано 44 про-бы, из них золото обнаружено в 26, содер-жания варьируют от 0,006 до 2 г/т, в том числе по трем зонам Карадага — 0,01–2 г/ т, по горе Татар-Хабурга — 0,02–0,63 г/т, горе Хыр 0,01–1 г/т, Мухалатке — 0,008 г/ т, с. Гераклеийскому, Георгиевскому монас-тырю — 0,2–2 г/т, с. Солнечногорское — 0,007 г/т.

Методом рентгеноспектрального мик-роанализа на электронном микроанализа-

Т а б л и ц а 74. Химический состав и золотоносность сульфидов Восточного Крыма, %

№ п.п.	№ пробы	Ag	Au	Cu	Fe	S	Pb	As	Zn	Sb	Bi
1	545	0,09	0,06	0,005	45,0	53,9	0,04	0,2	0,03	—	—
2	458	0,05	—	0,07	45,83	50,1	0,2	0,23	0,04	0,04	0,06
3	453	0,01	0,04	0,04	46,00	51,0	0,01	—	—	0,01	0,01
4	469	—	0,04	0,02	46,4	49,8	—	—	0,01	0,02	—
5	469*	0,03	0,02	0,002	40,24	Не опр.	0,1	0,04	—	0,014	0,02
6	460**	0,022	0,002	0,003	41,4	"-	0,04	0,02	0,005	—	—
7	310	0,01	0,03	0,004	46,5	Не опр.	0,01	0,005	0,14	0,02	0,002
8	565*	0,144	—	0,004	21,98	38,02	0,04	0,75	—	—	0,014
9	565	0,02	—	0,001	2,96	25,91	0,11	—	50,87	—	0,006
10	565	—	—	0,008	0,46	Не опр.	0,03	—	63,5	0,018	0,06
11	565	0,035	—	0,002	0,25	"-	0,02	0,003	62,42	—	—
12	565	0,10	0,021	—	41,16	"-	0,01	—	0,01	—	0,13
13	565	0,026	0,014	0,01	40,88	"-	0,07	0,009	—	—	—

Карадаг: 1–7 — пирит; Татар-Хабурга: 8, 9 — прожилок пирита; 10–13 — гнездо марказита. жание $\text{Mo} > 10\%$; ** — наличие Pt. Анализы выполнялись на микроанализаторе JCXA-733 В.Б.Собо-

торе (аналитик В.Б.Соболев) были установлены как микровключения золота и серебра в сульфидах, в силикатных минералах вкрапленниках, в акцессорных минералах, так и дисперсное золото и серебро в пирите и марказите (содержания подтверждались при различных режимах).

В локальных участках проявления прожилково-вкрапленной минерализации измененных вулканитов карадагской серии в зонах с повышенным содержанием золота и серебра исследовалось распределение благородных металлов по минеральным фазам, формам их нахождения. Минеральный состав изучался в аншлифах и мономинеральных фракциях с помощью рентгеноспектрального микроанализатора. Наиболее полно анализировалась минерализация Карадага. В различных сериях образцов определялись содержания Au, Ag, Co, Ni, Fe, Cu, Hg, Sb, Pb, Te, Zn, As, Bi, S. Проведенные исследования позволили обнаружить ряд закономерностей в распределении металлов. В пропицитизированных, хлоритизированных, карбонатизированных андезитобазальтах Берегового хребта и Карадагской балки с прожилково-вкрапленной халькопирит-пиритовой минерализацией установлены повышенные содержания Mo, As, Zn, Ti, Ni, Co. В пирите обнаружены микровключения молибденита, сфалерита. Содержания микроэлементов в большинстве случаев не превышает сотых-десятых

долей процента, Se, Te — тысячных, Co, Sb, Bi, Hg — сотых (в единичных измерениях). Содержания тонкодисперсного Au в пирите варьируют от сотых до десятых, а Ag — от тысячных до сотых долей процента; количество в цинкосодержащем хлорите достигает 0,1%, микровключения самородного золота обнаружены в пирите из халцедонцеолитовой жеоды.

В барит-кальцит-сульфидных штокверках участка Татар-Хабурга (в 5 км к северу от Берегового хребта Карадага), по данным количественного спектрального анализа, содержание Au составляет 0,02–0,05 г/т; микрондовым анализом (табл. 74) обнаружены микровключения: в пирите — молибденита, обогащенного тонкодисперсным серебром, в марказите — сфалерита; содержание дисперсного серебра в марказите достигает 0,026%, золота — 0,021%. В породах дайковой серии (хребет Береговой), в преобладающих двупироксеновых андезитах с трахито-флюидальной структурой и с гломеробластовыми сростаниями фенокристаллов обнаружено дисперсное золото (до 0,016–0,026%) и серебро (до 0,034–0,037%); микровключения серебра выявлены в ильмените и стекле; в титаномагнетите также найдены единичные микровключения халькопирита; содержание Sb, Bi, Hg — на пределе чувствительности; Te, Se обнаружены в единичных пробах.

Породы дайковой серии сформировались на заключительных этапах проявления вулканизма; состав их варьирует от андезито-дацитов к трахитам (%): K — 0,94–2,7; Rb — 0,002–0,004; Th — 0,0003–0,0004. Ликвидусной фазой при температуре 1200° С был пироксен; начало кристаллизации плагиоклаза, титаномагнетита происходило при температурах ниже на 100–125° С, в условиях высокого рН₂O. Микроэлементный состав сопоставим с составом вулканитов дифференцированных серий карадагской свиты, но несколько повышены (до сотых долей процента) содержания Mo.

Наличие золота, серебра, молибдена, цинка, сульфидной серы в минеральных фазах пород дайковой серии свидетельствует об обогащенности остаточных расплавов этими элементами. Не исключаются возможности воздействия нескрытого ин-

Co	Ni	Hg	Te	Сумма
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,53
"_"	"_"	"_"	"_"	96,52
"_"	"_"	"_"	"_"	97,12
"_"	"_"	"_"	"_"	96,29
2,01	0,06	-	0,005	Не опр.
0,001	0,004	0,02	-	"_"
0,003	0,001	-	0,01	"_"
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	60,95
"_"	"_"	"_"	"_"	79,88
0,003	0,0031	-	-	Не опр.
0,003	-	-	-	"_"
-	-	0,021	-	"_"
0,013	0,173	0,014	0,002	"_"

Качественным анализом определено: * — содержанием.

трузива, генерировавшего деятельность палеогидротермальной системы.

Изученная золото- и серебросодержащая сульфидная минерализация, а также проявления сульфидной минерализации, локализованной в вулканитах Крыма, характеризуются геологическими и минералого-геохимическими признаками, свойственными эпитептермальным месторождениям золота и серебра, ассоциированным с вулканическими и вулканоплутоническими структурами [221].

Все названные выше проявления минерализации представляют собой комбинацию слабоэродированных штокверков, вкрапленных зон и жил и локализованы во вмещающих известково-щелочных вулканических породах риолит-базальтового состава. Типичные минеральные ассоциации: пирит-марказит-халькопирит-галенит(киноварь). Жильное выполнение: кварц, хлорит, халцедон, кальцит, цеолиты- в минерализованных зонах, ассоциированных с породами среднеосновного состава: кварц, гидрослюда, редкие(альбит, адуляр) — в зонах, ассоциированных с породами среднекислого состава.

По мнению Е.Ф.Шнюкова, З.В.Красножиной, О.Г.Сиденко [165], представленные доказательства существования обширных палеогидротермальных систем в ареалах вулканизма Крыма и минералого-геохимические особенности золото- и серебросодержащей сульфидной минерализации, производной этих систем, в сочетании с установленным ее верхнерудным уровнем в большинстве локализаций, не исключают возможности обнаружения золотых и серебряных руд в области проявления мезозойского вулканизма Крыма и мелового вулканизма ЛПМ и позволяют выделить золото-серебряную провинцию палеоостровной дуги как промежуточное звено в цепи Альпийского золоторудного пояса.

V.4.7. Некоторые общие соображения о генезисе рудопроявлений в сопоставлении с Карпатами

По аналогии с золото-полиметаллическими и ртутными месторождениями Карпат,

описанными В.В.Науменко, А.Ф.Гончаруком, Ю.М.Коптюхом [99], можно предположить для ЛПМ, что золоторудные проявления относятся к близповерхностным, связанным с молодыми вулканитами. Для золоторудных проявлений этого типа характерно постоянное наличие примеси серебра в примерно равных с золотом количествах, локализация рудной минерализации в зонах глубинных разломов и в вулканогенных поясах. Не определяя эти рудопроявления с позиций плитовой тектоники, В.В.Науменко и др. [99] фактически воссоздают возможную металлогеническую ситуацию зоны субдукции. Тип оруденения морфологически близок карпатскому: жильные зоны, прожилково-вкрапленное оруденение. Крупные жильные тела в ЛПМ и в Горном Крыму не найдены. Околорудные изменения, выраженные в Карпатах, — площадная пропицитизация, образование зон кварцево-серицитовых (гидрослюдистых) метасоматитов, окварцевание, турмалинизация, сульфидизация, все это очень напоминает ситуацию в пределах дуги севера Черного моря, особенно в ЛПМ.

По аналогии с Карпатами можно ожидать и в ЛПМ широкий температурный диапазон возникновения оруденения (100–400°) и значительный вертикальный интервал (0,5–1,5 км).

Весьма близки, очевидно, изучаемому региону и выводы по генезису карпатского оруденения [99]: “Дифференциация основной магмы сопровождается накоплением золота в сульфидном остатке. Именно поэтому собственно золотые месторождения чаще всего ассоциируются с малыми интрузиями среднего состава (главным образом диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами)”. Именно такие интрузии характерны для ЛПМ и изученного центрального района Горного Крыма. Золото-серебряное оруденение связано с субвулканическими телами андезитов и липаритов; при этом золото переносилось в щелочно-бикарбонатных гидротермах. Следовательно, золото изначально связано с мантийными основными магмами и создает концентрации в кислых дифференциатах. Сходство крымской и карпатской ситуаций — весьма большое. Надо пола-

гать, находки рудопоявлений гидротермального оруденения возможны и в ЛПМ, и в Горном Крыму.

V.5. Необычные карбонатные постройки в пределах Ломоносовского подводного массива — вероятное следствие дегазации недр

В 1989 г. экспедицией НИС “Михаил Ломоносов” на материковом склоне к югу-западу от г. Севастополя были зафиксированы необычные акустические аномалии, интерпретация которых оказалась сложной и многовариантной [162]. Изучение аномалий продолжалось позже экспедициями НИС “Створ”, “Гидролог”, “Академик Вернадский”, “Ихтиандр”. В 1993 г. драгированием с борта НИС “Ихтиандр” на станциях 7 (44°25'39 с.ш., 32°57'78 в.д., глубина 1738 м) и 17 (44° 26'20 с.ш., 32°58'50 в.д., глубина 1120 м) в районе обнаружения акустических аномалий подняты фрагменты своеобразных карбонатных построек. Эти карбонатные образования наблюдались на дне моря с подводного аппарата “Север-2”. Прямой генетической связи акустических аномалий с этими карбонатными образованиями установить не удалось, но она весьма вероятна: и те и другие находятся в одном районе и приурочены к тектоническим нарушениям. Возможно также, что карбонатные постройки являются образованиями, фиксирующими каналы дегазации недр.

Исследованный район достаточно сложен по своему строению. В рельефе — это стык равнины с горной страной. Южная и юго-западная части района — равнина, полого погружающаяся к югу. Материковый склон — очень сложная система молодых, судя по почти вертикальным контурам, обнажений. Они сложены магматическими и осадочными породами. Хорошо прослеживается ряд систем крупных разрывных нарушений. Во время нескольких спусков обитаемого подводного аппарата “Север-2” на глубины до 1800 м по северо-западной и юго-восточной кромкам вдоль горного хребта (интрузивного тела плагиогранитов)

наблюдалась описываемые необычные карбонатные постройки. Во время четвертого и шестого спусков подводного аппарата “Север-2” на глубинах 1400–1775 м (наблюдатели О.Е.Донец, И.Б.Коник, И.Э.Ломокин, Д.В.Семенов, Е.Ф.Шнюков) двумя субпараллельными маршрутами пересечена крупная скальная гряда простиранием 60°, возвышающаяся над дном на 200 м. При драгировании на этом участке (ст.7 и 17) подняты многочисленные обломки эффузивных и интрузивных пород, а также значительное количество обломков карбонатных построек. Возраст магматитов, определенный калий-аргоновым методом, — 50–75 млн. лет).

Судя по наблюдениям с подводного аппарата “Север-2”, характер контакта интрузивного тела с вмещающими породами — тектонический. Нарушения, однако, скрыты под слоем молодых илистых осадков и рыхлых выветрелых коренных пород. Толща вмещающих пород вблизи контактов раздроблена, и форма отдельности тел резко меняется.

Именно вдоль контакта на склоне интрузивного тела и обнаружены своеобразные крупные постройки в виде разветвленных труб, столбов, конусов, наростов с натечной бугристой поверхностью, разнообразно изогнутых (иногда пустотелых) древовидных крупных ветвей (рис. 165, 166). Высота их составляет 1,5–2,5 м. Эти образования вытянуты линейно вдоль контакта на расстоянии 8–10 м друг от друга.

Поднятые драгами фрагменты построек представляют собой пористую карбонатную массу, напоминающую колонии мшанок. Первоначально они были приняты за органические постройки (рис.167,168). Как правило, эти карбонатные постройки и их фрагменты находились в драге без субстрата. Лишь в одном случае такое образованиеросло на поверхности крупного трещиноватого обломка плагиогранита.

Макроскопически эти постройки разнообразны по форме и окраске. Они, как правило, представляют собой неправильной формы, иногда башенковидные с каналом внутри и плоской поверхностью в основании, постройки, отличающиеся неоднородностью и очень высокой пористостью. Основная масса — агрегаты микро-

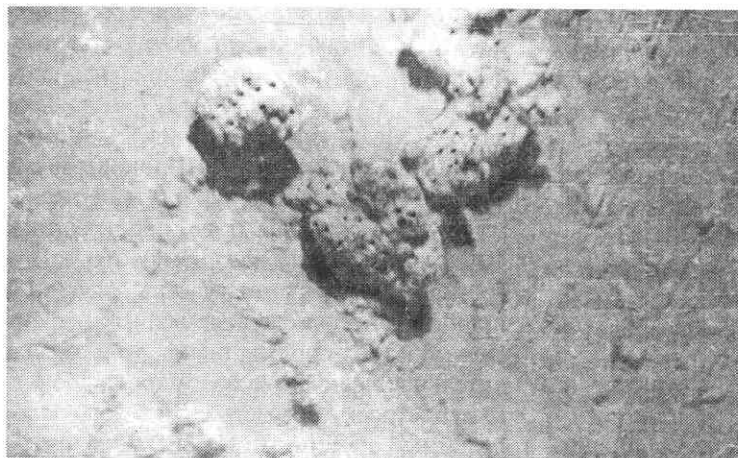


Рис. 165
Карбонатные постройки — новообразования на коренных породах дна. Фото сделано с подводного аппарата “Север-2”. Глубина 1400 м.

зернистого карбоната серого, местами черного цвета. В этой массе нередко наблюдаются отдельные полусферические участки (около 10–20 см), сложенные мелкими (до 1 мм в диаметре) глобулами и сферулами бежевого цвета. В разрезе сферулы иногда пустотелы, а в большинстве случаев обнаруживают радиально-лучистое строение. Некоторые фрагменты карбонатных построек выглядят в виде обломков с серебристой поверхностью и напоминают вулканические шлаки.

Драгированием на ст. 17 были также подняты крупные глыбы карбонатных пород, слабо вскипающих в HCl только в порошке. Эти глыбы имеют вытянутую форму наподобие трубчатой. По поверхности, особенно вдоль вытянутости, наблюдаются рытвины, напоминающие карстовые промоины. Макроскопически порода неоднородна и сложена темно-серым,

очень плотным карбонатом, тяготеющим к внутренней части глыб, и белым, менее плотным карбонатом, развитым преимущественно по периферии глыб или в рытвинах.

В настоящее время на шельфе и в верхней части континентального склона северо-запада Черного моря найдены газодные источники [53]. Они наблюдались с подводных аппаратов и, по данным этих наблюдений, приурочены к сходным по внешней форме карбонатным постройкам — очагам. Вещество такого рода построек с северо-западного шельфа (гл. 200 м) было любезно предоставлено нам акванавтами-исследователями И.Б.Конином и Д.В.Семеновым, работающими на аппарате “Север-2”. Субстрат постройки из шельфовой зоны представляет собой темно-серый плотный, плитчатый известняк с единичными раковинами дрейссен.

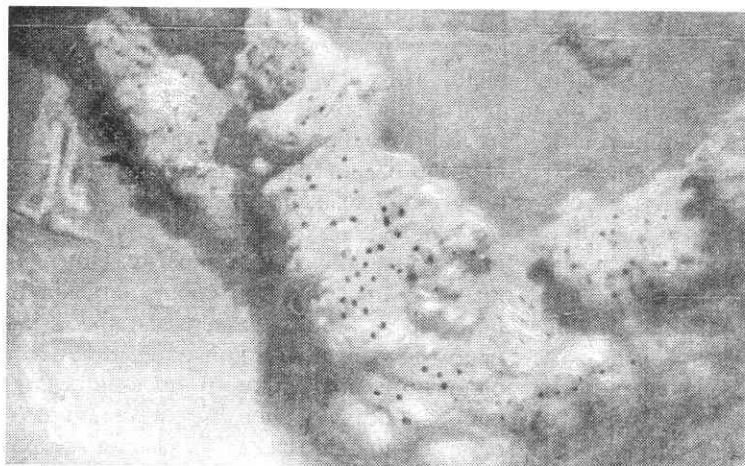
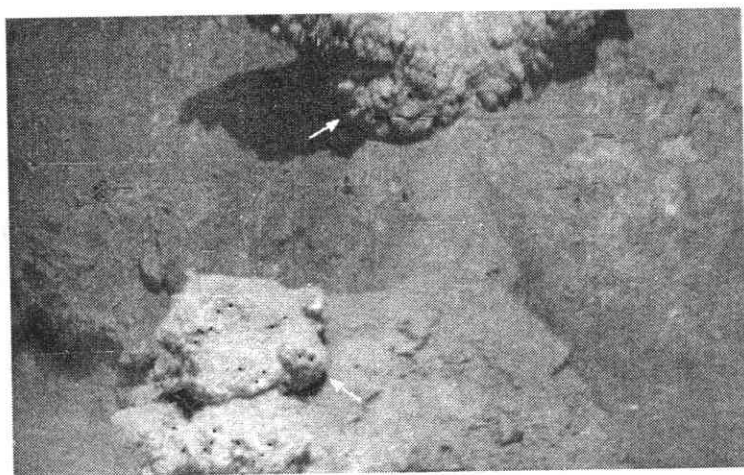


Рис. 166
Древовидные наросты причудливой формы на контакте коренных осадочных (мергелей) и изверженных пород. Фото сделано с подводного аппарата “Север-2”. Глубина 1590–1610 м.

Рис. 167
Карбонатные образования на коренных породах морского дна (показаны стрелкой).

Фото сделано с подводного аппарата "Север-2". Глубина 1590–1610 м.



Карбонатные постройки шельфовой зоны в целом обнаруживают значительное визуальное сходство с подобными постройками континентального склона. Различия незначительны, в частности, диаметр сферул из шельфовой зоны составляет 2–3 мм, а из построек континентального склона — не более 1 мм.

Микроскопическое исследование различных фрагментов карбонатных построек показывает идентичность построек шельфа и континентального склона. В шлифах они обнаруживают исключительную неоднородность, обусловленную наличием карбоната минимум трех генераций. Основная масса, т.е. матрица построек, сложена карбонатным микрзернистым микритом. В этой массе в виде отдельных участков наблюдается карбонат второй генерации в виде агрегатных масс мелких (0,14–0,42 мм по длинной оси) кристалликов, иногда об-

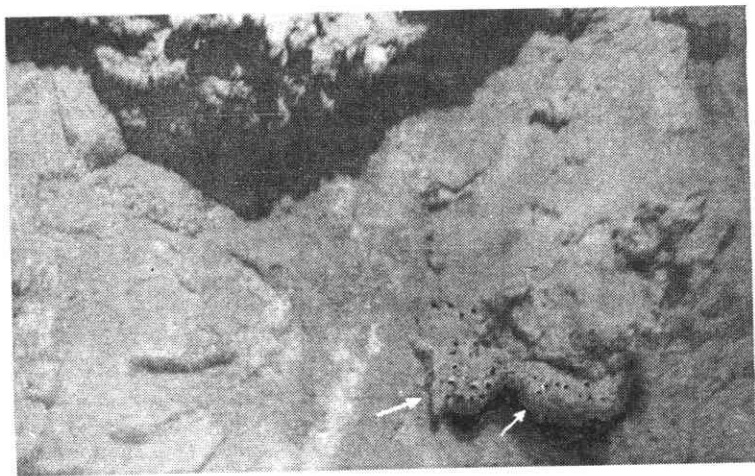
растающих участки микрита. Еще более поздняя генерация карбоната развита в наиболее крупных пустотах. Она представлена агрегатами сноповидных образований и сферулами, нередко с четким крестообразным угасанием (рис. 169). Некоторые сферулы окрашены в бледно-коричневый цвет тонкодисперсным битуминозным веществом. В отдельных случаях на контактах зияющих пустот и сноповидных агрегатов обнаруживаются мелкие жилочки и пленочки тонкодисперсного битуминозного вещества.

В карбонатной постройке со ст. 17, в отличие от подобной со ст. 7, сноповидные образования в части, тяготеющей к центру пустоты, расщеплены по краям на тончайшие игольчатые кристаллы.

Изучение под микроскопом плотных карбонатных пород из глыб трубчатой формы показало, что они представляют собой

Рис. 168
Одна из форм карбонатных новообразований на коренных породах морского дна (показаны стрелкой).

Фото сделано с подводного аппарата "Север-2". Глубина 1590–1610 м.



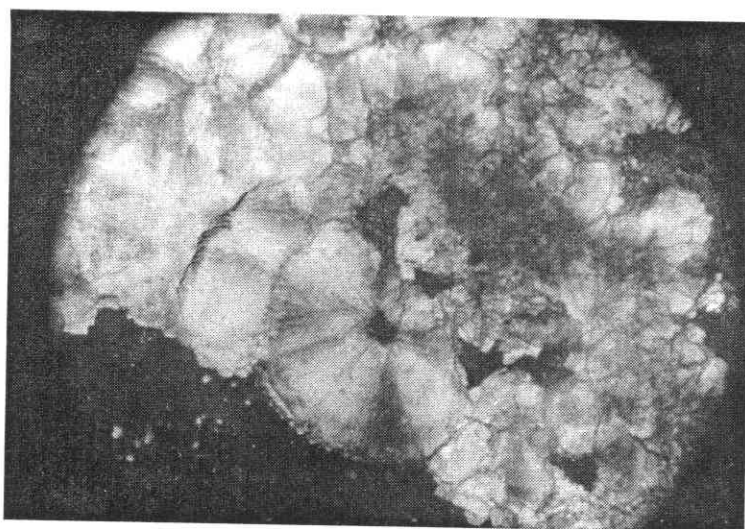


Рис. 169
Сферулы кальцита, слагающие карбонатные постройки — новообразования, глубина 1738 м, ст. 7. Шлиф, николи скрещены. Ув. 65.

криптозернистый доломит с участками перекристаллизации до микрозернистого. Вследствие процессов выщелачивания на многих участках возникает узорчатый структурный рисунок, так как причудливые поры выполнены вторичным кальцитом. Встречаются сутурные швы, свидетельствующие о тектонических деформациях. Органические остатки в этих породах не обнаружены.

Субстрат карбонатной постройки с глубины 200 м по данным микроскопическо-

го исследования представляет собой алевровый криптозернистый известняк. Он состоит из криптозернистого кальцита и алевроитового материала, составляющего до 35% породы. Алевроитовая примесь распределяется в целом равномерно, отличается угловатостью зерен и представлена кварцем, обломками кремнистых пород, серицитом, единичными овальными зернами глауконита. Наблюдаются также единичные реликты раковин фораминифер плохой сохранности.

Т а б л и ц а 75. Рентгенометрическая характеристика карбонатных образований континентального

I		II		III		IV		I		II
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
		6	4,27	1	4,08	2	4,04			4
		20	3,75	2	3,61	5	3,75			4
				4	(3,23)	4	(3,23)	40	1,48	8
10	2,95	100	2,94	10	2,940	10	2,948			4
		6	2,73							4
		4	2,59	2	(2,653)	1	(2,880)	40	1,40	6
30		14	2,44	6	2,436	7	2,442	5	1,37	6
50	2,40	20	2,23	6	2,229	8	2,232	10	1,30	4
40	2,24	4	2,10	3	2,141	2	2,145	30	1,25	4
80		20	2,04	8	2,045	8	2,051	5	1,22	
70	2,04	10	1,876	7	1,865	8	1,874	10	1,19	4
	1,85	25	1,837	8	1,828	8	1,839	20	1,14	4
	1,81	30	1,814					40	1,12	6
				2	(1,726)	2	1,733	50	1,01	6
40	1,56	6	1,588	5	1,578	7	1,576			

Примечание. I — стандарт ASTM 2-714 (Ca, Mn) CO₃-Mn-кальцит; II — стандарт ASTM II — обр. 7/46 (излучение Fe_{αβ}), режим трубки 30kV, 5 mA); IV — сферулы обр. 17/116 (излучение Fe_{αβ} режим

Таблица 76
Рентгенометрическая характеристика карбонатных образований шельфа

I		II		I		II	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	4,212			25	1,728	8ш	1,725
		3	(3,717)	3	1,698		
100	3,398	10	3,386	4	1,557	3	1,557
52	3,278	5	3,268	2	1,537		
		2	(2,978)	4	1,499	2	1,490
4	2,871	1	2,843	3	1,475		
9	2,730			5	1,466	3	1,458
45	2,700	8	2,704	5	1,411		
		2	2,579	3	1,404	3	1,392
33	2,481	6	2,472	3	1,365	4	1,356
14	2,409	2	2,416	3	1,358		
38	2,372	4	2,368	2	1,328	1	1,325
31	2,341	6	2,310	6	1,261	4	1,254
6	2,328			7	1,240	7	1,238
11	2,188	5	2,171	5	1,224	3	1,219
23	2,106	5	2,079	6	1,205	6	1,199
65	1,882	10	1,960	5	1,1892	4	1,185
25	1,877	7	1,869	6	1,1712	6	1,166
23	1,814	6	1,801	3	1,1599	2	1,154
4	1,759						

Примечание. I — стандарт ASTM 5-452 CaCO₃ — арагонит; II — сферулы (шельф, гл.200 м). Излучение Fe_{αβ}, режим трубки 30kV, 5 mA. Анализ выполнен в рентгеноструктурной лаборатории ИГМР НАН Украины, аналитик Л.Н.Егорова.

Комплексные исследования вещества карбонатных построек, включающие рентгенографический, рентген-флуоресцентный, термический, спектральный, химический, изотопный анализы, позволили получить разнообразную информацию, помогающую выработать определенные взгляды на генетическую принадлежность изученных объектов.

Согласно данным рентгенометрических исследований, сферулы, обнаруженные на континентальном склоне, представлены магниальным карбонатом, близким к кутнагориту (табл.75), а идентичные образования шельфовой зоны (табл.76) — арагониту. Данные выполненных термических исследований идентифицируют минеральные виды изучаемых карбонатных образований как кальцит и доломит.

Результаты химического анализа различных фрагментов карбонатных образований (табл.77) в целом подтверждают выводы о минералогическом составе построек, сделанные на основании рентгенометрических определений. Как матрица построек, так и сферулы характеризуются близким составом (содержание CaO колеб-

склона

II	III		IV	
	I	d/n	I	d/n
d/n				
1,566				
1,540	1	1,533		
1,486	6	1,488	6	1,496
1,469				
1,465	4ш	1,451	4ш	1,448
1,409	5ш	1,418	6ш	1,418
1,363	3	1,349	1	1,342
1,294	3	1,316	1	1,320
1,259	3	1,256	4	1,248
	5	1,232		
1,189	4	1,199	4	1,213
1,141	8	1,141	8	1,141
1,126			3	1,126
1,022				

345 Ca(Mn,Mg)CO₃ — кутнагорит; III — сферулы трубки 30kV, 5 mA. аналитик Л.Н.Егорова.

Таблица 77. Химический состав карбонатных образований, мас. %.

Компонент	Матрица карбонатного образования		Сферулы			Субстрат карбонатного образования (шельф, гл. 200м)	Доломит	
	ст.7	ст.17	ст.7	ст.17	шельф, гл.200 м		темно-серый	светлый
SiO ₂	3,22	0,97	0,25	3,07	2,61	14,29	3,11	3,41
TiO ₂	0,03	0,00	0,00	0,03	0,02	0,16	0,03	0,03
Al ₂ O ₃	0,88	0,26	0,06	0,84	3,77	2,35	0,87	0,92
Fe ₂ O ₃	0,00	0,08	0,01	0,05	0,21	0,38	0,00	0,45
FeO	0,37	0,07	0,01	0,37	0,12	0,65	0,54	0,37
Fe ₂ O ₃ сум	0,40	0,14	0,03	0,46	0,34	1,10	0,58	0,86
MnO	0,02	0,01	0,06	0,04	0,05	0,04	0,10	0,16
MgO	3,55	4,18	3,38	4,08	3,43	5,42	16,92	13,61
CaO	47,85	47,67	49,92	44,93	44,68	39,42	32,28	36,57
Na ₂ O	0,31	0,28	0,25	0,52	0,41	0,39	0,24	0,21
K ₂ O	0,18	0,06	0,01	0,17	0,11	0,64	0,17	0,20
P ₂ O ₅	0,06	0,80	0,09	0,09	0,12	0,07	0,09	0,13
S	0,08	0,07	0,08	0,19	0,11	0,11	0,10	0,13
Cl	0,23	0,23	0,12	0,69	0,18	0,25	0,05	0,10
H ₂ O	0,20	0,22	0,22	0,40	0,36	0,50	0,22	0,2
П, п.п.	42,42	44,58	44,96	43,76	43,24	34,67	44,66	42,80
Сумма	99,43	99,46	100,44	99,27	99,37	99,40	99,46	99,33

Примечание. См. прим. 3 к табл. 8. Определения H₂O, потерь при прокаливании и FeO проводились методом "мокрой химии".

Таблица 78. Результаты спектрального анализа карбонатных образований, мас. %

Компонент	Матрица карбонатного образования		Светлая часть карбонатной постройки		Сферулы			Субстрат карбонатного образования (шельф, гл. 200м)	Доломит	
	ст.7	ст.17	ст.7	ст.17	ст.7	ст.17	шельф, гл.200 м		темно-серый	светлый
Mn	0,02	0,01	0,05	0,02	0,2	0,02	0,02	0,04	0,2	0,3
Ni	0,0001	0,0001	0,0001	0,0004	—	0,0001	0,0001	0,0004	0,0004	0,0003
Co	—	—	—	0,001	—	—	—	0,002	0,001	0,001
Ti	0,02	0,006	0,005	0,01	0,005	0,001	0,01	0,05	0,01	0,01
V	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	—	0,001	0,001	0,001	0,001
Cr	—	—	—	—	0,001	—	—	0,001	0,001	0,001
Mo	—	—	—	—	—	—	—	0,0001	0,0001	0,0001
Zr	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Cu	0,0002	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0003	0,0003	0,0004	0,0002
Pb	0,0001	—	—	—	—	—	—	—	0,0001	0,0001
Ag	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—
La	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002	—	—	0,002	0,001	0,002
Zn	—	—	—	—	0,001	—	—	—	0,001	—
Y	—	—	—	0,001	0,001	—	—	—	—	—
Sr	0,05	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,6	0,03	0,02	0,005
Ba	0,04	0,1	0,6	1,0	0,08	0,2	0,02	0,01	0,01	—

Примечание. Элементы W, Hf, Nb, Ta, As, Sb, Bi, Cd, Sn, Ge, Ga, Be, Sc, Ce, Yb, P, Li, Th спектральным анализом не установлены, аналитик И.П.Цыбкин.

Таблица 79. Содержание некоторых элементов в карбонатных образованиях по данным рентген-флуоресцентного анализа, г/т

Характеристика образца	Ca	Cr	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	Br	Rb	Sr	Y	U
Матрица карбонатного образования:												
ст.7	381692,1	0,0	65,4	3288,9	8,6	2,1	9,1	5,9	5,9	702,6	—	Не опр.
ст.17	386874,8	41,0	68,1	2241,9	29,6	4,4	8,9	5,0	0,3	938,4	—	"
Светлая часть карбонатной постройки:												
ст.7	396625,7	30,9	291,5	1221,4	5,0	0,0	7,8	1,3	0,0	1062,9	—	"
ст.17	375336,5	0,0	155,4	3866,7	10,0	2,6	11,7	17,4	3,4	1325,2	—	"
Сферулы:												
ст.7	396915,7	3,0	506,6	1228,1	14,5	0,0	11,4	3,0	0,0	859,8	—	"
ст.17	393142,7	5,3	158,6	1633,2	10,4	0,0	12,5	4,2	0,0	1190,4	—	"
шельф, гл.200 м	387564,4	0,0	123,1	2289,4	13,2	1,8	12,4	1,4	0,0	8243,2	—	"
Субстрат карбонатного образования:												
(шельф, гл.200 м)	291022,8	17,2	194,9	7347,3	7,5	1,0	17,6	4,2	18,9	566,8	—	"
Доломит (ст.17):												
темно-серый	233203,1	0,0	406,3	4256,7	0,0	3,8	9,0	2,6	6,1	210,2	1,0	12,6
светлый	288120,3	0,0	649,5	6563,6	0,0	6,2	10,1	3,3	6,6	123,1	3,4	5,8
Примечание. См. прим. 1 к табл. 10.												

лется в пределах 44,93–49,92%, MgO 3,38–4,18 %). В отдельных случаях матрица содержит примесь терригенных минералов и глины, в результате чего повышается содержание SiO₂, Al₂O₃ и др. Для доломитов характерно высокое (13,61–16,92 %) содержание MgO и повышенное содержание SiO₂ и Al₂O₃, отражающее наличие терригенной примеси.

По данным спектрального и рентген-флуоресцентного анализов (табл. 78, 79) для

исследованных карбонатных построек не характерно повышенное содержание элементов-примесей. Содержание марганца в основном составляет сотые, в отдельных случаях — десятые доли процента, иногда отмечается повышенное содержание стронция и бария. В доломитах ст.17 фиксируется уран в количестве 5,8–12,6 г/т.

Изотопные исследования карбонатных построек проводились в плане решения двух задач:

Характеристика образца	Возраст по ¹⁴ C, лет
Доломит (ст.17):	
светлый	Более 57000
темно-серый	То же
Субстрат карбонатного образования:	
шельф, гл.200 м	30550±670
ст.17	9200±200
Светлая часть карбонатной постройки (ст.17)	8500±120
Матрица карбонатной постройки (ст.7)	17500±540
Сферулы (ст.7)	15150±380
Примечание. Измерения проводились на низкофономом жидкостном сцинтилляционном спектрометре Quantulus 1220TM фирмы Wallac. Расчеты возраста по ¹⁴ C выполнены в лаборатории радиохимического мониторинга ИГМР НАН Украины с использованием приборной программы с учетом степени разбавления образцов и корреляцией изотопного фракционирования, аналитик Н.Н. Ковалюх.	

Таблица 80
Результаты
радиоуглеродного
датирования

1) определение изотопного возраста методом радиоуглеродного датирования (по ^{14}C);

2) определение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для выяснения генетической принадлежности флюида, образовавшего карбонатные постройки.

Исследование изотопного возраста карбонатных построек показало, что они значительно отличаются друг от друга. Так, для доломитов значение возраста находится за пределами измерений (более 57 тыс. лет). Субстрат карбонатной постройки шельфовой зоны относится по возрасту к посткарангату. Собственно карбонатные постройки, обнаруженные в пределах континентального склона на ст.17 и 7, по возрасту отличны, несмотря на то, что станции расположены в пределах одного полигона на значительном расстоянии друг от друга (табл. 80). Так, на ст.7 возраст матрицы постройки составляет 17500 ± 540 лет, сферул — 15159 ± 380 лет, в то время как на ст.17 эти значения составляют соответственно 9200 ± 200 и 8500 ± 120 лет. Если рассмотреть полученные датировки в плане исторического развития Черноморского бассейна, то, согласно данным Д.Росса [114], время образования построек соответствует определенным периодам палеогеографической перестройки бассейна.

Так, постройки возраста 17–15 тыс. лет соответствуют максимальной стадии понижения уровня Черного моря, совпадающей с максимальным похолоданием и переходом к деградации глобального оледенения, начавшегося на рубеже 16 тыс. лет (померанская фаза).

Возраст построек 8–9 тыс. лет соответствует кратковременной фазе похолодания и опреснения бассейна в начале голоцена. Результаты исследования стабильных изотопов кислорода и углерода в карбонатных постройках (табл. 81) показали, что матрица и сферулы обогащены тяжелым изотопом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ составляет $-8,2...-8,5\%$). Для доломитов характерен еще более тяжелый углерод ($\delta^{13}\text{C}$ $-2,6...-2,8\%$). Значения $\delta^{18}\text{O}$ для карбонатных построек изменяются в узком диапазоне от 23,5 до 23,8, а для доломитов — от 26,6 до 27,7‰. Возможный вариант интерпретации полученных изотопных данных рассмотрен ниже. Геологические наблюдения и комплекс аналитических данных, полученных при исследовании вещественного состава карбонатных построек, позволяют высказать ряд концептуальных положений о их происхождении.

Исследованные карбонатные постройки в настоящее время находятся в пределах континентального склона на глубине более 1500 м.

Полигон, на котором с карбонатными постройками подняты многочисленные разнообразные изверженные и осадочные породы, расположен на участке материкового склона, где пересекаются разрывные нарушения субширотной и субмеридиональной ориентировок, периодически испытывающие активизацию и обуславливающие разнонаправленные вертикальные движения различной интенсивности. Породы, развитые в этой зоне, независимо от состава и происхождения несут на себе следы многократного тектонического воздействия (многочисленные трещины раз-

Характеристика образца	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
Доломит (ст.17):		
темно-серый	+27,7	-2,8
светлый	+26,6	-2,6
Матрица карбонатной постройки:		
ст.7	+23,5	-8,3
ст.17	+23,8	-8,5
Субстрат карбонатного образования (шельф, гл. 200 м)	+23,7	-8,2

Примечание. Изотопный состав углерода и кислорода определялся на масс-спектрометре Ми-1201 в Государственном научном центре радиогеохимии и окружающей среды НАН Украины и Министерства чрезвычайных ситуаций Украины, аналитик Е.И.Березовский.

Таблица 81
Стабильные изотопы углерода и кислорода в карбонатах,‰

личной ориентировки, зеркала скольжения, микрозоны дробления и т.д.). Трещины выполнены хлоритом, гальком, кварцем, карбонатами, сульфидами, цеолитами — минералами, связанными с гидротермальной деятельностью. Кроме того, во многих образцах коренных пород по трещинам развиты бурые гидрооксиды железа. Последнее обстоятельство на первый взгляд парадоксально, так как породы с гидрооксидами железа по трещинам драгированы с глубины 1700 м, т.е. из сероводородной зоны. Объяснением этому могло бы служить нахождение этих пород в недавнем прошлом в субаэральных условиях, где и образовывались карбонатные постройки.

Приведенные данные радиоуглеродного датирования четко фиксируют эти временные диапазоны. На фоне общей глобальной перестройки Черноморского бассейна с резкой сменой палеогеографических условий (климата, солености, рельефа и т.д.) происходили также тектонические подвижки. После субаэральных условий тектонический блок материкового склона, где находятся карбонатные постройки, опустился на глубины более 1500 м. Вероятно, такое перемещение блока в субаэральные условия происходило неоднократно. Сохранение гидрооксидов железа в сероводородной зоне может быть объяснено невозможностью проникновения сероводородных вод в трещины, где находятся гидрооксиды железа, вследствие перекрытия массива изверженных пород толщами более молодых осадочных толщ. Описываемые карбонатные постройки несомненно являются хемогенными образованиями. Однако вопросы об источнике углеводорода, послужившего основой для образования карбонатов, и механизме его реализации при возникновении карбонатных построек в настоящее время не имеют однозначного ответа.

В этой связи представляют интерес исследования, выполненные в различных частях Мирового океана, включая окраинные и внутренние моря. Так, Р.Мацумото [215] описал карбонатные корки на континентальном шельфе о-ва Баффинова Земля, образовавшиеся путем окисления углеводородов, просачивающихся в припо-

верхностную зону. Детально описан механизм такого просачивания, где одна из ведущих ролей принадлежит газогидратам как промежуточным продуктам. Образование корки, в составе которой есть доломит, высокомагнезиальный кальцит и арагонит, рассматривается как результат окисления углеводородов.

Локальные выходы углеводородных газов, в частности метана, из донных осадков, так называемые сипы, в различных частях Мирового океана исследованы и описаны во многих работах [194,209, 215, 218]. При этом нередко выделения нефтегазовых флюидов сопровождалось образованием построек и корок [204,205,207].

В Черном море специальными экспедициями Института биологии южных морей НАН Украины на НИС “Профессор Водяницкий” были обнаружены многочисленные поля газовыделений, часть из которых в пределах двух полигонов (глубины соответственно — 226–230 и 176–180 м) была обследована подводной лабораторией “Бентос” в декабре 1990 г. [53]. Обнаружены карбонатные постройки в виде плит диаметром 0,5–1,5 м, нередко с башенковидными и древовидными наростами высотой 30–100 см, состоящими из арагонита. Образцы построек покрыты мощными (2–3 см) обрастаниями, которые оказались колониями метанотрофных бактерий. Органическое вещество обрастаний отличается очень высоким легким изотопным составом углерода ($\delta^{13}\text{C}$ колеблется от — 75,6 до — 83,8‰).

По мнению авторов [53], карбонатные постройки являются продуктом биохимического окисления метана — источника карбонатного углерода постройки. Возраст карбонатного углерода в основании и в верхней части постройки, определенный методом радиоуглеродного датирования, колеблется в пределах 3400–5100 лет. Таким образом, убедительно доказано образование карбонатных построек вследствие окисления углеводородных газов. При этом процесс окисления метана является биохимическим, что, наряду с другими фактами, иллюстрируется данными изотопных исследований.

Описанные карбонатные постройки имеют много общего с исследованными

нами образованиями. Эта общность выражается морфологией, близостью минерального состава (магнезиальные кальциты, арагонит — основные составляющие), геохимическими особенностями. Основное различие заключается в изотопном составе углерода карбонатных построек. Для построек с глубин более 1700 м характерен тяжелый углерод ($\delta^{13}\text{C} - 8,2... - 8,5\text{‰}$).

Исходя из концепции образования карбонатных построек путем окисления углеводородных газов, отметим два способа реализации этого процесса — биохимический, характерный для построек шельфовой зоны, и химический, отличающий постройки, зафиксированные в пределах континентального склона. Такое различие четко отражено в значении стабильных изотопов углерода построек. Если для шельфовых построек источником углерода несомненно является метан, то для описываемых нами построек, где карбонаты обогащены тяжелым углеродом, характерны также тяжелые углеводородные гомологи. Описаны случаи возникновения карбонатных построек, обогащенных $\delta^{13}\text{C}$ в результате преимущественного удаления $\delta^{12}\text{C}$ с метаном [208].

Исходя из аналитических, литературных данных, особенностей геологического строения изученного полигона механизм образования необычных построек представляется нам следующим. Все постройки, независимо от того, находятся ли они в настоящее время в пределах шельфа или континентального склона, в конечном счете возникли как результат окисления продуктов глубинной дегазации. Углеводородные газы поступали и поступают по мощной зоне разломов, являющихся северо-западным продолжением субширотной южнобережной зоны, расположенной в пределах шельфа и континентального склона южнее Горного Крыма. Дегазация носила пульсационный характер и по времени совпадала с датируемыми отрезками четвертичного периода, знаменующими изменения геологических ситуаций в регионе. Таких периодов, исходя из имеющихся данных, было минимум четыре. На фоне изменения региональной геологической ситуации в пределах отдельных тектонических блоков, образующихся в ре-

зультате пересечения разломных зон северо-западного и субмеридионального простирания, происходили разнонаправленные перемещения различной амплитуды и интенсивности, вплоть до выхода отдельных участков в субаэральную зону. Открытие каналов, приуроченных к разломным зонам, и предопределяло внедрение углеводородных флюидов. При этом происходило фракционирование углеводородных газов, в результате которого метан устремлялся в верхние структурные уровни, а более тяжелые углеводороды оставались на нижних структурных уровнях. Окисление метана осуществлялось биохимическим путем в верхних структурных уровнях, а тяжелых остаточных углеводородов — химическим путем на нижних структурных уровнях. Это и предопределило разницу в изотопном составе карбонатных построек различных структурных уровней. Таким образом, описанные карбонатные постройки являются, в конечном счете, производными процесса дегазации недр, в которых размещены залежи углеводородов.

Из этого вытекают весьма важные и интересные практические выводы.

Часть шельфа, расположенная между исследуемым полигоном континентального склона на юге и Тарханкутским п-овом на севере, должна быть изучена, прежде всего, комплексом геофизических методов с целью выявления погребенных углеводородных ловушек неантиклинального типа. Такими ловушками могут быть грабени, возникающие в результате ступенчатого погружения Восточно-Европейской платформы на юг. Если в пределах континентального склона, по крайней мере в пределах его крупных, хорошо изученных участков, отсутствуют покрывки и, естественно, продукты дегазации не концентрируются, а рассеиваются, то в указанных выше грабенах при наличии коллекторов и покрывок возможны концентрация продуктов дегазации и образование углеводородных залежей.

В пределах северо-западного черноморского шельфа Украины, на шельфах Болгарии, Турции и восточного побережья Черного моря известны газовые фонтаны и карбонатные литификаты, образующие на поверхности дна большие тела в виде

плит или других морфологических типов. Как правило, они сложены раковинным детритом, сцементированным карбонатным микритом. По нашему мнению, такие карбонатные образования должны быть подвергнуты комплексному минералого-геохимическому изучению, включая изотопные исследования. Это вызвано тем, что, по крайней мере, некоторые из них могли возникнуть как производные дегазации недр. В этом случае можно получить дополнительные критерии поисков погребенных углеводородных залежей в акватории Черного моря.

Уже после завершения работы над монографией во время седьмого рейса НИС "Киев" в западной части ЛПМ на трех станциях были подняты образцы вулкани-тов, содержащих вкрапленную минерализацию киновари. Особый интерес представляла станция 280, на которой с четвертой попытки удалось поднять огромную глыбу верхнемелового окремнелого брекчированного мергеля весом около 200 кг и многочисленные мелкие обломки черных выщелоченных магматических пород с обильными выделениями киновари и сульфидов мышьяка. Некоторые образцы представляют собой богатую ртутно-мышьяковую руду: сильно измененные выветрелые

магматические породы буквально насыщены киноварью, реальгаром, аурипигментом (координаты станции 44°30'050 с. ш., 32°40'100 в.д.). Детальное лабораторное исследование этих образцов еще не проведено, но уже совершенно ясно, что масштабы оруденения пород ЛПМ весьма значительны и превосходят все известные до сих пор находки в Крыму.

Надо полагать, исследования магматизма и вулканизма северо-западного материкового склона должны быть продолжены и распространены на весь северный материковый склон Черного моря, подлежащий юрисдикции Украины. Очевидно, что проявления гидротермальной, в первую очередь эпитермальной, минерализации будут привлекать в дальнейшем все большее внимание. В этой связи нефтометаллогенические выводы о вероятной связи рудного и нефтегазового процессов могут быть проверены при работах на материковом склоне, особенно учитывая продолжающееся газовыделение вдоль Ломоносовского тектонического нарушения, наличие карбонатных новообразований, связанных с газовыделением, находки многочисленных — более двухсот — газовых факелов в западной части северного материкового склона и шельфа Черного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате открытия неизвестного ранее массива кристаллических горных пород на дне Черного моря, который, как это видно по геофизическим и геологическим материалам, является подводным продолжением Крыма, а также дополнительных исследований магматизма Горного Крыма, экзотических глыб гранитоидов района Балаклавы и гальки гранитов из юрских конгломератов, получены, как надеются авторы, принципиально новые данные по геологии Крыма. Эти данные в равной мере могут быть истолкованы как с позиций традиционной геологии, так и в соответствии с представлениями плитовой тектоники. Авторы склоняются в пользу последней.

В процессе работы детализированы некоторые элементы строения земной коры дна Черного моря к юго-западу от Крыма. Полностью подтверждается определяющее влияние Одесско-Синопского разлома. В работе А.В.Чекунова [150,151] этот разлом именуется структурой более высокого ранга — линеаментом. Если это так, то подобная структура должна иметь достаточно большую мощность. Одесско-Синопский разлом, как это следует из ряда публикаций [150,151,214 и др], располагается примерно в 20 км западнее от западного края ЛПМ. В пределах ЛПМ главенствующую роль играют два разлома: субмеридиональный Западно-Крымский и субширотный Ломоносовский. Последний — как вероятное продолжение Южнобережного разлома. На прилегающем Украинском щите продолжением Одесско-Синопского линеамента служит, по видимому, Голованевская шовная зона, имеющая мощность до 100 км, и, подоб-

но Одесско-Синопскому разлому, разделяющая щит на две принципиально разные области. На щите зона трактуется как проторифт раннепротерозойского или еще более древнего заложения.

Зоной, разделяющей континентальную кору Скифской плиты и субокеаническую кору Черного моря, или трансоровым тектоническим контактом, является, по нашему мнению, Ломоносовский субширотный разлом, а не проблематичная линия, располагающаяся на схемах несколько южнее.

По результатам петрографических исследований авторами предлагается новая трактовка некоторых положений.

1. В Крыму, наряду с триасовым и юрским магматизмом, вероятно проявлен меловой и, возможно, даже палеогеновый магматизм. Продукты магматизма разного времени пространственно разобщены: юрский магматизм зафиксирован в Горном Крыму, а меловой — в западном подводном продолжении Крыма и в Степном Крыму.

2. Меловой магматизм ЛПМ, к которому относятся породы бонинитовой серии, имеет ярко выраженный островодужный характер, свойственный юным дугам. Юрский магматизм Горного Крыма также обладает некоторыми островодужными чертами, присущими развитой стадии островных дуг.

3. Источником сноса гальки гранитоидов в юрских конгломератах послужил позднепротерозойский массив, наличие которого хорошо согласуется с существованием поднятия Андрусова в Черном море. Есть также доказательства в пользу того, что Ломоносовский подводный массив в свое время представлял собой вы-

сокогорный хребет, с которого скатывались или сносились ледниками огромные глыбы, найденные в районе Балаклавы. Таким образом, Горный Крым представляет собой приподнятую часть типично альпийского сооружения; его южная часть погружена на дно Черного моря.

4. Южная граница Скифской платформы в районе ЛПМ, вероятно, ограничена окраиной континентального склона — Ломоносовским разломом.

До последнего времени существовало мнение, что молодой вулканизм в Крыму был развит крайне ограниченно. По данным В.И.Лебединского [74], проявление молодого вулканизма выражено в виде пирокластического материала в юго-западной части Крымского складчатого сооружения. Важно заметить, что вулканические центры, по мнению В.И.Лебединского [74], располагались южнее современной береговой линии, но извержения происходили в наземных условиях, а продукты транспортировались воздушным путем. Естественно предположить, что источником туфогенного материала мог быть ЛПМ, находившийся в то время в стадии воздымания. Лишь недавно появились сведения о еще одном проявлении мелового вулканизма возрастом 90–100 млн. лет — по данным бурения на Ильичевском поднятии в пределах шельфа Черного моря [36, 133].

С.В.Альбов [3] отмечает существование более молодых проявлений вулканизма, в частности, туфов, в неогене и даже в четвертичных отложениях.

Полученные нами и неоднократно перепроверенные данные калий-аргонового датирования (см. табл.31) позволяют утверждать, что активная магматическая деятельность на южной окраине Крыма, как в эффузивной, так и в интрузивной фациях, продолжалась не только до позднего мела, но и включала часть палеогена. Статистически выделяются два максимума магматизма — возрастом 125 и 65 млн. лет. Близки к приведенным данным выводы П.Манетти с соавторами [214], которые в островодужном секторе Причерноморья выделяют два цикла магматизма — меловой и палеоцен-эоценовый.

Исходя из двух, по крайней мере, этапов магматизма — юрского и мелового, несколько разобщенных в пространстве, но обладающих чертами островодужного магматизма, можно допустить, что существовала не одна, а две дуги; при этом юрская дуга (Горный Крым) служила фундаментом для меловой дуги, находившейся на юной стадии развития.

Обычно выделяют три стадии эволюции островных дуг: юная, развитая и зрелая [2,14,43]. Юные островные дуги возникают в связи с образованием наклонных глубинных разломов, удаленных от континентов. Для их идентификации необходимо наличие офиолитового комплекса и базальтов, отличных от базальтов океана. На участках перехода от офиолитового комплекса океанической коры к собственно островодужному комплексу наблюдается марианит-бонинитовая ассоциация, типоморфная для самых ранних этапов развития островных дуг. Характерны для этой стадии развития также “океанические” плагиограниты и плагиориолиты. Особенность этих пород в том, что они не имеют ничего общего с гранитно-метаморфическим слоем, поскольку не несут никаких признаков анатексиса или контаминации. Эти породы отличаются “сухостью” и, соответственно, наличием вместо биотита роговой обманки или пироксенов, как, например, описанные Р.Дж.Коулмэном и З.Е.Петерманом океанические плагиограниты из офиолитовой серии Троодос [195]. Кислые породы являются центрами, вокруг которых наращивается континентальная кора. Рудная специфика юных дуг проявляется в наличии массивных сульфидных залежей кипрского и гавайского типов в базальтовых пиллоу-лавах [2,14,43].

Стадия развитой дуги знаменуется массовыми излияниями пород известково-щелочного ряда от базальта до риолитов, а также шошонитов, с внедрением комагматических им гранодиорит-тоналитовых интрузий. Этот этап характеризуется образованием высоких горных сооружений; в коре фиксируется гранитно-метаморфический слой. Рудные проявления — медно-порфиновые руды в связи с плутонитами, а также мышьяково-сурьмяно-ртут-

ная и золотая гидротермальная минерализация.

Критерием перехода островной дуги в стадию зрелой является внедрение анатектических гранитов нормального ряда в толщу метаморфических пород амфиболитовой фации. Базальтовый толеитовый вулканизм не проявлен, но в осевых зонах дуг наблюдается интенсивный вулканизм всех четырех петрохимических серий: известково-щелочной, шошонитовый, калиево-натриевый субщелочной и щелочной.

Классическая островная дуга должна иметь два главных элемента: сопутствующую дуге глубоководную впадину (зону поглощения) и зону субдукции. Необходимо также наличие поперечной петрохимической зональности, которая заключается в уменьшении магнезиальности и повышении щелочности магматических пород в направлении от фронтальной к тыловой части дуги. Трудно даже для юных типично океанических дуг решается проблема их фундамента [14,43].

Черноморская впадина имеет общую глубину, включая рыхлые осадки, около 16 км и в этом отношении вполне может конкурировать с известными океаническими впадинами. Однако в отличие от классических глубоководных впадин, являющихся вулканическими зонами поглощения, Черноморская впадина динамична, что подтверждается прогрессирующим погружением ее дна [150,151], а также наличием в ней грязевых вулканов. Тем не менее, высокое положение раздела Мохо в западной и восточной частях впадины (см. рис. 103) характеризует ее как рифтовое образование. По аналогии с другими хорошо изученными рифтами, базальтовый слой, определяемый здесь геофизическими методами, вполне может быть сложен вулканитами. На близко соседствующей с Черноморской впадиной Восточно-Европейской платформе, точнее на ее выступе — Украинском щите, на поднятиях Мохо располагаются породы гранулитовой фации, которые по физическим свойствам отвечают базальтам. Гранитового слоя на таких выступах нет. Поэтому имеет право на существование и вариант наличия гранулитового фундамента в Черноморской впадине, что впол-

не согласуется с ее динамичностью. Гранулитовые породы — “сухие”, что, вероятно, и ограничивает возможность контаминации магмы. Добавим и такой интересный факт: из обнажения в трансформном разломе Арго, входящего в систему Западно-Индийского срединно-океанического хребта, авторами драгирован обломок горной породы, вполне отвечающей двупироксен-плаггиоклазовым кристаллосланцам гранулитовой фации. Следовательно, можно допустить, что дно Черноморской впадины создавалось путем эндогенной деструкции континентальной коры, как в свое время предполагал А.В.Чекунов [150,151].

К вопросу об определении зоны субдукции все авторы работ по Причерноморскому сегменту относятся очень осторожно либо вообще избегают его обсуждения. Наиболее откровенно свою точку зрения высказывали П.Манетти с соавторами [214]. По их мнению, выход зоны субдукции находится в районе Понтида, выпуклостью она направлена на юг и падает под Восточно-Европейскую платформу. В одной из статей В.Е.Хаина [146] высказано предположение, что зона субдукции примерно совпадает с плоскостью мелкофокусных крымских землетрясений и падает под континентальный Крым. И.С.Денисевич и Г.И.Каляев [39] считают, что зона субдукции погружается на юг, но не указывают конкретно ее местоположение. В своей последней работе А.В.Чекунов с соавторами приходит к выводу, что можно “... трактовать Горный Крым как структуру, образовавшуюся в результате поддвига глубоких этажей литосферы под расположенную севернее Скифскую плиту” [33].

Предложенные до последнего времени схемы структуры островных дуг Крыма страдали статичностью: в них совершенно недостаточно учитывались гигантские расстояния, которые должны преодолевать слагающие дуги элементы. Такие построения, разумеется, возможны только в глобальных масштабах. Пространственно-временную модель предложил недавно В.В.Юдин [187]. Заметим, что она не учитывает существования подводных хребтов Черного моря, в частности, под-

нения Андрусова. По нашему мнению, поднятие это, по крайней мере с юры, было неразрывно связано с Горным Крымом. Что касается наличия зоны субдукции, то В.В.Юдин считает, что классической зоны субдукции в основании континентального склона Крыма нет [187]. Поскольку все же некоторые признаки субдукции обнаруживаются, то он, вслед за В.Е.Хаиным и М.Г.Ломизе [147], предлагает определять такую структуру термином “квазисубдукция” (псевдосубдукция, [147]).

По мнению авторов, основополагающим фактором для определения структуры меловой дуги является наличие и местоположение пород бонинитовой серии. Исследователи современных островных дуг утверждают [14,43], что бонинитовый магматизм обязательно приурочен к океанической коре, причем бониниты слагают внутреннюю — вулканическую — часть дуги. Высокомагнезиальный бонинитовый магматизм ближе к тыловой части сменяется все более щелочным. Если это так, то в изученном авторами подводном массиве должна быть представлена фронтальная часть меловой островодужной системы. Проявления толеитового и субщелочного магматизма в пределах так называемого Одесско-Сивашского рифта можно относить к задуговому прогибу. В таком случае зона Бенъофа должна иметь северное падение. Авторы, анализируя магматизм ЛПМ, пришли к выводу, что он имеет мантийный характер и с зоной субдукции скорее всего не связан. Тем не менее, отрицать ее существование также было бы преждевременным. В нашем случае может иметь место именно субдукция, а не обдукция, что подтверждается плохой сохранностью офиолитов. Масштабы островных дуг Средиземноморья намного меньше современных океанических дуг и, соответственно, все элементы этих дуг должны быть сопоставимы по размерам. По-видимому, в Средиземноморье имеется много сравнительно небольших дуг, и вся структура напоминает скибовую зону Карпат. Как следует из литературных данных, далеко не все гипотетические островные дуги трассируются офиолитами, бонинитами или океаническими плагио-

гранитами. Петрохимическая зональность также может быть нарушена и весьма далека от классической.

Еще сложнее пытаться установить элементы структуры юрской островной дуги. Кроме близкого к островодужному характера магматизма, здесь имеется только один, свидетельствующий о динамичности всей структуры факт — наличие Симферопольской сутуры. Однако, кроме своего пространственного положения, никаких признаков зоны Бенъофа сутура не имеет.

Что касается фундамента фрагмента меловой островной дуги, то совершенно ясно, что таковым является Скифская плита. ЛПМ скорее всего приурочен к крутому уступу этой плиты, однако есть основания полагать, что, по крайней мере, плутониты ЛПМ интродировали не только в Скифскую плиту, но и в дно Черноморской впадины. Так, при проведении 5-го рейса НИС “Киев”, в результате выполненных под руководством И.Н.Корчагина комплексных геофизических исследований вдоль профилей вкрест простирания ЛПМ и последующего моделирования гравитационного и магнитного полей в пределах массива, установлены локальные аномалии. Аналогичные, но несколько меньшей интенсивности магнитные и гравитационные аномалии зафиксированы и южнее ЛПМ, т.е. уже в пределах абиссальной котловины Черного моря.

Полученные новые данные по подводному массиву, континентальному интрузивно-гипабиссальному магматизму и экзотическим образованиям позволяют существенно дополнить картину эволюции Северного Причерноморья в мезозойское время. Не вызывают сомнений некоторые черты сходства магматизма и геологии Южного Крыма и Кавказа.

Ядерная часть, ось Крымского сооружения, находилась, вероятно, южнее, в акватории Черного моря. Именно здесь, как показали наши детальные изотопные исследования гальки, а также данные статистики замеров ориентировки галек, выполненные З.Г.Захаровым [50], могло находиться то гранитное ядро, которое характеризует Крым как альпийскую струк-

туру. По петрологическим и радиоизотопным характеристикам галька гранитов, предположительно снесенная с хребта Андрусова, вполне аналогична гранитам Локского массива Малого Кавказа. В юрское время хребет был очень высоким и очень активно разрушался, что подтверждает почти двухкилометровая толща конгломератов Крыма. Значительно дольше — вплоть почти до нашего времени — существовал Срединночерноморский хребет как западное продолжение хребта Андрусова. О большой высоте этого хребта, фрагментом которого был ЛПМ, можно судить по наличию на нем ледников, которые поставляли на нынешнее Крымское побережье огромные глыбы гранитоидов.

Таким образом, в мезозойское время существовала, по-видимому, единая Крымско-Кавказская горная страна, периодически расчленявшаяся на отдельные блоки с вертикальными перемещениями разных знаков. В районе ЛПМ — Горный Крым происходит сближение ветвей Большого и Малого Кавказа и, возможно, их выклинивание. Похожее на Крым сочетание юрской и меловой островных дуг установлено и в Закавказье. Исследователи Малого Кавказа, неоднократно упоминавшиеся в нашей работе [52,86], называют этот район Малокавказской островной дугой (МОД). В ее пределах выделяются юрско-нижнемеловая Понтийско-Закавказская островная дуга и примыкающая к ней с юга меловая Севано-Акеринская офиолитовая зона (САЗ). В северной зоне развиты породы бонинитовой серии, а в южной — офиолиты, преимущественно интрузивной фации. Отличия этих двух зон от гипотетических крымских островных дуг — в широком развитии бонинитового магматизма в юрской дуге, а офиолитов — в меловой. Последнее объясняется наличием аллохтонов и обдукционным характером коллизии плит в данном районе.

Изложенные в настоящей книге материалы не позволяют сделать однозначный вывод о геодинамике Северного Причерноморья. Авторы считают, однако, что установленные факты лучше поддаются объяснению с позиций плитовой тектоники. С этой точки зрения Крымские гор-

ные сооружения являются береговыми кордильерами в зоне коллизии докембрийской гондванской платформы и также докембрийской, но перекрытой сравнительно маломощными скифскими образованиями, Восточно-Европейской платформы.

С позиций плитовой тектоники была предпринята попытка объяснить и основные металлогенические особенности палеоостровной дуги севера Черного моря. Как свидетельствуют А.Митчел и М.Гарсон [93], Р. Силлитоу [221], для палеоостровных дуг характерен определенный набор рудных проявлений. В магматическую стадию рудообразования зачастую возникают промышленные скопления хромитов, ильменита, титаномагнетита, магнетита, некоторых нерудных минералов. В Крыму, как части палеоостровной дуги, описана значительная минерализация хромшпинелидов, ильменита, титаномагнетита. К сожалению, такого рода рудопроявления в ЛПМ пока не найдены, что не исключает вероятности их находок в будущем.

Гидротермальная минерализация — галенит, сфалерит, халькопирит, киноварь, реже другие сульфиды — имеет некоторые общие черты для всей палеоостровной дуги. Как правило, эта минерализация более значительна близ крупных нарушений, а зачастую локализована в их пределах, что в общем отражает ее наложенный характер.

Высказанные ранее некоторыми исследователями Горного Крыма идеи о том, что околорудные изменения обильнее всего проявлены в более древних вулканах, представляются нам недостаточно обоснованными. В ЛПМ зачастую весьма изменены даже молодые вулканы возрастом 30–50 млн. лет. Скорее существует совпадение зон значительных околорудных изменений с зонами региональных и глубинных разломов. Небезынтересно сопоставить околорудные изменения в пределах ЛПМ и Горного Крыма. Характерные для ЛПМ пропилитизация, хлоритизация, карбонатизация, окварцевание, эпидотизация, селадонитизация, цеолитизация, тремолитизация и другие — отчасти проявлены и в Западном Крыму. Так, юрские известняки Балаклавы и приле-

жащих гор пронизаны жилками селадонита, кальцита, окварцованы, пиритизированы. Вся основная часть Горного Крыма характеризуется довольно ограниченным разнообразием и объемом околорудных изменений, чаще всего, — окварцеванием и карбонатизацией. Восточный Крым, особенно Карадаг, ближе к ЛПМ по масштабам и разнообразию околорудных процессов. Здесь фиксируются фактически те же минералы, что и в ЛПМ. На фоне всеобъемлющей карбонатизации и окварцевания весьма нередки пропилитизация, эпидотизация, цеолиты, хлорит и другие минералы. Весьма вероятно, что масштабы околорудных изменений, вызванных гидротермальным воздействием на породы, в какой-то мере пропорциональны рудообразующим процессам. В этой связи Западный и Восточный Крым вместе с ЛПМ особенно интересны с металлогенических позиций.

Своеобразие минерализации палеоостровной дуги выражается в постоянном наличии золота в составе сульфидов. Это свойственно как многим районам Горного Крыма, так и ЛПМ. Более того, в сульфидах есть не только золото, но и серебро. Соотношение золота и серебра достигает 1:1. В пиритах из ЛПМ местами обнаружена платина и тоже в более или менее заметных количествах — до тысячных и даже первых сотых долей процента. В целом же масштабы оруденения в Горном Крыму невелики; в то же время, создается впечатление, что в ЛПМ рудопроявления более значительны. Можно предполагать стадийность рудообразующих процессов — первоначальное выделение арсенопирита, полиметаллов, халькопирита, позднее — эпитермальное выделение киновари.

Возраст оруденения в палеоостровной дуге остается пока недостаточно определенным. Уже упоминалось мнение о его альпийском возрасте. Находки палеогеновых изверженных пород с наложенной гидротермальной минерализацией позволяют предполагать еще более молодой возраст палеогидротермальных систем. Очевидно, существовало несколько источников этих систем. Вероятно, можно допускать проявление магматизма и в нео-

гене, скорее всего к югу от Крыма, поскольку вулканические продукты обнаружены в неогеновом разрезе и даже в четвертичных отложениях. В меловых туфах близ Севастополя установлено наличие золота. Уже это обстоятельство побуждает к изучению меловых и более молодых терригенных отложений и вулканитов. Еще больший интерес могут представлять вторичные концентрации золота в осадочных толщах от мела и выше. Весьма вероятно при этом возникновение промежуточных коллекторов, последующий размыв которых мог создать россыпи в разновозрастных терригенных толщах, включая четвертичные. В этом отношении особый интерес представляет ореол вокруг горных сооружений Восточного Крыма, в том числе пески горы Эгет на Керченском полуострове. Все меловые, палеогеновые, неогеновые толщи размываются системой рек четвертичного возраста. Заслуживает изучения на предмет золотоносности аллювия долина реки Байбуга, как бы перехватывающая выработанные в более древние моменты геологической истории реки, текущие на север; ее конечный водоем стока близ Феодосии.

Таким образом, металлогеническое изучение палеоостровной дуги севера Черного моря с позиций плитовой тектоники позволяет существенно расширить возрастные и пространственные пределы этой потенциальной металлогенической провинции.

Выявленные газовыделения и возникшие в результате их деятельности карбонатные постройки связаны с зоной крупного тектонического нарушения и могут в известной мере быть подтверждением выводов сторонников неорганического происхождения нефтегазоносности. Характер оруденения, в первую очередь ртутного, позволяет предполагать те или иные формы взаимосвязи рудообразующего процесса с нефтегазоносностью. Газовыделения на материковом склоне Черного моря во многих случаях заслуживают дальнейшего изучения как возможный критерий поиска газовых месторождений.

S U M M A R Y

Geologists began to consider the Crimean geology from the plate tectonics point of view only for the last 8–10 years, the problem of the Black Sea cavity origin being mainly discussed.

Vast massif of the crystalline rocks was revealed at the Black Sea floor from the boardside of the scientific vessel "Mikhail Lomonosov" in 1989. Massif had been intensively explored by the authors in the course of several sea expeditions. In consequence authors have come to conclusion that the massif is supposed to be a fragment of the Cretaceous blocked paleoisland arc. Small intrusions of the Mountainous Crimea, pebbles of granitoids from the Jurassic conglomerates and erratic blocks of granites of the Balaklava vicinity were investigated at the same time. The comparison of the igneous rocks of all these developments permitted to ground the working hypothesis of existence of at least two island arcs in the Crimea: of the Jurassic and Cretaceous ages.

The authors feel it necessary to do their duty and propose to readers a new material which has been achieved as a result of field investigations of the crystalline rocks of the Black Sea floor and of the continental Crimea and to give their interpretation from the plate tectonics positions.

The Lomonosov submarine massif

The Lomonosov submarine massif (LSM) is situated on the continental slope at a distance of 45 km to the West-South-West from Sevastopol between points with co-ordinates: 44°34' n.l., 32° 35' e.l. and 44°24' n.l., 33°04' e.l. Massif stretches North- Westwards and is

about 44 km long. Depths are from 100 m on the shelf to 2000 m by the foot of the slope. Its expansion is probably somewhat more. The width of the crystalline rocks exposed on the continental slope is 6–12 km, total square is about 550 sq. km. The narrowest and craggy part is disposed in the East. In the West the massif is broader and more sloping. In the craggy part of the massif which reaches locally to 1650 m steps have been established by the submarine apparatus. Up to regional bend at a depth of 1000 m the slope is enough sloping. Lower the angles vary between the limits 30 and 45°. Somewhat below the isobate 1000 m three terracelike platforms are fixed. They confirm a block construction of the LSM. Continental slope is intensively dissected by the system of the small canyons. Along the foot of the slope a trench is watched which is disposed in the zone of the transition to the deep-sea cavity. The river valley with all the river system elements is deposited there. The width of the trench is about 1–3 km. In the river sedimentary thickness the rocks of the bed facies with fresh-water fauna have been discovered. The age of the fauna is 8–10 t.y.

The LSM is adopted to the zone of crossing of two regional faults — of meridional West-Crimean and of the Lomonosov ones. In the Eastern part of the massif, i.e. immediately in the point of their crossing the local positive anomaly of the heat flow had been revealed. The anomaly is explained by the existence of the paleovolcanic center of long duration.

The igneous rocks predominate in the Eastern part of the massif. In the Western part the sedimentary rocks prevail. They are Carboniferous mudstones, flysch of the Taurian series and younger sediments. Vulcanites are the predominant rocks. They put together thickness of about 900 m.

Plutonic rocks are situated at the lower part of the slope.

Petrography. The igneous rocks of the LSM are represented by both volcanic and plutonic facies.

A full number of compositions is established for vulcanites: from picrite basalts up to plagioryholites. Basic rocks and occasionally intermediate ones (andesibasalts) are spilitized as usual. The chlorite-albite phase of propylitization after D.S.Korzinsky or zeolite facies of regional metamorphism are characteristic for these rocks.

Basalts are divided into augitophyric and plagiophyric varieties; aphyric varieties are not common. Matrix of basalts has apointersertal, hyalopilitic textures; it had been replaced by the muddy aggregate composed of chlorite and ore minerals and contains xenomorphic excretions of quartz. Plagioclase is utterly albitized. Augite has 9–14% of ferriferousity; it is usually carbonatized. Relicts of replaced orthopyroxene are extremely uncommon. Amygdales in porphyritic basalts are fulfilled by chlorites or calcite. Aphyric basalts have got much more amygdales which are fulfilled by chlorite, calcite, chalcedone, prehnite, epidote, pyrite.

Andesibasalts are distinguished from basalts by the presence of plagioclase №30–45 (up to 65) and of more ferriferous augite ($f = 11–20\%$). Quartz and zeolites appear in amygdales; epidote disappears. Uralitized basalts with actinolite in the matrix and with actinolitized augite have been hoisted.

Andesites are represented by plagiophyric, augitophyric and by the recrystallized rocks — microdiorites. Average composition of the plagiophyric andesites is as follows, %: plagioclase №40–50 — 60, altered glass — 25, quartz — up to 15. Actinolite, epidote, calcite, ore minerals are present in the matrix. Textures of andesites are andessitic, apointersertal, locally ophitic or prismatic granular. Amygdales are fulfilled by epidote, actinolite, chlorite and calcite. Augitophyric andesites contain to 40% of phenocrysts of clinopyroxene. Clinopyroxene has ferriferousity of 8–31%. Reversed zoning had been recorded. Basicity of plagioclase reaches №77. These andesites have no quartz, amygdales are not common too. They are fulfilled by chlorites and zeolites.

The composition of microdiorites is as follows, %: plagioclase №54 — 60, hornblende — 25, quartz — 10, pyrite — 5, sphene. Texture is porphyritic, matrix — prismatic granular and is built of plagioclase and hornblende. Phenocrysts are presented by plagioclase and pseudomorphs of actinolite after pyroxene. On peripheries of pseudomorphs actinolite passes to green twinned hornblende. These rocks almost have no amygdales and epidote.

Dacites are also presented by two varieties: augitophyric and plagiophyric ones. The latter are partly albitized (keratophyres). Plagiophyric dacites have got phenocrysts of plagioclase №30 and matrix consisting of grains of plagioclase №22 submerged into isometric rounded grains of quartz. Recrystallized glass composes 5% of rocks. Augitophyric dacites are uralitized. They contain actinolite after augite and that in the matrix. Into amygdales quartz predominates upon epidote, chlorite, prehnite and calcite.

Plagioryhodacites contain phenocrysts of quartz and plagioclase. Phenocrysts are usually grouped in glomeroblastic apartnesses. Matrix is micropoikilitic or felsitic. Plagioclase of phenocrysts is №15–35, and in the matrix — №5. Uncommon pseudomorphs of chlorite after biotite have been established in these rocks. Amygdales are filled by the crystals of quartz, chlorite and zeolite.

Plagioryholites are usually porphyritic and rarely aphyric. Matrix is felsitic, spherulitic or microgranophyric. Phenocrysts of plagioclase are usually grouped in glomeroblasts surrounded by quartz. Phenocrysts of plagioclase are commonly albitized. In the matrix one can see dark mica, zoisite, epidote, sphene. Zeolites form metasomatic veins.

Plutonic formations of the LSM embrace a full number of rocks from gabbro to plagiogranites with some hypabyssal analogs being present. Each rock type was found at only one station. Like basalts basic plutonites are characterized by the absence of olivine and the availability of quartz. Intermediate and acidic plutonic rocks contain obligatory hornblende.

Gabbro are rather rare and composed mainly of medium-grained allotriomorphic

zonal plagioclase and chloritized amphibole after clinopyroxene.

Diorites have medium-grained hypidiomorphic granular and sometimes subophitic texture and such composition, %: plagioclase — 60, actinolite and chlorite over hornblende — 30–35, quartz — 5–10, ore minerals and sphene — up to 2.

The difference of hypabyssal *diorite-porphyrtes* from previous rocks is expressed in the porphyritic texture and the presence of biotite. Quartz-plagioclase matrix is subophitic. Phenocrysts are represented by plagioclase N 56.

Quartz diorites are massive, fine- and medium-grained rocks with hypidiomorphic granular or poikilophitic texture. Their composition is as follows, %: plagioclase №78–93 — 60–65, quartz — 10–15, brownish-green hornblende with actinolite — 15–20, chlorite — 5. The main peculiarity of these rocks is a very basic plagioclase.

Tonalites are medium- or fine-grained; texture is hypidiomorphic granular or poikilitic. They are composed of, %: plagioclase №43–51 — 50–60, quartz — 20–25, greenish-brown hornblende — 10–15, chlorite — 5–10, epidote — 5–10 (sometimes — 40), sphene, ore minerals.

Plagiogranites are the most common type of the plutonites. They have medium-grained hypidiomorphic, locally granophyric texture. Their composition is, %: plagioclase №42–57 — 50, quartz — 25–30, hornblende — 8–10, chlorite after hornblende — 10, epidote — 5, sphene, ore minerals.

Plagiogranite-porphyrtes are distinguished from plagiogranites by the porphyritic texture and by the microplitic matrix. Epidote is absent but biotite is present. These rocks are in all probability hypabyssal.

Petrochemistry. Petrochemical characteristics are based on more than 170 analyses made by quantummeter.

The most part of vulcanites and plutonites of the LSM has utterly characteristic three main petrochemical peculiarities: high maficity (magnesianity), and low titanousity and potassium alkality. Other important singularities are a low degree of oxidation of iron and presence of the free SiO₂ even in the basic varieties.

Almost all *vulcanites* belong to soda

sequence. There is one exception: in interval of SiO₂ 53–64% the content of K₂O is partly increasing. This increasing is connected with increasing of ferriferosity. In the plutonic facies such rocks are quartz diorites with somewhat increased K₂O.

The main petrogenic feature of the vulcanites is a clear division in two series after magnesianity — in high (HM) and moderate (MM) magnesian ones. Intermediate compositions are practically absent. This division may be watched through all the types of rocks and is accompanied by variations in the content of the other oxides. On the diagram A–F–M all the totality of the LSM vulcanites is disposed in two fields. The generality of the figurative points of the MM-series is situated in the field of the calc-alkali (hypersthene) series and the points of HM-series fall outside its limits.

Basalts are distinguished from ocean tholeiites and island-arc basalts by the low amount of TiO₂ and high — of MgO. After all petrochemical parameters the HM-basalts of the LSM are the closest to the analogous rocks of the boninite series of island arcs. Compositions of HM-basalts are completely located in the field of the boninite gabbro. HM- and MM-basalts are distinctly discerned after some petrochemical signs and after TE-contents, the MM-basalts being closer to the island-arc basalts. At last, there is still one petrochemical peculiarity of basalts that is a low degree of oxidation of iron: F_{ox} = 20–25%, alteration index of Wedepohl being moderately high (8–9%). Magnetite is practically absent in all types of vulcanites.

Andesibasalts and andesites have utterly inherited petro-chemical singularities, basalts being less high magnesian. The high magnesian rocks of the andesite composition conserve the low content of titanium, potassium and after most of parameters correspond to typical boninites of the Pacific Ocean island arc belts. In MM-andesites content of TiO₂ somewhat increases. This increasing is characteristic for the island arc vulcanites. Furthermore, content of the core elements in these rocks increases, in the HM-andesites it is on the boninite level. In the MM-andesites rather high content of K₂O is observed. The markedly more potassic quartz diorites are distinguished among plutonites

which are of such age as the potassic andesites. To the authors' mind the K-highened series really exists in basic and intermediate rocks.

Acidic vulcanites — dacites, plagioryhodacites and plagioryholites — also have anomalous high for the rocks of such acidity MgO content and low — TiO₂ and K₂O. After amount of MgO they are also divided into two series, amount of MgO and K₂O in MM- vulcanites being as a rule out of classification limits.

Thus, we have enough reasons to determine the HM- series of the LSM — vulcanites as the boninite one and the MM-series as the island-arc. As to reduced potassic-soda series we incline to regard it as a basement of the island arc.

There are some distinctions of the HM-andesibasalts from the typical boninites. They are as follows: vulcanites of the LSM are more aluminous, less calcic and less potassic as compared with locatypical boninites. But these rocks are close to the volcanic complexes of the Troodos and Mamonia, to plutonites of the low titanium series of the Caucasus and to other island-arc complexes. REE-spectrums of the LSM vulcanites have got the V-figured form which is characteristic for the boninites. MM-vulcanites of the LSM sufficiently correspond to the calc-alkali rocks of the island-arc series because of low contents of TiO₂, K₂O, CaO and high Al₂O₃. On the diagrams K— Ti and Ti—Cr the MM-basalts are situated in the fields of the island-arc basalts.

Intermediate and acidic *plutonites* of the LSM are divided into two series: potassic-soda series and soda one. Either series includes quartz diorites, tonalites and plagiogranites. Discrimination of plutonites after alkalinity is confirmed by the existence of different trends of ferriferousity. Trondhjemitic trend of petrochemical evolution is inherent in these rocks.

Potassic-soda series belongs to the normal sequence. The rocks of this series are sufficiently high potassic (0,9–2,5 % K₂O) and have got moderate contents of MgO, CaO and Al₂O₃, relatively high amounts of Rb, Ba and not high — of Sr. These rocks have their petrochemical analogs among the MM-andesites.

The boninite signs are characteristic for

the rocks of soda series which also embraces sequence from the low-potassic quartz diorite through tonalites up to plagiogranites. However, soda plutonites differ from potassic-soda ones by low potassium (less 0,5% K₂O), high magnesium (1,5–4 % MgO), high total iron and enough low content of Al₂O₃, by the very low content of Rb and Ba; amount of Sr is the same.

Series identity of basic and intermediate plutonic rocks with SiO₂ below 57% is not so clear. Although they seem to be the initial members of potassic-soda series, only diorite-porphyrtes surely belong to it.

Petrogenesis. Possibility of evolution of the boninite magmas up to the most acid compositions had been shown on the instance of the Lesser Caucasus island arc [52,86]. Calculations performed by these authors allow to suppose the existence of enormous masses of the boninite series rocks which have crystallized on the deep levels of the crust. The results of our expeditions also show that the volcanic complex is only the roof of the vigorous acid intrusives.

Apart from chemical specificity the extremely high degree of the reduction for the LSM vulcanites is characteristic. Degree of oxidation of iron never exceeds 40% and is the same for vulcanites of whatever acidity. Magnetite is very rare and magnetic fraction is practically absent. Direct measurements of the magnetic susceptibility of rocks had given practically zero magnitudes.

Utterly high reduction is a typomorphic sign of the boninite-marianite sequences. High reduction of vulcanites is usually explained by several factors: by submarine effusion or by amount of potassium in magmas. Absence of magnetite in the rocks with a high content of iron can be explained by dissipation of hydrogen from the primary water-saturated magma on the initial stages of its melting. In the opinion of [120] it must provide increasing of the oxygen fugacity, crystallization of magnetite and diminution of water in the magma. While uplifting magma was degassing, and by the beginning of effusion it had been dried. The dryness of magma is confirmed by the complete absence of water-bearing minerals. The high degree of reduction of magmas denies the possibility of their vast contamination by the crust substance.

The other interesting peculiarity of the LSM vulcanites is a complete absence of olivine in all differentiates. To the mind of [120] olivine is not stable in water-saturated magmas and under the high pressure is replaced by clinopyroxene. Proceeding from the absence of both olivine and magnetite we suppose that the high pressure and water saturation which were presented on the initial stages of magma formation had prevented the crystallization of olivine. Crystallization of magnetite provides the drying of magma but not the withdrawal of the total pressure. The rapid eruptions of vulcanites and absence of the intermediate cells in the thin Earth's crust have excluded the possibility of olivine crystallization.

The presence of quartz in basalts is unusual. One can see the similarity of basalts to boninites for which more acid matrix relatively to bulk composition is characteristic. Real autocrysts of the liquidus quartz appear only in plagiorthodacites. Their presence testifies the dryness and superheating of the melt in relation to cotectic line. In basalts the quartz excretions are probably epycrysts. However, this quartz may be the liquidus phase.

It is known that liquidus plagioclase is not characteristic for typical boninites. Vast expansion of this mineral in all vulcanites of the LSM is connected with the high amounts of Al_2O_3 (13–15%). It can be explained by the high crystallization temperatures of plagioclase too: for basalts the temperature reaches 1200°C, for andesibasalts — 1120–980°C. Crystallization temperatures of clinopyroxenes are close to those of plagioclase — 1070–1140°C.

Thus, the above mentioned considerations in the authors' opinion permit to characterize vulcanites of the LSM as a product of crystallization of the superheated dry magma. A small size of phenocrysts is the evidence of insignificant delays of magma in the intermediate cells, its fast eruption and "through-crust" character.

The origin of plutonites is finding out by comparison them with the well-known formations. Potassic-soda series has its analogs among dominantly before-Cretaceous late-geosynclinal gabbro-plagiogranite formations of the folded zones of continents, first of all among complexes of small intrusions of the

Greater Caucasus and the Mountainous Crimea. Yet, the age of these formations does not coincide with that in the LSM. From this point of view the nearest analogs of potassic-soda plutonites are the quartz diorites from Balaklava vicinity.

Plutonic rocks of the soda series of the LSM are completely comparable with analogous rocks of the early-geosynclinal plagiogranite-plagiortholite formations of the ensimatic zones. These are the oceanic plagiogranites, which are present in the ophiolite sequences of the Cyprus, Greater Caucasus and some other regions. Most of the authors connect the plagiogranites with the geodynamical situation of young island arc, when the new oceanic crust is forming. Oceanic plagiogranites are supposed to be the end members of boninite series. Providing for K-Ar dating of some LSM plutonites (31–50 m.y.) magmatism of the whole Black Sea region is much younger than it thought to be before.

I. Kushiro's hypothesis [210] is the most acceptable for the explanation of the boninite magmas origin. In accordance with his hypothesis the primary magma of the high acidity may be formed as a result of anatexis of the mantle peridotite. Differentiation of this magma leads to the appearance of the high magnesian andesites and more acid rocks. In the problem of the boninite and island-arc magmas origin there are some points under discussion. These are questions of their connection with the subduction process and the role of the crustal matter in their formation. Impoverishment in potassium and lithophile elements, "dryness" of the magma, its high reduction, constancy of Al_2O_3 content, low amounts of the light REE and chiefly clearly expressed petrochemical similarity of all members of island-arc sequence — volcanic and plutonic ones are in contradiction with hypothesis of the oversubduction nature of magmatism of the LSM. It seems to be more acceptable hypothesis of the mantle through-crust nature of the boninite magmatism which had not been connected with the subduction zone.

The examination of the geological situation of a completely new region in the Mediterranean Sea folded area revealed by the authors is directly connected with the

evolution of the Black Sea cavity and neighbouring continental structures. Data received permit to affirm that the rocks of the boninite and island-arc sequence take part in the construction of the submarine massif. These rocks are characteristic formations of the island arc adapted to the contact of continental and oceanic crust. At the same time we have as a fact the absence of the distinctly expressed subduction zone, the presence of deep faults with the thermal flow anomaly, complicated combination of Cretaceous and Paleozoic formations and through-crust boninite magmatism which is not connected with the oversubduction zone.

The LSM as it can be seen from the geophysical data is situated in the contact of two principally diverse types of the Earth's crust. All the dredging stations are disposed on the continental slope. The continental slope within the LSM is the Southwest margin of Scythian platform. It is doubtful that the configuration of the continental slope reflects the outlines of the initial geological structure: it was utterly blocked by the long living deep faults. The Sinop-Odessa fault had separated the LSM from the continental Crimea and it has been dipped on the depth of about 2 km only a few tens thousands years ago.

The thickness of the Earth's crust within the LSM boundaries in accordance with the geophysical data is equal to 30 km on the ledge of the continental slope. The "granite" layer has thickness of only 5–10 km. Immediately by the foot of the slope the "granite" layer disappears. The type of the crust within the confines of the LSM can be determined as a mafic continental one. For the crust of such type moderate thickness (30–40 km), disposition along the active continental margins and intensive blocking are characteristic.

If the LSM as a fragment of the island arc is considered, so its type, fundament, constructing parts, petrochemical zonality and age evolution must be determined. In accordance with the classification presented in the works [14,156] the type of the Black Sea island arc can be determined as "paleoisland" and the stage as "well developed". The well developed island arcs contain such elements of the young arcs as the boninite sequence rocks and are

characterized by the mass effusions of the calc-alkali series rocks with comagmatic plutonites. Total uplifting of the structure takes place. The Taurian flysch or Carboniferous mudstones may be supposed as a fundament of the LSM.

The frontal part of the arc is the ledge of the continental slope. The Black Sea cavity after its parameters corresponds to the deep-sea trench. The Odessa-Sivash Cretaceous rift might have been the rear part of the arc or the intraarc trench. It may be that Cretaceous island arc had the predecessor in the form of the Jurassic island arc.

The island arc variant is alternative. It does not refute the classic ideas on the Black Sea origin as a part of the dipped Pontida but partly is accordant with them. Vertical and horizontal movements are connected with each other [150]. Horizontal movements along the seismofocal plane directed under the Crimea could take place simultaneously with the dipping of the Black Sea cavity. These events are explained by the mantle processes. The thermic flow anomaly in the cross-point of the West-Crimean and Lomonosov faults is a good indication of nonstability and heightened heating of the mantle under the Black Sea bottom. The reflection of the endogenic processes is the mud volcanoes at the sea floor that were probably the cause of poisoning water by the hydrogen sulphide.

Complex of small intrusions in the Central part of the Mountainous Crimea

The Crimean igneous rocks have been investigated by many famous scientists. They are G.Romanovsky, A.Stuckenberg, R.Prendel, A.Lagorio et al. In Soviet time F.Y.Levinson-Lessing, the V.I.Luchitsky, V.A.Fedorovich, S.M.Kravchenko, V.N.Pavlinov worked in Crimea. Especially large contribution was made by V.I.Lebedinsky, A.I.Shalimov, N.N.Makarov, T.S.Lebedev, Y.P. Orovetsky. The ideas on the deep construction of the Crimea are based on the works of V.B.Sollogub and A.V.Chekunov.

The geosynclinal trench of the Mountainous Crimea has layed in the

beginning of Mesozoic on the Baikal folded basement and later was drawn in movements of the Alpine stage. According to geophysical investigations the Earth's crust section of the Mountainous Crimea corresponds to the continental crust but it has not the K_0 horizon.

Middle Jurassic small intrusions are disposed in the West part of Tuak uplifting. Country rocks of the small intrusions are the flysch thickness of the Taurian series which has upper Trias — lower Jurassic age. In relation to the country rocks the small intrusions bodies are ungently discordant. Stretching of bodies is predominantly North-Westwards.

Petrography. Acidic rocks of the small intrusions are represented by tonalite-porphyrtes, quartz tonalite-porphyrtes, plagiogranite-porphyrtes, quartz plagiogranite-porphyrtes; microtonalites and microplagiogranites are uncommon. The general petrographical peculiarities of all the rocks are the absence of the potassium feldspar and the low content of colour minerals.

Tonalite-porphyrtes (Ay-Yora, Sharkha) have porphyritic texture and microaplitic matrix. Their composition is, %: plagioclase — 45–65, quartz — 30–45, biotite — 1–3, hornblende; secondary — chlorite, calcite, sericite. Phenocrysts are presented by plagioclase, rarely by biotite. Plagioclase of phenocrysts is №30–39, in the matrix it has got №20–25. Biotite is almost completely chloritized. Hornblende is encountered in the form of rare relicts. Quartz tonalite-porphyrtes (Kastel) are distinguished from tonalite-porphyrtes by the finer grained microaplitic matrix and by the quartz in phenocrysts.

Plagiogranite-porphyrtes (Seraus, Ay-Yora, Sharkha) have vaguely expressed porphyritic texture on the account of the plagioclase phenocrysts №28–44, of the quartz and of the chloritized biotite. Hornblende is absent. Quartz plagiogranite-porphyrtes (Seraus, Kastel) are characterized by clear porphyritic texture and felsitic matrix. Quartz is the prevalent phenocryst, less — plagioclase №33–34, partly albitized. Small relicts of clinopyroxene are rarely observed.

Intermediate rocks are volcanic. *Andesite* exposures have the pillow structure. They are composed of quartz, plagioclase and

chloritized colour minerals. Up to 15% of clinopyroxene is present in andesites of Chungur-Kaya.

Basic rocks are fullcrystalline diabases, leucodiabases, konga diabases, rarely — gabbro-norite. The characteristic peculiarity of basites is the presence of the free quartz.

Diabases (Seraus, Uruga, Chamny-Burun, Ayu-Dag) have medium- or coarse-grained ophitic, doleritic or poikilophitic textures. Their composition is as follows, %: plagioclase — 50–60, clinopyroxene — 10–30, amphibole — 5–25, quartz — 2–8, biotite — 3–5; secondary — chlorite (up to 20%), sericite, carbonate; ore minerals (to 10%). Plagioclase is commonly zoned: in core it is N73–96, on peripheries — №50. Clinopyroxene is diopside or pigeonite (?). It is zoned and has got the exsolution lamellas. Clinopyroxene is substituted by actinolite and the latter — by chlorite.

Leucodiabases (Chungur-Kaya) are distinguished from diabases only by more albitized plagioclase №22–48 along with №71–87.

Konga diabases are ophitic and partly micropegmatitic.

Magmatic hornblende and biotite have been established in *gabbro-diabases*. They have gabbro-ophitic texture made up of clinopyroxene and zoned plagioclase. Plagioclase of the core is №74.

The quartzless basites — *gabbro-norites* are discovered in the intrusive of Chamny-Burun. They are discriminated by the coarse-grained doleritic texture, by the less altered minerals and by the presence of hypersthene. Their composition is, %: plagioclase — 50, clinopyroxene — 20, orthopyroxene — 10, amphibole — 5, biotite — 5, ore minerals — 5.

Some basites of the massif Chungur-Kaya have the drusite texture. They are composed of, %: olivine — 20, plagioclase — 25, pyroxenes (ortho- and clino-) — 25, amphibole — 10, serpentine, chlorite, sericite. Drusite texture is expressed in the trimmings of the colourless amphibole and chlorite around olivine and clinopyroxene.

Rock-forming minerals. *Quartz* is unusual mineral for the basic rocks, but it is widely distributed in basites of the Mountainous Crimea. It was established by the EPR method

that the most high-temperature quartz is contained in leucodiabases of Chungur-Kaya. Other rocks indicate relatively low temperatures of the quartz crystallization. In view of the water saturation which had been determined by the EPR method all rocks are disposed in the following range after increasing of the water activity: Seraus diabases — Uraga diabases — rocks of Sharkha — rocks of Kastel — Seraus plagiogranite-porphyrtes. The differences in the regimes of the formation of the Kastel and Seraus series were established. In the Seraus series the basic rocks are characterized by the low and the acidic rocks by the high activity of water. In the Kastel series all the rocks are characterized by the equally high water activity.

Plagioclase of the basic rocks reaches the basicity of №96, never descend №45 in phenocrysts and is equal to that in matrix (except leucodiabases). Acidic rocks have plagioclase №25–47 in phenocrysts and the same or more acid in matrix. The relatively high for the acidic rocks basicity of plagioclase has been explained by the hypabyssal character of intrusions and by the high reduction of magma.

Rock-forming *orthopyroxene* has been recorded only in gabbro-norites of Chamny-Burun but accessory orthopyroxene has been revealed in many specimens of the acidic and basic rocks. Hypersthene predominates and has ferriferousity of 24–48%. Low- and high-ferriferous orthopyroxenes (the latter with $f=58-84\%$) have been marked within the same specimen.

Clinopyroxenes correspond to diopside, salite, augite and ferroaugite. Diopside is rock-forming and has $f=11-18\%$, the others are accessory and their f varies from 17 to 47. In some basites rock-forming pigeonite-augite associates with other clinopyroxenes.

The reversed zoning of clinopyroxenes occasionally takes place. The authors explain it by the ungentle change of the oxidation-reduction conditions and by the presence of intermediate chambers. Two-pyroxene thermometry gives for the basic rocks $T = 900-1150^{\circ}\text{C}$ and for the acidic ones — $800-1050^{\circ}\text{C}$. Calculations of the oxygen activity show the high reduction of all intrusions: $\lg f_{\text{O}_2} = -18-19$ bar.

Accessory *olivine* was found in many acidic

rocks: in massives Seraus, Ay-Yora, Sharkha olivine is low-ferriferous ($f=27-33\%$) but in massif Kastel it is high-ferriferous ($f=83-91\%$). The presence of the paragenesis orthopyroxene — olivine — quartz — magnetite permits to appreciate the oxygen activity by the buffer FMQ conditions. Nonequilibrium parageneses of olivines and pyroxenes point to the changes of crystallization conditions during the magma transport.

Amphiboles are presented by the magmatic hornblende and by the secondary amphiboles of the tremolite-actinolite series. Hornblende is established as a rock-forming mineral in gabbro-diabases only. In other rocks including acidic ones it has been found only in crushed samples. Hornblende is brown. After its composition it belongs to magnesian, ferrous, rarely chermackite or basaltic hornblende. On the metamorphic diagrams the compositions of hornblendes are situated in the fields of amphibolite and granulite facies. Secondary amphibole substitutes clinopyroxenes or magmatic hornblendes.

Petrochemistry was studied on the basis of over 70 analyses performed by traditional method. Petrochemical and geochemical peculiarities of the rocks of the small intrusions allow to considerate them as the derivatives of the low alkali tholeiite oceanic or island-arc basaltic magmas. The evolution of these magmas has led to the isolation of various petrochemical series.

Two full differentiated series (Seraus and Kastel) and two supplementary series (Sharkha and Chungur-Kaya) have been determined. These series create together singular homodrom sequence. Na-K-Na Kastel series varies on the composition and has got some features of the oceanic tholeiite series. Some rocks of basic massives Chamny-Burun, Uraga and Chungur-Kaya are close to this series. K-Na Seraus series is bimodal, has the features of the calc-alkali series and is supposed to be the derivative of tholeiite continental or island-arc magmas. K-Na Sharkha series consists of rocks of the tonalite composition and reveals the features of the calc-alkali series dominantly. Na Chungur-Kaya series has double faced character: it is the derivative of the tholeiite continental or island-arc magma but discovers resemblance with the LSM plutonites.

Accessory minerals. The assemblage of the magmatic accessory and ore minerals includes zircon, apatite, garnet, brookite, anatase, periclase, magnetite, ilmenite, chromite.

Garnet presented by almandine is widely expanded in all types of rocks except some basic ones. In Seraus diabase the grossular-andradite garnet with the uncommonly high content of the melanite component was discovered. *Anatase* and *brookite* has been encountered in acidic rocks. The crystallization of titanium oxides instead of ilmenite and sphene is due to the high reduction of the primary magma. As to *periclase* the authors are of the same opinion. Periclase is an usual accessory mineral of many acidic and basic rocks of the small intrusions. It was the first finding and investigation of this mineral in the Ukraine. Periclase appeared to be a component of polymineral aggregates. Coexisting with periclase phases were determined as forsterite, melilite, spinel and merwinite. The latter together with periclase was found also in some basalts of the LSM. The conditions of the magnesium oxide crystallization can be probably compared with the buffer Fe—FeO conditions.

Zircon is present in all types of rocks. Three morphogenetic types have been discriminated after the classification of G. Pupin. *Apatite* was classified after the colour of photoluminescence. Singular grains of zircon and apatite were analysed by the X-ray fluorescent method. It was established that after relationships of Hf, Y and Sr zircon and apatite correspond to those from the rocks of calc-alkali sequences. Zircons and apatites of individual massives are located within strongly definite fields on the appropriate diagrams. Sometimes rocks, which are close to each other after petrographical and geochemical properties, contain utterly different zircons and apatites.

The content of ore magmatic minerals is not large, especially in the acidic rocks. *Ilmenite* usually predominates. Ilmenite of the massif Sharkha contains a very high amount of the pyrophanite component (40%). It is due to the high reduction of magma, too.

Petrogenesis. The general singularities of the Mountainous Crimea magmatic complexes besides their hypabyssal character are a low content of K₂O and a high degree of the

magma reduction. It is a high reduction of magma that explains a high basicity of plagioclase, a high ferriferousity of colour minerals and a specific paragenesis of the accessory minerals. The enumerated petrological indications permit to suppose the possibility of the comparison of the Mountainous Crimea magmatism with the island arc magmatism. It is not excluded that the Jurassic small intrusions had been a part of the island arc which was the basement for the Cretaceous island arc of the Black Sea floor.

Pebbles and boulders of granitoids in the Crimea

Geological peculiarity of the Crimea which had been recorded by its first explorers is the absence of the granitic core. The exposures of the granites on the continent have never been established.

Three types of transported granitoids are known in the Crimea. They are as follows: pebbles in the Jurassic conglomerates, erratic boulders of the Balaklava vicinity and boulders in the Kerch iron ores. The composition of these formations and their provenances are quite different. As a result of our investigations we received the new data which permit to determine more confidently their geological position. Available material sufficiently complements the knowledge about the magmatism of the Crimea and its geological construction before the Black Sea cavity had been formed.

The first examiner of the pebbles in conglomerates of the Demerdzhi Mountain was M.V. Muratov. Later the pebbles have been explored by many investigators and various hypothesis as to their primary sources were proposed.

The conglomerates containing the granitic pebbles stratigraphically correspond to Kelloway-Oxford, Oxford- Kimmeridge and Titon. The outcrops of the conglomerates stretch from the Demerdzhi Mountain to Kiik-Atlama cape. The thickness of the layer reaches 1300 m. The content of the granitic pebbles reaches 2% and their dimensions are from 2 to 20 cm. Rounding is good.

The composition of pebbles comprises the

following varieties of granitoids: fine-grained plagiogranites, microcline- plagioclase sometimes porphyritic granites, aplite-granite, coarse-grained plagioclase-microcline granites, normal granites. Granitoids do not contain primary biotite or hornblende and are sometimes cataclased.

According to their petrochemical parameters 25 investigated granite samples belong to the families of leucogranites, subalkali leucogranites and low alkali granites. After alkali relationship they belong chiefly to the potassic-soda series.

A special investigation of the feldspar luminescence showed that the conditions of the granites formation are determined by the conditions of the amphibolite facies which had been complicated by processes of cataclasis, metasomatism and greisenization.

The previous datings of cataclased granites by the K-Ar method yielded ages of 850–1100 m.y. The authors have made new K-Ar datings in whole-rock and monomineral (microcline) samples from the less altered granites. More ancient age magnitudes in the interval of 1200–1500 m.y. have been discovered. K-Ar datings were then ascertained by the total-lead method of singular zircon grains. In advance among zircons from the most abundant granites three geochemical types were revealed by means of X-ray fluorescence analysis. The first and the second types represent magmatic stages with the age of 900–1000 and 1400 m.y. The third type of zircons corresponds to juxtaposed processes (greisenization, diaphthoresis) with the age of 300–500 m.y. All the data obtained permit to affirm that granitic magmatism were lasting in the interval of 900–1500 m.y. and comprised at least two episodes: 900–1000 and 1200–1400 m.y.

Distributive sources of the granite pebbles should be presumably searched in two provinces: in the Russian platform or in the other points southwards of the Crimea. In the Ukrainian Shield granites of such age and composition are absent. The granites of the Lesser Caucasus geosyncline area can be more confidently considered as the analogs of the studied pebbles.

Thus, we have the complementary confirmation to the previously expressed ideas about the existence in the Jurassic period

southwards of the Crimea a ledge of the crystalline basement (median mass) which had been named as “Andrussov’s uplifting”. It was supplying fragmental material into the shallow water trench adjoining to northwards.

In the Balaklava vicinity the blocks of the igneous rocks up to 1,5 m in diameter have been found. By the first examiners they were thought to be the exposures. Boulders are presented by plagiogranites, tonalites, quartz diorites and plagiogranite- porphyres. After chemical composition the former two belong to soda series and the others to potassic-soda one. Plagiogranites, tonalites and quartz diorites are close to the analogous rocks of the LSM and plagiogranite-porphyres are close to those of the small intrusions of the Mountainous Crimea. K-Ar age of the granites from boulders is 138–145 m.y. (Cretaceous).

V.V.Arshinov named these formations as erratic boulders and firstly supposed that their source had been situated in the South-West of the modern Black Sea. To M.V.Muratov’s mind the source was disposed northwards. A.F.Sludsky based the possibility of removing of the boulders from the mountainous system which had existed to the South of the Crimea and then has been dipped on the Black Sea floor. The discovery of the LSM is the real confirmation of this hypothesis and the problem of the boulders to the authors’ mind has been finally decided.

Metallogeny

In the Mountainous Crimea the poor mercurial mineralization and several ore developments are known. They are connected with the faults and magmatic hearths. There are some gold developments where gold and silver are adapted to sulfides. Ore mineralization is stipulated by the alteration processes.

In the LSM’s rocks the imposed mineralization is analogous to that of the Crimea: pyrite, chalcopyrite, cinnabar, sphalerite, galenite. The forms of the mineralization are insetion or insetion-vein. Pyrite usually contains admixtures of gold, silver or platinoids. The complex of the near ore alterations in the LSM’s rocks is wider and richer than in the Crimean rocks. A small

porphyry copper development has been discovered.

Pelitization, zeolitization, saussuritization, epidotization, carbonatization, prehnitization, tremolitization and quartzification are characteristic for the igneous rocks of the LSM. All basic rocks are propylitized. The following types of the mineralization cavities are distinguished: veins, amygdales and local portions of substitution. The most widespread are such minerals as: chlorites, carbonates (calcite, dolomite), zeolites (desmyn, hellandite, laumontite, thomsonite, shabasite), analcime, quartz, epidote, zoizite. On some stations hydrothermal-metasomatic formations had been draged out their nature being unknown. These rocks are: quartz-zeolite-epidote, quartz-epidote, quartz-chlorite-sericite, sericite-quartz. According to K-Ar dating all the LSM vulcanites are rather young but among them the most altered rocks are relatively more ancient.

In the LSM's rocks the sulfide mineralization is connected with the juxtaposed processes. Pyrite with the common admixtures of arsenic, mercury, zinc and gold is the most spread sulfide. Besides it chalcopyrite, arsenopyrite, sphalerite, galenite have been determined. Gold have been established in half of the specimens of pyrite and in chalcopyrite and sphalerite too. Gold is usully associated with silver. Platinum was revealed as the insets in pyrite.

The dispersed gold was determined in fluviatile deposits of the river Palaeo-Kalanchak (age of 11-13 thousand years) along the continental slope of the LSM; its content is 78-318 mg/m³. The gold particles the size of about 0,01-0,2 mm were extracted from the panned samples.

In the Mountainous Crimea gold has been detected in several points both in crystalline rocks and in alluvial sediments. In Karadag the vein-inset sulfide mineralization is restricted to propylitized basalts in the fault zones. The content of gold varies from 0,007 to 2 g/t. The gold developments in Karadag vulcanites are connected with the albitization and medium-temperature propylitization of the epidote-prehnite facies and other low-temperature alterations. The high contents of gold and silver are known in the limits of Heraclea plateau. Ores are concentrated in quartz-feldspar-

hydromica metasomatites. Investigations which have been realized in the Crimea permit to distinguish the Crimean gold and silver province as a part of the Alpine gold belt.

Cinnabar mineralization was found almost in all the Mountainous Crimea's terrain. The type of ores is vein-inset, superimposed and is adapted to calcite veins. The imposed processes are as follows: quartzification, carbonatization, kaolinitization. Ores are undoubtedly telethermal. The cinnabar mineralization is imposed after the polymetal one.

The unusual carbonate constructions have been found by the foot of the continental slope of the LSM at the depths of more than 1200 m. They form tubes, pillars, cones about 1,5-2,5 m in length. The constructions are disposed along the slope. They consist of the microgranular aggregate of grey to black colour. The matrix of the constructions is composed of carbonate micrite. Carbonate of the second generation rounds the micrite and carbonate of the third generation fills the cavities. Carbonates are calcite and dolomite. The age of the constructions is 8-17 t.y. and is correlated with oscillation of the Black Sea's level. The carbonate constructions have been formed in subacral conditions and after this the block of the LSM was dipped. The constructions are chemogenic formations. They are supposed to be a result of the biochemical oxidation of hydrocarbons. Gases were uplifting along the sublatitude fault which limits the LSM. Degasation was of pulsating character. The carbonate constructions may indicate the occurrences of the hard hydrocarbons.

Conclusions

The principally new information on the Crimean geology has been achieved as a result of the discovery of the Crimea's prolongation at the Black Sea floor as well as of the investigations of the Mountainous Crimea magmatism, erratic boulders of Balaklava vicinity and of the granitic pebbles in Jurassic conglomerates.

To the authors' mind the most interesting in the petrological part of the book are four blocks of information.

1. Apart from Triassic and Jurassic magmatisms the Cretaceous and possibly Paleogene ones may be developed in the Crimea. Magmatic products of different times are spatially disconnected: Jurassic magmatism has developed in the Mountainous Crimea but the Cretaceous magmatism has been established at the Black Sea floor and in the Steppe Crimea.

2. Cretaceous magmatism of the Lomonosov submarine massif was of clearly island-arc type. It corresponds to the young stage for which the boninite series rocks are characteristic. Jurassic magmatism of the Mountainous Crimea had some island-arc features, too, but they are characteristic for the developed stage of the island arc.

3. The Late Proterozoic granite massif (Andrusov uplifting, in the Black Sea ground) was a source of granite pebbles in Jurassic conglomerates. The Lomonosov submarine massif was up to recently the high mountain range and it possibly supplied the granite boulders which has been found in vicinity of Balaklava. Thus, the Mountainous Crimea is the uplifted part of a typically Alpine construction, the Southern part of which being submerged on the Black Sea floor.

4. The Southern border of the Scythian platform in the LSM is probably limited by the continental slope (the Lomonosov fault).

Thus, there were at least two stages of magmatic activity in the Crimean region, Jurassic being one and Cretaceous-Paleogene being the other. Both had the obvious features of the island-arc magmatism. Proceeding from these two stages it may be admitted that there were two spatially joined island arcs: the Jurassic arc of the Mountainous Crimea served as a base for the Cretaceous arc. The latter was in the young stage of development.

In Mesozoic the united Crimea — Caucasus Mountain country possibly existed. It had been periodically dissected into separate blocks with vertical movements of different signs. The Mountainous Crimea magmatism is close to the Greater Caucasus magmatism after its character and the LSM magmatism is correspondingly close to the Lesser Caucasus magmatism. In the region

considered the drawing together of the Greater and Lesser Caucasus had been possibly proceeded. The Crimean mountainous constructions can be determined as a coastal cordilleras in the collision zone of Gondwana platform and of the Southern borderland of the Russian platform.

Above an attempt has been made to explain the main metallogenic peculiarities of the united paleoisland arc in the Northern part of the Black Sea from the plate tectonics point of view.

The paleoisland arc has a definite assemblage of ore developments. Chromites, ilmenite, titanomagnetite, magnetite, some nonferrous minerals frequently were occurring during the magmatic stage of the ore formation. The essential mineralization of chromspinelides, ilmenite and titanomagnetite have been also revealed in the Crimea.

The hydrothermal mineralization has common features for the whole paleoisland arc — the LSM and the Crimea. It is often restricted to the large faults and have a superimposed character. One can suppose that ore developments in the rocks of the LSM is more significant than those in the Crimea.

The age of the ore formation is not determined. Findings of young granitoids (30–40 m.y.) permit to propose the existence of the very young hydrothermal systems up to Neogene.

Thus, the metallogenic investigations of the paleoisland arc from the plate tectonics positions permit to expand considerably the age limits of the ore formation in the Crimea.

Revealed gas emissions and carbonate constructions which have been induced by them are connected with the zone of large-scale tectonic fault and may be considered to some extent as a confirmation of conclusions based on the inorganic origin of oil and gas. The nature of the ore mineralization in igneous rocks also permits to assume a correlation between ore formation and oil and gas bearing. Gas emissions within the Black Sea continental slope are worthy of further investigations as a possible criterion for search of gas deposits.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдеева Н.Т.* О находке гранитного валуна в киммерийских рудах, // Тезисы докладов IV конференции по полезным ископаемым юга СССР. — Изд-во КГУ — 1968. — 80 с.
2. *Авдейко Г.П., Бабанский А.Д., Богати-ков О.А. и др.* Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. — М.: Наука, 1987. — 336 с.
3. *Альбов С.В.* К вопросу о молодом (третично-четвертичном) вулканизме в Крыму // Изв. Крым. Отделения географ. об-ва СССР. — 1958. — Отд. выпуск. — С. 9-12.
4. *Андреев А.В.* Реставрация питающих провинций триас-юрского осадочного бассейна Горного Крыма: Автореф. канд. дисс. — К., 1993. — 20 с.
5. *Андреев А.В.* Современные возможности метода общего свинца в радиогеохронологических исследованиях // Геол. журн. — 1993. — №6. — С. 125-130.
6. *Андреев А.В., Шнюкова Е.Е., Шнюков С.Е. и др.* Геохимические особенности и возраст гетерогенных популяций акцессорного циркона из гранитов гальки юрских конгломератов Горного Крыма // Геол. журн. — 1993. — №6. — С. 128-135.
7. *Аникеева Н.Ф., Богатырева Н.А.* Петрография и петрохимия интрузивных пород горной группы Урага в Крыму // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1975. — N7. — С. 59-70.
8. *Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. — М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. — 226 с.
9. *Архипов И.В., Терехов А.А.* Развитие представлений о геологической природе и возрасте Черного моря. — В кн.: Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — М.: Наука, 1989. — С. 6-9.
10. *Багдасарян Г.П., Лебединский В.И.* Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма // ДАН СССР. — 1967. — 173, №1. — С. 149-152.
11. *Базылев Б.А., Магакян Р., Силантьев С.А. и др.* Петрология гипербазитов комплекса Мамония, юго-западный Кипр // Петрология. — 1993. — №4. — С. 348-378.
12. *Белевцев Я.Н. и др.* Металлогения Украины и Молдавии. — К.: Наук. думка, 1974. — 512 с.
13. *Бескровный Н.С.* Нафтометаллогения: единство нефте- и рудообразования // Журн. ВХО им. Д.И. Менделеева. — М.: Изд-во "Химия", 1980. — Т. XXXI, №5. — С. 569-574.
14. *Богатилов О.А., Цветков А.А.* Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988. — 248 с.
15. *Бойко А.К., Вишняк М.М., Мельникова Л.В., Шнюкова Е.Е.* Выявление участия добайкальских образований в "гранитном" основании северной периферии Черноморской впадины (по данным калий-аргонового датирования гранитоидных галек Горного Крыма) // Геол. журн. — 1989. — №1. — С. 55 — 65.
16. *Борисенко Л.С.* Разрывные нарушения Горного Крыма // Геол. журн. — 1983. — Т. 43, №2. — С. 126-129.
17. *Бородин Л.С.* Геохимия главных серий изверженных пород. — М.: Недра, 1981. — 195 с.
18. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматичес-

- ких серий. — М.:Наука, 1987. — 261 с.
19. *Борозновская Н.Н., Леснов Ф.П., Матросов И.И.* О некоторых особенностях рентгенолюминесценции плагиоклазов основного состава // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. — 1981. — №499. — С. 73–80.
 20. *Булкин Г.А.* О некоторых генетических особенностях ртутных рудопоявлений Крыма // ДАН СССР. — 1960. — Т. 131, №5. — С. 1028–1031.
 21. *Булкин Г.А., Карасик М.А., Малаховский В.Ф. и др.* Металлогения Крыма. — В кн.: Проблемы металлогении Украины. — К.:Наук.думка, 1964. — С. 233–244.
 22. *Ваганов В.И., Соколов С.В.* Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. — М.:Недра, 1988. — 149 с.
 23. *Вардзелашвили Н.С.* Некоторые вопросы геохимии урана, тория и продуктов их распада в гранитоидах (на примере Локского массива, Малый Кавказ): Автореф. канд. дисс. — К., 1976.
 24. *Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С. и др.* Справочник по геохимии. — М.: Недра, 1977. — 184 с.
 25. Геологические исследования 44 рейса НИС “Академик Вернадский” в Черном море. — К., 1993. — 76 с. (Препр. / НАН Украины, ОМГОР ЦНПМ; 93–1).
 26. Геологические исследования рейса НИС “Ихтиандр” в Черное море. — К., 1994. — 106 с. (Препр. / НАН Украины, ОМГОР ЦНПМ; 94–1).
 27. Геологические исследования НИС “Профессор Воляницкий” в Черном море (47-й рейс). — К., 1995. — 176 с. (Препр. / НАН Украины; ОМГОР ЦНПМ).
 28. Геологические исследования НИС “Киев” в Черном море(4-й рейс). — К., 1996. — 233 с. (Препр. / НАН Украины, ОМГОР ЦНПМ).
 29. Геологический словарь / Отв.ред. акад. К.Н.Паффенгольц. — М.: Недра, 1973. — Т.1 — 486 с.
 30. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя / Под ред. О.А.Мазаревича и В.С.Милеева. — М.: Изд-во МГУ, 1989. — 168 с.
 31. Геология Черного моря (По результатам геологических и геофизических исследований 5-го рейса НИС “Киев”). — К., 1997. — 190 с. (Препр. / НАН Украины, ОМГОР ННПМ).
 32. Геология шельфа УССР. Литология. — К.: Наук. думка, 1985. — 190 с.
 33. Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена / Дачев Х., Вольвовский И.С., Чекунов А.В. и др. — К.: Наук. думка, 1996. — 216 с.
 34. *Гончаров В.П., Евсюков В.Д., Шимкус К.М. и др.* Геоморфология Черного моря. — В кн.: Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — М.: Наука, 1989. — С. 31–42.
 35. *Гончаров В.Т., Непрочнов Ю.П., Непрочнова Д.Ф.* Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. — М.: Наука, 1972. — 160 с.
 36. *Гордиевич Н.А., Бондаренко В.Г., Плотникова А.Ф. и др.* Новые данные о геологическом строении шельфа Черного моря по результатам бурения скважины на Ильичевской структуре // Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — М.: Наука, 1989. — С. 41–42.
 37. Горная энциклопедия. — М.: Сов.энц., 1984. — Т.1 — 560 с.
 38. *Денисевич И.С.* Геодинаміка Чорноморсько-Кримської палеовулканічної островної дуги: Автореф. канд. дис. — К., 1996.
 39. *Денисевич И.С., Каляев Г.И.* К проблеме тектоники плит земной коры Черного моря и Крыма. — К., 1996. — 31 с. (Препр. / НАН Украины, ОМГОР ЦНПМ ;96-1).
 40. *Деннис Дж.* Международный словарь английских тектонических терминов. — М.: Мир, 1971. — 288 с.
 41. *Деннис Дж., Муравски Г., Вебер К. и др.* Международный тектонический словарь. — М.: Мир, 1991. — 192 с.
 42. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. — М.:Мир, 1966. — Т.4. — С. 386–444.
 43. *Добрецов Н.П., Шараськин А.Я., Лаврентьев Ю.Г. и др.* Вулканогенные породы серии марианит-бонинит // Геология дна Филиппинского моря. — М.:Наука, 1980. — С. 149–179.
 44. *Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохи-

- мические методы исследования горных пород: Справочное пособие. — М.: Недра, 1981. — 511 с.
45. *Жигунов А.С.* Мезозойские отложения Алуштинского участка Крымского континентального склона // *Океанология.* — 1986. — Т. 26, №4. — С. 665 — 666.
 46. *Жигунов А.С.* Петрография мезозойских коренных отложений и некоторые черты геологического строения Черноморской впадины: Автореф. канд. дисс. — Геленджик, 1987. — 18 с.
 47. *Закруткин В.В.* Об эволюции амфиболов при метаморфизме // *Зап. Всес. Минер. об-ва.* — 1968. — Сер.2, ч.97, вып.1. — С. 13–23.
 48. *Закруткин В.В., Григоренко М.В.* Титан и щелочи в амфиболах при метаморфизме // *ДАН СССР.* — 1967. — Т. 173, №4. — С. 917–919.
 49. *Закруткин В.В., Кулиш Е.А.* Пороодообразующие минералы древних метаморфических комплексов Кавказа. Амфиболы. — К., 1996. — 97 с.
 50. *Захаров З.Г.* Геология та літологія мезозойських конгломератів Гірського Криму: Автореф. канд. дис. — К., 1994. — 22 с.
 51. Земная кора и история развития Черноморской впадины / Под ред. Ю.Д. Буланже, М.В. Муратова, С.И. Субботина, В.К. Балавадзе. — М.: Наука, 1975. — 358 с.
 52. *Злобин С.К., Закариадзе Г.С.* Состав и геодинамические условия формирования плутонических серий офиолитов Севано-Акеринской зоны (Малый Кавказ) // *Петрология.* — 1993. — №4. — С. 413–430.
 53. *Иванов М.В., Поликарпов Г.Г., Лемин А.Ю.* Биохимия цикла углерода в районе метановых газовыделений Черного моря // *ДАН СССР.* — 1991. — Т.320, №5. — С. 1235–1240.
 54. *Казанцев Ю.В.* Тектоника Крыма. — М.: Наука, 1982. — 112 с.
 55. *Казанцев Ю.В., Нугманов Д.А.* О структурном положении магматических пород в Крыму // *ДАН СССР.* — 1977. — 233, №1. — С.200–202.
 56. *Каменцев И.Е.* О влиянии температуры кристаллизации на вхождение примеси алюминия в структуру природного кварца // *Геохимия.* — 1965. — №3. — С. 366–368.
 57. *Карасик М.А., Морозов В.И.* Особенности распространения ртути в продуктах грязевого вулканизма Керченско-Таманской провинции // *Геохимия.* — 1966. — №6. — С. 668–678.
 58. *Квальвасер И.А.* О селадоните из Карадага в Крыму // *Мин. сб. Львовск. геол. об-ва.* — 1953. — №7. — С. 223–226.
 59. *Кеннет Дж.П., Джеймс П.* Морская геология. — М.: Мир, 1987. — Т.1. — 396 с.
 60. Классификация и номенклатура магматических горных пород / Под ред. О.А. Богатикова, Н.П. Михайлова, В.И. Гоньшаковой. — М.: Недра — 1981 — 159 с.
 61. *Князев Г.И., Кулиненко О.Р.* Некоторые особенности металлогении Крыма // *Сов. геология.* — 1973. — №6. — С. 132–136.
 62. *Кобелев В.П., Кутас Р.И., Цвященко В.А. и др.* Геотермические исследования в северо-западной части Черного моря // *Геофиз. журн.* — 1993. — №3. — С. 61–72.
 63. *Коваленко А.П., Писынков А.А.* Палеовулканические центры Горного Крыма // *ДАН СССР.* — 1986. — Т. 291, №5. — С. 1192–1195.
 64. *Кондараки В.Х.* Универсальное описание Крыма. — СПб., 1875. — Т.2, ч.1. — С. 49–53.
 65. *Костов И.* Минералогия. — М.: Мир, 1971. — 584 с.
 66. *Кравченко С.М.* Некоторые структурные особенности интрузий южной части Центрального Крыма // *Тр. МГРИ.* — 1958. — Т.32. — С. 68–75.
 67. *Кравченко С.М.* Петрографические особенности интрузивных массивов южной части Центрального Крыма в свете новых данных // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* — 1958. — №12. — С. 100–105.
 68. *Краснобаев А.А.* Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986. — 146 с.
 69. *Краснобаев А.А., Семихатов М.А.* Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венда) СССР: современное состояние // *Методы изотопной геологии и геохронологическая*

- шкала. — М.:Наука, 1986. — С. 159–183.
70. Кузнецов Г.В., Таращан А.Н., Максимчук В.Г. Об ультрафиолетовой люминесценции калиевых полевых шпатов. Природа центров и генетическое значение // Проблемы кристаллохимии и генезис минералов. — Л.: Наука, 1983. — С. 71–76.
 71. Кутюлин В.А., Прусевич А.А. Петрохимические методы определения некоторых условий образования вулканических пород // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. — Новосибирск: Наука, 1985. — С. 148–158.
 72. Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.П. Физические свойства и вещественный состав изверженных пород Горного Крыма. — К.: Наук. думка, 1969. — 200 с.
 73. Лебединский В.И. Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1962. — №4. — С. 32–39.
 74. Лебединский В.И., Макаров Н.Н. Вулканизм Горного Крыма. — К.: Изд-во АН УССР, 1962. — 207 с.
 75. Лебединский В.И., Шалимов А.И. Верхнетриасовый вулканизм в Крыму // ДАН СССР. — 1960. — Т. 132, №2. — С. 425–427.
 76. Лебединский В.И., Шалимов А.И. О вулканической деятельности нижнеюрского времени в Горном Крыму // ДАН СССР. — 1961. — Т.140, №1. — С. 197–201.
 77. Лебединский В.И., Шалимов А.И. Магматические проявления в структуре и геологической истории Горного Крыма // Сов. геология. — 1967. — №2. — С. 82–97.
 78. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Дьяконова-Савельева Е.Н. Вулканическая группа Кара-Дага в Крыму. — М.: Изд-во АН СССР, 1933. — 151 с.
 79. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Струве Э.А. Петрографический словарь. — М.:Госгеолтехиздат, 1963. — 447 с.
 80. Легкова Г.В., Бойко В.Л., Монахов В.С. и др. Типоморфизм амфиболов из метабазитов Украинского щита. — К.: Наук. думка, 1991. — 108 с.
 81. Леонтьев О.К. Морская геология (Ос-новы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). — М.: Высш.школа, 1982. — 344 с.
 82. Литвин М.А., Платонов А.Н., Шербаков И.Б. Колориметрические параметры роговых обманок как индикаторы фациальной принадлежности метаморфических пород (на примере Росинско-Тикичского района Украинского щита) // Геол. журн. — 1985. — Т.45, №5. — С. 66–73.
 83. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. — К.: Наук. думка, 1988. — 170 с.
 84. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. — М.:Наука, 1975. — 167 с.
 85. Луцицкий В.И. Петрография Крыма. — М.: Изд-во АН СССР, 1939. — 98 с.
 86. Магакян Р., Соболев А.В., Закариадзе Г.С. Петрология дифференцированных бонинитовых магм на примере Малокавказской островной дуги // Петрология. — 1993. — №4. — С. 431–448.
 87. Магматические горные породы: Основные породы / Отв. ред. Е.В.Шарков. — М.: Наука, 1985. — 486 с.
 88. Магматические горные породы: Кислые и средние породы / Отв.ред. В.В.Ярмолюк, В.И.Коваленко. — М.: Наука, 1987. — 374 с.
 89. Магматические горные породы: Эволюция магматизма в истории Земли / Отв.ред. В.И.Коваленко. — М.: Наука, 1987. — 438 с.
 90. Макаров М.М., Супричов В.А. Перша знахідка акцесорних анатазу і брукіту в магматичних породах Гірського Криму // ДАН УРСР. Сер. Б. — 1966. — №12. — С. 1616–1618.
 91. Мануйлова М.М., Данилевич А.М., Котов А.Б. и др. Структурная примесь алюминия в кварце как показатель условий формирования гранитоидов // Сов. геология. — 1983. — №7. — С. 77–87.
 92. Мельничук В.А., Булкин Г.А. Рудопроявления ртуты и перспективы поисков ее месторождений в Крыму. — В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. — К.: Изд-во АН УССР, 1960. — С. 186–194.
 93. Митчел А., Гарсон М. Глобальная тек-

- тоническая позиция минеральных месторождений. — М.: Мир, 1984. — 496 с.
94. *Морозов В.И.* Ртуть в кайнозойских отложениях Керченского полуострова // ДАН СССР. — 1965. — Т.163, №1. — С. 215–221.
 95. *Муравейник Ю.А.* Глубинное строение до 1400 км и нефтегазометаллогения Средиземноморского Тетиса // ДАН Украины. — 1997. — №8. — С. 132–137.
 96. *Муратов М.В.* Верхнеюрский вулканизм в Крыму и сравнение его с вулканизмом Грузии // Тр. Геол. ин-та АН Груз.ССР. — Тбилиси, 1959. — С. 179–187.
 97. *Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. — М.: Госнаучтехиздат, 1960. — 207 с.
 98. *Муратов М.В.* Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Восточной Европы и Малой Азии и история их развития // XXI сессия МГК, доклады советских геологов. Проблема 18. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — С. 126–136.
 99. *Науменко В.В., Гончарук А.Ф., Контюх Ю.М.* Рудоконтролирующие факторы золото-полиметаллических и ртутных месторождений Советских Карпат. — К.: Наук.думка, 1978. — 152 с.
 100. *Павлинов В.Н.* Строение некоторых интрузивных массивов Крыма // Геология СССР. Т.8. Крым. — М.-Л.: Изд-во Мингео СССР, 1947. — Т.8. — С. 354–363.
 101. *Павлинов В.Н.* Форма и механизм образования малых интрузивных массивов типа лакколитов. — М.: Изд-во МГРИ, 1949. — 87 с.
 102. *Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.* — М.: Наука, 1987. — 332 с.
 103. *Пирокластические породы Украины.* — К.: Наук. думка, 1977. — 152 с.
 104. *Плахотный Л.Г.* Байкалиды Крыма // БМОИП. Отд. геол. — 1988. — Т. 63, вып. 6. — С. 3–12.
 105. *Плахотный Л.Г., Апостолова М.Я., Бондаренко В.Г. и др.* Меловой вулканизм Равнинного Крыма // БМОИП. Отд. геол. — 1971. — Т.76, вып 4. — С. 102–113.
 106. *Плошко В.В.* Диабаз-пикритовые ассоциации Крымско-Кавказской складчатой системы. — К., 1981. — 26 с. (Препр. / ИГН АН УССР).
 107. *Попов В.С.* Петролого-геохимическая модель формирования орогенных известково-щелочных серий // Геохимия магматизма. — М.: Наука, 1982. — С. 93–123.
 108. *Попов С.П.* Минералогия Крыма. — М.: Изд-во АН СССР, 1938. — 352 с.
 109. *Поярко В.Э.* О поисках, разведке и оценке ртутных месторождений. — Алма-Ата, 1967. — 60 с.
 110. *Распопова М.Г., Луцкий В.И., Чернявский Г.В. и др.* Алуштинско-Перекопская субмеридиональная глубинная структура по материалам космических съемок // Геол.журн. — 1984. — Т.44, №5. — С. 100–102.
 111. *Раст Х.* Вулканы и вулканизм. — М.: Мир, 1982. — 344с.
 112. Результаты геологических исследований 37 рейса в Черное море НИС “Академик Вернадский”. — К., 1988. — 36 с. (Препр. / ИГН АН УССР; 88–37).
 113. *Рокачук Т.А.* Петрологические аспекты люминесценции полевых шпатов. — К.: Наук.думка, 1988. — 200 с.
 114. *Росс Д.* Черное море // Геология континентальных окраин. Т.3. — М.: Мир, 1979. — С. 14–27.
 115. *Румянцев В.Н.* Структурный алюминий в кварце как индикатор физико-химических условий кристаллизации // Зап. Всес. Минер. об-ва. — 1979. — Ч.108, вып. 6. — С. 647–657.
 116. *Рябчиков И.Д., Соловова И.П., Бабанский А.Д. и др.* Происхождение и условия дифференциации сильно восстановленных андезитовых магм // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1985. — №10. — С. 18–27.
 117. *Савич-Заблоцкий К.Н.* К вопросу о химическом составе и генезисе селадонита Карадага // Мин. сб. Львовск. геол. об-ва. — 1954. — №8. — С. 213–219.
 118. *Семененко Н.П.* Геохронология Восточно-Европейской платформы и ее обрамления // Тр. XV. сесс. Комиссии по определению абсолют. возраста геол. формаций. — М.:Наука,

1970. — С. 80–84.
119. *Слудский А.Ф.* О происхождении валунов окрестностей г. Балаклавы // Изв. Крымского отдела географ. об-ва СССР. — 1953. — вып. 2. — С. 39–45.
120. *Соболев А.В., Портнягин М.В., Дмитриев Л.В. и др.* Петрология ультрамафических лав и ассоциирующих пород массива Троодос, о-в Кипр // Петрология. — 1993. — №4. — С. 379–412.
121. *Соллогуб В.Б.* Земная кора Украины // Геофиз. журн. — 1982. — Т.4, №4. — С. 3–25.
122. *Соллогуб В.Б.* Литосфера Украины. — К.: Наук.думка, 1986. — 184 с.
123. *Соллогуб В.Б., Соллогуб Н.В.* Строе-ние земной коры Крымского полу-острова // Сов.геология. — 1977. — №3. — С. 85–93.
124. *Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Соллогуб Н.В. и др.* Глубинное строение Чер-ного моря и прилегающей суши // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообра-зования Черного и Балтийского мор-ей, ч. 1. — К.: Наук. думка, 1984. — С. 22–30.
125. *Спиваков С.Б.* К вопросу о генезисе кварц-кальциевых гидротермалитов // Теория минералогии, т.2. — Сыктывкар, 1991. — С. 70–71.
126. *Спиридонов Э.М., Коротаева Н.Н., Ладыгин В.М.* Хромшпинелиды, ти-таномagnetит и ильменит острово-дужных вулканитов Горного Крыма // Вестн. МГУ. Сер. геол. — 1989. — №6. — С. 37–55.
127. *Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ря-ховский В.М.* Магматические образо-вания Горного Крыма. Ст. 1 // БМОИП. Отд. геол. — 1990. — Т. 65, вып. 4. — С. 119–134.
128. *Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ря-ховский В.М.* Магматические образо-вания Горного Крыма. Ст. 2 // БМОИП. Отд. геол. — 1990. — Т. 65, вып. 6. — С. 102–112.
129. Справочник по тектонической тер-минологии / Под ред. Ю.А. Косыги-на и Л.М. Парфенова. — М.:Недра, 1970. — 518 с.
130. *Супричов В.А., Макаров М.М.* Про-минералогію титаномagnetиту з маг-матичних та вулканоміктових порід Гірського Криму // ДАН УРСР. Сер. Б. — 1970. — №6. — С. 494–498.
131. *Таусон В.Л., Миронов А.Г., Смагунов Н.В. и др.* Золото в сульфидах: состо-яние проблемы форм нахождения и перспективы экспериментальных ис-следований // Геология и геофизи-ка. — 1996. — Т. 37, №3. — С. 3–12.
132. *Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М.* Кон-тинентальная кора, ее состав и эво-люция: Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. — М.:Мир, 1988. — 383 с.
133. Тектоника Северного Причерноморья / И.И.Чебаненко, Ю.М.Довгаль, Т.А.Знаменская и др. — К.: Наук. думка, 1988. — 162 с.
134. Толковый словарь английских геоло-гических терминов / Под ред. М.Ге-ри и др. — Т.2. — М.: Мир, 1978. — 588 с.
135. Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф.Барке-ра. — М.:Мир, 1983. — 488 с.
136. *Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейс-нер Л.Б. и др.* Тектоника мезокай-нозойских отложений Черномор-ской впадины. — М.: Недра, 1985. — 215 с.
137. *Федорченко В.И., Пискунов Б.Н.* Со-отношение андезитового вулканизма с земной корой и верхней мантией // Магматизм и метаморфизм как ин-дикаторы геодинамического режима островных дуг. — М.: Наука, 1982. — С. 5–19.
138. *Ферштатер Г.Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. — М.: На-ука, 1987. — 231 с.
139. *Фонарев В.И.* Минеральные равнове-сия железистых формаций докемб-рия (экспериментальные, термодина-мические и петрологические дан-ные). — М.: Наука, 1987. — 296 с.
140. *Фонарев В.И., Графчиков А.А.* Двупи-роксеновый геотермометр // Минер. журн. — 1982. — 4, №5 — С. 3–12.
141. *Фонарев В.И., Корольков Г.Я.* Оли-вин-ортопироксен-кварцевый геоба-рометр (экспериментальные данные) // ДАН СССР. — 1978. — 238, №3. — С. 687–690.

142. Формы геологических тел (Терминологический справочник). — М.: Недра, 1977. — 247 с.
143. Фроловская В.Н., Пиковской Ю.И., Оглобина А.И. и др. Роль гидротермальных факторов в эволюции углеводородных веществ и формировании скоплений нефти и газа // Журн. ВХО им. Д.И.Менделеева. — М.: Изд-во "Химия", 1986. — Т.ХХХІ, №5. — С. 562–568.
144. Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа // Геотектоника. — 1982. — №4. — С. 3–13.
145. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский средиземноморский пояс. — М.: Недра, 1984. — 344 с.
146. Хаин В.Е. Тектоника и магматизм Европы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1990. — №3 — С. 3–16.
147. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. — М.: Изд-во МГУ, 1995. — 478 с.
148. Чацкий В.П. О меловом вулканизме северо-западного шельфа Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — №9. — С. 24–30.
149. Чебуркин А.К., Прокурка К.С., Андреев А.В. Установка для многоэлементного рентгеновского флуоресцентного анализа малых количеств вещества // Приборы и техника эксперимента. — 1984. — №3 — С. 208–212.
150. Чекунов А.В. Проблемы геологии Черноморской впадины // Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. — М.: Наука, 1989. — С. 145 — 162.
151. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. — К.: Наук. думка, 1972. — 176 с.
152. Чернов В.Г. К вопросу о строении дна Черного моря к югу от Крыма // Тектоника. — 1970. — №5. — С. 82–89.
153. Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестн. МГУ. Геология. — 1971. — №2. — С. 18–28.
154. Чесноков С.В., Красивская И.С. Варисский геосинклинальный магматизм Большого Кавказа. — М.: Наука, 1985. — 94 с.
155. Шалимов А.И. О зональности магматических проявлений в Горном Крыму // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1966. — №8. — С. 7–17.
156. Шараськин А.Я., Закариадзе Г.С. Особенности развития магматизма при формировании котловин и островных дуг Филиппинского моря // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. — М.: Наука, 1982. — С. 210–220.
157. Шаталов Н.Н., Борисенко Л.С., Пивоваров С.В. и др. Дайки Гераклейской вулканотектонической структуры Крыма // ДАН УССР. Сер. Б. — 1990. — №9. — С. 19–23.
158. Шимкус К.М., Жигунов А.С. Некоторые черты мезозойской истории Черноморской впадины по данным изучения коренных пород // Геол. журн. — 1987. — Т. 47, №2. — С. 46–54.
159. Шимкус К.М., Маловицкий Я.П., Шуменко С.И. Коренные породы со дна Черного моря // Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. — М.: Наука, 1979. — С. 26–44.
160. Шимкус К.М., Прокопцев Н.Т., Жигунов А.С. Состав вулканогенных пород со дна Черного моря // Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. — М.: Наука, 1979. — С. 45–52.
161. Шнюков Е.Ф. Геологические итоги рейса НИС "Ихтиандр" в Черном море // Геол. журн. — 1993. — №6. — С. 136–138.
162. Шнюков Е.Ф., Авілов В.М., Строганов О.О. та ін. Газові аномалії в донних відкладах північного заходу Черного моря // Геологія і геохімія корисних копалин. — 1993. — №4 (85). — С. 7–18.
163. Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А. и др. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. — К.: Наук. думка, 1992. — 198 с.
164. Шнюков Е.Ф., Кардаш В.Т. Проявления золота в донных отложениях акватории Черного моря // Геол.

- журн. — 1994. — №3. — С. 127–129.
165. Шнюков Е.Ф., Красножина З.В., Сиденко О.Г. Золото- и серебросодержащая сульфидная минерализация в вулканитах Горного Крыма // Геол. журн. — 1993. — №5. — С. 36–47.
 166. Шнюков Е.Ф., Кутний В.А., Соболевский Ю.В. Киноварь в породах северо-западного континентального склона Черного моря // ДАН Украины. — 1994. — №2. — С. 109–113.
 167. Шнюков Е.Ф., Митин Л.И., Клещенко С.А. и др. Зона акустических аномалий в Черном море близ Севастополя // Геол. журн. — 1993. — №4. — С. 62–67.
 168. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Котловская Ф.И. О находке валунов и гальки изверженных пород в керченских рудах // ДАН СССР. — 1976. — Т.227, №3. — С. 438–441.
 169. Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедев Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. — К.: Наук. думка, 1971. — 330 с.
 170. Шнюков Е.Ф., Рябенко В.А., Сиденко О.Г. и др. Первая находка ультрамафитов в Крыму // ДАН УССР. Сер. Б. — 1979. — №1. — С. 18–21.
 171. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области (Атлас). — К.: Наук. думка, 1986. — 151 с.
 172. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Кутний В.А. Необычные карбонатные постройки континентального склона северо-западной части Черного моря — вероятное следствие дегазации недр // Литология и полезные ископаемые. — 1995. — №5. — С. 451–461.
 173. Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Кутний В.А. О находке гагата в верхней части Крымского континентального склона // ДНАН Украины. — 1996. — №1. — С. 67–68.
 174. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е., Кутний В.А. Петрология магматических пород палеоостровной дуги Черного моря // Минер. журн. — 1996. — 18, №5. — С. 77–95.
 175. Шнюков С.Е. Апатиты, цирконы и сфены из околокарбонатитовых фенитов и щелочных метасоматитов Украинского щита как петрогенетические и геохимические индикаторы: Автореф. канд. дисс. — Львов, 1988. — 25 с.
 176. Шнюков С.Е., Андреев А.В., Чебуркин А.К. Элементы-примеси в “сквозных” сосуществующих акцессорных минералах — критерий оценки условий формирования метасоматитов. — К., 1988. — 50 с. (Препр. / ИГН АН УССР ; 88–45).
 177. Шнюков С.Е., Гатар Й., Андреев А.В. Петрологический анализ геохимии акцессорных цирконов и апатитов из гранитоидов Роховецкой интрузии (Словакия) // Геол. журн. — 1993. — №1. — С. 30–40.
 178. Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев А.В. Геохимия “сквозных” сосуществующих акцессорных минералов и ее роль в исследовании эндо- и экзогенных процессов // Геол. журн. — 1989. — №2. — С. 107–114.
 179. Шнюков С.Е., Чебуркин А.К., Андреев А.В. Перспективы, проблемы и возможная методика терригенно-минералогических исследований с использованием типохимических особенностей “сквозных” терригенных минералов // Геол. журн. — 1991. — №6. — С. 100–115.
 180. Шнюкова Е.Е. Эволюция магматизма Горного Крыма и Крымского континентального склона: Автореф. канд. дисс. — К., 1994. — 22 с.
 181. Шнюкова Е.Е., Козак С.А. Периклаз из Горного Крыма // Минер. журн. — 1992. — 14, №1. — С. 83–89.
 182. Шнюкова Е.Е., Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б. и др. Подводный палеовулканический центр западной части Крымского континентального склона // Геол. журн. — 1992. — №1. — С. 3–14.
 183. Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. — Л.: Недра, 1969. — 208 с.
 184. Щипцов А.А., Стажилов А.Г. Проблемы и перспективы развития морских экспедиционных исследований и научно-исследовательского флота Украины. — К., 1995. — 52 с. (Препр.

- / НАМИТ).
185. Юдин В.В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий // Геол.журн. — 1996. — №3–4. — С. 115–119.
 186. Юдин В.В. Предгорная сугура Крыма // Геол.журн. — 1995. — №4. — С. 115–119.
 187. Юдин В.В. Меланжі Криму. — В кн.: Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі. — К., 1996 — С. 62–63.
 188. Юрк Ю.Ю., Добровольская Т.И. О рифейском возрасте гранитных галек и валунов из верхнеюрских конгломератов восточной части Горного Крыма // Геохронология докембрия Украины. — К.:Наук. думка, 1965. — С. 161–164.
 189. Юрк Ю.Ю., Добровольская Т.И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма // Докл. VII конгр. КБГА, ч.III. — София, 1965. — С. 379–384.
 190. Юрк Ю.Ю., Добровольская Т.И. Абсолютный возраст гранитов из валунов верхнеюрских конгломератов Крыма // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. — М.: Наука, 1966. — С. 103–108.
 191. Юрк Ю.Ю., Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. и др. Алмазы песчаных отложений Украины. — К.: Наук. думка, 1973. — 166 с.
 192. Barker F., Arth J.G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites // *Geology*. — 1976. — №4. — P. 596–600.
 193. Bloomer S., Melchior J., Poreda R., Hawkins J. Mariana arc trench gap studies: Petrology of boninites and evidence for a “boninites series” // *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*. — 1979. — V.60 — P. 968.
 194. Boulegue J., Liyama T., Charlov J.L., Jebwab J. Nankai Trough, Japan Trench and Kuril Trench: Geochemistry of fluids sampled by submersible “Nautile” // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1987. — V. 83. — P. 363–375.
 195. Coleman R.G., Peterman Z.E. Oceanic plagiogranite // *J. Geophys. Res.* — 1975. — V. 80, №8. — P. 1099–1107.
 196. Condie K.C. Archean magmatism and crustal thickening // *Geological Society of America Bulletin*. — 1973. — 84, №9. — P. 2981–2992.
 197. Crawford A.J., Falloon T.J., Eggins S. The origin of island arc high-alumina basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1987. — V. 97. — P. 417–430.
 198. Crawford A.J., Falloon T.J., Green D.H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites // *Boninites and related rocks*. — London: Unwin Hyman, 1989. — P. 1–49.
 199. Dabovski Ch., Harkovska A., Kamenov B. et al. A geodynamic model of the Alpine magmatism in Bulgaria // *Geologica Balcanica*. — 1991. — 21, №4. — P. 3–15.
 200. Dautaj N., Bebien J., Shallo M. et al. The Shemri plagiogranite (Eastern Albanian ophiolite belt): A end member of a boninitic serie? // *Terra Abstracts*. — EUG 8 Meeting, Strasbourg, France, April 1995. — P. 304.
 201. Duncan R. A., Green D.H. The genesis of refractory melts in the formation of oceanic crust // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1987. — V. 96. — P. 326–342.
 202. Falloon T.J., Crawford A.J. The petrogenesis of high-calcium boninite lavas dredged from the north Tonga ridge // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1991. — V. 102. — P. 375–394.
 203. Finnerty A.A., Boyd F.R. Pressure-dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite // *Annu. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst.* 1977–1978. — Washington, D.C., 1978. — P. 713–717.
 204. Grant A.C., Levy E.M., Lee K., Moffat J.D. Pisces IV research submersible finds oil on Baffin shelf // *Current Res., Part A, Geol. Surv. Canada, Paper.* 86-1A. — 1986. — P.65–69.
 205. Hathaway J.C., Degens E.T. Methane-derived marine carbonates of Pleistocene age // *Science*. — 1969. — V. 165. — P. 690–692.
 206. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K. et al. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutones // *Amer. Mineral.* — 1987. — V.

- 72, №3 / 4. — P. 231–239.
207. *Hovland M., Talbot M.R., Quale H. et al.* Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea // *J. Sediment. Petrol.* — 1987. — V. 57, №5. — P. 881–892.
208. *Hudson J.D.* Stable isotopes and limestone lithification // *J. Geol. Soc., London.* — 1977. — V. 57. — P. 637–660.
209. *Kulm L.D., Suess E., Moore J.C. et al.* Oregon subduction zone: Venting, fauna and carbonates // *Science.* — 1986. — V. 231. — P. 561–566.
210. *Kushiro I.* Partial melting of mantle wedge and evolution of island arc crust // *J. Geophys. Res.* — 1990. — V. 95. — P. 15929–15939.
211. *Leake B.E.* Nomenclature of amphiboles // *Can. Mineral.* — 1978. — V. 16, part 4. — P. 501–520.
212. *Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // *Amer. Mineral.* — 1983. — V. 68, №5 / 6. — P. 477–493.
213. *Mamaev V.O., Aubrey D.G., Ereemev B.N.* Black Sea bibliography 1974 – 1994. — New York: UN Publications, 1995. — 364 p.
214. *Manetti P., Boccaletti M., Peccerillo A.* The Black Sea: Remnant of a marginal basin behind the Srednogorie – Pontides island arc system during the Upper Cretaceous-Eocene times // *Bollettino di geofisica, teorica ed applicata.* — 1988. — V. XXX, N. 117 / 118. — P. 39–51.
215. *Matsumoto R.* Vuggy carbonate crust formed by hydrocarbon seepage on the continental shelf of Baffin Island, Northeast Canada // *Geochem. J.* — 1990. — V. 24. — P. 143–158.
216. *Taylor B.E.* Magmatic volatiles: Isotopic variation of C,H and S // *Reviews in mineralogy.* — 1986. — V. 16. — P. 185–220.
217. *Panajawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Harris K.L.* An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1995. — V. 118, №4. — P. 420–432.
218. *Paull C.K., Hecker B., Commeau R. et al.* Biological communities at the Florida Escarpment resemble hydrothermal vent taxa // *Science.* — 1984. — V. 226. — P. 965–967.
219. *Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // *Contrib. Mineral. Petrol.* — 1980. — V. 73, №3. — P. 207–220.
220. *Ross M., Huebner J.S.* A pyroxene geothermometer based on composition – temperature relationships of naturally occurring orthopyroxene, pigeonite and augite // *Intern. Conf. Geotherm. Geobarom.: Abstr. S.C. Pen.State Univ., Pennsylvania.* — 1975. — P. 102–125.
221. *Sillitoe R.H.* Gold metallogeny of Chile: An introduction // *Econ. Geol.* — 1991. — V. 86. — P. 1187–1206.
222. *Shnyukov E.F., Krasnozhina Z.V.* Gold-silver bearing sulfide mineralization in mesozoic arc volcanites of Mountainous Crimea // *Proceed. Congress Carpatho-Balkan. Assoc., Geol. Soc. Greece, sp. publ. №4.* — 1995. — P. 838–839.
223. *Yanev Y., Bardintzeff J.-M.* Petrology, volcanology and metallogeny of Palaeogene collision-related volcanism of the Eastern Rhodopes (Bulgaria) // *Terra Nova.* — 1997. — V. 9, №1. — P. 1–8.

Національна Академія наук України
Національний науково-природничий музей
Відділення морської геології та осадочного рудоутворення

Шнюков Євген Федорович
Щербаков Ігор Борисович
Шнюкова Катерина Євгенівна

Палеоострівна дуга півночі Чорного моря

(російською мовою)

*Друкується за рішенням вченої ради Відділення морської
геології та осадочного рудоутворення НАН України*

Редактор *Овчарова З. Г.*
Художній редактор *Сергеев Г. О.*
Технічний редактор *Притикіна М. А.*
Комп'ютерна верстка *Ревва В. Г.*

Підписано до друку 15.09.97. Формат 70x108/16. Папір офсетний. Гарн. Таймс.
Офс. друк. Ум. друк. арк. 25,2. Ум. фарбо-відб. 25,64. Обл.-вид. арк. 27,6.
Тираж 1000 пр.

Верстка редакційно-видавничого центру СП "ІСА"
252034, Київ-34, вул. Володимирська, 42.



Агентство "Чорнобильнтерінформ" 252025, м. Київ, вул. В.Житомирська, 28
тел.:(044) 212-59-93, 225-50-14

Шеф-редактор М. І. ЛЯБАХ

