

ЗАПИСКИ
АРМЯНСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
ВСЕСОЮЗНОГО
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО
ОБЩЕСТВА

ВЫПУСК

2

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ

ՀԱՄԱՄԻՈՒԹԵՆԱԿԱՆ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՅԿԱԿԱՆ
ԲԱԺԱՆՄՈՒՆՔ

ՀԱՄԱՄԻՈՒԹԵՆԱԿԱՆ
ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅԱՆ
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱԺԱՆՄՈՒՆՔԻ
ԶԵԿՈՒՑԱԳՐԵՐ

ՊՐԱԿ 2

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии наук Армянской ССР*

В работе приведены результаты изучения минералогии, петрографии и геохимии магматических и осадочных формаций Армянской ССР. Сборник может служить пособием для специалистов по минералого-геохимическим исследованиям магматических и осадочных пород.

Редакционная коллегия:

Главный редактор — академик АН АрмССР С. С. МКРТЧЯН.

*Члены: кандидаты геол.-мин. наук К. А. КАРАМЯН, Э. Г. МАЛХАСЯН,
А. И. МЕСРОПЯН, Г. О. ПИДЖЯН, К. Г. ШИРИНЯН*

А. С. ФАРАМАЗЯН, Э. Х. ХУРШУДЯН

ЭНАРГИТ И ЛЮЦОНИТ ИЗ КАДЖАРАНСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Диагностика минералов группы энаргита* (энаргит, люционит, фаматинит, стибиолуционит) в полированных шлифах при существующих в настоящее время методах исследования представляет большие трудности, ибо они обычно не образуют крупных скоплений и по ряду свойств очень похожи. По-видимому, этим можно объяснить недостаточную изученность минералов этой группы.

Так, Дэна [4], ссылаясь на Мозеса и Фрибольда, пишет, что энаргит и фаматинит являются крайними членами мышьяково-сурьмяного изоморфного ряда, а люционит идентичен энаргиту.

П. Рамдор [12] указывает, что существует два структурно-минералогических ряда изоморфных соединений мышьяка и сурьмы: ромбический и тетрагональный. К первому относится ряд энаргит-фаматинита, а ко второму — люционит-стибиолуционита.

Р. Гейнс [9] на основе детального изучения большого фактического материала по многим месторождениям, а также исследований экспериментально полученных соединений заключает, что существование стибиолуционита весьма сомнительно, а фаматинит является крайним сурьмосодержащим членом изоморфного ряда люционит-фаматинита.

Согласно литературным данным [9, 13], энаргит и люционит являются соответственно ромбической и тетрагональной модификациями соединения Sb_3AsS_4 . Поэтому правильное определение указанных минералов имеет важное генетическое значение, хотя в настоящее время совершенно неизвестны условия их первичного образования, и их парамоρφных преобразований в течение диагенезиса.

Детальное изучение указанных минералов вызвано необходимостью уточнения некоторых диагностических признаков, их парагенезисов и последовательности образования в общем процессе рудообразования. Изучению энаргита посвящено мало работ, а люционит описан лишь на основании не вполне достоверных микроскопических определений мельчайших выделений в рудах некоторых месторождений Союза [8].

* Группа в понимании И. С. Вольтинского (см. И. С. Вольтинский, Определение рудных минералов под микроскопом, 1947).

Кроме того, в последнее время интерес минералогов сильно возрос к минералам германия (реньерит, оранжеборнит, германит), которые по своим физическим свойствам в полированных шлифах очень похожи на минералы группы энаргита и часто ассоциируют с ними [3].

Материал, необходимый для исследования, отобран с помощью бинокулярного микроскопа из руды, раздробленной до фракции 0,1 и 0,05 мм. С целью отбора чистых проб материал предварительно обрабатывался в кипящей концентрированной соляной кислоте.

* * *

Каджаранское медно-молибденовое месторождение расположено в южной части Армянской ССР. Месторождение генетически связывается с умеренно кислыми гранитоидами третичного возраста. Морфологически оруденение представлено в основном прожилково-вкрапленным типом руд, принадлежащим к медно-молибденовому семейству.

Рудная минерализация представлена густой сетью маломощных (до 1—2 см) кварцево-сульфидных прожилок, обычно приуроченных к зонам гидротермально измененных — окварцованных, серицитизированных, вмещающих пород.

Главные рудные минералы представлены молибденитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, галенитом; второстепенные — энаргитом, люционитом, блеклыми рудами, различными сульфовисмутитами Pb, Cu и др.

В сводках по минералогии месторождения энаргит и люционит обычно относятся к малораспространенным минералам. Однако детальные микроскопические исследования показали, что указанные минералы на месторождении являются одними из распространенных, хотя заметных концентраций и не образуют.

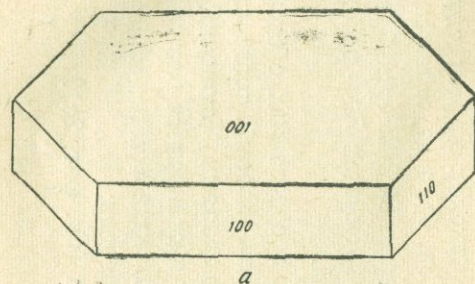
Энаргит. Устанавливается в образованиях кварц-халькопирит-молибденитовой, кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой и кварц-сфалерит-галенитовой стадий минерализации. Однако во всех случаях ассоциируется исключительно с халькопиритом.

По своему удельному весу в общей массе рудных минералов имеет весьма подчиненное значение и является основным минералом мышьяка.

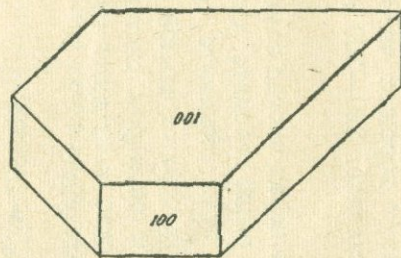
Количество энаргита в прожилках разного состава колеблется в пределах 0,05—0,2%. Более всего он распространен в прожилках кварц-халькопиритового состава. Встречается в виде хорошо ограненных короткопризматических кристаллов таблитчатого габитуса (фиг. 1), которые иногда срastaются в радиально-лучистые агрегаты (фиг. 3б).

Размеры кристаллов обычно очень мелкие. Средние размеры, по наблюдениям многочисленных кристаллов, по оси «а» составляют от 0,05 до 0,01 мм, по оси «b» — от 0,02 до 0,5 мм и по оси «с» — от 0,02 до 0,01 мм.

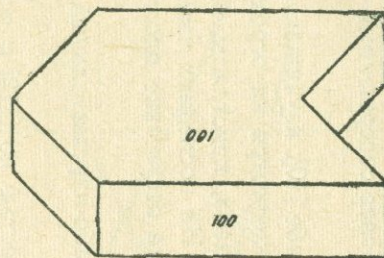
Следует отметить, что в отношении вида симметрии в литературе приводятся противоречивые данные.



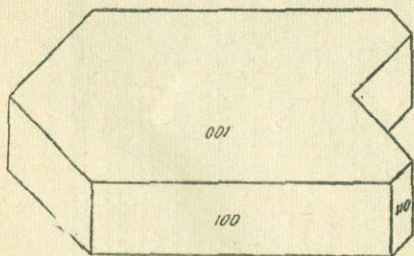
a



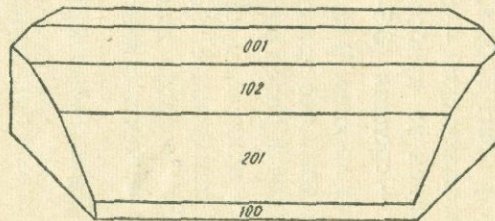
b



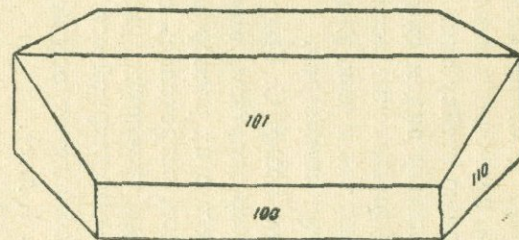
c



d



e



f

Фиг. 1. Зарисовка кристаллов энаргита

Т. Н. Шадлун [8], на основе изучения 49 форм, считает, что энаргит обладает ромбо-дипирамидальным видом симметрии.

Л. Паулинг и С. Вейнбаум [11], на основе рентгено-структурных исследований, приходят к выводу, что энаргит имеет псевдогексагональную структурную ячейку типа вюрцита и, следовательно, обладает ромбо-пирамидаальным видом симметрии. Одновременно авторы отмечают, что все морфологические исследования, проведенные как другими исследователями, так и ими, указывают на более совершенный — дипирамидальный вид симметрии.

Несколько позже С. Коцу и С. Ватанабе [10], изучившие морфологию кристаллов энаргита, отмечают, что, несмотря на огромное количество бывшего в их распоряжении материала, кристаллы, ограниченные с обоих концов, встречались очень редко. На последних ими были получены фигуры травления, указывающие на отсутствие плоскости симметрии перпендикулярной оси [001].

Наши наблюдения подтверждают ромбо-пирамидаальный вид симметрии (фиг. 1, д, е).

Энаргит обладает совершенной спайностью по [110] и ясной спайностью по [010] (фиг. 1, б, в, г). Цвет железно-черный, непрозрачный, блеск полуметаллический — сильный, черта и порошок черные. Твердость, измеренная на приборе ПМТ-3, составляет 220—300 кг/мм², по шкале Мооса — средняя (3,5—3,7).

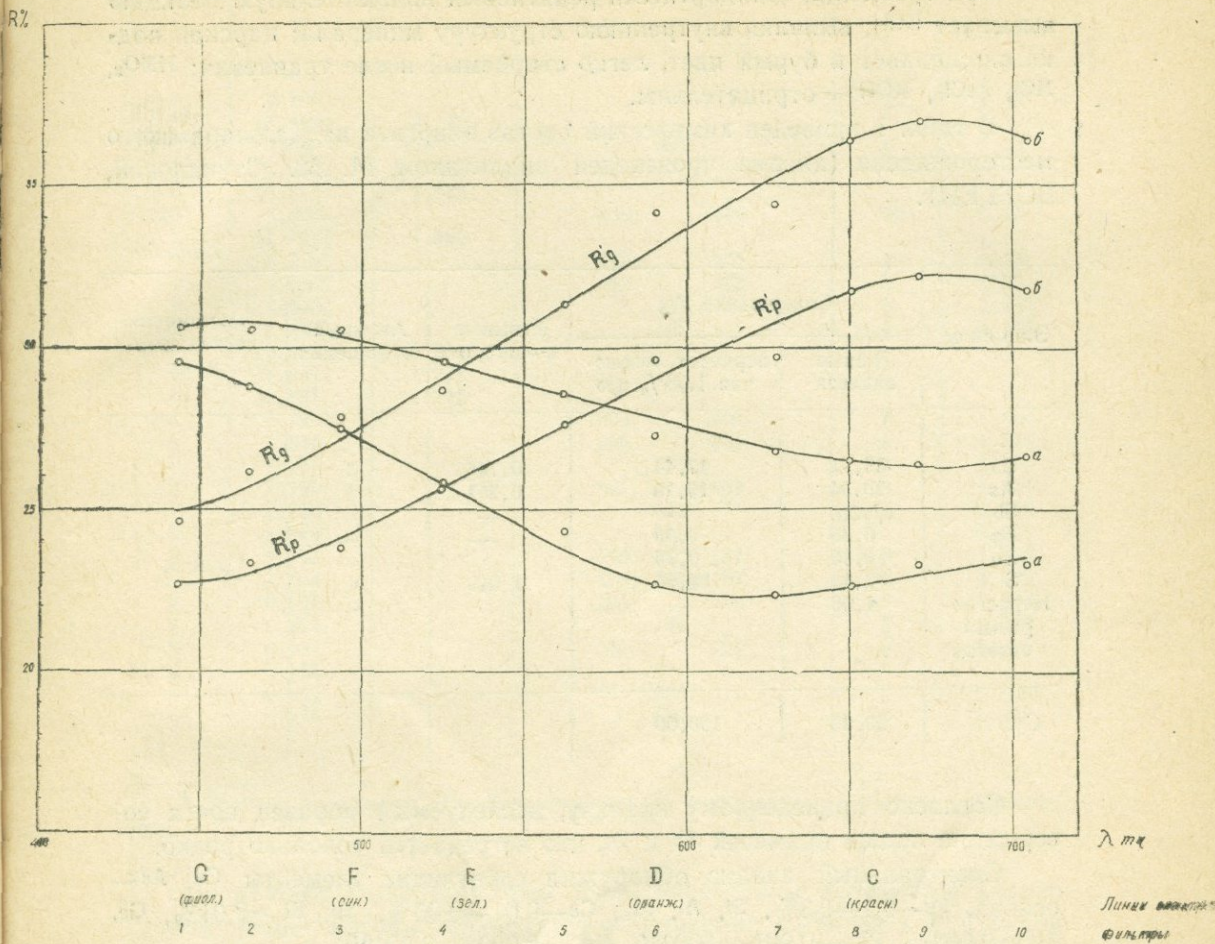
Полируется хорошо. В полированных шлифах иногда заметна спайность по [110], даже без травления. Рельеф выше галенита, халькопирита, борнита и почти равен рельефу блеклой руды, люционита, сфалерита.

На фиг. 2а приведены кривые дисперсии отражательной способности энаргита, измеренные фотометрическим окуляром системы И. С. Вольнского [2]. Согласно замерам, оптические константы минерала в полированных шлифах в желтом свете следующие:

$$R_g \approx 29\%, R_p \approx 26\%, \Delta R_{\text{отн.}} \approx 15 - 16\%.$$

Анализ кривых показывает, что у энаргита в отраженном свете в воздухе визуально должен наблюдаться эффект двуотражения и анизотропии. Действительно, в скрещенных николях эффект анизотропии наблюдается во всех случаях (см. фиг. 3а, б), а двуотражение заметно в сростках зернистых агрегатов. В масляной иммерсии двуотражение заметное и сопровождается цветным эффектом: R_g — розовый с сиреневым оттенком $>$ R_p — нежно сиреневый.

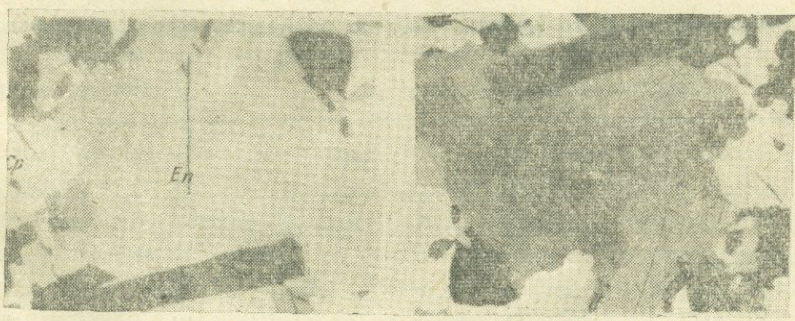
Цвет минерала, в отраженном свете, в сростаниях с бесцветными и желтыми минералами воспринимается как розовый, тогда как в сростаниях с розовыми и коричневыми минералами (люционит, борнит, реньерит) приобретает сиреневый оттенок и становится ближе к фиолетовому цвету. О присутствии сиреневого оттенка в цвете минерала свидетельствует также характер кривых дисперсии; $R_{\text{max}} \approx 31\%$ устанавливается в коротковолновой части спектра (см. фиг. 2а).



Фиг. 2. Кривые дисперсии отражательной способности энаргита (а) и люшонита (б).

В шлифах редко наблюдаются двойники прорастания, при этом один или два удлиненных кристалла прорастают радиально-лучистые агрегаты.

Внутренние рефлексы отсутствуют даже у порошка в масле. По данным И. С. Вольнского, порошок просвечивает в масле.



Фиг. 3. Агрегат радиально-лучистых кристаллов энаргита (En), в сростаниях с халькопиритом (Sp) и кварцем (черное). Полированный шлиф. Увел. 200. а — без анализатора, б — с анализатором.

При травлении стандартными реактивами положительную реакцию вызывает KCN, выявляя внутреннюю структуру минерала; царская водка окрашивает в бурый цвет, легко стираемый после травления; HNO_3 , HCl , FeCl_3 , KOH — отрицательны.

В табл. 1 приведен химический состав энаргита из Каджаранского месторождения (анализ произведен аналитиком М. М. Стукаловой, ВСЕГЕИ).

Таблица 1

Элементы	Содержание, %		Атомные количества	Атомные отношения	Стехиометрическая формула
	данные анализа	пересчет, исключая 1,08% н/о			
Cu	46,91	47,44	0,746	3	Cu_3AsS_4
As	18,94	19,15	0,251	1	
Sb	н/обн.	—	—	—	
Fe	0,38	0,39	—	—	
Zn	0,35	0,35	—	—	
S	32,30	32,66	1,019	4	
Нерастворимый остаток	1,08	—	—	—	
Сумма	99,96	100,00			

Согласно приведенному анализу, исследуемый образец почти совершенно лишен примесей Sb и Fe, что встречается довольно редко.

Спектральный анализ обнаружил следующие элементы Cu, As — основа, Fe—0,1—0,3%, Si, Al, Mg, Ca—0,01—0,03%, Sb, Bi ≈0,01%, Ge, Ag ≥ 0,003%, Pb — 0,001—0,003%, Mo — 0,0003—0,001%.

Образец исследовался рентгенометрически методом Дебая-Шеррера в камерах типа РКД с диаметром 57,3 мм на медном излучении без фильтра при напряжении на трубке 35 kv и силе тока 18 mA.

Сопоставление межплоскостных расстояний исследуемого образца (табл. 2) с энаргитом из Тинтик (Юта) показало их идентичность.

Таблица 2

Данные рентгенометрического изучения энаргита из Каджаранского месторождения

Каджаранское месторождение				Тинтик (Юта)*	
l	$d\alpha/n$	$d\beta/n$	hkl	I	$d\alpha/n$
1	2	3	4	5	6
2	4,74				—
3	(3,57)	3,22			—
2	(3,421)	3,088			—
9	3,21		200; 120	10	3,21
8	3,084		002	10	3,08

1	2	3	4	5	6
8	2,850		201	10	2,85
1	(2,450)	2, 22			—
4	2,22		202	8	2,22
5	(2,049)	1,849			—
3	(1,912)	1,726			—
10	1,850		040; 320	10	1,86
1	(1,766)	1,585			—
6	1,730		203; 123	10	1,73
7	1,590		042; 322	8	1,59
3	1,555		401	6	1,555
1	1,423		402	4	1,425
1	(1,396)	1,260			—
1	(1,341)	1,211			—
1	(1,321)	1,192			—
4	1,267)		403; 501	6	1,266
4	1,212		105; 061	4	1,215
3	1,189		442	6	1,195
2	1,150		205; 602	6	1,150
1	1,130		531	4	1,130
4	1,063		600	4	1,072
5	1,041		170; 071; 164	6	1,046
4	1,011		434; 362; 107	2	1,014
2	0,975		206; 405	2	0,973
4	0,925		460	2	0,928
3	0,897		046; 326	2	0,899
3	0,886				—
3	0,882		406	2	0,8605
6	0,816		620	2	0,818

* Энаргит по данным «Рентгенометрического определителя минералов» Михеева, 1958.

По данным порошковой программы были рассчитаны параметры элементарной ячейки, которые приводятся в сравнении с данными Л. Паулинга и С. Вейнбаума [11] (см. табл. 3).

Таблица 3

Параметры (Å)			Авторы
a	b	c	
6,46±0,02	7,43±0,02	6,18±0,02	Паулинг и Вейнбаум [11] По авторам
6,418±0,004	7,418±0,006	6,165±0,005	

На месторождении энаргит обычно распространен в виде тонких кварц-энаргитовых или мономинеральных энаргитовых прожилок, пересекающих выделения халькопирита, пирита, сфалерита и ранних генераций кварца. В строении таких прожилок энаргит развивается в виде удлиненных идиоморфных кристаллов, растущих от стенок к середине, которая часто выполняется водяно-прозрачным кварцем.

Иногда энаргит корродирует катаклазированные участки халькопирита с образованием типичных микробрекчиевых текстур (или структур

замещения). Очень характерны также реакционные каемки кристаллов энаргита, нарощих на выделения халькопирита.

Довольно интересны и своеобразны взаимоотношения энаргита с галенитом. Здесь оба минерала образуют субграфические структуры прорастания, при этом энаргит в полях галенита выделяется в виде типичных червеподобных образований.

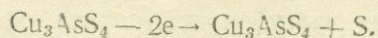


Фиг. 4. Энаргит (серое) цементирует и частично замещает обломки халькопирита (белое). Черное — кварц. Ув. 120. Без анализатора.

Часто по краям зернистых агрегатов или отдельных кристаллов энаргит метасоматически замещается теннантитом. Как правило, процесс замещения идет не до конца. Здесь постоянно вокруг границ реликтов энаргита наблюдается тонкая (порядка 0,001 мм и менее) эмульсионная вкрапленность халькопирита и других минералов, определение которых не представляется возможным. Мощность указанной полосы обычно не превосходит тысячных долей миллиметра.

Примеры замещения энаргита теннантитом в литературе описаны А. Г. Бетехтиным [1], Шнейдерхеном [14], Е. К. Лазаренко [5] и др.

Сущность этого процесса замещения, как полагают указанные авторы, заключается в восстановлении пятивалентного мышьяка (As^{5+}) в трехвалентный (As^{3+}). Близость их химического состава, по-видимому, является способствующим фактором протекания процесса



Очевидно к этому же времени относится зарождение эмульсионной вкрапленности на границе энаргита с теннантитом, появление которой обусловлено, по всей вероятности, избытком Cu, Fe и др. компонентов, не уместающихся в структуре теннантита.

Интересны также взаимоотношения энаргита с люцитом, реликты которого иногда обнаруживаются в отдельных зернах энаргита.

Довольно своеобразно происходит гипергенное изменение энаргита. В полированных шлифах из руд, затронутых гипергенными процессами, в выделениях энаргита наблюдаются более светлые розовато-желтые полосы, повторяющие направление совершенной спайности. Полосы эти очень похожи на полисинтетические двойники люцита, однако в отличие от них всегда гаснут одновременно с самим зерном энаргита.

По Рамдору [12], образование таких полос обусловлено частичным выщелачиванием некоторых основных компонентов при полной сохранности кристаллической решетки.

Люцит. Встречается реже энаргита в аналогичных с энаргитом минеральных и парагенетических ассоциациях.

На месторождении, как розовая разновидность энаргита, впервые отмечена И. С. Волинским. Работами последующих исследователей существенной ясности в достоверность его определения не было внесено, за исключением исследований И. Г. Магакьяна, который указывает, что люцит, будучи моноклинным*, в отличие от ромбического энаргита в скрещенных николях гаснет под углом $20-25^\circ$ относительно удлинения двойниковых пластин.

Люцит обычно встречается в рудах прожилково-вкрапленной и микродрозовой текстур. В последних люцит развивается в микроскопических друзовых пустотах в тесном сростании с водяно-прозрачным кварцем, на который часто нарастают ромбоэдрические кристаллы желтоватого прозрачного кальцита. Наблюдения в шлифах указывают, что последний является более поздним продуктом рудоносных растворов, ибо здесь же тонкие прожилки кальцита пересекают поля и прожилки кварц-люцитового состава.

Макроскопически (под бинокулярным микроскопом) люцит характеризуется изометрическим габитусом микроскопических кристаллических агрегатов с многочисленными гранями полисинтетически сдвойникованных индивидов. Размеры граней полисинтетических двойников так малы, что оставляют впечатление грубой штриховки. Микроскопические размеры, а также сложные формы не позволили произвести каких-либо измерений или зарисовок кристаллов, хотя нередко удается заметить формы, похожие на скаленоэдр.

Цвет минерала темный, медно-красный (подобный свежему излому борнита). Непрозрачный. Блеск металлический — тусклый, черта и порошок — черные. Твердость, измеренная на приборе ПМТ-3, — $250-340$ кг/мм², по шкале Мооса — средняя (3,0—3,5). Полируется хорошо. В отличие от энаргита спайности не наблюдается даже после травления. Рельеф в полированных шлифах такой же, как у энаргита. Отражательная способность несколько выше, чем у энаргита. Согласно измерениям

* До появления работ Савада [13] и Гейнса [9] долгое время считалось, что люцит кристаллизуется в моноклинной сингонии. Исследованиями морфологии кристаллов, а последним и структуры, доказана принадлежность люцита и фаматинита к скаленоэдрическому виду симметрии тетрагональной сингонии.

отражательной способности оптические константы в желтых лучах выражаются следующими величинами:

$$R_g \approx 32\%, R_p \approx 28\%, \Delta R_{\text{отн.}}^{\text{отн.}} \approx 13-14\% \text{ (фиг. 26).}$$

Минерал обладает более сильным эффектом двуотражения, чем энаргит. Последний, очевидно, обусловлен полисинтетически двойниковым строением люцитита, являющимся одним из характерных диагностических признаков. Двуотражение как в воздухе, так и в масле сопровождается цветным эффектом: в воздухе — R_g — светло-оранжевый, $>R_p$ — розовый, в масле — R_g — розово-желтый $>R_p$ — нежно-розовый.

Цвет в отраженном свете из-за сильного цветового эффекта двуотражения и полисинтетически двойникового строения неоднороден и пестрит в указанных выше цветовых оттенках, приближаясь больше всего к розовому.

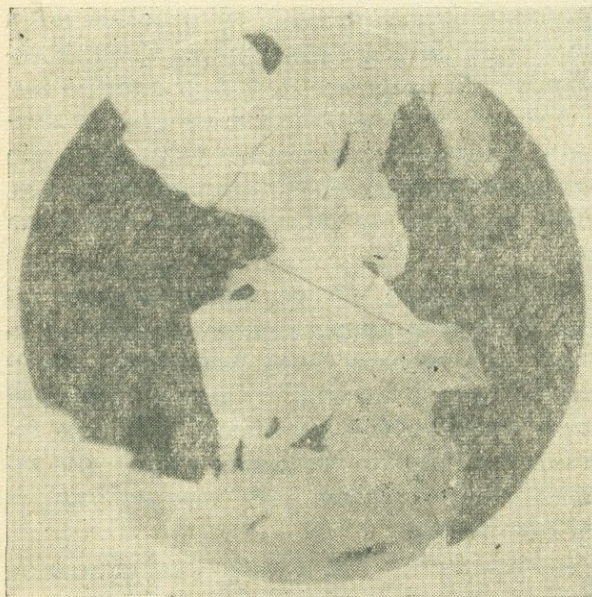
Последнее подтверждается также характером кривых дисперсии отражательной способности: максимумы устанавливаются в длинноволновой части спектра (см. фиг. 26).

Внутренние рефлексы отсутствуют полностью. Погасание в несдвоенных удлинённых разрезах, что встречается очень редко, пря-

мое. Погасание по отношению к двойниковому шву обычно косое (под углом $20-25^\circ$)*.

По результатам травления стандартными реактивами люцитит и энаргит очень похожи и с достаточной достоверностью не могут быть различимы.

Структура аллотриоморфнозернистых кристаллических агрегатов хорошо проявляется в скрещенных николях. При этом преимущественное большинство зерен характеризуется полисинтетически двойниковым строением (см. фиг. 5), наподобие сдвоенных разностей халькопирита или сфалерита.



Фиг. 5. Полисинтетически двойниковое строение люцитита (серое с белым). Черное — кварц. Полированный шлиф. Ув. 915. Снято в иммерсии, без анализатора.

* Косое погасание по отношению к двойниковому шву не может служить основанием для отнесения минерала к двусосным, ибо, как известно, во всех сингониях углы погасания относительно двойниковых швов косые и прямое угасание относительно шва может встречаться только как исключение (см. В. Н. Лодочников, Основы кристаллооптики, Госгеолгиздат, 1947, §§ 111—115).

Формы отдельных зерен обычно изометрические и по своим размерам достигают 0,05—0,10 мм в поперечнике, тогда как отдельные индивиды двойников не превышают 0,01—0,03 мм.

С целью идентификации описываемого минерала с эталоном люционита нами были проведены спектральные и рентгенометрические исследования.

Химический состав, определенный полуколичественным спектральным анализом минерала (очевидно с незначительной механической примесью пирита), показал следующие результаты: Cu, As > 10% (основа), Si, Fe \geq 1—3%, Al, Ca, Zn—0,01—0,03%, Mg, Ti, Mo, Pb, Ag, Bi, Ge \geq 0,003%.

При рентгенометрическом исследовании методом порошка минерал был отобран с незначительной механической примесью пирита, данные по которому после расшифровки порошкограммы были исключены.

Величины межплоскостных расстояний описываемого минерала оказались идентичными с таковыми искусственного люционита (см. табл. 4).

Индексированием дебаеграммы в расчете на тетрагональную ячейку были получены параметры элементарной ячейки: $a = 5,29 \text{ \AA}$ и $c = 10,415 \text{ \AA}$.

Таким образом, принадлежность описываемого минерала к люциониту подтверждается данными микроскопического, спектрального и рентгено-структурного анализов.

Люционит, в отличие от ромбического энаргита, является тетрагональной модификацией соединения Cu_3AsS_4 .

Энарцит и люционит на месторождении встречаются как в разных прожилках и жилах, так и совместно и даже в сростаниях между собой. Судя по наблюдениям структурных и возрастных взаимоотношений люционита с энарцитом, последний является продуктом параморфного преобразования люционита. В сростаниях с люционитом энарцит развивается вдоль границ зерен и двойниковых швов, ибо заметно как преобразованию подвергаются отдельные индивиды двойников, так что создается впечатление о неравномерном замещении люционита. При параморфном преобразовании, как правило, трещины спайности энаргита располагаются вдоль удлинения двойниковых пластин люционита, т. е. образование энаргита происходит лишь некоторым вполне закономерным перемещением структурных единиц люционита.

Обратных взаимоотношений нами не наблюдалось.

Интересно отметить, что просмотр полированных шлифов из некоторых медных и медно-молибденовых месторождений Армянской ССР (Кафан, Агарак, Аравус, Анкаван) показал наличие мелких выделений люционита в тесной ассоциации с энарцитом. При этом размеры, количественные и структурные взаимоотношения с энарцитом в указанных месторождениях сходны с таковыми Каджаранского месторождения. В связи с этим указания в литературе о принадлежности люционита к редким минералам вряд ли можно считать правильными. Описанный

Таблица 4

Данные порошкограммы люцонита из Каджаранского месторождения

Условия съемки: К α , β -Cu, 18 мА, 35 кв; эксп. 2 часа, камера РКД (2 R = 57,3 мм). Поправки вводились по особому снимку смеси в NaCl

Исследуемая проба						Искусственный люцонит*	
Смесь: люцонит + пирит		Люцонит (Каджаран)					
I	d λ /n	I	d λ /n	d λ /n	hkl	I	d λ /n
			—			1	5,240 Å
			—			3	4,724
1	3,217						
2	3,105						
10	3,046	10	3,046		112	10	3,046
			—			4	2,914
3	2,704						
2	2,652	2	2,652		200	4	2,645
			—			3	2,615
3	2,434						
2	2,203						
5	(2,063)	2	(2,063)	1,962			
			—			1	1,959
3	1,911						
0	1,871	10	1,871		220	9	1,870
2	(1,764)	2	(1,764)	1,592			
5	1,629						
7	1,593	7	1,593		312	7	1,592
4	1,576	4	1,576		116	6	1,581
1	1,520	1	1,520		224	2	1,572
1	1,500						
2	1,445	2	1,445		321	2	1,452
2	1,321	2	1,321		400	5	1,323
2	1,304	2	1,304		008	4	1,308
1	1,239						
			—			4	1,213
6	1,207	6	1,207		316	6	1,207
1	(1,196)	1	(1,196)	1,079			
2	1,181	2	1,181		420	2	1,183
2	(1,100)	2	(1,150)	1,038			
1	1,104						
5	1,078	5	1,078		424	6	1,078
2	1,069	2	1,069		228	5	1,072
4	1,040						
			—			4	1,017
4	1,013	4	1,013		336	4	1,014
2	1,004	2	1,004		1 · 1 · 10	3	1,008
2	(0,987)	2	(0,987)	0,890			
3	0,955						
			—			2	0,9350
1	0,932	1	0,932		408	4	0,9305
			—			4	0,8936
5	0,892	5	0,892		516	4	0,8915
2	0,884	2	0,884		3 · 1 · 10	4	0,8875
2	0,879						
1	0,857						
5	0,835	5	0,835		620	4	0,8367
5	0,825	5	0,825		622	4	0,8263
2	0,815						
2	0,804	2	0,804		536	4	0,8047
			—			3	0,8016

* Дебаеграмма искусственного люцонита взята из работы Р. Гейнса (Am. Min., vol. 42, № 11—12, 1957).

выше материал исследований позволяет предполагать, что, вероятно в силу близости свойств люцонита с энаргитом в полированных шлифах, он пропускается или неверно диагностируется как энаргит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Благодаря применению совершенных методов минералогических исследований (химический, спектральный и рентгеновский) в рудах Каджаранского месторождения достоверно устанавливаются обе полиморфные модификации соединения Cu_3AsS_4 : ромбический энаргит и тетрагональный люцонит.

2. Согласно наблюдаемым морфологическим формам кристаллов энаргита, подтверждается ромбо-пирамидальный вид симметрии последнего.

3. Судя по наблюдаемым структурно-текстурным взаимоотношениям описываемых минералов, образование люцонита предшествует энаргиту. По-видимому, более широкое развитие энаргита в рудах месторождения обусловлено тем, что часть энаргита есть результат параморфного преобразования люцонита.

4. Энаргит и люцонит в рудах месторождения представлены чисто мышьяковистыми разновидностями. Последнее устанавливается химическими и спектральными анализами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд. АН СССР, 1955.
2. Волюнский И. С. К методике измерения оптических постоянных рудных минералов. Тр. ИМГРЭ, АН СССР, вып. 3, 1959.
3. Геология месторождений редких элементов, вып. 5. Минералы германия и их месторождения. Москва, 1959.
4. Дэна Дж. Д., Дэна Э. С. Система минералогии, т. I, п/т I. Изд. иностр. лит., 1953.
5. Лазаренко Е. К. Сульфиды меди в колчеданных залежах Среднего Урала. Вопросы геологии, Изд. Львовского университета, вып. 9, 1958.
6. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Армянской ССР, 1958.
7. Фарамазян А. С. К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. «Изв. АН Армянской ССР», сер. геол. и геогр. наук, № 6, 1958.
8. Шадлун Г. Н. Энаргит. Люцонит. Сб.: «Минералы СССР», т. II, 1940, стр. 529—537.
9. Gaines R. V. Luzonit, famatinit and some related minerals. Am. Min., vol. 42 No 11—12, 1957.
10. Kōzu S. and Watanabe S. Morphological Studies of Enargite. Proc. of the Imp. Acad., vol XI, No 10, 1935.
11. Pauling L. and Weinbaum S. The Crystal Structure of Enargite, Cu_3AsS_4 , Zeitschrift f. Kristall., 88, No 48, 1934.
12. Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin, 1955.
13. Sawada H. Crystallographic Study on Luzonite. Thesis, Tokyo university, 1943.
14. Schneiderhöhn H. Erzmikroskopischen Praktikum. Stuttgart, 1952.

Э. А. ХАЧАТУРЯН, В. О. ПАРОНИКЯН

ГИПОГЕННЫЙ КОВЕЛЛИН В РУДАХ ТАНДЗУТСКОГО СЕРНОКОЛЧЕДААННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Тандзутское месторождение серного колчедана расположено в Кироваканском районе Армянской ССР, в 12 км к юго-востоку от г. Кировакан, в верховьях р. Тандзут.

Район месторождения сложен в основном вулканогенными образованиями среднеэоценового возраста, прорванными гранитоидными интрузиями. Эффузивные породы в пределах месторождения слагают антиклинальную складку близширотного направления, в ядре которой залегают рудовмещающие кварцевые порфиры и альбитофиры, а на крыльях — различные порфириты, их туфы и туфобрекчии. Рудовмещающие породы на участке месторождения интенсивно рассланцованы и гидротермально изменены — окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы, пиритизированы, местами превращены во вторичные кварциты.

Морфологически рудные тела представлены линзами широтного простирания с падением на юг под углом 45—50°. Они приурочены к зоне широтных нарушений, прослеживающихся вдоль контакта гидротермально переработанных кварцевых порфиров и альбитофинов (лежащий бок) с покровными порфиритами и туфами (висячий бок рудных тел). На Тандзутском месторождении оконтурены три линзы. Основная линза прослежена по простиранию на 420 м, по падению на 80 м, при мощности до 30 м. Остальные две линзы по своим размерам уступают первой.

Основным минералом, слагающим руды Тандзутского месторождения, является мелкозернистый пирит, иногда с ясно выраженной коллоидной структурой. Кроме пирита, в рудах в небольшом количестве присутствуют энаргит, люционит, сфалерит, халькопирит, ковеллин, станин, виттихенит, галенит, теннантит, самородная медь, рутил. Нерудные минералы представлены кварцем, каолинитом, серицитом, реже гипсом.

Оруденение на месторождении развивается многостадийно; отмечается ряд парагенетических ассоциаций минералов, отвечающих отдельным стадиям минерализации.

Руды Тандзутского месторождения характеризуются массивной,

колломорфной, иногда тонкополосчатой текстурой. Последняя встречается на участках развития рассланцованных вмещающих пород и, несомненно, образовалась в результате замещения их вдоль сланцеватости.

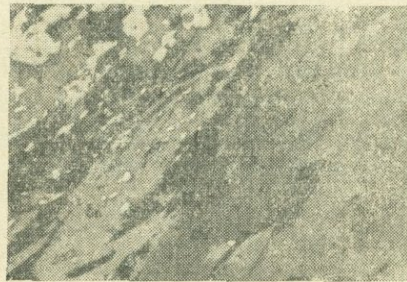
В процессе изучения руд Тандзутского месторождения наше внимание привлекло присутствие ковеллина в отдельных образцах и полированных шлифах. Ковеллин встречается на различных горизонтах месторождения — на центральном участке в обнаженной части основной линзы и в образцах керна буровых скважин, примерно на вертикальном отрезке 100—150 м. Интересно отметить, что с глубиной наблюдается некоторое увеличение содержания ковеллина в рудах — в образцах, взятых из обнажений, количество его составляет около 1%, а в образцах керна — 2—3%.

Ковеллин развивается обычно в полях пирита в тесной ассоциации с энаргитом. Взаимоотношения ковеллина и энаргита с пиритом показывают, что эти два минерала образовались позднее пирита и заполняют промежутки между зернами последнего. Направление удлинения зерен ковеллина и энаргита обычно совпадает, и они в основном развиваются вдоль плоскостей сланцеватости в серноколчеданной руде.

Ковеллин образует отдельные идиоморфные пластинки и чешуйки или агрегаты таких выделений, локально встречающихся в полях пирита. Величина отдельных индивидов составляет в среднем 0,1, иногда до 0,3 мм в длину. Агрегаты ковеллина, состоящие из пластинчатых выделений, имеют макроскопические размеры в пределах 0,5—1,0 см.

Под микроскопом цвет ковеллина колеблется от темно-синего до синевато-белого. Двуотражение сильное, с ярко выраженным цветным эффектом. Параллельно (0001) минерал принимает сиреневый оттенок, а по направлению \perp (0001) — меняется до светло-голубых тонов со слегка розоватым оттенком. Минерал сильно анизотропен, в скрещенных николях в воздухе цвет ковеллина изменяется от синего до красного или ярко-оранжевого (при диагональном положении пластинок). В масле этот эффект значительно усиливается.

В полях пирита ковеллин встречается либо в тесных сростаниях с энаргитом, либо же самостоятельно. В обоих случаях границы пластинчатых и чешуйчатых выделений ковеллина с зернами пирита и энаргита резкие (фиг. 1). Местами наблюдаются признаки замещения пирита энаргитом и пирита и энаргита ковеллином, что, несомненно, говорит о более позднем выделении ковеллина из рудоносных растворов в связи с повышением в них концентрации меди. Несмотря на это, ковеллин наряду с другими сульфидами в некоторой степени подвергся механической деформации. В



Фиг. 1. Тесные взаимоотношения пластинчатого ковеллина (Сv) с энаргитом (Еп) и пиритом (Рy). Полированный шлиф, ув. 70.

полированных шлифах иногда наблюдается структура смятия — изогнутые пластинки и чешуйки ковеллина (фиг. 2).

Как отмечает П. Рамдор [4], признаки деформации зерен ковеллина являются редким явлением, что объясняется его поздним выделением из гидротермальных растворов.

Необходимо отметить, что в рассмотренных многочисленных полированных шли-



Фиг. 2. Изогнутые пластинки и чешуйки ковеллина (Cv). Полированный шлиф, ув. 70.

фах признаки, указывающие на вторичное образование ковеллина (каемки или прожилки его вокруг других сульфидов или в их полях), вовсе отсутствуют. Это в равной мере касается отсутствия вообще вторичных минералов в изученных полированных шлифах.

Межплоскостные расстояния и относительные интенсивности исследуемого образца и ковеллина

Исследуемый образец		Ковеллин*	
I	d _h /n	I	d _h /n
5	3,05	8	3,04
9	2,82	10	2,81
10	2,73	8	2,72
2	2,32	6	2,30
2	2,10	2	2,09
2	2,04	4	2,04
10	1,893	10	1,890
6	1,738	8	1,730
7	1,558	8	1,555
2	1,468	4	1,465
2	1,387	4	1,382
5 ш	1,351	6	1,348
3 ш	1,278	6	1,272
3	1,209	6	1,210
1	1,171	—	—
7	1,089	8	1,093
2	1,063	—	—
2	1,017	6	1,014
2 ш	0,994	4	0,990
3 ш	0,952	6	0,950
2 ш	0,898	2	0,893
2	0,852	—	—
1	0,831	—	—

Исследуемый минерал был подвергнут рентгенометрическому анализу методом порошка. Условия съемки: антикатод Cu с Ni фильтром, экспозиция T—3 часа, камера PKD (2R=57,3). Режим трубки—30кв, 18mA. Анализ выполнен в лаборатории ИГН АН Армянской ССР Э. Х. Хуршудян.

Сравнение тандзутского ковеллина с данными ковеллина из месторождения Бьютт (Монтана, США) позволяет считать, что они по показателям межплоскостных расстояний весьма близки.

Таким образом, эвгедральные пластинчатые и чешуйчатые выделения тандзутского ковеллина, их четкие кристаллические формы, тесная ассоциация минерала с энаргитом в полях пирита, отсутствие весьма характерных для начала процесса замещения тонкозернистых ко-

рочек или прожилок ковеллина в полях пирита, а также других проме-

* В. И. Михеев, Рентгонометрический определитель минералов, Госгеолиздат, 1957.

жуточных вторичных минералов — все эти данные в целом позволяют ковеллин Тандзутского месторождения считать гипогенным, гидротермальным минералом, образовавшимся в одну из последних стадий минерализации.

Наличие гидротермального ковеллина в колчеданных рудах и его ассоциация с другими сульфидами является вполне закономерным явлением. А. Г. Бетехтин [1], рассматривая парагенетические соотношения минералов в системах Cu—Fe—S и Fe—Cu—As—S , доказывает возможность совместного образования пирита, ковеллина и энаргита и допускает наличие в рудах бинарного парагенезиса ковеллин + пирит. В нашем случае гипогенный ковеллин встречается в парагенезисе с энаргитом, однако не исключена возможность обнаружения его в парагенетической ассоциации с пиритом более поздней стадии минерализации. Это предположение подкрепляется еще тем, что на Тандзутском месторождении пирит развивается в нескольких стадиях (например, в полиметаллической), и в одну из последних стадий вполне возможен его парагенезис с ковеллином.

Гидротермальный ковеллин, по литературным данным [4], отмечен и описан в рудах месторождений Бьютт (Монтана, США), Тсумб (ЮЗ Африка) и др., а также колчеданного месторождения Бор (Югославия). При этом интересно отметить, что, согласно описанию [3], месторождение Бор по своему характеру оруденения и минералогическому составу руд (мелкозернистая смесь пирита и энаргита с примесью ковеллина, халькозина, борнита, халькопирита, люцитита, рутила, самородного золота и др.) напоминает Тандзутское месторождение в Армянской ССР.

Гипогенный ковеллин С. С. Ванюшиным [2] описан в кафанских колчеданных рудах в тесном сростании с халькозином и пиритом, а Г. О. Пиджяном — на Джиндаринском медно-молибденовом месторождении в ассоциации с халькозином и борнитом.

В заключение следует отметить, что гидротермальный ковеллин для колчеданных руд является типичным минералом и его образование обусловлено определенными физико-химическими условиями — повышением концентрации меди в растворах при падении температуры. В связи с этим дальнейшее более углубленное изучение минералогического состава руд колчеданных месторождений Армении и Малого Кавказа в целом представляет определенный интерес в отношении обнаружения в них гипогенного ковеллина и выяснения некоторых особенностей процессов рудообразования.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд. АН СССР, 1955.
2. Ванюшин С. С. Геологические условия формирования штокверков в Кафанском рудном поле. «Изв. АН Арм. ССР», серия геол. и геогр. наук, т. X, № 4, 1957.
3. Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Госгеолтехиздат, 1955.
4. Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin, 1955.

Р. Н. ЗАРЬЯН

К МИНЕРАЛОГИИ РУД АТКИЗСКОГО УЧАСТКА КАДЖАРАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Аткизский участок полиметаллических руд расположен на северо-восточном фланге Каджаранского медно-молибденового месторождения.

При изучении Аткизского участка нами были получены некоторые новые данные по минералогии полиметаллических руд, которые излагаются в настоящей статье.

В геологическом строении участка принимают участие вулканогенные образования нижнего эоцена и прорывающие их интрузивные породы — монцониты, сиенито-диориты и диориты. Все эти породы прорваны дайками гранодиорит-порфиров, имеющими северо-восточное простирание с падением на северо-запад. Интенсивные гидротермальные изменения монцонитов наблюдаются вдоль даек порфиров. Описываемый участок детально исследован В. Г. Грушевым и И. Н. Чирковым. Здесь обнаружено до двадцати кварцеворудных жил, имеющих северо-восточное простирание с крутым падением ($50-80^\circ$) как на юго-восток, так и на северо-запад. Рудоносные кварцевые жилы по простиранию прослеживаются от нескольких десятков метров до 250—300 м, а их мощность варьирует в пределах 0,1—1,5 м и более.

Оруденение в основном приурочено к монцонитам и представлено жилами и прожилками. Жилы обычно имеют полосчатое и симметрично-полосчатое строение и представлены кварц-пиритовой, кварц-сфалерит-галенитовой минерализацией (фиг. 1). Последняя в полосчатых жилах, как правило, примыкает к лежащему боку. В кварц-пирит-полиметаллических жилах наблюдается следующая последовательность выделения рудных минералов: пирит — сфалерит — галенит.

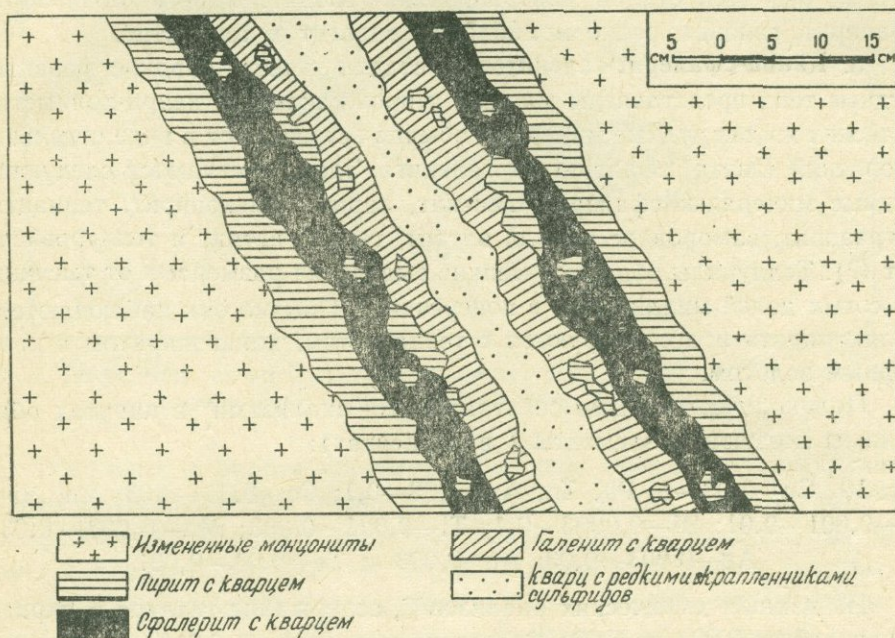
Полосчатое и симметрично-полосчатое строение жил обусловлено последовательным отложением продуктов различных стадий минерализации, локализованных в пределах одной тектонической структуры.

В составе гипогенных руд были известны следующие минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, молибденит, энаргит, теннантит и тетраэдрит.

В результате детальных микроскопических исследований [1, 3, 4]

в рудах Аткизского участка нами впервые были обнаружены алтаит, гессит, петцит, висмутин, самородное золото и теллуrowисмутит (?).

В полиметаллических рудах Центрального участка Каджаранского месторождения А. С. Фарамазян [2] описывает теллуриды: алтаит, гессит, самородный теллур, в тесной ассоциации с галенитом, халькопиритом, сфалеритом и редко пиритом.



Фиг. 1. Симметрично-полосчатое строение жил (шт. 2).

Многие исследователи, изучавшие вопрос стадийного развития рудообразования в Каджаранском рудном поле, отмечали многостадийный характер минерализации.

На основании изучения различных парагенетических ассоциаций и их взаимоотношений на Аткизском участке устанавливаются следующие стадии минерализации:

1. Кварц-халькопиритовая
2. Кварц-пиритовая
3. Кварц-сфалерит-галенитовая
4. Карбонатная (анкеритовая)
5. Халцедоновая

По стадиям минерализации приводится последовательность выделения минералов (табл. 1).

1. **Кварц-халькопиритовая** стадия имеет небольшое распространение. Оруденение представлено прожилками и отдельными скоплениями халькопирита в крупных кварцевых жилах. Руды данной стадии сложены в основном халькопиритом, частично пиритом; подчиненное значение имеют сфалерит, галенит, молибденит, висмутин, энаргит и теннан-

тит. Все рудные минералы ассоциируются с халькопиритом. Структура последнего гилидиоморфнозернистая.

2. **Кварц-пиритовая** стадия пользуется весьма широким развитием. Эта стадия представлена жилами и прожилками. В мощных кварц-пиритовых жилах пирит встречается линзовидными скоплениями. Структура пирита гилидиоморфнозернистая и порфириовидная. В состав первичных руд этой стадии минерализации входят: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, редко молибденит, энаргит и теннантит.

3. **Кварц-сфалерит-галенитовая** стадия имеет широкое развитие. Рудные тела представлены жилами и прожилками. В кварц-полиметаллических жилах рудные минералы обычно встречаются в виде отдельных скоплений (гнезд) сфалерита и галенита. Здесь отмечаются следующие рудные минералы: сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, теннантит, тетраэдрит, самородное золото, алтаит, гессит, петцит и теллуrowисмутит (?). Теллуриды образуют мелкие выделения размерами от тысячных до сотых долей миллиметра в поперечнике. Обычно они наблюдаются в полях пирита и ассоциируются с теннантитом, халькопиритом и самородным золотом.

Полуколичественными спектральными анализами* в пиритах обнаружены следующие элементы (в процентах):

Fe \geq 10; Cu—0,03—3; Pb, Zn, As—0,03—0,1; Co—0,01—0,03; Mn, Ni—0,001—0,01; Bi—0,0003—0,1; Ti—0,001—0,003; Mo—0,003—0,03; Ag—0,003—0,03; Au~0,003 и Te—0,01—0,03.

По данным химических анализов**, содержание теллура в пиритах варьирует от 0,004 до 0,031%, составляя в среднем 0,01%.

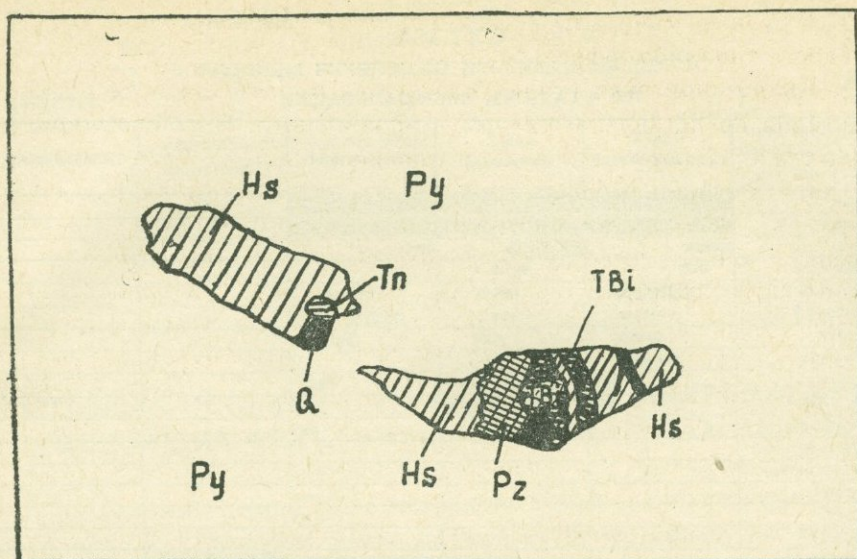
Ниже остановимся на описании теллуридов.

Алтаит в полях пирита образует мелкие включения каплевидной или ангедраальной формы, величиной от тысячных долей миллиметра до 0,06 мм. Алтаит ассоциирует с халькопиритом и теннантитом. В отраженном свете цвет его белый с нежно зеленоватым оттенком. Полируется хорошо. Отражательная способность выше, чем у пирита. Оптически изотропен. Рельеф и твердость ниже галенита.

Гессит встречается в полях пирита в виде неправильных выделений размерами от 0,003 до 0,05 мм (фиг. 2). Находится в тесной ассоциации с петцитом, теннантитом, самородным золотом и теллуrowисмутитом (?). Отражательная способность заметно выше, чем у теннантита и значительно ниже, чем у пирита. При скрещенных николях отчетливо анизотропен с цветным эффектом. В отраженном свете минерал белый с розовато-коричневым оттенком. Двухотражение заметно лишь в иммерсии. Рельеф и твердость заметно ниже, чем у теннантита.

* Полуколичественные спектральные анализы проводились в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР под руководством Г. М. Мкртчяна (аналитик Р. О. Мавукян).

** Химические анализы проводились в химической лаборатории ИГН АН АрмССР под руководством В. М. Тараян (аналитики Т. Т. Авакян, Н. С. Налбандян, Г. Н. Шапошникова).



Фиг. 2. Гессит (Hs), петцит (Pz), теллуrowисмутит (TBi), теннантит (Tn) и кварц (Q) в полях пирита (Py). Полированный шлиф, ув. 504.

Петцит в пирите образует небольшие включения ангедральной формы, размер которых варьирует от 0,001 до 0,01 мм. Описываемый минерал ассоциируется с гесситом, халькопиритом, самородным золотом и теллуrowисмутитом (?). Отражательная способность заметно ниже, чем у халькопирита. Цвет серовато-белый со слабо-красноватым оттенком. Изотропный. Твердость и рельеф ниже халькопирита.

Теллуrowисмутит (?) в полях пирита образует удлиненные пластинки размером от 0,002 до 0,02 мм. Ассоциирует с гесситом, петцитом и теннантитом. В отраженном свете цвет белый с кремовым оттенком. Отражательная способность выше пирита, но ниже алтаита. Двуотражение слабое. Твердость и рельеф такие же, как у гессита.

Очень мелкие включения теллуридов не позволили произвести микрорхимические реакции.

Изучение возрастных взаимоотношений теллуrowой минерализации с главными минералами руд данной стадии (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит) показывает, что образование их (теллуридов) произошло в конце полиметаллической стадии минерализации.

Очевидно, к концу данной стадии минерализации гидротермальные растворы содержали повышенные концентрации теллура, серебра, золота и висмута (?).


4. **Карбонатная (анкеритовая)** стадия на изучаемом участке имеет очень большое распространение. Данная стадия минерализации представлена жилами и прожилками. Жильными минералами являются кварц и карбонат.

5. **Халцедоновая** стадия пользуется небольшим развитием и образует прожилки. Для данной стадии минерализации характерно полосчатое строение.

СХЕМА
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ
ПО СТАДИЯМ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛЫ	КВАРЦ-ХАЛЬКОПИРИТОВАЯ	КВАРЦ-ПИРИТОВАЯ	КВАРЦ-СФАЛЕРИТ ГАЛЕНИТОВАЯ	КАРБОНАТНАЯ (АПКЕРИТОВАЯ)	ХАЛЦЕДОНОВАЯ
Кварц					
Серцит					
Пирит					
Малибевнит					
Халькопирит					
Сфалерит					
Галенит					
Висмутин					
Эндрегит					
Теннитит					
Тетраэдрит					
Золото самородное		---		---	
Теллуранс. мушкет(?)				---	
Автосит				---	
Петцит				---	
Гессит				---	
Карбонат					
Халцедон					

 Главные минералы

 Распространенные минералы

 Редкие минералы

На Аткизском участке намечается следующая последовательность выноса металлов рудоносными растворами: $Cu-Zn-Pb$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волянский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом, т. 3. Госгеол-издат, М., 1949.
2. Фармазян А. С. К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. «Изв. АН АрмССР», сер. геол., № 6, 1958.
3. Uytenbogaardt W. Tables for microscopic identification of ore minerals. New Jersey, 1951.
4. Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1955.

К. Г. ШИРИНЯН, А. А. АДАМЯН, К. И. КАРАПЕТЯН, С. Г. КАРАПЕТЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАССЕЯНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТАХ АРМЕНИИ

При решении целого ряда петрологических и геохимических вопросов, наряду с обычными петрографическими методами исследования, важное, а иногда и решающее значение приобретает характер распределения и поведения рассеянных элементов в различных типах горных пород. Следовательно, закономерно то обстоятельство, что за последние годы изучение микроэлементов в горных породах становится неотъемлемой частью геологических исследований.

Изучение микроэлементов в изверженных горных породах вообще и в новейших вулканических продуктах Армянской ССР в частности обусловлено необходимостью разрешения ряда актуальных проблем.

Известно, что химические элементы в мантии земли обнаруживаются как в виде концентрации на небольших площадях, приобретающих часто промышленное значение, так и в виде повсеместного рассеяния.

В различных провинциях земной коры, а в последних в пределах различных магматических формаций в зависимости от типа пород, возраста и других обстоятельств микроэлементы как по количеству, так и по определенным ассоциациям имеют различный характер распространения. Выявление закономерностей распределения микроэлементов в земной коре остается одной из наиболее актуальных задач, разрешение которой возможно лишь при всесторонних исследованиях.

В условиях Армении, где более чем $\frac{2}{3}$ всей площади, включая и ряд благоприятных в отношении рудопроявления структур и зон, покрыты молодыми излияниями лав, особое значение имеет установление общего фона рассеяния микроэлементов и выявление локальных участков их скоплений.

За последние годы делаются попытки путем исследований микроэлементов установить первичный очаг или бассейн различных по времени образования лав для возрастных корреляций, сходных по составу вулканических продуктов.

Основой возрастных корреляций лав может служить то обстоятельство, что породы, образованные начальными и последующими порциями магмы, отличаются по составу и содержанию микроэлементов.

В частности, такая закономерность была установлена на основании изучения микроэлементов двух камчатских вулканов [2].

Необходимость изучения содержания микроэлементов в различных вулканических породах диктуется также необходимостью извлечения из них различных элементов.

В вулканических продуктах в рассеянном виде находятся все известные нам элементы; по существу это огромная кладовая, где низкое содержание компенсируется неисчерпаемыми запасами вмещающих пород.

Как указывает Н. И. Сафронов [10], суммарные запасы даже наиболее важных известных месторождений металлов (Cu, Zn, Pb, Co, Au и др.) составляют лишь ничтожные доли процента (0,001—0,10) запасов этих же металлов в рассеянном виде. Каждый кубический километр горных пород содержит в рассеянном виде десятки и сотни тысяч тонн различных ценных металлов.

Из изложенного следует также то большое значение изучения микроэлементов в вулканических образованиях, которое вытекает из задачи установления потенциальной рудоносности магмы.

Настоящая работа представляет собой первую попытку предварительного обобщения многочисленных исследований молодых эффузивов Армении и естественно, что она не может дать исчерпывающего ответа на все вышеизложенные вопросы. Но вместе с тем, на основании хотя бы первых предварительных исследований, возможно выяснить общую картину рассеяния и установить задачи дальнейших исследований.

Нами было исследовано более 250 образцов различных по составу вулканических пород по методике полуколичественного спектрального анализа, проведенной в лаборатории спектрального анализа ИГН АН АрмССР аналитиками Г. Мкртчяном, М. Мартиросяном и Р. Манукян.

Чувствительность примененного метода спектрального анализа составляет для Ag около 0,0001%, для Mo, Cu, Be около 0,0003%, около 0,001% для V, Ni, Ge, Bi, Pb, Cr, Au, Pt, Sn, Cd, Te, Zr, Ga, Li, около 0,003% для Co, Nb, It, Ba, Sr, около 0,01% для La, Zn, Te, Sb, Hf, W, As, около 0,03% для Ta, около 0,1% для P.

Многие из этих элементов, содержание которых в магматических породах гораздо ниже, чем чувствительность примененного спектрального метода, в исследованных образцах не обнаружены.

Результаты исследований обобщены нами в табл. 1—5, где они расположены в порядке возрастания кислотности по следующим главным типам вулканических образований Армении: долериты и базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты и лавы липаритового состава. Средние химические составы указанных пород приведены в табл. 6.

В каждой из указанных таблиц породы размещены по возрастному принципу от древних к молодым.

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
1	5-6	4-5	≅6	5-6	—	~5	~5	—?	—	—	4-5	~4	—	≧7	~7	~4	X	≧3	N ₂ ¹	Ст, Pl, Py, Ol
2	~6	4-5	~6	6-7	—	~5	~4	—	—	—	3-4	~3?	—	≧7	6-7	~5	X	≧3	N ₂ ¹⁻²	Py, Pl, Ol, P. м.
3	5-6	≧4	5-6	5-6	—	~5	~5	<4	—	—	~4	4-5?	4-5?	≧7	~7	~4	X	≧3	N ₂ ¹⁻²	Py, Pb, Ol P. м.
4	~6	4-5	≅6	5-6	—	5-6	4-5	—	—	—	≧3	~4	4-5?	≧7	~7	~4	X	≧2	N ₂ ¹⁻²	Py, Pl, Ol, P. м.
5	6-7	~4	≅6	6-7	X	~6	≧4	—	—	—	3-4	3-4	—	≧7	~7	~6	8-9?	~2	N ₂ ¹⁻²	Py, Pl, Ol, P. м.
6	~6	4	5-6	6-7	—	~5	4-5	~3	—	—	~4	~4	—	6-7	~7	4-5	~7?	~2	N ₂ ¹⁻²	Py, Pl, Ol, P. м.
7	6-7	~5	5-6	≧6	—	~6	~5	—	—	—	4-5	4-5	5-6	≧7	7-8	~3	?	≧3	N ₂ ¹⁻²	Py, Pl, Ol, P. м.
8	5-6	≧5	5-6	≧6	—	5-6	~5	3	—	≧5	≧4	3-4	—	≧6	≅6	~4	~7	~2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
9	~4	~4	5-6	≅5	—	≧6	~4	—	—	~?	3-4	~4	—	~7	6-7	~6	X	~2	N ₂ ³	Pl, Py=Ol, P. м.
10	4-5	~4	~6	~6	—	6-7	~4	—	—	—	3-4	~4	—	6-7	6-7	5-6	—	~2	N ₂ ³	Pl, Py=Ol, P. м.
11	5-6	4-5	~6	~6	—	~6	4-5	—	—	—	≧4	3-4	—	6-7	6-7	5-6	—	~2	N ₂ ³	Pl, Py=Ol, P. м.
12	5-6	5	5-6	~6	—	5-6	~5	~3	—	≧5	~4	≧4	—	~7	≅6	3-4	≧7	~2	N ₂ ³	Pl, Py=Ol, P. м.
13	5-6	4-5	~6	≧6	—	6-7	4-5	~3	—	~5?	4-5	3-4	—	6-7	6-7	5-6	7-8?	~2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
14	4-5	4-5	5-6	~6	—	≧6	4-5	—	—	~?	≧4	≧4	—	6-7	≧6	5-6	—	~2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
15	4-5	≧4	5-6	~6	—	5-6	≧4	—	—	~5?	3-4	~4	—	≧7	~6	≧5	—	~2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
16	4-5	4-5	5-6	5-6	—	≧6	4-5	—	—	~5?	≧4	~4	—	6-7	≧6	~5	—	~2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
17	~5	5-6	5-6	~6	—	~6	~4	—	—	~5?	4-5	~4	—	6-7	~6	5-6	—	~2	N ₂ ³	Pl, Py, ≧Ol, P. м.
18	5-6	4-5	5-6	5	3-4	6-7	5-6	~3	1-2	5-6	4-5	≧4	—	~7	~6	~4	X	~2	N ₂ ³	Pl, Py ≧Ol, P. м.
19	5-6	4-5	5-6	5-6	X	5-6	5-6	3	1?	5-6	4-5	3-4	—	7-8	≧6	≧4	—	~2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol-P. м.*
20	5-6	4-5	5-6	5-6	X	5-6	5-6	7-8	1-2	≧6	4-5	3-4	—	≧7	~6	4-5	~?	~2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
21	~5	3-4	~5	~6	—	≅6	4-5	3-4	—	—	4-5	~3	—	6-7	6-7	5-6	X	~2	N ₂ ³	Pl, Ol, Py, P. м.
22	~6	3-4	5-6	~6	—	~6	≧4	~4	—	~6	≧4	~4	—	≧7	6-7	5-6	X	~2	N ₂ ³	Pl, Ol Py, P. м.
23	4-5	4-5	5-6	~6	—	~6	~5	—	—	—	~4	4-5	—	~6	≅6	~3	X	~2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
24	5-6	4-5	~6	≧6	—	≧6	~5	~3	—	—	4-5	≧4	—	≧7	~6	~6	X	~2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
25	5-6	4-5	5-6	5-6	—	5-6	~5	—	—	≧5	≧4	4-5	≧6	6-7	≅6	≅4	≧7	~2	Q ₁ -Q ₂	Pl, Py, Ol, P. м.

Среднее содерж.	0,016	0,005	0,02	0,028	—	0,025	0,006				0,0042	0,0015		0,08	0,05	0,006		0,00035		
-----------------	-------	-------	------	-------	---	-------	-------	--	--	--	--------	--------	--	------	------	-------	--	---------	--	--

Приереванский р-н: 1 — с. Арамус; 2 — с. Джрвеж; 3 — с. Арамус; 4 — ущ. Шорджри-джур; 5 — с. Джрвеж; 6 — с. Джрвеж; 7 — с. Дзорахпюр. Массив г. Арагац; 8 — ущ. р. Ахурян, с. Авдрахман; 9 — с. Карби, Лорийское плато; 10 — с. Акори; 11 — с. Акори; 12 — гор. Степанаван; 13 — с. Акори; 14 — гор. Алаверды; 15 — гор. Алаверды; 16 — с. Узунлар; 17 — гор. Алаверды; 18 — Юж. склон Базумского хр., с. Амасия, Приереванский р-н; 19 — курорт Арзни; 20 — с. Птгни; 21 — курорт Арзни, у нового санатория; 22 — курорт Арзни, у нового санатория; 23 — с. Мгуб; 24 — с. Джрвеж; 25 — массив г. Арагац, ущ. р. Ахурян, с. Харьков.

* Принятые в таблицах условные символы: Ат — роговая обманка, Ар — апатит, Вi — биотит, Оl — оливин, Pl — плагиоклаз, Py — пироксен, Р. м. — рудный минерал, Q — кварц, Ст — вулканическое стекло. Символы расположены в порядке убывания содержания. Жирными цифрами указаны наиболее вероятные содержания.

Содержание микроэлементов в андезито-базальтах Армении

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
Мокрые горы и Гукасянский район																					
1	≥4	4-5	5-6	~5	—	5-6	4-5	≥3	1-2?	≥5	<3?	≥4	3-4	—	6-7	~7	<4	7-8	≥2	N ₂ ³	Pl, Cr, Py, P.M.
2	4-5	4-5	≤6	5-6	—	5-6	4-5	—	—	5	—	≥4	3-4	—	6-7	6-7	≤4	—	~2	N ₂ ³	Pl, Cr, Py, P.M.
3	4-5	5	5-6	5-6	—	5-6	4-5	~2	—	5	—	≥4	3-4	—	6-7	≥6	3-4	~7	<2	N ₂ ³	Pl, Cr, Py, P.M.
Среднее содерж.	0,0065	0,0065	0,02	0,02	—	0,02	0,0065	—	—	0,01	—	0,0065	0,002	—	0,075	0,065	0,002	—	0,0003		
Арагацкая область																					
4	≥4	4-5	5-6	~4	~4	≥5	5-6	~3	1-2	5-6	—	4-5	≥4	—	≥7	6-7	4-5	7?	≤2	N ₂	Pl, Cr, Py, P.M., Ol
5	5-6	4-5	5-6	4-5	~3	5-6	5-6	≤6	1-2	~6	—	4-5	≥4	—	≥7	≥6	4-5	7-8	≤2	N ₂	Pl, Cr, Py, Ol, P.M.
6	≥4	≥4	~5	5-6	—	5-6	5-6	—	—	~5?	—	3	3-4	~2	≥6	≤6	≤5	—	<2	N ₂	Вулканич. песок
7	≥5	4-5	5-6	≥5	—	≥5	5-6	3-4	—	—	—	≥4	3-4	—	~7	≥6	≥4	~7	≤2	N ₂	Pl, Py, Ol, Cr, P.M.
8	5-6	4-5	5-6	≥5	4-5	5-6	5-6	~3	1-2	5-6	—	4-5	4-5	—	≥7	≥6	4-5	—	≤2	N ₂	Cr, Pl, Py
9	~4	4-5	5-5	3-4	—	5-6	~5	3-4	—	5	—	≥4	4-5	—	6-7	6	≥4	≥7	2	N ₂	Pl, Cr, Py, P.M., Ol
10	4-5	≥4	5-6	≥5	—	5-6	4-5	≥5	—	5	—	~4	4-5	—	6-7	6	4-5	—	≤2	N ₂	Pl, Cr, Py, P.M., Ol
11	4-5	4-5	5-6	5-6	—	5-6	4-5	~3	—	5	—	3-4	≥4	—	≥6	6-7	4-5	—	2	N ₂	Pl, Cr, Py, P.M., Ol
12	4-5	4-5	5-6	5-6	—	5-6	~5	~3	—	—	—	~4	≥4	—	≥6	6-7	3-4	≥7	≥2	N ₂	Pl, Cr, Py, P.M., Ol
13	4-5	≥4	5-6	≥5	—	5-6	~5	~3	—	5	—	4-5	≥4	—	6-7	≥6	~4	≥7	≤2	Q ₁	Pl, Cr, Py, P.M., O
14	4-5	4-5	5-6	5-6	—	5-6	4-5	~3	—	5	—	3-4	≥4	—	≥6	6-7	4-5	≥7	≤2	Q ₁	—
15	~4	3-4	5-6	5-6	—	5-6	4-5	~3	—	~5?	—	3-4	4-5	—	≥6	~7	~5	7?	≥2	Q ₂ -Q ₃	Pl, Cr, Py, Ol, P.M.
Среднее содерж.	0,0065	0,006	0,02	0,03	—	0,02	0,0096	0,0011	—	0,0048	—	0,003	0,0045	—	0,08	0,065	0,005	—	0,00025		

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
Приереванский район																					
16	~5	3-4	~5	~6	—	≤6	4-5	3-4	—	—	—	4-5	~3	—	6-7	6-7	5-6	X	<2	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
17	~4	≥4	5-6	~5	—	5-6	4-5	—	—	—	—	≥4	~4	5-4	≥7	~8	~4	X	≥3	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
18	5-6	4-5	5-6	5-6	—	~5	4-5	<4	—	—	—	~4	~4	X	~7	7-8	≥3	X	3-4	N ₂ ³	Pl, Py, Ol, P. м.
19	≥5	4-5	6	≥5	—	≥5	~5	~3	—	~5?	—	~4	3-4	—	6-7	≥6	≥4	~7	≤2	N ₂ ³ -Q ₁	—
20	4-5	4-5	5-6	≥4	—	5-6	≥5	3-4	—	~5	—	~4	3-4	—	~7	~7	≥4	~8	≥2	Q ₂	—
Среднее содерж.	0,008	0,005	0,02	0,03		0,017	0,0085	0,0007				0,0048	0,0017		0,08	0,09	0,0085		0,00065		
Гегамское нагорье																					
21	4-5	4-5	5-6	5-6	—	5-6	4-5	—	—	—	—	≥3	3-4	—	6-7	~7	4-5	≥7	≥2	N ₂ ³ -Q ₁	Pl, Py, Ol, P. м., Ст.
22	5-6	≥5	5-6	≥6	—	5-6	5-6	3-4	—	~5?	—	3-4	3-4	—	6-7	6-7	≥4	~8	2	N ₂ ³ -Q ₁	Pl, Py, Ol, P. м., Ст.
23	5-6	~5	~6	5-6	—	5-6	~5	3	—	~5	—	≥4	3-4	—	6-7	≥6	~4	7-8	2	N ₂ ³ -Q ₁	Pl, Py, Ol, P. м., Ст.
24	4-5	4-5	5-6	4-5	—	5-6	5-6	3-4	—	~5	—	≥4	3-4	—	~7	~7	4-5	~8	≥2	Q ₂	Pl, Py, Ol, Ст, P. м.
25	≥4	4-5	5-6	≥5	—	5-6	4-5	3-4	—	~5	—	≥4	3-4	—	~7	6-7	≥4	8	2	Q ₂	Pl, Py, Ol, Ст, P. м.
26	4-5	4-5	5-6	≥5	X	5-6	5-6	≥5	1-2	≥6	—	4-5	3-4	—	≥7	≥6	4-5	7?	~2	Q ₂	Pl, Ст, Ol, Py, P. м.
27	5-6	4-5	5-6	5-6	<4	6-7	5-6	~3	1-2	5-6	—	4-5	3-4	—	~7	~6	4-5	X	~2	Q ₂	Ст, Pl, Ol, = Py
28	5-6	4-5	5-6	~5	~3	~5	5-6	~4	1-2	5-6	—	4-5	≥4	—	7-8	6-7	4-5	7-8	~2	Q ₂	Ст, Pl, Ol, Py
29	4-5	4-5	5-6	4-5	4-5	5-6	5-6	~2	1-2	5-6	—	4-5	≥4	—	≥7	6-7	4-5	7-8	~2	Q ₂	Ст, Pl, Ol, Py
30	4-5	4-5	5-6	≥5	≥4	~5	5-6	~7	1-2	6-7	—	4-5	≥4	—	6-7	6-7	4-5	~?	~2	Q ₂	Pl, Ст, Ol, Py
31	~5	4-5	5-6	≥5	X	5-6	~5	~3	1-2	5-6	—	4-5	~4	5-6	~7	~7	~4	~7	≥2	Q ₂	Pl, Py, Ol, Ст, P. м.
32	4-5	≥5	5-6	≥6	—	5-6	~5	3	—	5?	—	~4	3-4	~?	6-7	6-7	≥4	7-8	2	Q ₂	Pl, Py, Ol, Ст, P. м.
33	3-4	~4	5-6	—	—	~6	5-6	~3	—	5?	—	~4	~4	—	6-7	~7	4-5	~7?	2	Q ₃	Pl, Py, Ст, P. м.
34	4-5	4-5	5-6	~5	X	~6	~5	~3	1-2	5-6	—	4-5	~4	4-5	6-7	6-7	4-5	~7	2-3	Q ₃	Pl, Py, Ст, P. м.
35	~5	4-5	~6	~5	X	~6	~5	3-4	1-2	5-6	—	4-5	4-5	4?	~7	~6	~4	7-8	≥2	Q ₃	Pl, Py, Ст, P. м.
36	4-5	4-5	5-6	4-5	X	~6	~5	3-4	1-2	5-6	~?	4-5	4-5	4-5	~7	~7	4-5	~8	2-3	Q ₃	Pl, Py, Ст, P. м.
37	~5	4-5	~6	~5	X	5-6	~5	3-4	1-2	5-6	—	4-5	~4	4-5	6-7	6-7	~4	7?	2-3	Q ₃	Pl, Py, Ст, P. м.
38	~5	4-5	5-6	≥5	X	5-6	~5	3-4	1-2	5-6	~?	4-5	~4	4-5	6-7	6-7	≥4	7-8	≥2	Q ₃	Pl, Py, Ol, Ст, P. м.

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
39	~5	4-5	5-6	≥5	X	5-6	≥5	~3	1-2	5-6	—	4-5	4-5	4-5	6-7	≥6	~4	7-8	≥2	Q ₃	Pl, Py, Ct, P. м.
40	4-5	4-5	5-6	≥4	X	≥6	~5	3-4	1-2	5-6	—	4-5	4-5	~5	≥7	~7	~4	≤8	2-3	Q ₃	Pl, Py, Ct, P. м.
41	4-5	4-5	5-6	~5	X	5-6	≥5	≥3	1-2	5-6	—	4-5	~4	~5	~7	~7	4-5	7-8	≥2	Q ₃	Pl, Py, Ol, Ct, P. м.
42	4-5	4-5	5-6	≥4	X	5-6	≥5	~3	1-2	5-6	—	4-5	≥4	~5	~7	~7	~4	7-8	≥2	Q ₃	Pl, Py, Ct, P. м.
43	4-5	4-5	5-6	4-5	X	5-6	6-7	≥4	1-2	5-6	—	4-5	~4	4-5	~7	~7	~4	~8	≥2	Q ₃	Pl, Py, Ct, P. м.
44	4-5	4-5	5-6	≥5	X	5-6	≥5	4-5	1-2	5-6	—	4-5	~4	—	6-7	≥6	≥4	X	~2	Q ₃	Ct, Pl, Ol, Py
Среднее содерж.	0,007	0,006	0,02	0,03		0,022	0,017	0,0022	0,0002	0,085		0,0048	0,0028	—	0,07	0,065	0,0065	0,08	0,0035		

Варденинский хребт (северный склон)

45	~3	3-4	5-6	~4	—	~5	3-4	<4	—	—	—	~4	≥3	—	~7	~7	4-5	≤7?	~2	N ₃ -Q ₁	
46	4-5	4-5	5-6	~4	—	≥5	3-4	<4	—	—	—	~4	~3	—	~7	≥7	4-5	~8	~2	N ₃ -Q ₁	Pl, Ct, Am(баз), P. м., Py
47	5-6	4-5	5-6	5-6	—	≥5	3-4	<4	—	~5?	—	3-4	~3?	—	6-7	6-7	4-5	—	~2	Q ₁ -Q ₂	Pl, Ol, P. м., Py
48	≥4	4-5	5-6	~5	—	≥5	~5	—	—	5	—	~4	3-4	—	~7	6-7	4-5	~8	~2	Q ₁ -Q ₂	Pl, Ct, Py, P. м.
49	3-4	~4	5-6	~5	—	≥5	~4	≤4	—	—	—	~4	~3	—	~7	~7	4-5	7-8?	~2	Q ₁ -Q ₂	Pl, Ct, Py, P. м.
50	4-5	4-5	5-6	4-5	—	~5	3-4	<4	—	—	—	3-4	3-4	—	6-7	6-7	4-5	—	~2	Q ₁ -Q ₂	Pl, Py, Ct, P. м., Ol
51	3-4	~4	5-6	4-5	—	~5	3-4	<4	—	—	—	3-4	~3	—	6-7	6-7	~4	—	~2	Q ₁ -Q ₂	Pl, Py, Ct, P. м.
52	~3	~4	≥5	~5	—	4-5	3-4	≤4	—	—	—	3-4	~3	—	6-7	6-7	4-5	—	~2	Q ₁ -Q ₂	?
53	~5	~4	≥5	~5	—	4-5	3-4	≤4	—	—	—	3-4	~3?	—	6-7	6-7	4-5	—	~2	Q ₁ -Q ₂	Pl, Py, Ct, P. м.
54	3-4	≥4	5-6	5-6	—	5-6	5	3-4	—	5	—	3-4	3-4	—?	6-7	≥7	4-5	7-8	~2	Q ₁ -Q ₂	Pl, Py, Ct, P. м.
55	3-4	~4	5-6	~4	—	~5	3-4	~4	—	—	—	3-4	~3	—	6-7	6-7	~4	—	~2	Q ₁ -Q ₂	?
56	~6	~5	5-6	~6	—	5-6	4-5	~4	—	—?	—	4-5	~3	—	≥7	7-8	5-6	—	~2	Q ₂	Pl, Ol = P. м., Py, Ct
Среднее содерж.	0,002	0,002	0,02	0,01		0,01	0,0046	0,002	—	—	—	0,0022	0,0007	—	0,067	0,07	0,0065	—	0,00015		

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
Айондзор																					
57	4-5	4-5	5-6	5-6	—	5-6	4-5	4-5	—	—	—	4-5	4-5	—	8-9	7-8	5-6	×	2-3	Q ₁	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
58	4-5	4-5	5-6	5-6	—	5-6	4-5	3-4	—	He опр.	—	4-5	4-5	—	7-8	8-9	4-5	×	2-3	Q ₁	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
59	4-5	3-4	4-5	5-6	—	4-5	3-4	4-5	—	He опр.	—	4-5	4-5	?	7-8	8-9	5-6	×	2-3	Q ₁	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
60	3-4	4-5	3-4	4-5	—	5-6	4-5	5-6	—	—	—	4-5	3-4	—	8-9	8-9	5-6	8-9	2-3	Q ₁	Pl, Py, Cr, P. M.
61	3-4	3-4	5-6	2-3	—	5-6	4-5	4-5	—	—	—	4-5	4-5	—	7-8	7-8	4-5	7-8	2-3	Q ₁	Pl, Py, Cr, P. M.
62	3-4	2-3	4-5	3-4	—	4-5	4-5	3-4	—	4-5	—	4-5	3-4	?	7-8	8-9	5-6	7-8	1-2	Q ₁	Pl, Py, Cr, P. M.
63	3-4	3-4	5-6	5-6	—	5-6	4-5	4-5	—	—	—	4-5	4-5	—	7-8	7-8	4-5	—	2-3	Q ₁	Pl, Py, Ol, Cr, P. M.
64	3-4	3-4	5-6	—	—	5-6	3-4	3-4	—	He опр.	—	4-5	3-4	—	8-9	7-8	5-6	×	2-3	Q ₂	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
65	2-3	4-5	4-5	3-4	—	5-6	3-4	4-5	—	He опр.	—	4-5	2-3	—	8-9	7-8	4-5	×	2-3	Q ₂	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
66	3-4	3-4	5-6	—	—	5-6	4-5	4-5	—	He опр.	—	4-5	3-4	—	7-8	7-8	4-5	×	2-3	Q ₂	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
67	4-5	4-5	5-6	5-6	—	5-6	4-5	4-5	—	He опр.	—	4-5	4-5	—	8-9	7-8	4-5	8-9	2-3	Q ₂	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
68	2-3	3-4	5-6	4-5	—	5-6	4-5	3-4	—	—	—	4-5	4-5	—	8-9	8-9	4-5	×	3-4	Q ₂	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
69	2-3	2-3	4-5	3-4	—	4-5	5-6	4-5	—	5-6	—	4-5	3-4	—	8-9	7-8	4-5	8-9	2-3	Q ₂	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
70	4-5	4-5	5-6	5-6	—	4-5	5-6	4-5	—	3-4	—	4-5	4-5	?	8-9	8-9	4-5	7-8	2-1	Q ₂	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
71	3-4	4-5	5-6	5-6	—	4-5	4-5	3-4	—	5-6	—	4-5	4-5	—	7-8	7-8	4-5	7-8	2-3	Q ₂	Pl, Py, Cr, P. M.
72	3-4	4-5	5-6	5-6	—	5-6	4-5	4-5	—	—	—	4-5	4-5	—	8-9	8-9	5-6	7-8	2-3	Q ₂	Pl, Py, Cr, P. M.
73	4-5	4-5	4-5	5-6	—	4-5	3-4	3-4	—	4-5	—	4-5	3-4	—	8-9	7-8	5-6	7-8	2-3	Q ₂	Pl, Py, Am, Cr, P. M.
74	3-4	4-5	5-6	5-6	—?	5-6	3-4	4-5	—	—	—	4-5	4-5	—	8-9	7-8	5-6	×	2-3	Q ₂	Pl, Py, Cr, P. M.
75	3-4	4-5	4-5	5-6	—	4-5	3-4	3-4	—	He опр.	—	4-5	3-4	—	7-8	8-9	4-5	×	2-3	Q ₂	Pl, Py, Cr, P. M.
76	3-4	4-5	4-5	5-6	1-2	5-6	3-4	4-5	—	3-4	—	4-5	3-4	—	8-9	8-9	4-5	8-9	2-3	Q ₂	Pl, Py, Cr, P. M.

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Sn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
77	5-6	4-5	5-6	5-6	?	5-6	4-5	4-5	—	He опр.	—	4-5	4-5	—	7-8	7-8	5-6	7-8	2-3	Q ₂	Pl, Py, Ol, Ст, Р. м.
78	5-6	3-4	4-5	4-5	?	4-5	4-5	3-4	—	4-5	—	4-5	4-5	—	7-8	8-9	4-5	—	1-2	Q ₂	Pl, Py, Ol, Ст, Р. м.
79	6-7	4-5	5-6	5-6	—	5-6	3-4	4-5	—	—	—	4-5	3-4	—	6-7	6-7	4-5	×	2-3	Q ₃	Pl, Py, Ol, Ст, Р. м.
Среднее содерж.	0,064	0,004	0,02	0,02	—	0,009	0,004	0,004	—	—	—	0,0065	0,003	—	0,50	0,48	0,01	—	0,0006		
Карабахское нагорье																					
80	3-4	~4	<5	~5	—	5-6	≥5	≤3	—	5?	<3	≤4	3-4	4?	≤7	6-7	≤5	≥7	<2	N ₂ ³	Pl, Py, Ст, Р. м. Pl, Py, Р. м. Pl, Ol, Py, Ст, Р. м.
81	3-4	3-4	5-6	5-6	—	5-6	4-5	≥3	—	—	—	4-5	≥4	4	~7	≥7	4-5	≥8	≥2	Q ₁	
82	3-4	~3	5-6	5-6	—	5-6	5-6	—	—	—	≤3	~4	≥4	≥4	≥7	≤7	≤5	≥7	~2	Q ₁	
83	5-6	≥4	5-6	≥6	—	5-6	≥5	~3	—	~5?	—	≤4	≤4	4?	~7	≥6	≤5	≥7	<2	Q ₂	
Среднее содерж.	0,003	0,002	0,015	0,02	—	0,02	0,015	0,0001	—	—	—	0,0028	0,0028	0,003	0,08	0,08	0,0065	0,25	0,00025		

1 — Мокрые горы, р-н г. Абдул; 2 — Гукасянский р-н, с. Такиали; 3 — Ахалк. нагорье, с. Ганза; 4 — р-н г. Араилер; 5 — Егвардское плато, с. Доври; 6 — г. Арагац. Сев. верш.; 7 — р-н гор. Артик; 8 — Егвардское плато, с. Чаткран; 9 — уш. р. Касах, с. Сагмосаван; 10 — уш. р. Касах, с. Сагмосаван; 11 — р-н с. Агарак; 12 — вулк. Кабах; 13 — с. Бугдашен; 14 — вулк. Кабах; 15 — уш. р. Касах, с. Оганаван; 16 — р-н с. Шаумян; 17 — с. Гямрез; 18 — с. Мгуб; 19 — уш. р. Раздан, левобережье; 20 — уш. р. Раздан, левобережье, ст. лавы; 21 — Манычарское плато; 22 — Манычарское плато; 23 — Манычарское плато; 24 — вулк. Богу-сар; 25 — р-н г. Архашен; 26 — с. Фонтан; 27 — вулк. Инак-сар; 28 — с. Тезхараба; 29 — с. Астхаберд; 30 — с. Елиджа; 31 — вулк. Зейнари-аттеш; 32 — Норадузский вулк.; 33 — с. Гарни; 34 — вулк. Аждаак; 35 — вулк. Лчаин (Акна-лич); 36 — вулк. Севсар; 37 — вулк. Парос (Акна-лич); 38 — вулк. Караханчал; 39 — вулк. Акноцасар (Акна-лич); 40 — вулк. Зап. Агу-даг; 41 — вулк. Кызыл-Зиарат; 42 — вулк. Кырмизитапа; 43 — вулк. Кармир-сар; 44 — с. Солак; 45 — шл. конус 2747,7 (СЗ скл. хр.); 46 — шл. конус 2747,7 (СЗ скл. хр.); 47 — с. Қяркибаш; 48 — с. Н. Гезалдара, у кладбища; 49 — с. Акунк; 50 — с. Сары-Ягуб; 51 — сс. Ягублы и Гая-баш; 52 — с. Субботан; 54 — с. Кошабулах; 56 — с. Басаргечар; 57 — Вард. покров (р. Элегис); 58 — вулк. Чагатсар; 59 — вулк. Семасар; 60 — вулк. М. Жилли-гёль; 61 — вулк. Жилли-гёль; 62 — вулк. Арчисар; 63 — Сарцалинский покров; 64 — Кочбекская гр. вулк.; 65 — вулк. Варвецкар; 66 — вулк. Горшкар; 67 — вулк. Айцасар; 68 — Джермукский кратер; 69 — вулк. Кармир-глух; 70 — Могильная гр. вулк.; 71 — вулк. Мурадсар; 73 — вулк. Ухтисар; 74 — вулк. Безымянный; 75 — вулк. Қяжсар; 76 — вулк. Қоч; 77 — вулк. Гейсар; 78 — Гюллидузский вулкан; 79 — вулк. Далик; 80 — с. Шинуайр; 81 — Ераблурское плато; 82 — с. Ангехакот; 83 — Ераблурское плато.

Содержание микроэлементов в андезитовых лавах Армении

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	As	Zn	Sn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
Арагацкая область																						
1	~4	3-4	5-6	5-6	—	5-6	4-5	≥3	—	—	—?	—	≤4	~4	—	~6	6-7	~5	—	≥2	N _{2,3}	Pl, Ст, Py, P. м.
2	~4	≤4	5-6	5-6	—	5-6	5-6	—	—	—	~5?	—	3-4	~4	—	~6	≥6	~5	—	≥2	N _{2,3}	Pl, Py, Ст, P. м.
3	3-4	3-4	5-6	5-6	—	≤6	~5	—	—	—	—	—	3-4	3-4	—	≥6	≥6	4-5	—	≤2	N _{2,3}	Pl, Py, Ст, P. м.
4	~4	3-4	≤5	~5	—	5-6	4-5	≤4	1-2	—	—?	—	~4	≥6	—	≥6	≥6	4-5	—	≤2	N _{2,3}	—
5	~4	≤4	5-6	≥4	—	5-6	≥5	≤4	—	—	~5?	≤3	~4	~4	—	≥6	≥6	~5	≥7	≥2	Q ₂	—
6	4-5	~4	5-6	≥4	—	5-6	4-5	~3	—	—	—	—	~4	~3	—	6-7	~6	≥5	X	≥2	Q ₃	—
Среднее содерж.	0,002	0,002	0,015	0,012	—	0,02	0,01	—	—	—	—	—	0,002	0,002	—	0,08	0,05	0,008	—	0,00034	—	—
Гегамское нагорье																						
7	~3	4-5	5-6	~4	≥4	~6	5-6	~3	1-2	—	5-6	—	4-5	≥4	—	7-8	≥6	4-5	7?	≥2	N _{2,3}	Ст, Pl, Am, P. м.
8	—	—	5-6	~4	—	~6	2-3	~4	1-2	—	—	—	4-5	~4	5-4?	6-7	~7	~3	?	≥4	N _{2,3}	Ст, Pl, Am, P. м.
9	5-6	~4	5-6	4-5	—	5-6	≥5	~5	—?	—	5	—	4-5	~4	—	6-7	≥7	≥4	7-8	~2	N _{2,3}	Ст, Pl, Py, P. м.
10	4-4	4-5	5-6	~5	≥3	5-6	≥5	4-5	1-2	—	≥5	—	4-5	3-4	—	6-7	6	≥4	X	~2	N _{2,3}	Ст, Pl, Py, Q, Am
11	~3	3-4	~5	—	—	5-6	~5	~3	1-2	—	~5	—	4-5	4-5	—	≥6	6-7	4-5	—	2-3	Q	Ст, Pl, P. м.
12	~3	~4	5-6	~4	—	≥4	4-5	3-4	1-2	—	5-6	—	4-5	4-5	—?	~7	≥7	4-5	—	2-3	Q	Ст, Pl, P. м.
13	≥4	4-5	~6	≥4	—	~6	≥5	~3	—	—	≥5	—	4-5	4-5	—?	~7	≥7	≥4	—	2-3	Q	Pl, Am, P. м, Bi
14	≥4	4-5	5-6	~5	—	≥5	5-6	≤5	—	—	~5	—	≥4	3-4	—	~7	6-7	4-5	7-8	≤2	Q	Pl, Py, Ст, P. м, Q
15	≥4	4-5	5-6	~5	—	5-6	5-6	≤5	—	—	~5	—	≥4	3-4	—?	~7	~7	4-5	≥8	2	Q	Pl, Py, Ст, P. м, Q
16	~4	4-5	5-6	~5	—	5-6	5-6	~4	—?	—	~5	—	≥4	3-4	—?	6-7	~7	4-5	~8	2	Q	Pl, Py, Ст, P. м, Q
17	—	—	5-6	≤3	—	5-6	4-5	≥3	—	—	5	—	≥4	4-5	~4?	6-7	6-7	4-5	≥7	≥2	Q ₃	Ст, Pl, очень мало Am, P. м.
Среднее содерж.	0,0014	0,003	0,018	0,002	—	0,018	0,01	0,002	—	—	0,008	—	0,0065	0,004	—	0,07	0,08	0,007	—	0,0005	—	—

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	As	Zn	Sn	Ga	V	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
Варденинский хребт																						
18	≥ 5	4-5	5-6	4-5	—	≥ 5	3-4	≤ 4	—	—	~ 5?	—	3-4	~ 3	—	~ 7	~ 7	4-5	~ 8?	~ 2	N ₂ ³	Pl, Am, Py, St, P. m.
19	4-5	~ 4	5-6	3-4	—	~ 5	~ 4	≤ 4	—	—	~ 5?	—	3-4	~ 3?	—	~ 7	~ 7	4-5	~ 8?	≤ 2	N ₂ ³	Pl, Am, Py, St, P. m. Bi
20	3-4	≥ 4	5-6	≥ 4	—	~ 5	4-5	4-5	—	—	5	—	≥ 4	3-4	4-5?	6-7	~ 7	4-5	7-8	2	N ₂ ³	Pl, Py, Bi, Am, St, Q, P. m., Ol
21	3-4	4-5	5-6	~ 5	—?	5-6	~ 5	≤ 4	—	—	5	—	~ 4	3-4	4	7-8	7-6	~ 4	7-8	2	N ₂ ³	Pl, Am, Py, St, P. m.
22	~ 3	≤ 4	5-6	~ 5	—	~ 5	~ 4	4-5	—	—	—	—	4-5	—	—	7-8	7-8	5-6	—	≤ 2	N ₂ ³	St, Pl, Am
23	3-4	≤ 4	5-6	5-6	—	4-5	≥ 4	~ 4	—?	—	—	≤ 3?	4-5	3-4	—	6-7	~ 6	~ 4	—?	~ 2	N ₂ ³	Pl, St, Am, Py, P. m.
24	4-5	~ 4	5-6	5-6	≤ 3?	~ 5	~ 4	≤ 4	—	—	—	—	~ 4	—?	—	6-7	6-7	4-5	—	≤ 2	Q ₃	St, Pl, Py, P. m., Ol
25	3-4	~ 4	≥ 5	5-6	—	~ 5	~ 4	~ 4	—	—	—	—	3-4	3-4	—	6-7	6-7	4-5	—	≤ 2	Q ₃	Pl, Py, St, P. m.
26	≤ 4	~ 4	5-6	5-6	—	4-5	≥ 4	≥ 4	—	—	—	—	4-5	~ 3	—	6-7	~ 7	5-6	—	~ 2	Q ₃	Pl, St, Py, P. m.
Среднее содерж.	0,003	0,003	0,02	0,006	—	0,009	0,003	0,003	—	—	—	—	0,004	0,0008	—	0,09	0,06	0,006	—	0,0003	—	—
Айюндзор																						
27	3-4	3-4	5-6	3-4	—	5-6	4-5	4-5	—	—	×	—	4-5	3-4	—?	8-9	7-8	5-6	×	2-3	Q ₂	Pl, Py, Am, St, P. m. Q
28	3-4	4-5	5-6	3-4	—	4-5	3-4	3-4	—	—	×	—	4-5	3-4	—	7-8	8-9	5-6	7-8	2-3	Q ₂	Pl, Py, Am, St, P. m.
29	4-5	3-4	5-6	4-5	—	4-5	4-5	3-4	—?	—	4-5	—	4-5	4-5	—	8-9	7-8	5-6	×	2-3	Q ₂	Pl, Py, Am, St, P. m., Q
30	3-4	4-5	5-6	5-6	2-3	6-7	4-5	4-5	—	—	×	—	4-5	4-5	—	7-8	7-8	5-6	7	3-4	Q ₃	Pl, Py, Am, St, P. m.
Среднее содерж.	0,0029	0,003	0,02	0,005	—	0,016	0,005	0,0032	—	—	—	—	0,006	0,0032	—	0,32	0,27	0,02	—	0,0008	—	—
Карабахское нагорье																						
31	3-4	~ 3	≤ 6	~ 3	—	~ 6	≥ 5	≤ 4	—	—	~ 5	—	≥ 4	3-4	4-5	7-8	~ 7	4-5	≥ 7	≥ 2	N ₂ ³	Pl, Am, P. m., Py
32	3-4	~ 4	5-6	~ 5	—	5-6	5-6	≥ 3	—	—	~ 5	—	3-4	3-4	4?	7-8	≤ 7	~ 5	7-8	≥ 2	N ₂ ³	Pl, Py, P. m., Am, Ap, Bi
33	≥ 3	≤ 4	≥ 5	~ 3	—	5-6	~ 5	—	—	—	—	—	≤ 4	3-4	—	~ 7	7-8	≥ 4	~ 7	≥ 2	Q ₁	Pl, Py, P. m., Am, Ap, Bi

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	As	Zn	Sn	Ga	V	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
34	< 3	~ 3	5-6	~ 3	—	5-6	~ 5	~ 3?	—	—	—	—	3-4	≤ 4	—	≥ 6	7-8	≥ 4	—	≥ 2	Q ₁	P1, Am, Py, Bi, P. м.
35	?	?	5-6	—	—	≥ 6	4-5	~ 3	—	—	—	—	~ 4	≤ 4	4-5	7-8	< 8	4-5	7?	≥ 2	Q ₁	P1, Am, Py, P. м., Ap
36	~ 3	~ 4	5-6	~ 5	—	5-6	5-6	—	—	—	—	—	~ 4	3-4	?	6-7	≥ 7	4-5	~ 7?	~ 2	Q ₁ -Q ₂	P1, Cr, Am, Py, P. м.
37	~ 4	~ 4	5-6	~ 5	—	≥ 5	4-5	3-4	1-2	—	—	—	~ 4	3-4	?	6-7	6-7	≥ 4	~ 7	≤ 2	Q ₂	P1, Py, Cr, P. м., Am
38	3-4	3-4	5-6	5-6	—	5-6	5-6	≥ 3	—	5-6?	—	—	~ 4	≤ 4	?	≤ 7	≤ 8	4-5	~ 7	≥ 2	Q ₃	P1, Cr, Py, P. м., Q
Среднее содерж.	0,002	0,0024	0,02	0,005		0,02	0,01	0,0005					0,004	0,002		0,13	0,12	0,009		0,0005		

1 — г. Читиль; 2 — Сев. вершина г. Арагац; 3 — ЮЗ верш. г. Арагац; 4 — г. Арайлер; 5 — шл. конус Зиарат; 6 — р-н с. Карби; 7 — р-н с. Фонтан; 8 — р-н с. Элар; 9 — р-н с. Нурнус; 10 — Южн. склон Базумского хр., с. Ашалац; 11 — р-н с. Нурнус; 12 — р-н с. Нурнус; 13 — р-н с. Нурнус; 14 — вулк. Армаган; 15 — Ератумберская гр. вукл., конус «а»; 16 — вулк. Кармир-сар; 17 — вулк. Гутан-сар; 18 — басс. р. Мазра; 19 — басс. р. Мазра; 20 — с. Цовинар; 21 — р-н с. Мартуни; 22 — р-н с. Мартуни; 23 — с. В. Шоржа; 24 — вулк. Ахар-бахар; 25 — вулк. Ахар-бахар; 26 — с. Акунк; 27 — Гидевазский вулкан; 28 — Зиракский кратер; 29 — вулк. Гетик; 30 — вулк. Смбакасар; 31 — ущ. р. Воротан; 32 — вулк. Ян-Тапа; 33 — верш. вулк. Ишхан-сар; 34 — лава Сисианского горизонта; 35 — вулк. Ишхан-сар; 36 — басс. р. Воротан, с. Базарчай; 37 — с. Спандарян; 38 — Алагелярский поток.

Содержание микроэлементов в андезито-дацитовых и дацитовых лавах Армении

№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
1	≥4	~4	5-6	≥4	—	≥5	~5	~2	—	5?	≥4	4-5	—	6-7	~7	4-5	7-8	≥2	N ₂ ³	Pl, Cr, Py, P. м., Bi
2	≥3	3-4	5-6	≥3	<3?	5-6	≥4	≥4	1-2	~5	~4	≥4	~2	~6	≥7	≥4	7	≥2	N ₂ ³	Cr, Pl, Py, P. м.
3	≥3	≥3	5-6	3-4	~3	5-6	3-4	≤5	—	5?	≥4	4-5	—	6-7	~7	4-5	—	≥2	N ₂ ³	Pl, Cr, Py, P. м., Bi
4	≥3	3-4	5-6	~3	—	5-6	~5	—	—	—	3-4	3	~2	~7	~7	4-5	—	≤2	N ₂ ³	Pl, Bi, Py, P. м., Cr
5	≥3	4-5	5-6	~4	~5	6-7	≥5	4-5	1-2	5-6	4-5	≥4	—	~7	≥6	~5	X	≥2	Q	Cr, Pl, Py
6	≥3	~4	5-6	3-4	<3?	5-6	3-4	3-4	—	5	~4	4-5	~5	≥6	6	4-5	—	≤2	Q ₂ -Q ₃	Cr, Pl, Py, P. м.
7	3-4	3-4	5-6	~4	~3	~7	~4	4-5	≥2	5-6	4-5	~5	≥4	7-8	7-8	~4	X	~3	Q ₂ -Q ₃	Cr, Pl, Py, P. м.
8	<3	≥3	5-6	~3	—	5-6	~4	~3	—	~5?	3-4	4-5	—	~6	6-7	≥5	—	2-3	Q ₃	Cr, Pl, Py, P. м.
9	~4	3-4	5-6	5-6	—	5-6	4-5	~3	—	~5?	3-4	≥4	—	≥6	6-7	~5	—	≥2	Q ₃	Pl, Cr, Py, P. м.
10	4-5	4-5	5-6	≥5	—	5-6	4-5	≤3	—	≥5	≥4	3-4	—	6-7	6-7	4-5	≥7	2	Q ₃	Pl, Py, Cr, Ol, P. м.
Среднее содерж.	0,0018	0,002	0,02	0,002		0,025	0,003	0,001		0,01?	0,003	0,004		0,05	0,05	0,006		0,0006		

1—Массив г. Арагац, хр. Кара-даг; 2—Массив г. Арагац, Артикское м-ние; 3—Массив г. Арагац, оз. Кара-гель; 4—Сюникский хр., Сисианский пер.; 5—Южн. скл. Базумского хр., с. Гюли-булах; 6—Южн. скл. Базумского хр.; 7—ущ. р. Касах, с. Сагмосаван; 8—Массив г. Арагац, конус Зиарат; 9—Массив г. Арагац, р-н с. Апаран; 10—Массив г. Арагац, с. Гюриджа.

№№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогический состав
Арагацкая область																				
1	<3	—	5-6	3-4	~3	5-6	~3	~4	1-2	~5?	~4	≥4	—	6-7	~7	4-5	7-8	≥2	Q ₁	Ст, Pl, Py
2	—	—	<3	~4	2	4-5	≥4	≤5	—	—	3-4	≥4	—	3	~4	≥5	—	2-3	N _{1,2,3}	Вулканическое стекло
3	—	—	—	<3?	≥3	~5	≥2	≤3	—	5	4-5	≥4	—	5-6	4-5	6	—	3-4	N _{2,3}	
4	—	—	—	<3?	≥3	~5	1-2	~4	—	5	4-5	4-5	—	4-5	5-6	6	—	2-3	N _{2,3}	
5	—	—	—	3-4	3-4	~5	≥2	3	—	≥5	~4	≥4	—	4-5	5-6	6	—	2-3	N _{2,3}	
6	—	—	—	~3	3-4	~5	~4	~4	≤2	5	4-5	4-5	—	4-5	~6	6	—	1-2	N _{2,3}	
7	—	—	—	~3	~3	~5	~3	~4	1-2	5	~4	~4	—	4-5	~6	6	—	2-3	N _{2,3}	
8	—	—	—	~3	~3	~5	~3	~4	—	~5	~4	~4	—	4-5	~6	6	—	2-3	N _{2,3}	
9	—	—	<3	3-4	~3	~5	3-4	~4	1-2	~5	4-5	~4	—	4-5	~6	6	—	2-3	N _{2,3}	
10	—	—	<3	~3	4-5	~5	~3	~4	—	5	4-5	~4	—	4-5	~6	6	—	2-3	N _{2,3}	
Среднее содержание				0,0008	0,0008	0,006	0,0009	0,002		0,006	0,005	0,006		0,007	0,02	0,02		0,00065		
Цахкуняцкая область																				
11	—	~3	~4	≥2	3-4	5-6	≤3	≥4	1-2	—	4-5	3-4	~4?	6-7	~7	~4	—	≥2		Ст, Вi(очень мало) Ст, частично раскристал. Ст.
12	≤3?	~3?	~4	~4	X	5-6	~3	4-5	≥2	~5?	4-5	3-4	~4?	6-7	7-8	~4	—	≥2		
13	≤3	~3	~4	4-5	3-4	≥5	≥3	~5	2-3	—	4-5	3-4	~4?	~6	~7	3-4	—	2-3		
Среднее содержание	0,0002	0,00065	0,002	0,002	0,002	0,02	0,0008	0,0065			0,0065	0,002	0,002?	0,05	0,08	0,002		0,00065		
Гегамское нагорье																				
14	—	—	≥3	<3	2	4-5	3-4	≤5	—	—	3-4	3-4	≥6	≤6	≥6	~5	—	2-3	N _{2,3}	Вулканическое стекло
15	—	—	~3	~3	~3	5-6	3-4	3-4	—	≥5	4-5	≥4	—	~6	6-7	6	—	2-3	N _{2,3}	
16	—	—	<3	<3	~3	~4	~3	~3	1-2	—	3-4	4-5	—	3-4	—	~5	—	~3	N _{2,3}	
17	—	3-4	~3	—	—	5-6	~3	~3	1-2	—	4-5	4-5	—	~6	~6	~5	—	3-4	N _{2,3}	

№№ п/п	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Li	P	Be	Возраст породы	Минералогиче- ский состав
18	—	—?	≥ 4	≤ 3	—	5-6	≥ 4	~ 3	1-2	~ 5	4-5	4-5	—	≤ 6	≥ 6	≤ 5	—	3-4	N ₂ ³	Вулканическое стекло
19	—	—	~ 3	≤ 3?	≤ 3?	5-6	≥ 3	3-4	—?	5-6	4-5	~ 4	—	~ 6	6-7	5-6	—	2-3	N ₂ ³	
20	5-6	4-5	≥ 6	5-6	—	5-6	5-6	~ 3	1-2	5-6	4-5	4-5	—	7-8	≥ 6	4-5	~ 8?	≥ 2	N ₂ ³	
21	≤ 3?	3-4	~ 3	3-4	—	≥ 5	~ 5	~ 3	1-2	~ 5	4-5	4-5	—	~ 6	≥ 6	4-5	—	2-3	N ₂ ³	
22	3-4	~ 4	5-6	~ 4	≤ 3	5-6	~ 5	~ 3	1-2	~ 5	4-5	4-5	—	≥ 7	6-7	4-5	—	2-3	N ₂ ³	
23	~ 3	3-4?	3-4	3-4	—	≥ 5	≥ 4	~ 3	—?	~ 5	4-5	4-5	—	≥ 6	6-7	4-5	—	2-3	N ₂ ³	
24	—	~ 3	≤ 4	≥ 4	≤ 4	4-5	~ 3	~ 5	2-3	—?	4-5	4-5	~ 4?	X	X	5-6	—	≥ 3	N ₂ ³	
25	≤ 3?	~ 3?	≤ 3	3-4	3-4	≥ 4	3-4	≥ 5	1-2	~ 5?	4-5	~ 4	—?	X	X	5-6	—	≥ 3	N ₂ ³	
26	—	~ 3?	≤ 3	~ 2	≤ 2	4-5	2-3	~ 5	≥ 2	—	4-5	≥ 4	~ 5	X	X	5-6	—	≥ 3	N ₂ ³	
Среднее содер- жание			0,002	0,006		0,01	0,0025	0,0025			0,006	0,007		0,025	0,03	0,01		0,001		
Варденинский хребт																				
27	≤ 3?	—	≤ 3?	~ 4	~ 3	≥ 4	≤ 4	~ 5	—	—	3-4	3-4	—	3-4	—	5-6	—	≥ 3	N ₂ ³	Ст (очень мало P1, Q)
28	—	—	≤ 3	~ 3	—	3-4	≤ 3	4-5	—	—	3-4	≤ 3	—	4-5	6-7	~ 3	—	≤ 2	N ₂ ³	
29	—	—?	4-5	—?	—	~ 5	≥ 3	4-5	—	—	~ 4	3-4	—	≥ 6	≤ 7	5	—	≤ 2	N ₂ ³	
Среднее содер- жание			0,001			0,003	0,001	0,0065			0,002	0,001		0,006	0,005	0,004		0,0003		

1—Пемзашенское месторождение, пемза; 2—г. Артени, обсидиан черный; 3—СЗ оконечн. г. Артени, литоидная пемза; 4—СЗ верш. г. Артени, перлит; 5—г. Артени, перлит; 6—г. Артени, обсидиан черный; 7—г. Артени, перлит; 8—г. Артени, обсидиан черный; 9—г. Артени, обсидиан черный; 10—г. Артени, обсидиан черный; 11—коч. с. Чарбах, обсидиан черный; 12—г. Шах-ель, липарит; 13—коч. с. Бжни, обсидиан черный; 14—г. Адис, обсидиан черный; 15—г. Адис, обсидиан красный; 16—г. Гехасар, обсидиан черный; 17—р-н с. Гюмуш, литоидная пемза; 18—р-н с. Джарабер, обсидиан черный; 19—г. Адис, обсидиан черный; 20—г. Адис, липарит; 21—г. Адис, липарит; 22—г. Адис, перлит; 23—г. Адис, обсидиан черный; 24—г. Спитакасар, обсидиан черный; 25—г. Спитакасар, липарит; 26—г. Спитакасар, литоидная пемза; 27—г. Карны-ярых, литоидная пемза; 28—р-н с. Субботан, пемзовый туф; 29—г. Оджахтапа, липарит.

Кроме того, в таблицах выделены отдельные вулканические районы, что дает возможность произвести некоторый сравнительный анализ однородных пород в различных тектоно-магматических зонах. Количество исследованных проб по отдельным районам примерно пропорционально площади распространения данной серии эффузивов в каждой из выделенных областей.

Таблица 6

Средний химический состав основных типов плио-плейстоценовых эффузивов Армении

Наименование пород	Содержание в весовых %							
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Долериты и базальты	46,44	1,15	16,20	5,52	5,79	0,14	5,98	9,05
Андезито-базальты	54,94	1,03	16,76	3,95	4,39	0,11	4,77	7,59
Андезиты	58,11	0,71	17,05	3,67	3,13	0,10	2,98	5,91
Андезито-дациты	64,81	0,69	16,80	2,74	1,60	0,07	1,45	2,98
Дациты	65,58	0,72	16,45	2,38	1,47	0,09	1,40	3,46
Липаритовые породы	72,76	0,11	13,98	1,03	0,77	1,43	0,46	0,05

Наименование пород	Содержание в весовых %						Сумма
	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	P ₂ O ₅	SO ₃	
Долериты и базальты	3,01	1,51	1,86	2,40	0,47	0,05	99,57
Андезито-базальты	3,35	2,03	0,28	0,80	н. о.	н. о.	100,0
Андезиты	3,89	2,65	0,65	1,15	н. о.	н. о.	100,0
Андезито-дациты	4,17	3,23	0,12	1,09	н. о.	н. о.	99,75
Дациты	4,28	3,28	0,25	0,45	0,03	0,04	99,84
Липаритовые породы	3,75	3,85	0,22	1,63	0,03	0,03	100,10

Для наглядности и удобства сравнения полученных результатов нами применены следующие условные обозначения (цифры-индексы) для различных количеств (в процентах): 0,0001=1, 0,0003=2, 0,001=3, 0,003=4, 0,01=5, 0,03=6, 0,1=7, 0,3=8, 1=9.

Вошедшие в таблицы другие обозначения имеют следующие значе-

ния: «—» данный элемент в пробе не обнаружен, «?» элемент, если и присутствует, то в количествах, близких к порогу чувствительности, «~» приблизительно (порядка), «≧» больше или порядка, «≦» меньше или порядка, «X» элемент не определялся. Подчеркнутые цифры-индексы соответствуют наиболее вероятным значениям в указанном интервале.

Необходимо отметить, что на Кавказе при большом распространении эффузивных пород основное внимание до сих пор уделялось только лишь геохимическому изучению интрузивных образований. За исключением нескольких небольших работ [1, 5, 6], где рассматриваются частные вопросы рассеяния микроэлементов в различных эффузивах, вопросы распределения микроэлементов в вулканических образованиях Кавказа и особенно Малого Кавказа освещены весьма слабо.

Перейдем конкретно к анализу результатов исследований.

Никель, кобальт, ванадий, хром присутствуют почти во всех сериях новейших эффузивов Армении, за исключением пород липаритового состава, где они встречаются изредка. Будучи характерными для пород основного состава, средние их содержания от основных эффузивов к кислым закономерно уменьшаются.

Такое распределение объясняется известными закономерностями поведения этих элементов, основанными на сходстве их зарядов и ионных радиусов с ионными радиусами железа и магния. Следовательно, убывание Ni, Co, V и Cr по мере повышения кислотности может быть обусловлено, в первую очередь, уменьшением количества железо-магnezияльных минералов от основных эффузивов к кислым.

Из числа этих элементов, как видно из нижеприведенных данных (табл. 7), наиболее чувствительны к изменениям состава пород — никель, кобальт и хром.

Таблица 7

Элементы	Долериты и базальты	Андезитобазальты	Андезиты	Андезитодациты и дациты	Липариты
Ni	0,02	0,006	0,005	0,002	} Присутст. редко в знач. менее 0,001
Co	0,005	0,005	0,003	0,002	
V	0,02	0,02	0,02	0,02	
Cr	0,03	0,02	0,005	0,002	

По данным А. П. Виноградова [4], средние содержания этих же элементов в различных типах магматических пород выражаются следующими значениями (табл. 8).

Таблица 8

Элементы	Основные породы (базальты, диабазы, габбро и др.)	Средние породы (диориты и андезиты)	Кислые породы (граниты, липариты и риолиты)
Ni	0,016	0,0055	0,0008
Co	0,0045	0,002	0,0005
V	0,02	0,01	0,004
Cr	0,03	0,0056	0,0025

Из сравнения данных табл. 7 и 8 устанавливается, что для магматических пород основного состава средние содержания никеля, кобальта, ванадия и хрома точно совпадают или очень близки к кларковым значениям по А. П. Виноградову. В средних типах пород Армении (андезитовые лавы) более близки с данными, приведенными в табл. 8, содержания Ni и Cr; средние же содержания Co и V в однотипных лавах Армении более высокие.

В липаритовых лавах (липартиты, обсидианы, перлиты) Ni и Co в особенности, а Cr и V в частности распределены неравномерно. Так, например, для огромного по размерам вулканического массива г. Артени (область Арагац) Ni и Co не установлены. Там же V был встречен лишь в 1/3 проб в количествах 0,001%, а хром, который в отличие от Ni и Co встречается почти во всех исследованных образцах, для Артенийского массива составляет в среднем 0,0008%. В лавах же Цахкуняцкого хребта содержание Cr изменяется от 0,0003 до 0,003%, а для лав Гегамского нагорья и Варденисского хребта в среднем составляет 0,001%.

Установлено также неравномерное распределение Ni и Co в липаритовых лавах Гегамского нагорья, где эти элементы или отсутствуют или присутствуют в значениях, близких к порогу чувствительности.

Неравномерное распределение указанных элементов в продуктах липаритовой лавы может быть связано с условиями их образования, представляющими огромные купола, формировавшиеся в результате неоднократных выпираний на поверхность отдельных порций магмы с различной степенью дифференцированности. Более детальные исследования закономерностей распределения микроэлементов в отдельных массах дают возможность уточнить этот вопрос, а вместе с этим и условия формирования куполовидных вулканических аппаратов кислой лавы в Армении. Установленное закономерное убывание Ni, Co и Cr от основных лав к кислым, вплоть до полного исчезновения в наиболее кислых типах, указывает на направление дифференциации магмы от основного состава к кислому.

В. В. Ляхович [7], ссылаясь на данные ряда работ, указывает на установленное многими исследователями соотношение $Cr > Ni > Co$ для ранней стадии дифференциации магмы и соотношение $Cr > Ni > Co$ для последних стадий.

Интересен в этом отношении анализ соотношений указанных элементов в различных лавах Армении.

В долеритах, базальтах, андезито-базальтах (ранняя стадия дифференциации) мы действительно имеем соотношение $Cr > Ni > Co$. В андезитовых лавах (последующая стадия дифференциации) происходит некоторое выравнивание содержания Cr и Ni и для пород этой группы устанавливается соотношение $Cr \cong Ni > Co$.

Процесс выравнивания количеств указанных микроэлементов еще лучше выражен в более крайних дифференциатах — андезито-дацитах и дацитах, где устанавливается, что $Cr \cong Ni \cong Co$.

Обратное соотношение, т. е. $Co > Ni > Cr$, в вулканических продуктах

Армении не устанавливается. Это обстоятельство может быть объяснено тем, что среди вулканических пород Армении преобладающим распространением пользуются породы промежуточного типа, указывающие, что процессы дифференциации магмы не всегда доходят до определенного предела. Последнее обстоятельство хорошо отображено в минералогическом составе различных типов пород (табл. 1—5). Фенокристаллы как минералы, соответствующие ранней стадии доэруптивной кристаллизации магмы, в различных по составу эффузивах Армении почти всегда представлены одними и теми же минералами. За редким исключением устанавливается лишь изменение количественных соотношений отдельных минералов, погруженных в более кислом мезостазице.

Минералогическими особенностями различных по составу эффузивов, видимо, можно объяснить то обстоятельство, что по сравнению с данными А. П. Виноградова в эффузивах Армении (табл. 7), за исключением основных лав, содержания Ni, Co, Cr и V несколько более высокие.

Таким образом, поведение микроэлементов в различных сериях эффузивных пород необходимо рассматривать не только в зависимости от изменений валового химического состава, но и от состава минералогического.

Из числа рассматриваемых элементов заслуживает внимания поведение ванадия. Содержание последнего в вулканических породах Армении устойчиво удерживается независимо от состава пород, равняясь в среднем 0,02, и лишь в лавах липаритового состава оно ниже указанной цифры в десять и более раз.

Общеизвестно, что количество ванадия вместе с никелем, кобальтом и хромом постепенно уменьшается с увеличением кислотности пород.

Указывая на это обстоятельство, С. Р. Нокколдс и Р. Аллен [9] отмечают, что количество ванадия увеличивается при уменьшении магнетизальности родоначальной магмы.

Нам кажется, что для выяснения закономерностей рассеяния ванадия в различных эффузивах Армении необходимо провести специальные геохимические исследования. В частности, подлежит установлению не только связь ванадия с определенными железо-магнетизальными минералами, но и вопрос его наличия в аморфном стекловатом мезостазице различных по степени дифференцированности лав.

Молибден. Среднее содержание молибдена имеет наибольшее значение в кислых магматических породах; в лавах средней кислотности среднее содержание его значительно ниже, чем в основных породах.

По Э. Сенделлю и С. Голдичу [11] среднее содержание молибдена в изверженных породах Америки—0,00024%. Эти же авторы в смеси из 282 эруптивных пород Центральной Европы определили 0,0015% молибдена.

В гавайском базальте содержание MoO_3 равняется 0,01%, тогда как в более дифференцированной магме оно отсутствует.

Из табл. 1—5 видно, что молибден для основных лав Армении (долериты и базальты) вообще не характерен.

Из большого числа анализированных лав этого типа, отобранных из всех известных районов их распространения, молибден был обнаружен лишь в одной пробе лавы района с. Амасия в количестве 0,001—0,003%.

Контрольные анализы исследованного лавового потока подтвердили ранее полученные данные. Вместе с тем повторные анализы лав аналогичного состава того же района наличие молибдена не показали.

Таким образом, можно сказать, что какой-либо геохимической связи молибдена с наиболее основными лавами Армении не устанавливается. Зараженность отдельного лавового потока может быть вызвана явлениями загрязнения и заслуживает дальнейшего исследования. Характер проявления молибдена сохраняется и в более кислых лавах, начиная от андезито-базальтов до дацитов. Из 83 определений андезито-базальтов различных районов Армении молибден был обнаружен менее чем в 10% исследованных образцов.

В распространении пород, содержащих молибден, устанавливается определенная закономерность. Все они приурочены к западной части складчатой зоны Армении по линии: Амасия, г. Арагац, г. Араи-лер, Егвардское плато, западные отроги Гегамского нагорья, Западный Айоцзор.

Молибден не установлен ни в одном из анализированных эффузивов Карабахского нагорья, Восточного Айоцзора, северного склона Варденисского хребта, восточного склона Гегамского нагорья и Лорийского плато. Все указанные районы расположены к востоку от той зоны эффузивов, в которой молибден констатирован и которая слагает восточную половину Памбак-Сюникского медно-молибденового рудного пояса, выделенного И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном [8].

Относительно равномерное распространение и содержание молибдена устанавливается лишь в наиболее кислых лавах Армении (табл. 5), т. е. лавах липаритового состава, что указывает на геохимическую связь молибдена с кислой магмой и способность его концентрироваться в более кислых дериватах в результате длительного процесса миграции от основных лав к кислым.

Вышеизложенное находится в полном соответствии с определениями А. Е. Ферсмана [12] о том, что в продуктах первичной кристаллизации магмы, а также мезокристаллизации молибден не задерживается и уходит в последующие фазы остаточной магмы.

Установление связи молибдена с наиболее кислыми вулканическими породами Армении подтверждает вышесказанное предположение о том, что наличие их в более основных лавах связано с местными загрязнениями магмы вследствие ассимиляции окружающих пород магматического бассейна. Подтверждением этого вывода служит и то обстоятельство, что в абсолютных количествах содержания молибдена в отдельных образцах основных лав значительно превышают наиболее

высокие содержания в кислых лавах. Если в липаритовых лавах наибольшие содержания молибдена колеблются в пределах от 0,0003 до 0,003%, то в более основных лавах содержание от 0,003 до 0,01% не единично.

Высокие содержания молибдена в отдельных потоках основных лав, вызванные явлениями локальных загрязнений, могут послужить поисковыми критериями.

Цирконий во всех сериях эффузивов, исключая липаритовые лавы, ведет себя одинаково. Содержание циркония в различных типах пород выражено следующими средними количествами: базальты и долериты—0,025%, андезито-базальты—0,018%, андезиты—0,018%, андезито-дациты, дациты—0,025%, липариты—0,003%.

По данным А. П. Виноградова (табл. 9), наибольшее содержание циркония устанавливается в породах среднего состава, наименьшее — в основных породах, что не согласуется с данными, характеризующими эффузивы Армении.

Вместе с тем, данные по Армении в некотором отношении совпадают с данными С. Р. Нокколдса и Р. Аллена [9] относительно изменений содержания циркония в различных типах пород щелочно-известкового облика, какими являются и исследованные нами эффузивы. Согласно этим авторам, поведение циркония во всех сериях пород обычно одинаковое, но в общем содержание циркония незначительно в основном конце каждой серии, а затем нарастает и становится более или менее постоянным, вновь обнаруживая тенденцию к падению в кислом конце.

Таким образом, вопреки существующим мнениям по отдельным тектоно-магматическим комплексам, основные эффузивы Армении обладают повышенным, по сравнению с более кислыми породами, содержанием циркония. Так, например, для области г. Арагац от основных лав к кислым содержание циркония меняется: долериты и базальты—0,025%, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты—0,02%, липариты—0,006%. Вместе с тем содержание циркония в абсолютных количествах в липаритовых лавах колеблется в пределах от 0,003 до 0,01%, поднимаясь иногда до 0,3% или опускаясь редко до значения 0,001%.

Количество циркония в однотипных породах по различным районам в общем выдержано, но иногда устанавливаются некоторые отклонения. Так, например, содержание циркония в андезито-базальтах Варденисского хребта (0,01%), Айоцзора (0,009%) значительно снижается по сравнению с другими районами, где устанавливается постоянное содержание, близкое к 0,02%. Низкие содержания циркония отмечаются и в андезитовых лавах тех же районов (0,009%—Варденисский хребет и 0,016%—Айоцзор).

Сопоставляя вышеизложенные данные, можно прийти к выводу, что поведение циркония в различных типах эффузивных пород более сложно, чем в однотипных полнокристаллических (интрузивных) породах. По-видимому, это объясняется самим характером эффузивов, со-

стоящих из стекловатого мезостазиса и минеральной массы. Следовательно, для установления точной картины поведения циркония в различных сериях эффузивов необходимо установить их связь как с минералогической фракцией пород, так и с аморфным стекловатым базисом.

Медь. Известна геохимическая связь меди с основными магматическими породами.

По данным А. П. Лебедева [6], в диабазах Кавказа медь содержится в количестве 0,1%. Ф. В. Кларком [14] для гавайской лавы установлено 0,015%.

Обычно содержание меди в основных изверженных породах в 10 раз больше, чем в кислых. Средние кларки меди для различных типов магматических пород приведены в табл. 9.

При исследовании особенностей концентрации меди в эффузивах Армении также устанавливается связь с основными лавами, но не с самыми ранними дериватами. В долеритах и базальтах медь установлена в несколько низших содержаниях, чем в андезито-базальтовых лавах. В первых из них среднее содержание равно около 0,006%, во вторых — 0,0093%. Содержание 0,006% является предельным и обычным для большинства исследованных долеритов и базальтов; в некото-

Таблица 9

Среднее содержание отдельных элементов в изверженных породах
(по А. П. Виноградову [4])

Породы	Ni	Co	V	Cr	Mo	Zr	Cu	Pb	Ag
Основные	0,016	0,0045	0,02	0,03	0,00014	0,01	0,014	0,0008	(0,00003)*
Средние	0,0055	0,002	0,01	0,0056	0,00009	0,026	0,0035	0,0015	—
Кислые	0,0008	0,0005	0,004	0,0025	0,00019	0,02	0,003	0,002	(0,000015)
2 части кислой + 1 часть основной	0,01	0,0018	0,009	0,0117	0,00017	0,017	0,007	0,0016	(0,00002)

Породы	Zn	Ga	V	La	Sr	Ba	Li	P	Be
Основные	0,013	0,0018	0,0018	0,0027	0,044	0,027	0,0015	0,14	0,00015
Средние	0,0072	0,002	0,003	0,004	0,08	0,065	0,002	0,16	—
Кислые	0,006	0,003	0,002	0,0046	0,03	0,083	0,007	0,07	0,00055
2 части кислой + 1 часть основной	0,008	0,0026	0,002	0,004	0,035	0,064	0,005	0,09	0,00042

* В скобках данные, требующие проверки.

рых случаях устанавливаются более низкие содержания — порядка 0,003% и менее, и лишь в трех образцах установлены содержания, превышающие 0,01%.

При среднем содержании 0,0093% степень концентрации меди в андезито-базальтовых лавах различных районов не совсем выдержана (табл. 2).

Наиболее обогащены медью эффузивы Гегамского нагорья (в среднем 0,017%) и Сюника (0,015%), наиболее бедны эффузивы Айоцзорского района (0,004%) и Варденисса (0,0046%).

Рассмотрим как меняется содержание меди в более кислых лавах. Среднее содержание меди в андезитовых лавах Армении ниже, чем в предыдущей серии пород всего на 0,0016, тогда как по данным А. П. Виноградова содержание меди в средних типах пород в четыре раза ниже, чем в основных породах.

По отдельным районам Армении для основных и средних лав устанавливается даже некоторый постоянный уровень количества меди. Это относится, в первую очередь, к району г. Арагац, Айоцзору, Сюнику и Карабахскому нагорью. Для андезитовых лав Гегамского нагорья содержание меди падает до 0,01%.

Резкое снижение количества меди устанавливается в более кислых породах. В андезито-дацитах и дацитах по данным 10 определений, содержание меди равняется 0,003%, а в более кислых (липаритовые лавы) — в три раза меньше.

Анализируя вышеизложенное, можно констатировать, что наиболее высокие содержания меди в новейших эффузивах связаны, главным образом, с породами основного — среднего состава. В кислых сериях пород содержание меди близко к кларковым содержаниям.

На общем фоне рассеяния заслуживает внимания относительно повышенная концентрация меди во всех типах эффузивов Гегамского нагорья, что может быть вызвано местными загрязнениями.

С в и н е ц. Не менее интересно поведение свинца. Известна связь свинца с кислыми изверженными — калийсодержащими породами, что объясняется близостью ионных радиусов свинца ($1,32 \text{ \AA}$) и калия ($1,33 \text{ \AA}$) и, следовательно, способностью их взаимного замещения.

Кларк свинца для магматических горных пород равняется 0,0016%. По данным Э. Санделля и С. Голдича [11], в изверженных породах Америки с содержанием $\text{SiO}_2 > 63\%$ свинец составляет 0,0019%, а в породах, где $\text{SiO}_2 < 63\%$ — 0,0009%.

Из всех исследованных нами вулканических пород в наиболее основных сериях лав, т. е. долеритах и базальтах, более чем в 50% проб свинец не был установлен (табл. 1), в остальных случаях мы имеем содержания, близкие к 0,001%. Исключение составляет лава района с. Штгни, где установлена концентрация свинца — 0,1—0,3%.

Мы воздерживаемся на основании указанного факта делать какое-либо заключение о причинах такого значительного отклонения, пока

массовыми опробованиями лав, в указанном районе, не будет выяснена общая картина рассеяния свинца.

Согласно установившимся взглядам, подтверждается также связь наибольших концентраций свинца с кислыми породами.

Среднее содержание свинца в липаритовых лавах Армении составляет 0,0076%. Учитывая стекловатый облик этих лав, можно отметить, что концентрация свинца в лавах липаритового состава происходила независимо от кристаллообразования. Свинец в кислых стекловатых эффузивах Армении является остаточным продуктом миграции от родоначальной магмы.

Распределение свинца в одних и тех же сериях пород различных районов неодинаково. В андезито-базальтовых лавах наибольшие содержания свинца установлены в эффузивах Айоцзора (0,004%), Гегамского нагорья (0,0022%) и Варденисского хребта (0,002%). Указанные концентрации превышают кларковые содержания свинца для указанных типов пород и, следовательно, заслуживают внимания. По сравнению с другими районами, сравнительно высокие содержания свинца в андезитовых лавах устанавливаются в пределах тех же зон: Айоцзор — 0,003%, Гегамское нагорье — 0,002%, Варденис — 0,0028%. Вместе с тем в эффузивах указанных зон устанавливается процесс загрязнения родоначальной магмы, поскольку постепенное и закономерное увеличение концентрации свинца от основных пород к наиболее кислым нарушается. Наоборот, иногда устанавливаются даже некоторые понижения количеств свинца от основных лав к кислым, что противоречит представлениям о геохимии свинца.

О местных загрязнениях говорит и то обстоятельство, что содержание свинца в основных эффузивах указанных районов в два и более раза выше, чем в кислых лавах области г. Арагац.

Серебро. Встречается довольно редко и в незначительных количествах.

Из исследованных, территориально разобщенных 25 разновидностей долеритов и базальтов достоверно серебро установлено лишь в двух образцах лавовых потоков района с. Амасия и с. Птгни.

Интересно отметить, что в лавах района с. Птгни было установлено и наиболее высокое содержание свинца, а лавы р-на с. Амасия были единственными, содержащими молибден.

В андезито-базальтовых лавах содержание серебра не обусловлено составом лавы; устанавливается лишь определенный территориальный признак в распределении указанного элемента.

Если в эффузивах Карабахского, Варденисского нагорий (северный склон), Айоцзорского и Приереванского района серебро не констатируется, а в лавах Арагаца встречается лишь в трех образцах (там же, где и молибден), то для пород Гегамского нагорья оно встречается в большинстве из исследованных проб. Указанная частота встречаемости серебра в различных районах сохраняется и в андезитовых лавах.

В эффузивах липаритового состава серебро больше всего харак-

терно для лав Гегамского и составляющего его продолжение Цахкуняцкого нагорий. Во всех трех образцах кислых эффузивов района Варденисского нагорья серебро не установлено, а в Арагацкой области встречается менее чем в 50% исследованных проб.

Если во всех сериях лав содержание серебра близко к пределу чувствительности и равняется 0,0001—0,0003%, то в липаритовых лавах Гегамского нагорья встречаются содержания до 0,001%.

В пределах микрорайона распространения липаритовых лав распределение серебра также неравномерно. Так, например, однотипные лавы г. Артени и в особенности Адиса не всегда характеризуются наличием серебра, что свидетельствует о неравномерном рассеянии этого элемента в данных типах магматических образований Армении.

Цинк. Кларк цинка равен 0,004%. Наибольшие концентрации цинка связаны с основными породами. По А. П. Виноградову [4], содержание цинка в основных породах равняется 0,013%, в средних—0,0072, а в кислых—0,006%. По Э. Санделлю и С. Голдичу [11], среднее содержание цинка в изверженных породах Америки равно: в основных породах—0,013%, в кислых—0,063%.

Вместе с тем В. В. Ляховичем [7] установлено, что для сибирских траппов цинк не характерный элемент и встречается крайне редко.

Поскольку чувствительность примененного метода спектрального анализа для цинка около 0,01%, то малые содержания цинка в исследованных породах не могли быть установлены, что исключает возможность раскрытия полной картины рассеяния цинка в различных сериях эффузивов.

Из 25 исследованных пород (табл. 1) цинк установлен в одиннадцати, из коих в четырех под вопросом, т. е. в количествах, близких к порогу чувствительности.

В андезито-базальтовых лавах цинк устанавливается более достоверно в количествах 0,01—0,03%. На опять-таки цинк в лавах различных районов представлен не в одинаковой концентрации.

За исключением нескольких образцов периферических зон Гегамского нагорья (Манычарское плато, Норадузский вулкан, район с. Гарни и др.), цинк является постоянным компонентом в андезито-базальтовых лавах Гегамского нагорья, где содержание колеблется в пределах 0,01—0,03%, доходя местами до 0,1%.

В отдельных потоках области г. Арагац цинк присутствует в заметно низких содержаниях, а в других районах распространения тех же серий лав значительно реже и в более низких содержаниях.

Если о содержании цинка в андезитовых лавах Арагацкой области трудно что-либо сказать (табл. 3), то в тех же лавах Гегамского нагорья можно твердо говорить о содержаниях порядка 0,01%.

По остальным районам в однотипных лавах цинк или вообще отсутствует или, вероятно, присутствует, но в количествах ниже порога чувствительности.

В наиболее кислых лавах области г. Арагац (табл. 5) цинк встре-

чается в значениях $\leq 0,01\%$. в Гегамских лавах $\geq 0,01\%$, под вопросом в лавах Цахкуняцкого хребта и не установлен в тех же сериях лав Вардениса.

Таким образом, постоянное присутствие цинка, наряду со свинцом и серебром, характерно, в первую очередь, для лав Гегамского нагорья. В отношении наибольших концентраций, также характерных для данной области, выделяются лавы андезито-базальтового состава.

Устанавливается, что цинк не связан с наиболее основными лавами — долеритами и базальтами, а связан преимущественно с последующей стадией дифференциации магмы.

Г а л л и й. Установлен во всех исследованных образцах из различных серий лав.

Различия в средних содержаниях галлия в различных типах пород незначительны, что, по-видимому, объясняется особенностью минералогического состава вулканических пород Армении. Известно, что галлий хорошо ассоциирует с алюминием, что обусловлено близостью ионных радиусов Ga ($0,62 \text{ \AA}$) и Al ($0,57 \text{ \AA}$).

Алюминий, как составной элемент плагиоклазов и др. минералов, присутствует во всех типах эффузивов. Характерно то, что различные серии пород от основных типов к кислым близки не только в отношении количественных соотношений плагиоклазов, но и в отношении их составов. Последний меняется лишь в пределах лабрадор-андезин.

Кларк галлия $0,0015\%$. Для магматических пород основного состава $0,0018\%$, среднего — $0,002\%$ и кислого — $0,003\%$ (по Виноградову [4]).

В отношении приведенных данных во всех сериях лав Армянской ССР содержания Ga превышают кларки: долериты и базальты — $0,0042\%$, андезито-базальты — $0,0041\%$, андезиты — $0,0041\%$, андезито-дациты, дациты, липариты — $0,004\%$ ($0,003\%$ для андезито-дацитов и дацитов и $0,005\%$ — для липаритов).

По отдельным областям наибольшие концентрации галлия устанавливаются для основных лав Айоцзорского и Гукасянского районов ($0,0065\%$), для лав среднего состава Айоцзора и Гегамского нагорья ($0,0065$). В липаритовых лавах, за исключением Вардениса, содержания высокие ($0,005$ — $0,0065\%$).

Таким образом, на основании сравнений средних количеств галлия в кислых и более основных лавах можно предположить, что содержания Ga в основных лавах ряда районов обусловлены процессами загрязнения.

И т р и й. Встречается во всех сериях вулканических пород Армении в качестве постоянной примеси. Кларк иттрия для магматических пород, по данным А. П. Виноградова [4], составляет $0,0018\%$ для основных, $0,003\%$ — для средних и $0,002\%$ — для кислых пород. По сравнению с этими данными средние содержания иттрия в молодых эффузивах Армении в основных и средних лавах близки к кларковым значениям ($0,0015\%$ — долериты и базальты, $0,0028\%$ — андезито-базальты, $0,0026\%$ — андезиты) и значительно превышают установленные содер-

жания в остальных, более кислых, сериях лав, составляя в среднем 0,004%.

Для основных лав (андезито-базальты) Арагацской области среднее содержание итрия равно 0,0045%, что заметно превышает среднее содержание для данной серии лав по другим районам.

В средних типах лав максимальная концентрация итрия установлена в эффузивах Гегамского нагорья (0,004%), а в кислых (липариты) как здесь, так и в районе Арагаца 0,006% и более.

Наиболее бедны итрием породы Вардениса: 0,0007% — в андезито-базальтах, 0,0008% — в андезитах и 0,0012% — в липаритах.

Л а н т а н. Исходя из близости свойств лантана и итрия, надо было ожидать одинаковое их поведение в различных эффузивах Армении. Если к этому добавить, что средние содержания лантана по отношению к итрию обычно несколько преобладают (табл. 9), то в исследованных нами эффузивах надо было ожидать соотношения $La > I$. Чувствительность примененной методики полуколичественного анализа для La составляет около 0,01% (при 0,003% для I), что лишает нас возможности провести полный сравнительный анализ. Содержание обоих элементов в исследованных лавах колеблется в основном в пределах десятичных процента.

Из 25 анализированных долеритов и базальтов лантан в двух случаях был встречен в близких к порогу чувствительности значениях — в одном $\geq 0,02$, а в другом $\geq 0,03$.

В андезито-базальтах лантан был установлен лишь в одной пробе из Приереванского района (0,01—0,003%), в 50% исследованных проб Гегамского нагорья и во всех четырех образцах Карабахского нагорья (табл. 2).

В андезитовых породах наличие лантана устанавливается в эффузивах Гегамского и Карабахского нагорий в значениях, близких к порогу чувствительности, а на Варденисском хребте в тех же концентрациях, в двух из девяти исследованных образцов.

В андезито-дацитах и дацитах опять-таки лантан или не устанавливается или, если присутствует редко, то в количествах, близких к порогу чувствительности.

В более кислых лавах лантан достоверно не устанавливается.

Наиболее высокие и относительно равные содержания лантана устанавливаются в породах Гегамского, Карабахского и возможно Цахкуняцского хребтов.

Стронций. Один из наиболее распространенных элементов в новейших эффузивах Армении и по сравнению с весовым кларком (0,04%) встречается в достаточно высоких концентрациях. Характерно и то, что в однотипных сериях пород различных областей каких-либо заметных вариаций в содержании стронция не наблюдается.

Средние содержания стронция в эффузивах Армении составляют: в долеритах и базальтах — 0,08%, в андезито-базальтах — 0,13% (по данным А. П. Лебедева [6], в диабазах Кавказа содержание стронция

доходит до 0,01%, в андезито-дацитах, дацитах и липаритах в среднем 0,05%).

Концентрация стронция, как указывают Нокколдс и Аллен [9], обычно связывается с плагиоклазами, хотя не исключаются и значения других минералов (пироксены и калийсодержащие минералы).

Приведенные данные говорят о связи стронция главным образом с плагиоклазами, поскольку в начальных стадиях кристаллизации основной магмы, при значительном содержании железомagneзиальных минералов, количество стронция минимальное. Как было видно из вышеприведенных данных, максимальные концентрации стронция связаны с андезито-базальтами и андезитами, т. е. с породами, где плагиоклаз представляет основной породообразующий минерал. В более кислых лавах постепенное уменьшение количества плагиоклазов сопровождается снижением содержания стронция.

В территориальном отношении наибольшее содержание стронция (как отклонение от установленного общего равномерного фона рассеяния) устанавливается в андезито-базальтовой (0,5%) и андезитовой (0,32%) сериях пород Айюцзорского района, известного как провинция основных — средних лав.

Барий. Кларк бария 0,05%. Содержание бария и стронция в вулканических породах Армянской ССР весьма сходно (табл. 10).

Таблица 10

	Мокрые горы и Гуканский район	Арагацская область	Приреванский район	Гегаменское горье	Варденисский хребет	Айюцзор	Карабахское горье	Средние значения
Породы андезито-базальтового состава								
Sr	0,075	0,08	0,08	0,07	0,067	0,50	0,08	0,13
Ba	0,065	0,065	0,09	0,065	0,07	0,48	0,08	0,13
Породы андезитового состава								
Sr	—	0,08	—	0,07	0,09	0,32	0,11	0,13
Ba	—	0,05	—	0,08	0,06	0,27	0,13	0,12

Исключение составляют лишь липаритовые лавы, где среднее содержание бария составляет 0,027%, а стронция — 0,042%.

В долеритах и базальтах бария содержится 0,05%, а стронция, как было указано, — 0,08%.

По данным А. П. Лебедева [6], в диабазях Кавказа бария содержится 0,01%, по данным А. П. Виноградова [4], — 0,027% в основных лавах, 0,065% — в средних и 0,083% — в кислых. По сравнению с приведенными данными в эффузивах Армении, за исключением наиболее кислых серий лав, содержание бария значительно превышает известные средние коли-

чества. Но необходимо учесть, что такая картина создается благодаря высоким концентрациям в андезито-базальтах (0,48%) и андезитах (0,27%) Айоцзора и, частично, Карабахского нагорья (0,08 и 0,13%), без которых среднее содержание бария в лавах Армении приближается к кларковому.

Литий. Как известно, литий связан в основном с гранитной магмой и среднее содержание этого элемента возрастает от основных к кислым породам (табл. 1—5).

По сравнению с установленными средними содержаниями лития в основных типах пород, равными 0,0015%, содержание данного элемента в основных эффузивах Армении (долериты, базальты и андезито-базальты) составляет 0,006%, что в четыре и более раз превышает известные содержания для данного типа пород. Колебания содержания лития в базальтовой лаве различных районов составляют от 0,001 до 0,03%. В андезито-базальтовой лаве (табл. 2) — от 0,002 до 0,01%. Значения средних данных по отдельным районам указаны в табл. 2. Наибольшее содержание лития (0,01%) характерно для Айоцзорских лав, что более чем в шесть раз превышает средние содержания для данного типа пород.

В андезитовых лавах Айоцзорского района содержание лития составляет в среднем 0,02% (от 0,01 до 0,03%), тогда как в остальных районах среднее содержание колеблется от 0,006 до 0,008 (табл. 3).

Среднее содержание лития в эффузивах Армении составляет 0,0084%. В андезито-дацитах, дацитах среднее содержание лития составляет 0,006%, а в эффузивах липаритового состава оно повышается и в среднем составляет 0,01%.

Бериллий. Относится к числу элементов, связанных с кислой магмой. Среднее содержание бериллия [4] для основных пород равняется 0,00015%, а для кислых—0,00055%.

Поведение бериллия в лавах Армении и вообще обусловлено тем, что ввиду небольшого ионного радиуса ($0,34\text{\AA}$) он не способен входить в структуры известных порообразующих минералов и концентрируется в поздних сериях лав. Вследствие этого естественно, что в полнокристаллических лавах (долеритах) бериллия значительно меньше, чем в более кислых стекловатых лавах.

Содержание бериллия в долеритах и базальтах колеблется от $<0,0003$ до $\geq 0,001\%$. Среднее содержание на основании 25 анализированных пород может быть установлено как равное 0,00035%.

Для андезито-базальтовых лав содержание бериллия иногда достигает 0,003%, но среднее содержание, по данным более чем 80 определений,—0,00036%. Для андезитовых лав содержание доходит до 0,0005%, а для липаритов —0,00065%.

Как отклонения от установленных норм, относительно высокие содержания бериллия установлены в Айоцзорском районе, где в андезито-базальтах среднее содержание бериллия равняется 0,0006%, а в андезитах —0,0068%. В кислых липаритовых лавах наибольшее содер-

жание бериллия—0,001%, что устанавливается для лав района Гегамского нагорья.

Вышеизложенные данные о поведении микроэлементов в различных эффузивных комплексах Армении показывают, что породы Карабахского нагорья, Айоцзора, Вардениса (северный склон) характеризуются относительно высокими концентрациями петрогенных элементов: лития, бериллия, стронция и бария. В породах тех же районов устанавливаются низкие концентрации металлогенных элементов.

В эффузивах Гегамского нагорья, района г. Арагац и частично Приереванского района, где петрогенные элементы имеют подчиненное значение, характерно наличие металлогенных элементов: молибдена, меди, свинца, цинка, серебра.

Элементы группы железа: никель, кобальт, ванадий, хром распространены в основном в связи с составом пород, но, поскольку область г. Арагац является провинцией относительно большего распространения кислых лав, чем Гегамское нагорье, а последнее более кислой провинции, чем Айоцзор и Карабах, то и значение элементов группы железа больше в тех областях, где основные лавы имеют большое распространение.

Теперь несколько слов об изменении состава микроэлементов в однотипных породах различных возрастов.

В литературе [2] имеются указания относительно изменения состава микроэлементов в зависимости от возраста пород.

Такую постановку вопроса мы считаем задачей специальных исследований. Но для предварительного уяснения данного вопроса мы попытались расположить исследованные породы в таблицах (табл. 1—5) сверху вниз от древних к молодым. Уже предварительное изучение результатов анализов показало, что в однотипных породах одной и той же магматической области в отношении содержания микроэлементов в зависимости от возраста особых различий не устанавливается.

Изменения во времени обусловлены прежде всего изменением состава продуктов вулканизма, что вполне естественно. Да и в приведенных С. А. Боровик и В. И. Влодавцем [2] примерах возрастная последовательность лав Крымского района имеет место одновременно с изменением их кислотности.

Из вышеизложенного вытекает то большое значение, которое имеют геохимические исследования эффузивов Армении. Как дальнейший этап исследований, необходимо отметить изучение связи микроэлементов в виде изоморфной смеси с отдельными минеральными видами.

Определение микроэлементов в фенокристаллах и основной массе в отдельности даст возможность судить не только о дифференциации магмы, но и о процессах ассимиляции и, следовательно, о составе вмещающих пород.

После установления общего фона рассеяния микроэлементов необходимо в дальнейшем путем крупномасштабных исследований и выявлений локальных площадей преобладающего распространения отдельных элементов установить погребенные под лавами потенциально рудоносные районы.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. **Белякина Е. Д.** Спектроскопические исследования изверженных горных пород Кавказа и Закавказья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 121, 1950.
2. **Боровик С. А. и Влодавец В. И.** О распределении элементов в некоторых лавах Карымского района. Бюлл. вулк. станции на Камчатке, № 13, 1946.
3. **Вагер Л., Митчелл Р.** Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скаергард, Гренландия. Сб. «Редкие и рассеянные элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, 1952.
4. **Виноградов А. П.** Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 1, 1956.
5. **Влодавец В. И., Шаврова Н. Н.** Гора Кабарджин. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, вып. 7, 1953.
6. **Лебедев А. П.** Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 113, 1950.
7. **Ляхович В. В.** Изучение микроэлементов и аксессуарных минералов в современной петрографии. Тр. Ин-та минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов АН СССР, 1957.
8. **Магакьян И. Г., Мкртчян С. С.** Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1957.
9. **Нокколдс С. Р., Аллен Р.** Геохимические наблюдения. Изд. ИЛ, М., 1958.
10. **Сафронов Н. И.** Формы рассеянного состояния элементов в природе и их поисковое значение. Тр. I Всесоюзного совещания по геохимич. методам поисков рудных месторождений, М., 1957.
11. **Санделл Э., Голдич С.** Редкие металлы некоторых американских изверженных горных пород. Сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». Изд. ИЛ, М., 1952.
12. **Ферсман А. Е.** «Геохимия». Изд. АН СССР, Л., 1939.
13. **Broderick T. M.** Differentiation in lavas of the Michigan Keweenawan. Bull., Geol., soc. Amer. XLVI, 1935.
14. **Clarke F. W.** Data of Geochemistry. «U-S. Geol». Surv. Bull. 770, 1924.
15. **Lundegardt P.** Aspects to the geochemistry of chromium cobalt, nickel and zinc.—Sver. Geol. Unders, Arbok, 43, ser. C, № 513, 1949.
16. **Wager L., Mitchel R.** The distribution of Cr, V, Ni, Co. and Cu during the fractional crystallisation of basic magma. Ber Intern. Geol. Congr. 18-th, Sess. p. 2, 1950.

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

В настоящее время щелочные породы рассматриваются не только как сырье на глинозем, но и как источник многих редких элементов, таких, как цирконий, ниобий, титан, редкие земли, галлий и др.

Несмотря на сравнительно детальную изученность щелочных пород Мегринского района, некоторые вопросы их минералогии и геохимии все еще остаются не освещенными. Результаты минералого-геохимических исследований щелочных фаций сложного Мегринского плутона изложены в настоящей статье.

Геологическое положение щелочных пород

В геологическом отношении щелочные породы описываемого района локализованы в пределах ранней фазы Мегринского плутона верхнеэоцен-олигоценного возраста [9]. Согласно новейшим представлениям [8, 9], формирование плутона происходило в три главные фазы.

I. Породы «монцититового ряда» (кварцевые и бескварцевые монцититы, сиенито-диориты и др.), с которыми петрогенетически связаны породы основного и щелочного составов.

II. Граносиениты, гранодиориты, а также банатиты и диориты.

III. Порфиroidные граниты, гранодиориты и граносиениты.

В соответствии с фазами внедрения интрузии выделяются фазы и этапы внедрения жильных пород [9].

Щелочные породы локализованы вдоль восточного и юго-восточного контакта гибридной монцититовой интрузии в тесной ассоциации с монцититами и сиенито-диоритами и образуют несколько пространственно разобщенных друг от друга выходов.

1. Шванидзорский комплекс лейкократовых пегматоидных и средне-мелкозернистых щелочных сиенитов площадью 65 кв. км. Расположен в юго-восточной части плутона в бассейне рр. Шванидзор и Алдара и приурочен к антиклинальной структуре близширотного направления. Щелочные породы залегают среди сиенито-диоритов и монцититов, с которыми связаны постепенными, иногда довольно сложными

взаимопереходами, контактируя на северо-западе с верхнедевонскими известняками и порфиритами. На юге в контакте с щелочными сиенитами породы сиенитизированы и пронизаны многочисленными тонкими инъекциями сиенитов, приобретающими здесь меланократовый облик. В северном экзоконтакте небольшой участок кровли подвергнут интенсивной амфиболитизации и также пронизан альбитовыми прожилками. Несколько более мелких (площадью 1 кв. км) выходов аналогичных щелочных пород среди поля сиенито-диоритов встречаются на юго-восточных склонах горы Қалакар. Породы этого комплекса детально изучены А. И. Адамяном [1].

2. Калерский выход мелко-среднезернистых щелочных сиенитов площадью 3—4 кв. км; отмечен впервые А. И. Адамяном [1] в верховьях р. Ванк около с. Калер среди монцонитов и тонолитов вблизи от контакта со среднеэоценовыми порфиритами.

3. Пхрутский выход щелочных сиенитов и нефелиновых монцонитов с метасоматическими линзами и прожилками альбититов. Площадь выхода 10—12 кв. км. Здесь щелочные породы совершенно постепенно переходят в типичные монцониты. На северо-западе они контактируют с вулканогенно-осадочной толщей среднего эоцена, представленной порфиритами, туфами и туфобрекчиями. Указанный выход впервые установлен в 1954 г. Е. А. Исаханяном и А. С. Арутюняном.

Таким образом, общей закономерностью распространения щелочных пород в пределах монцонитовой интрузии является их локальная приуроченность к восточному и юго-восточному контакту интрузии с вулканогенно-осадочными породами среднего эоцена и нижнего палеозоя, представленными различными порфиритами, их туфами, доломитами и известняками, и обилие в них различной степени сиенитизированных ксенолитов.

Петрографические типы щелочных пород

В строении описанных выше выходов щелочных пород принимают участие различные структурные и минералогические типы щелочных сиенитов, меньшим распространением пользуются нефелинсодержащие монцониты и эндоконтактные меланократовые щелочные сиениты. Не вдаваясь в детальную характеристику уже описанных в литературе [1, 2] щелочных пород Шванидзорского массива, вкратце остановимся на описании главных типов щелочных пород.

Щелочные пегматоидные лейкократовые сиениты. Развиты эти породы в центральной части Шванидзорского комплекса и образуют три небольших изолированных выхода среди поля сиенито-диоритов. Площадь их распространения составляет 85% площади, занимаемой Шванидзорским комплексом. Они представлены серовато-белыми и серовато-розовыми крупнозернистыми (размер зерен 2—3 см) породами, с пятнистыми выделениями фемических минералов.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, иногда пойкилитовая, а в альбитизированных участках паналлотриоморфнозернистая.

В минералогическом составе (табл. 1) участвуют: калишпат-пертит, олигоклаз-андезин, обыкновенная и щелочная роговая обманка, эгирин-авгит, биотит и эпидот; из вторичных — альбит, либнерит, цеолиты, содалит и канкринит. Нефелин очень редок. Лишь в контакте с нефелиновыми пегматитами отмечается слабая нефелинизация.

Щелочные средне-мелкозернистые сиениты. Макроскопически это мезократовые серые, темно-серые породы мелко-среднезернистого сложения (от 0,5—0,8 до 3—8 мм). Развиги они по периферии пегматоидных щелочных сиенитов в виде реакционной каймы, с которыми связаны постепенными переходами. Также совершенно постепенно переходят в окружающие их сиенито-диориты [1]. Почти аналогичные породы развиты в Пхрутском и Калерском выходах.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, переходящая местами в аллотриоморфнозернистую. В отличие от лейкократовых разновидностей наблюдается возрастание содержания и номера плагиоклаза и темноцветных минералов (табл. 1). В некоторых разновидностях содержится нефелин.

Нефелиновые монцониты. Эти породы развиты в краевых частях Пхрутского выхода щелочных и нефелинсодержащих сиенитов, которые незаметно переходят в типичные монцониты.

Макроскопически эта разновидность характеризуется мезократовым обликом и сравнительной крупнозернистостью (0,1—0,3 см).

Структура породы гипидиоморфнозернистая, местами типично монцонитовая, а в альбитизированных участках аллотриоморфнозернистая. Почти аналогичные породы встречаются в краевых частях Шванидзорского комплекса. Для них характерно высокое содержание темноцветных (табл. 1).

Щелочные меланократовые сиениты. Это гибридные породы, прослеживающиеся непрерывной полосой (ширина 200—250 м) вдоль южного контакта лейкократовых щелочных сиенитов с Шванидзор с амфиболитовыми сланцами. Внешне представляют собой темно-серые среднезернистые, иногда «огнейсованные» породы, содержащие до 40% темноцветных минералов. Структура породы аллотриоморфнозернистая, местами даже гранобластовая. По составу близки к тералитам.

Альбититы. Среди щелочных пород Пхрутского выхода отмечаются небольшие (0,3—1 м в поперечнике) линзообразные тела и прожилки метасоматических альбититов. Мелкие прожилки и гнезда альбититов отмечаются и в северном экзоконтакте щелочных сиенитов Шванидзорского комплекса среди амфиболитизированных пород.

Это грубозернистые, пегматоидные породы белого цвета, состоящие сплошь из крупнокристаллических индивидов альбита с крупными кристаллами роговой обманки и чешуек биотита. Очень редко встречается нефелин с продуктами разложения. Вокруг линз альбититов отмечается отчетливая оторочка биотитизации.

В Шванидзорском комплексе типичные альбититы не встречаются,

однако отмечаются зоны интенсивной альбитизации, приуроченные к контактовым участкам.

Пегматиты. Для щелочных пород района характерна однотипная жильная серия, представленная двумя возрастными группами:

А. Ранние существенно калиевые, микроклиновые и микроклиномусковитовые слабозональные пегматиты. Распространены они главным образом в периферических частях выходов щелочных пород. По содержанию мусковита, корунда, биотита, турмалина, радиоактивных и ниобиевых минералов и текстурно-структурным особенностям выделяются типы и виды пегматитов.

Б. Поздние существенно натриевые полевошпатово-фельдшпатоидные отчетливо зональные, иногда полнодифференцированные, пегматиты. По соотношению калишпата, олигоклаза, нефелина, содалита, канкринита, меланита, турмалина, феррогастингсита и более редких минералов и текстурно-структурных особенностей выделяются минералогические типы, подтипы и виды пегматитов. Развита эта пегматиты в основном во внутренних, реже приконтактных частях выходов щелочных пород. Вопросы морфологии, минералогии и геохимии этих интересных образований в настоящем сообщении не рассматриваются.

Минералогический состав щелочных пород

Минералогический состав щелочных пород довольно однообразный. В различных количественных соотношениях встречаются (табл. 1) калишпат, плагиоклаз, щелочная и обыкновенная роговая обманка, моноклиновый пироксен и редко нефелин. Из второстепенных минералов присутствуют альбит, содалит, канкринит, эпидот, цеолиты, либнерит и кальцит.

Калинатровый полевой шпат. Является преобладающим минералом щелочных пород района. Калишпат-пертит образует ксеноморфные по отношению к плагиоклазу крупные зерна. Пертитовые вроски в калишпате составляют 30—60%. Наиболее распространен волокнистый и пятнистый пертиты. Кроме того, отмечаются веретенообразный и шнуровидный микропертит. Несомненно, большая часть пертитовых вросков имеет автометасоматическое происхождение, однако некоторая его часть образовалась в результате экссолуционного распада. Судя по многочисленным замерам оптической ориентировки и 2V, калишпат относится к калиевому анортоклазу. Угол

$$\perp (001) : Nm = 9-11^\circ; -2V = 52-76^\circ.$$

Плагиоклаз. Представлен идиоморфными, иногда слабозональными кристаллами размером 1—25 мм. Разница в составе внутренних и внешних зон не превышает десяти номеров. Содержание и основность плагиоклаза при переходе от лейкократовых сиенитов к среднезернистым и меланократовым разностям увеличивается. Состав плагиоклаза в щелочных породах разнообразный. Наряду с плагиоклазом № 32—37 присутствует олигоклаз № 26—28, альбит-олигоклаз и альбит № 0—15. Последний составляет иногда 10—15% породы.

Пироксен моноклинный. Отличается заметно изменчивым составом. В нефелиновых монцонитах он представлен ферросалитом с примесью эгириновой молекулы, особенно по краям зерен ($c : Ng = 42-46^{\circ}$; $2V = +58-63^{\circ}$, $N'_g = 1,732$, $N'_p = 1,708$). В шванидзорских сиенитах наряду с салитом ($2V = +58^{\circ}$, $c : Ng = 44^{\circ}$, $N'_g = 1,725$, $N'_p = 1,700$) присутствуют зоны бледно-зеленого эгирин-авгита с $12-15\%$ эгириновой молекулы ($-2V = 68^{\circ}$, $c : Ng = 55^{\circ}$, $N'_g = 1,731$, $N'_p = 1,703$) и даже эгирина ($-2V = 78^{\circ}$, $c : N_p = 5^{\circ}$, $N'_g = 1,746$, $N'_p = 1,722$). В виде мелких овальных зерен метасоматического происхождения присутствует зеленый эгирин-авгит с 20% эгириновой молекулы ($-2V = 70^{\circ}$, $c : Ng = 57^{\circ}$, $N'_g = 1,736$, $N'_p = 1,708$).

Таким образом, в моноклинных пироксенах щелочных пород четко проявлен метасоматический процесс эгиринизации.

Таблица 1

Средний количественно-минералогический состав щелочных пород
(в объемных %)*

Разновидности щелочных пород	Калишпат-перлит	Плагиоклаз		Альбит	Биотит	Роговая обманка	Моноклинный пироксен	Нефелин	Вторичные	Аксессуары
		%	№							
Лейкократовый щелочной сиенит с. Шванидзор	54,7	21,6	26—32	10,9	0,3	7,8	1,2	0,5	2,2	1,8
Средне-мелкозернистый щелочной сиенит с. Шванидзор	50,6	23,2	33—37	5,9	1,6	10,8	1,4	0,8	3,4	2,3
Среднезернистый щелочной сиенит с. Пхрут	42,2	26,3	26—28	13,6	6,2	4,4	3,2	—	2,8	1,3
Нефелиновый монцонит с. Пхрут	32,4	30,6	32—33	10,0	5,8	5,2	10,4	1,2	2,6	1,8
Меланократовый щелочной сиенит с. Шванидзор	30,9	29,4	37—40	1,8	7,2	10,6	13,7	2,2	0,8	3,4
Альбитит с. Пхрут	11,2	10,3	10—12	68,4	4,2	2,6	1,2	0,6	0,8	0,7

Роговая обманка. Является наиболее распространенным цветным минералом. Состав роговой обманки, так же как и пироксена, непостоянен. В пхрутских и калерских породах роговая обманка сильно железистая, содержит 75% железистого компонента ($-2V = 62^{\circ}$, $c : Ng = 17^{\circ}$, $N'_g = 1,708$, $N'_p = 1,688$). В шванидзорских щелочных сиенитах очень редко отмечаются мелкие самостоятельные зерна синезеленого феррогастингсита ($-2V = 53^{\circ}$, $c : Ng = 12^{\circ}$, $N'_g = 1,714$, $N'_p = 1,698$). Крупные зерна зональны: ядро—железистая (70% железистого компонента), бурозеленая роговая обманка ($-2V = 68^{\circ}$, $c : Ng =$

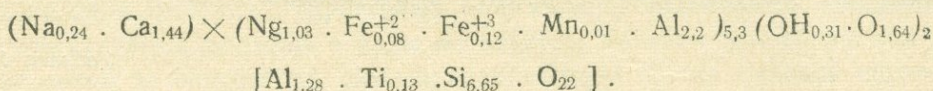
* По данным А. И. Адамяна [1] и автора.

$=15^\circ$, $N'_g=1,694$, $N'_p=1,672$); край — феррогастингсит ($-2V=58^\circ$, $c:N_g=$
 $=13^\circ$, $N'_g=1,710$, $N'_p=1,693$). Для феррогастингсита характерна следу-
 ющая ориентировка: $\perp(110): N_g=62^\circ$, $\perp(110): N_m=86^\circ$, $\perp(110): N_p=$
 $=29^\circ$. Роговая обманка обычно замещает моноклинный пироксен.

Химический состав (аналитик Г. Петросян) полущелочной роговой обманки следующий (в весовых %):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	+ N ₂ O	- N ₂ O	Сумма
46,0	1,09	20,5	7,58	5,67	0,85	7,56	9,31	—	0,87	0,36	0,07	99,86

Кристаллохимическая формула:



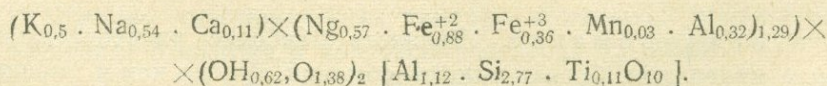
Характерной особенностью роговой обманки из щелочных сиени-
 тов является ее высокая глиноземистость и железистость (65%), а
 также высокое содержание CaO и MgO.

Биотит. Встречается в подчиненном количестве. Развивается
 обычно в виде реакционной каемки вокруг зерен роговой обманки, пи-
 роксена и включенных в плагиоклаз зерен магнетита. Кроме того,
 встречается метасоматический биотит, развивающийся по микротрещи-
 нам и вокруг альбититовых линз.

Светопреломление $N_m=1,662-1,669$, что соответствует биотиту с
 65—78% железистого компонента [10]. Химический состав биотита
 (аналитик Г. Джербашян) из щелочных сиенигов следующий (в весо-
 вых %):

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	Сумма
35,60	1,9	16,66	6,46	13,48	0,41	13,57	1,34	5,08	3,54	1,20	0,60	99,84

Кристаллохимическая формула:



Для биотита из щелочных сиенигов характерна высокая желези-
 стость (80%) и высокое содержание Na₂O и TiO₂.

Эпидот. Образует желто-зеленоватые идиоморфные зерна вклю-
 ченных между зернами полевых шпатов. Слабо плеохроирует; $N'_g=$
 $=1,752$, $N'_p=1,724$, что соответствует эпидоту с 15% железистого ком-
 понента.

Нефелин. Встречается редко в виде ксеноморфных зерен; обы-
 чно замещается канкринитом, цеолитом, либнеритом и др. Является

одним из поздних минералов. Сравнительно часто нефелин встречается в нефелиновых монцонитах. Вокруг нефелин-сиенитовых пегматитов, особенно разветвляющихся, наблюдается слабая нефелинизация.

Содалит и канкринит. Встречаются редко как вторичные продукты по нефелину. Обычно ассоциирует с альбитом, белой слюдой и др.

Либенерит. Образует микрочешуйчатые агрегаты (размер чешуек 0,05—0,1 мм), развивающиеся по нефелину совместно с другими вторичными минералами.

Цеолит. Часто встречается в лейкократовых щелочных сиенитах в виде округлых шаровидных зерен размером до 1 см. В шлифах образует радиально-лучистые агрегаты. Удлинение положительное. Двуосный положительный. $n_g = 1,480 \pm 0,002$, $n_p = 1,468 \pm 0,002$. Относятся к натролиту.

Кальцит. Образует небольшие зерна среди вторичных по нефелину минералов. Очень редко образует ксеноморфные двойниковое строения зерна в стыках зерен полевых шпатов.

Большинство описанных выше минералов из щелочных пород в главной своей массе при высокотемпературных автотасоматических процессах либо изменяет состав в сторону увеличения их железистости, либо в результате перекристаллизации образуется вновь (вторая генерация). По мнению многих исследователей [4], автотасоматические процессы (эгиринизация, феррогастингтитизация, нефелинизация, содалитизация и др.) играют важную роль в образовании щелочных пород.

Особенности химического состава щелочных пород

Средний химический состав Мегринского щелочного сиенита очень близок к нормативному составу щелочных сиенитов по Дэли. Для щелочных пород наблюдаются некоторые отклонения: лейкократовых щелочных сиенитов к щелочно-земельным сиенитам, среднезернистых щелочных сиенитов к нефелиновым монцонитам, меланократовых щелочных сиенитов к тералитам (табл. 2).

Характерными особенностями щелочных пород района является: 1) относительно небольшое содержание щелочей, никогда не достигающее избытка по сравнению с Al_2O_3 (коэффициент агпаитности $\sim 0,5$), что характерно для миаскитового типа щелочных пород; 2) постоянное, хотя и не резкое, преобладание K_2O над Na_2O (за исключением сильноальбитизированных разностей) при отношении $K_2O:Na_2O = 1—1,3$ и сумме щелочей 9—12%; 3) отношение $FeO:MgO$ всегда больше единицы; отношение $FeO:Fe_2O_3$ для лейкосиенитов больше единицы и для мезо-меланократовых — меньше; 4) щелочные породы в целом характеризуются высокой известковистостью, при $CaO > MgO$.

Указанные особенности химизма пород нашли свое отражение и в их минералогических особенностях. Для химических минералов характерна высокая глиноземистость, железистость и щелочность, а также

Химический состав щелочных пород (в весовых %) *

Окислы в %	Щелочной лейкосиенит					Щелочной сиенит, среднее из 8 анализов	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				
	Щелочной лейкосиенит	Щелочной среднесиенит	Нефелиновый монзонит	Щелочной меганократовый сиенит	Щелочной сиенит		параметры	I	II	III	IV
№	I	II	III	IV	V						
SiO ₂	57,36	57,00	54,00	55,98	56,68	a	18,3	20,3	12,5	20,2	18,5
TiO ₂	0,10	0,30	0,28	0,40	0,29	c	3,5	3,3	10,1	3,8	5,8
Al ₂ O ₃	23,36	19,21	22,37	20,72	21,20	b	12,2	8,3	10,8	11,6	7,1
Fe ₂ O ₃	1,65	4,90	1,77	5,54	2,50	S	66,0	68,1	66,7	64,4	68,6
FeO	2,32	1,42	4,08	2,36	2,26	a'	50,9	—	—	—	—
MnO	0,21	0,17	0,07	0,06	0,15	f'	32,2	69,8	54,8	61,1	67,3
MgO	1,17	0,05	2,53	2,02	1,22	m'	16,9	0,9	42,5	29,9	30,6
CaO	2,88	4,54	7,80	4,00	4,01	n'	—	29,3	2,7	9,0	2,1
Na ₂ O	4,62	3,47	3,80	5,28	4,61	p'	55,6	52,1	71,7	51,8	58,6
K ₂ O	5,56	6,44	2,26	5,82	5,06	t	0,1	0,1	0,4	0,7	0,4
П. п. п	0,15	2,42	0,45	0,74	1,28	Q	18,8	51,7	15,1	40,7	32,7
Сумма	99,38	99,96	99,84	100,15	99,26		-8,1	-7,7	-1,6	-15,4	-5,6

преобладание CaO над MgO, а для салических минералов — весьма незначительное развитие нефелина, высокая основность плагиоклаза и преобладающая роль калишпата.

Сиенито-диориты, монзониты и щелочные сиениты, имеющие друг с другом тесные петрографические взаимоотношения, образуют родственную петрохимическую серию щелочно-земельного и субщелочного химизма с заметным повышением щелочности в ряду монзонит—сиенит—щелочной сиенит.

Особенности распределения и состав аксессуарных минералов

Со всех разностей щелочных сиенитов было взято и обработано 15 проб весом 10 кг. Обработка проб и методика исследования аксессуарных минералов изложена в ранее опубликованной статье автора [8].

Кратко остановимся на характеристике встречающихся в щелочных породах аксессуарных минералов.

Магнетит. Содержание магнетита возрастает параллельно с возрастанием фемических минералов в щелочных сиенитах от 0,6 до 2,4%. Образует довольно крупные (0,5—1 мм) октаэдрические кристаллы с неравномерно развитыми или искаженными гранями. Магнетит, как правило, ассоциирует с фемическими минералами, нередко обрстая при аутометасоматических процессах железистым биотитом и ферро-

* Анализы № I и III по материалам автора; № II и IV заимствованы у А. И. Адамяна [1]. Все анализы выполнены в лаборатории ИГН АН СССР.

гастингситом. Спектральным анализом* установлены: Mn (0,01%), Ti (0,3—1,0%), Ni (0,003%), Co (0,003%), V (0,05%), Ga (0,01—0,03%), Cu (0,01%), Zn (0,01%), Pb (0,001%) и др.

Титаномагнетит. Образует неправильной формы выделения преимущественно в мезократовых и меланократовых щелочных сиенитах. Размер зерен 5—10 мм. Содержание титана ~ 3%. Особенно крупные (3—4 см) кристаллы титаномагнетита встречаются в пегматитах.

Ильменит. Наиболее широко развит в среднезернистых сиенитах и нефелиновых монцонитах, в меньшей степени в лейкократовых щелочных сиенитах. Среднее содержание ильменита в породах 0,05%, причем в некоторых разностях сиенитов доходит до 0,1%. Ильменит образует пластинчатой формы выделения, размером 2—3 мм, в стыках зерен полевых шпатов в ассоциации с апатитом, сфеном и титаномагнетитом.

Характерной особенностью ильменита является высокое содержание в нем ниобия (0,1—0,3%) и тантала (0,03%). Из других примесей отметим V (0,003%), Zr (0,03%), Mo (0,003%), Ga (0,01%), La (0,01%), Pb (0,003%), Sn (0,001%).

Апатит. Весьма характерный аксессуарный минерал щелочных пород. Среднее содержание апатита 0,64%. Наблюдается закономерное возрастание содержания апатита от среднезернистых сиенитов (0,5%) к пегматоидным лейкократовым сиенитам, где оно достигает 1,4%, а редко и более (3—4%).

Участки лейкократовых сиенитов, обогащенных апатитом (апатитизация), обычно интенсивно альбитизированы. Как в нефелиновых монцонитах, так и альбититах с. Пхрут содержание апатита высокое (0,7—1,5%). Изометричные зерна апатита, размером 0,5×2 мм, редко 1×3 мм, обычно включены в биотит и феррогастингсит. Очень часто ассоциирует с альбитом, нефелином и калишпатом.

Выделяются два морфогенетических типа апатита: 1) водяно-прозрачные бледно-голубые апатиты длиннопризматического габитуса с хорошо развитыми гранями гексогональной призмы ($1\bar{1}00$), двух бипирамид ($1\bar{1}01$) и ($2\bar{1}\bar{1}\bar{1}$) и базопинакоида; 2) мутные, темноокрашенные сильно корродированные апатиты короткопризматического габитуса. Дымчатая окраска апатита обусловлена включениями тонкодисперсных частичек темных минералов и обычно слабо плеохроирует. Такие апатиты характерны для щелочных пород сс. Пхрут и Калер, а также для среднезернистых и меланократовых щелочных сиенитов.

Судя по показателю преломления ($N_g = 1,638$, $N_p = 1,632$), бледно-голубые апатиты щелочных сиенитов относятся к существенно фторосодержащим апатитам.

Для апатита из щелочных сиенитов характерно высокое содержание (табл. 6) редких земель ($\Sigma TR_2O_3 = 2,40\%$), тория (0,06%) и урана (0,005%), причем в составе редких земель преобладают лантаноиды

* Спектральные анализы выполнены в лаборатории ИГН АН АрмССР Г. М. Мкртчяном и М. Я. Мартиросяном.

цериевой и неодимовой группы (табл. 5). Кроме того, спектральным анализом установлены: Mn (0,03%), Cu (0,003%), Pb (0,003%), Ga (0,003%), Y (0,10%), Sr (0,3%), Ba (0,1%), Li (0,001%).

С ф е н. Наиболее широко распространенный после магнетита акцессорный минерал. Во всех разностях щелочных сиенитов образует крупные (0,5—2 мм) удлиненно призматические кристаллы, имеющие в шлифах ромбовидные очертания. Нередко образует ксеноморфные выделения с полисинтетически двойниковым строением. Выделяются два морфогенетических типа сфена: 1) ранние, бледно-желтые, желтые удлиненно-призматические кристаллы с хорошо развитыми гранями (110) и (111), реже (100). Размер кристаллов не более 2—6 мм. Встречается во всех разностях щелочных сиенитов и очень редко в нефелиновых монцонитах и альбититах; 2) поздние буро-коричневые табличкообразные кристаллы с хорошо развитыми гранями (111), (100) и (201) и редко бесформенные выделения. Размер кристаллов 1—2 см. Встречается только в лейкократовых пегматоидных щелочных сиенитах, нередко образуя кучные скопления. Образование бурого сфена протекает в аутометасоматическую стадию изменений в породе.

Содержание сфена в среднем 0,75%. В мезократовых сиенитах не выше 0,5%, а в нефелиновых монцонитах и альбититах встречается в единичных зернах (0,1%). В лейкократовых сиенитах — 0,5—1,0%, однако очень часто отмечаются участки с содержанием более 2—3% сфена, а в меланократовых сиенитах около 5—6%. Сфен широко распространен в пегматитах. Для сфена бледно-желтого цвета характерна ассоциация с биотитом и роговой обманкой.

Таблица 3

Количественные соотношения акцессорных минералов в щелочных сиенитах
(в весовых %)

Минералы	Пределы колебания	Среднее содержание	Минералы	Пределы колебания	Среднее содержание
Магнетит . . .	0,6 — 2,4	0,85	Бетафит . . .	Ед. знаки — 0,001	Ед. знаки
Титано-магнетит	0,1 — 0,3	0,15	Бадделейт . . .	Ед. знаки — 0,008	0,003
Ильменит . . .	0,01 — 0,1	0,05	Лейкоксен . . .	0,01 — 0,03	0,02
Апатит	0,5 — 1,4	0,64	Турмалин . . .	0,005 — 0,02	0,015
Циркон	0,1 — 0,6	0,21	Флюорит . . .	0,05 — 0,6	0,15
Сфен	0,5 — 3,0	0,75	Пирит	0,001	0,001
Цирколит . . .	0,01 — 0,02	0,015	Халькопирит .	Ед. знаки	Ед. знаки
Ортит	0,005 — 0,02	0,01	Молибденит . .	Ед. знаки	Ед. знаки
Монацит	0,03 — 0,2	0,05	Торит	Ед. знаки — 0,001	0,001
Анаказ	Ед. знаки — 0,002	0,001	Корунд	Ед. знаки	Ед. знаки

Бурый сфен образует выделения в интерстициях полевых шпатов и ассоциирует с альбитом и нефелином.

Сфен из щелочных пород характеризуется высоким содержанием иттрия (2,5%) и редких земель (1,65%). Химическими анализами (табл.

б) в сфенах установлены также Nb_2O_5 —0,3%, ThO_2 —0,18% и уран (0,005%).

По содержанию отдельных лантаноидов сфены характеризуются высоким содержанием La, Ce, Pr, Nd и Sm. Более тяжелые лантаноиды иттриевой группы имеют подчиненное значение (табл. 5).

Сфен щелочных сиенитов является основным концентратором ниобия, иттрия, редких земель и радиоэлементов. Полуколичественным спектральным анализом установлены: Mn (0,03—0,1%), Co (0,003%), V (0,03%), Zr (0,1%), Hf (0,03%), Nb (0,3%), Cu (0,01%), Pb (0,01%), Sn (0,01%), Ga (0,01%), La (0,3%), Ce (0,3%), Sr (0,3%), Ba (0,1%), Li (0,001%), Be (0,0003%) и Th (0,1—0,3%).

Ц и р к о н. Встречается в виде хорошо образованных коротко-призматических кристаллов розового цвета. Размер кристаллов в среднезернистых сиенитах — 0,5—1,0 мм, в пегматоидных — 1,5—3 мм, редко — 5 мм. Удлинение (отношение длины кристалла к ширине) разное 1:1,5—1:1,7.

Основными кристаллографическими формами являются: тетрагональная призма (110) и тетрагональная бипирамида (111). Очень слабо развиты грани (311), (331) и (110). Грани кристаллов обычно развиты неравномерно. Цвет циркона в Шванидзорских щелочных породах — розовый различной интенсивности и бесцветный в нефелиновых монцонитах и щелочных сиенитах с. Пхрут. Следует отметить, что бесцветные мелкие цирконы как в сиенито-диоритах, так и в щелочных породах являются ранними — магматическими. Розовые крупные цирконы в лейкократовых сиенитах большей частью являются метасоматического происхождения, как и аналогичные цирконы из других фаций монцонитовой интрузии. В нефелиновых монцонитах с. Пхрут вместо позднего циркона образуется бадделеит. Розовый циркон образует интерстициальные искаженные кристаллы в ассоциации с биотитом, альбитом, нефелином и феррогастингситом. В цирконах, обычно включенных в поздние минералы, очень много газово-жидких пузырей, микротрещин, включений апатита, роговой обманки и др.

Подобно сфену и апатиту, циркон является характерным акцессорным минералом щелочных пород. Среднее содержание циркона в породах — 0,21%, причем лейкократовые разности более обогащены — 0,5—0,6% (особенно альбитизированные участки), чем мезо-меланократовые разности — 0,1—0,2%. Очень мало циркона в щелочных породах и альбититах с. Пхрут — 0,05—0,1%.

В цирконах из щелочных сиенитов химическими анализами (табл. 4) установлены: иттрий (1,0%), редкие земли (0,30%), ниобий (0,01%), гафний (0,49%), торий (0,07%) и уран (0,04%).

Обращает на себя внимание высокое цирконий-гафниевое отношение в цирконах — 86 (в гранитоидах 35—40). Характерной особенностью состава (табл. 5) редкоземельных элементов является одинаково высокое содержание лантаноидов цериевой (La, Ce), неодинаковой (Pr, Nd) групп, с одной стороны, и эрбиевой (Er, Tu) и иттербиевой (Yb, Lu) групп — с другой. Помимо этих элементов в цирконах спектро-

Содержание редких земель, иттрия, ниобия, гафния, тория и урана
в аксессуарных минералах из щелочных сиенитов*

Минералы	Содержание в породе в весовых %	Содержание в весовых %					
		ΣTR_2O_3	Y_2O_3	Nb_2O_5	HfO_2	ThO_2	U общ.
Апатит	0,64	2,40	0,10	—	—	0,06	0,005
Сфен	0,75	1,65	2,50	0,30	0,03	0,18	0,005
Циркон	0,21	0,30	1,00	0,01	0,49	0,07	0,040
Ортит	0,01	21,0	0,16	0,01	—	1,28	0,012
Монацит	0,05	62,3	2,50	—	—	5,26	0,620

скопически установлены: Fe (0,3—1,0%), Mn (0,03—0,1%), Ti (0,3%), Si (0,003%), Pb (0,003%), Ga (0,003%), Be (0,001%), Ba (0,3%) и др.

Циртолит. Полуметамиктные непрозрачные цирконы серовато-желтого цвета встречаются очень редко. Обычно они имеют бипирамидально-призматический габитус с сильно корродированными гранями. Циртолит более характерен для лейкократовых сиенитов, где его содержание достигает 0,01—0,02%. Спектральным анализом устанавливаются следующие элементы—примеси: Hf (0,3—1,0%), Nb (0,1%), Be (0,01%), Th (0,3—1%), U (1—3%), Pb (0,3%), Y (3—5%), Yb (0,3—1,0%), Ce (0,1—0,3%), Li (0,003%) и др.

Ортит. Встречается в виде мелких (0,1 мм) кристалликов таблитчатой формы и неправильных осколков. В иммерсии просвечивает красно-бурый цвет. Плеохроизм резкий — в желто-бурых тонах. $N_g = 1,752 \pm 0,003$, $N_p = 1,740 \pm 0,003$. Содержание в породах невысокое — 0,01%. Более характерен для среднезернистых щелочных сиенитов краевых фаций и нефелиновых монзонитов [8].

Таблица 5

Содержание отдельных лантаноидов в аксессуарных апатитах, сфенах, ортитах и цирконах из щелочных пород**

Минералы	Содержание ΣTR_2O_3 в %	Содержание редких земель в % от ΣTR_2O_3 , принятое за 100%													
		La	Ce	Pz	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Ez	Tu	Yb	Lu
Апатит	2,40	25,0	44,0	4,4	23,0	1,8	0,2	1,1	0,2	0,5	—	—	—	—	—
Сфен	1,65	19,0	43,0	6,1	23,0	3,4	0,3	0,9	0,15	0,9	0,2	0,3	—	0,2	—
Циркон	0,30	18,0	45,0	3,4	9,0	1,5	0,1	1,5	0,2	—	—	—	—	—	—
Ортит	21,0	39,0	58,0	3,4	6,5	0,1	—	—	—	2,3	—	—	—	—	—

* Определения ΣTR_2O_3 , Y_2O_3 , Nb_2O_5 и ThO_2 выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ АН СССР. Анализы на уран — С. С. Аковой. Содержание HfO_2 определено рентгеноспектральным методом в Институте геохимии им. Вернадского.

** Содержания редких земель даны по результатам рентгеноспектральных анализов, выполненных в ИМГРЭ АН СССР Р. А. Баринским.

По составу ортит относится к цериевой разновидности с высоким содержанием La, Pr и Nd [8]. Химическими анализами (табл. 5) обнаружены: Y_2O_3 (0,16%), ThO_2 (1,28%), уран (0,012%) и Nb_2O_5 (0,01%). Из других элементов примесей присутствуют: Sc (0,001%), Ga (0,03%), Be (0,003%), Li (0,001%), Zr (0,3—1,0%), Cu (0,01%), Sr (0,03%), Ba (0,01%), V (0,003%) и др.

Монацит. Наиболее характерный редкоземельный минерал щелочных сиенитов. Монацит встречается в виде бесцветных или бледно-желтых таблитчатых по (100) кристаллов размером 0,4—0,6 мм. В шлифах наблюдается в виде идиоморфных кристаллов прямоугольного сечения с хорошо заметной спайностью по (001) и (100). Оптически положителен. Угол $\epsilon:Ng=2-3^\circ$, $2V=12-16^\circ$. Дисперсия оптических осей заметная, $r>v$. Очень слабо плеохроирует. Обычно монацит приурочен к стыкам зерен полевых шпатов. Содержание монацита в лейкократовых пегматоидных сиенитах достигает 0,1%, особенно много его в альбитизированных и флюоритизированных участках (в 1 км вверх по р. Шванидзор). В среднезернистых сиенитах и нефелиновых монцонитах встречается реже—0,03—0,05%. Монацит встречен также в экзоконтактных амфиболитизированных породах (кочевка Гюморац). Химический состав монацита приведен в табл. 5. Характерно высокое содержание лантана и церия (62,3%), а также иттрия (2,5%), тория (5,26%) и урана (0,62%). Очень часто устанавливаются: Ti (0,3—1,0%), Sc (0,001—0,003%), Be (0,001%), Pb (0,003%) и др.

Бетафит. Встречается очень редко. Единичные зерна бетафита были обнаружены в нефелиновых монцонитах и альбититах с. Пхрут и альбитизированных участках лейкократовых нефелинсодержащих разновидностей щелочных сиенитов. Сравнительно часто встречается в пегматитах. Образует октаэдрические кристаллы буро-коричневого цвета. Размеры кристаллов 0,04—0,08 мм. Бетафит ассоциирует с монацитом, циртолитом, бадделейтом и альбитом; в тонких осколках просвечивает желто-оранжевым цветом. Изотропен. Рентгенометрическая характеристика бетафита приведена в табл. 6. Судя по условиям нахождения, бетафит образуется за счет изменения первичного пиррохлора при поздних метасоматических процессах. Спектральным анализом в бетафите обнаружены: Ca (3%), Fe (1,0%), Ti (>5%), Nb (1—3%), Ta (0,1—0,3%), Y (>1%), La (0,3—1,0%), Ce (0,3—1,0%), U (>3%), Th (~3,0%), а также следы: Be (0,001%), Sn (0,001%), Pb (0,003%).

Таблица 6

Рентгенометрическая характеристика бетафита*

№ линий	I	$\frac{d\alpha}{n}$ (Å)	№ линий	I	$\frac{d\alpha}{n}$ (Å)
1	7	3,26	10	1,5	1,273
2	9	3,00	11	1,5	1,145
3	4	2,80	12	2	1,044
4	4	2,57	13	2	0,986
5	5	1,97	14	1,5	0,936
6	7	1,82	15	1	0,925
7	3	1,67	16	2	0,865
8	5	1,55	17	1,5	0,843
9	2	1,484	18	1	0,811

* Рентгенограмма выполнена в лаборатории ИМГРЭ АН СССР Ю. А. Пятенко. Условия съемки: λ Cu—Ni, $2R=0,57$; $2r=0,6$ мм образец прокален при $t=850^\circ$ 3ч.

Судя по данным анализа, для бетафита характерно преобладание U над Th и Y над Ce.

Бадделейт. Очень редкий и специфический для щелочных пород аксессуарный минерал. Установлен в щелочных породах и альбититах с. Пхрут, реже в альбитизированных разностях лейкократовых щелочных сиенитов. Содержание его не более 0,003%. Бадделейт образует удлиненно-призматические сильно уплощенные кристаллы с резко выраженной вертикальной штриховкой. Цвет коричнево-бурый. Плеохроирует. Рентгенометрическая характеристика бадделейта дана в табл. 7.

Таблица 7

Рентгенометрическая характеристика аксессуарного бадделейта

№ линии	I	$\frac{d\alpha}{n} (\text{Å})$	№ линии	I	$\frac{d\alpha}{n} (\text{Å})$
1	2	3,76	10	2	1,560
2	10	3,31	11	6	1,496
3	4	2,94	12	2	1,410
4	7	2,64	13	5	1,335
5	5	2,20	14	4	1,230
6	10	1,842	15	4	1,034
7	7	1,712	16	4	0,998
8	4	1,670	17	6	0,892
9	2	1,612	18	3	0,847

титах и альбитизированных участках щелочных сиенитов сс. Пхрут и Шванидзор. В иммерсии просвечивает желтым цветом. Изотропен $N=1,724 \pm 0,003$. В ассоциации с торитом, кроме альбита, встречается мусковит, циртолит, бадделейт, турмалин, бетафит и др. Спектральным анализом в торите, рентгенограмма которого приведена в табл. 8**, установлены следующие элементы: Th ($\gg 10\%$), Ca (1,0%), Fe (1—3%), Ti (0,1%), Zr (0,3—1,0%), Pb (0,1—0,3%), Li (0,001%), Be (0,001%), Y (0,3—1%), Yb (0,1—0,3%), U (0,1—0,3%), Sc (0,01%), P (0,3—1,0%) и др.

Торит более характерен для пегматитовых образований щелочных сиенитов.

Турмалин в незначительном ко-

* Рентгенограмма выполнена в лаборатории Львовского госунта и рассчитана автором. Условия съемки λ Cu—Ni; D=86 мм, $\rho=0,7$ мм.

** Идентификация рентгенограмм бетафита, бадделейта и торита произведены по «Рентгенометрическому определителю минералов» В. И. Михеева, 1958.

*** Рентгенограмма выполнена в лаборатории Львовского госунта. Условия съемки: λ Fe, D=86 мм, $\rho=0,7$ мм, образец прокален при $t=860^\circ$, 3 ч.

Спектральным анализом в бадделейте обнаружены: Zr ($\gg 10\%$), Hf (0,3%), Nb (0,03%), Y (0,01%), La (0,003%), Ti (0,03%). Образование бадделейта в щелочных породах связано с высокой подвижностью комплексных соединений циркония в резкощелочной среде, что в условиях недостатка кремнезема в позднематической стадии приводит к образованию бадделейта вместо розового циркона. Ассоциируемый с бадделейтом бесцветный циркон выделялся в магматическую стадию.

Торит. Очень редок. Редкие красновато-коричневые кристаллы тетрагонально-призматического облика, размером $0,08 \times 0,1$ мм, установлены в альби-

Таблица 8
Рентгенометрическая характеристика аксессуарного торита***

№ линии	I	$\frac{d\alpha}{n} (\text{Å})$	№ линии	I	$\frac{d\alpha}{n} (\text{Å})$
1	3	3,34	7	1	1,890
2	3	3,16	8	4	1,654
3	3	3,00	9	3	1,417
4	4	2,598	10	8	1,187
5	2	(2,06)	11	6	1,151
6	2	1,815	12	4	1,126

личестве (0,015%) встречается во всех разностях щелочных сиенитов. Образует буро-черные призматические кристаллы и осколки неправильной формы. Размер зерен 0,14—0,2 мм. В иммерсионных препаратах резко плеохроирует в коричнево-зеленых тонах; обнаруживает зональное строение. $N'_g = 1,674 \pm 0,003$, $N'_p = 1,646 \pm 0,003$, что соответствует турмалину с 80% шерлового компонента. В турмалине присутствуют: Li (0,1—0,3%), Ga (0,3—0,5%), Ti (0,1—0,3%), Sr (0,03—0,1%), Be (0,001%), La (0,001%), Cu (0,01%), Pb (0,003%), V, Ni, Co и др.

Флюорит. Весьма характерный минерал щелочных лейкократовых сиенитов, где его содержание достигает 0,15—0,6%. В среднезернистых разностях и щелочных породах с. Пхрут сравнительно редок (0,05%). Флюорит образует октаэдрические кристаллы, однако чаще встречается в форме неправильных осколков размером 0,5—1 мм, редко 3—4 мм. Цвет фиолетовый, различной интенсивности. Окраска неравномерная. Содержание флюорита в лейкократовых пегматоидных сиенитах возрастает со степенью альбитизации пород. Процесс флюоритизации иногда проявляется и вдоль микротрещин, нередко образуя кучные скопления. Спектроскопически установлены: Be (0,003%), Ba (0,01%), Sr (0,1%), Y (0,3—1,0%), La (0,03—0,1%), Ga (0,001%), Mn (0,03—0,1%). Судя по высокому содержанию иттрия (0,3—1,0%), флюорит щелочных фаций относится к иттриофлюориту.

Лейкоксен. Представлен фарфоровидно-белыми агрегатами пластинчатого облика. Развивается вокруг титаномагнетита и ильменита.

Анатаз. Редок. В виде мелких (0,05—0,1 мм) остроугольчобипирамидальных кристалликов черного цвета встречается в нефелиновых монцонитах с. Пхрут и среднезернистых щелочных сиенитах. Содержит: Nb (0,3—1,0%), Ta (0,03—0,1%), Zr (0,1—0,3%), Be (0,001%) и др.

Пирит. Встречается во всех разностях пород, но в незначительном количестве (0,001%). Образует куб-октаэдрические кристаллы.

Халькопирит и молибденит. В отдельных пробах щелочных пород с. Пхрут и лейкократовых сиенитах присутствуют в виде единичных зерен.

Корунд. Редок. Встречается в виде остроугольных желто-зеленых обломков в пегматоидных сиенитах и пегматитах.

Распространение акцессорных элементов

В щелочных породах описываемого района, кроме распространенных петрогенных элементов (Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K и др.), присутствуют редкие и рассеянные элементы (Ti, Nb, Ta, Zr, TR, Ga, Th, Sr и др.), в благоприятных условиях образующие редкие акцессорные минералы или рассеивающиеся в решетках распространенных минералов. Ниже даются некоторые особенности в закономерности распределения наи-

более важных редких элементов, определения которых проводились в средних пробах рентгено-спектральными, спектральными и химическими анализами.

Литий. Отмечен во всех разновидностях щелочных сиенитов, однако лейкократовые щелочные сиениты более обогащены литием ($5 \cdot 10^{-3} \%$), чем среднезернистые сиениты и нефелиновые монзониты ($3 \cdot 10^{-3} \%$), что несколько ниже кларка лития в изверженных породах ($5 \cdot 10^{-3} \%$ по А. П. Виноградову). Заметно обогащены литием пегматиты ($2 \cdot 10^{-2} \%$). Литий концентрируется в эгириин-авгитах (0,001%), феррогастингите (0,001%), биотите (0,03—0,1%), турмалине (0,03%), мусковите (0,1—0,3%), плагиоклазе, альбите, калишпате (0,001—0,003%), нефелине, содалите, канкрините, эпидоте (0,001%), корунде (0,001%), бетафите (0,001%), ортите (0,003%), редко встречается в сфене, цирконе, лейкоксене, цеолите, флюорите (0,001%). Таким образом, основная масса лития сконцентрирована в породообразующих минералах.

Бериллий. Среднее содержание Be в щелочных породах равно $8 \cdot 10^{-4} \%$, что немногим больше кларка в нефелиновых сиенитах ($7 \cdot 10^{-4} \%$ по А. А. Беусу). Лейкократовые щелочные сиениты содержат до $1 \cdot 10^{-3} \%$ бериллия, а среднезернистые не более $5 \cdot 10^{-4} \%$. Основная масса бериллия в породах сосредоточена в алюмосиликатах, что в присутствии фтора в породах намного облегчает изоморфное замещение бериллием алюминия и кремния [3]. Так, в калишпате содержится 0,0003—0,001%, нефелине—0,003—0,01%, эгириин-авгите—0,001%, феррогастингите—0,001%, биотите—0,003%, канкрините—0,001%, корунде—0,01%, ортите—0,003%, сфене, цирконе—0,0003—0,001%, турмалине—0,003%, флюорите—0,03—0,1%, бетафите—0,001% и эпидоте—0,001%.

Рубидий. Данных по содержанию рубидия в породах нет. Рубидий отмечен в калишпате (0,017%) и в биотите (0,030%), где он изоморфно замещает калий. Судя по этим данным, содержание рубидия в щелочных сиенитах заметно понижено ($1 \cdot 10^{-3} \%$ против кларка в изверженных породах— $2,8 \cdot 10^{-3} \%$).

Стронций и барий. Средние содержания этих элементов, вычисленные по данным спектрального анализа, следующие: Sr— $1,5 \cdot 10^{-1} \%$; Ba— $2,5 \cdot 10^{-1} \%$, что значительно выше их кларков в изверженных породах (по К. Ранкама Sr— $3 \cdot 10^{-2} \%$, Ba— $2,5 \cdot 10^{-2} \%$). Стронций и барий являются наиболее характерными элементами щелочных сиенитов. Они отмечаются спектральными анализами во всех изученных минералах. К. А. Власов, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськова [6] отмечают весьма заметное обогащение щелочных пород Ловозерского массива как стронцием (0,09—0,13%), так и барием (0,12—0,37%). Высокое содержание бария в Мегринских щелочных породах обусловлено отчетливо калиевым характером пород. Что же касается стронция, то его высокое содержание обусловлено, вероятно, карбонатной ассимиляцией. В частности, в известняках, обнажающихся в кон-

такте с щелочными сиенитами, обнаружено 0,3—1% стронция и 0,1—0,3% бария.

Стронций обнаружен в плагиоклазе (0,3%), пироксене (0,1%), феррогастингите (0,1—0,3%), биотите (0,01%), нефелине, содалите, калишпате (0,03—0,1%), эпидоте (0,1%), апатите (0,3—1,0%), кальците (0,3—1,0%), сфене, флюорите, турмалине, цеолите (0,1—0,3%, редко 1,0%).

Барий присутствует в калишпате (0,3—1,0%), эгирин-авгите, феррогастингите, плагиоклазе, альбите, нефелине, канкрините (0,01—0,03%), мусковите (0,3%), турмалине (0,1%), цеолите, сфене (0,03—0,1%) и др.

Галлий. В щелочных породах является наиболее распространенным рассеянным элементом. Среднее содержание галлия в щелочных породах района— $6 \cdot 10^{-3}$ %, что почти в четыре раза выше его кларка в изверженных породах ($1,6 \cdot 10^{-3}$ % по А. П. Виноградову).

Среднее содержание галлия в лейкократовых щелочных сиенитах ($8—10 \cdot 10^{-3}$ %) почти в два раза выше, чем в среднезернистых сиенитах и нефелиновых монцонитах ($3—5 \cdot 10^{-3}$ %), в нефелиновых пегматитах ($1,0 \cdot 10^{-2}$ %). В ходе кристаллизации щелочных пород Ga концентрируется в лейкократовых минералах: нефелине, содалите (0,03%), калишпате (0,003%), плагиоклазе, альбите (0,001—0,003%), магнетите (0,001%), сфене, эпидоте, турмалине, ортите (0,003—0,01%) и др. Максимальное содержание галлия установлено в корунде (0,3%).

Скандий и олово. В лейкократовых и среднезернистых щелочных сиенитах Sc и Sn не обнаружены. Скандий отмечается в меланократовых сиенитах (0,001%). Олово в виде примеси установлено в биотите (0,001—0,003%), сфене (0,003—0,010%), анатазе (0,003%), ильмените (0,001%), бетафите (0,001%), циртолите (0,003%), эгирин-авгите (0,001%).

Скандий присутствует в торите (0,01%), монаците (0,03%), редко в ортите, титаномагнетите (0,001%), цирконе (0,003%), циртолите (0,001%).

Элементы группы железа (Ti, V, Cr, Co, Ni, Mn). Из этой группы лишь титан является характерным элементом. Остальные элементы очень редко в тысячных долях процента устанавливаются в лейкократовых сиенитах и, как правило, накапливаются в мезо- и меланократовых щелочных сиенитах, где их содержание порядка 0,005—0,01%. Элементы группы железа концентрируются в железомagneзиевых силикатах и магнетите (0,01—0,03%).

Титан. Среднее содержание титана в щелочных лейкократовых сиенитах по данным химических анализов—0,29%, что значительно ниже его кларка в изверженных породах (по Ранкама 0,44%). Несколько выше содержание титана в мезо-меланократовых разностях (0,3—0,4%). Главная масса титана в породах сосредоточена в ильмените, сфене, биотите ($1,9\%$ TiO₂), феррогастингите ($1,09\%$ TiO₂) и эгирин-авгите (0,3—1,0%). Причем на долю железомagneзиевых силикатов пород приходится 50% TiO₂, а остальная часть — на собственно тита-

новые минералы. В рассеянном состоянии титан присутствует практически во всех изученных минералах. В щелочных сиенитах, обогащенных TiO_2 в виде сфена и ильменита, Nb и Ta почти целиком рассеиваются в этих минералах. В разностях же, содержащих небольшое количество TiO_2 (нефелиновые монцониты), ниобий образует бетафит.

Ниобий и тантал. Почти во всех изученных разностях щелочных сиенитов содержание ниобия—0,01%. В тяжелых фракциях из этих же пород содержание ниобия достигает 0,1—0,3%, а из альбититов и пегматитов—0,3—1%. По сравнению с кларком в изверженных породах (0,002% по А. П. Виноградову) среднее содержание ниобия в щелочных породах Мегринского плутона почти в пять раз выше, однако при сравнении с кларком в нефелиновых сиенитах (0,02% по Гольдшмитцу)—почти в два раза понижено.

В лейкократовых и альбитизированных сиенитах ниобий встречается чаще, чем в среднезернистых и меланократовых щелочных сиенитах.

Главная масса ниобия в породах сконцентрирована в сфене, биотите и ильмените и редко в единственном ниобиевом минерале—бетафите. Рассеянный ниобий установлен в ильмените (0,1—0,3%), сфене (0,3%), цирконе (0,01—0,03%), циртолите (0,1%), ортите (0,01%), бадделеите (0,03%), биотите (0,01—0,03%), анатазе (0,3—1,0%) и редко в турмалине и титаномагнетите (0,01%).

Тантал почти целиком вместе с ниобием рассеивается в титановых минералах и бетафите (0,1%), в сфене (0,01%), анатазе (0,03%).

Цирконий и гафний. Цирконий отмечается во всех разностях сиенитов, однако лейкократовые щелочные сиениты более богаты им ($2,5 \cdot 10^{-2}$ %), чем среднезернистые сиениты ($1,5 \cdot 10^{-2}$ %). Сравнение с кларком изверженных пород ($1,7 \cdot 10^{-2}$ % по А. П. Виноградову) показывает, что лейкократовые сиениты в 1,5 раза обогащены цирконием. Меланократовые сиениты бедны цирконием.

Геохимически тесно связанный с цирконием, гафний содержится в щелочных сиенитах в количествах ($2,9 \cdot 10^{-4}$ %), близких к кларковым ($3 \cdot 10^{-4}$ % по А. П. Виноградову). Отношение Zr : Hf в щелочных сиенитах очень высокое—86. Это связано с более низкой подвижностью гафния по сравнению с цирконием в резко щелочных условиях [7]. Содержание гафния в розовых цирконах, по данным рентгеноспектральных анализов, составляет 0,49%, в бадделеите—0,3%, в сфене—0,01%, в бетафите—0,01%. Спектральными анализами цирконий установлен в следующих минералах: эгирин-авгите (0,10%), феррогадингсита (0,1%), биотите (0,03%), бетафите (0,1%), ортите, сфене (0,01%). Однако следует отметить, что 90% циркония в щелочных сиенитах представлено циркониевыми минералами: цирконом, циртолитом, а в нефелиновых монцонитах и альбититах, кроме того, и бадделеитом.

Редкие земли. Редкие земли в щелочных породах района содержатся в повышенных количествах. По данным химических анализов (аналитик Н. А. Элиазян), содержание ΣTR_2O_3 в средней пробе

щелочных сиенитов составляет 0,091%, что в шесть раз выше кларка в изверженных породах (0,015% ΣTR_2O_3 по А. П. Виноградову). Максимальные концентрации редкие земли образуют в альбитизированных разностях сиенитов (0,10—0,12%).

Редкие земли частично рассеиваются в кристаллических решетках кальциевых минералов, но в основном образуют самостоятельные минералы: ортит и монацит. Химическими анализами (И. С. Разина, Е. М. Казакова, ИМГРЭ АН СССР) высокие содержания ΣTR_2O_3 обнаружены в апатите (2,40%), сфене (1,65%), цирконе (0,30%), ортите (21,0%) и монаците (62,3%). Учитывая содержание в щелочных сиенитах минералов, содержащих редкие земли, последние распределяются следующим образом: на апатит—23%, сфен—20%, циркон—2%, ортит—15% и монацит—35%; остальные 5% приходятся на биотит (0,001%), калишпат (0,003%), бетафит (3,0%), флюорит (0,03—0,1%) и др. Как показывают рентгеноспектральные анализы апатита, сфена и ортита, около 85—95% от ΣTR_2O_3 приходится на лантаноиды цериевой и неодимовой групп, лишь в цирконах, торите, циртолите концентрируются редкие земли иттриевой группы (20% от ΣTR_2O_3). Таким образом, основными носителями редких земель (в основном цериевой группы) в сиенитах являются монацит, сфен и апатит.

Иттрий. Среднее содержание иттрия в лейкократовых щелочных сиенитах района равно $3 \cdot 10^{-3}$ %, что несколько выше кларка в изверженных породах ($2 \cdot 10^{-3}$ % по А. П. Виноградову); в среднезернистых сиенитах и нефелиновых монцонитах— $2 \cdot 10^{-3}$ %. Некоторая обогащенность щелочных сиенитов района иттрием является одной из его характерных геохимических черт. Особенно четко это проявляется в пегматитовой фации (в группе калиевых пегматитов), где иттрия содержится 0,02%. Здесь встречаются ксенотим, иттриалит, малакон и иттрийсодержащие танталониобаты. По данным рентгеноспектральных анализов, иттрий установлен в апатитах (0,1%), сфене (2,5%), цирконе (1,0%), ортите (0,16%) и монаците (2,5%). Основная масса (75—80%) иттрия пород сосредоточена в сфене и флюорите (0,3—1,0%). Спектральным анализом иттрий обнаружен в биотите (0,001%), калишпате (0,003%), бетафите (>1,0%), циртолите (3—5%), бадделеите (0,01%) и торите (0,3—1,0%).

Торий. Среднее содержание тория в щелочных сиенитах, по данным химических анализов (аналитики Д. В. Акопян и Д. А. Казарян), составляет $2,5 \cdot 10^{-3}$ %, а в альбитизированных участках— $3 \cdot 10^{-3}$ %, что вдвое превышает кларк тория в изверженных породах.

В главной своей массе (75%) торий концентрируется в редкоземельных минералах, изоморфно замещая лантан, церий и отчасти кальций. По данным химических анализов (табл. 4), содержание ThO_2 в минералах следующее: в апатите—0,06%, сфене—0,18%, цирконе—0,07%, ортите—1,28%, монаците—5,26%. Кроме того, спектральным анализом торий установлен в циртолите (0,3—1,0%), бетафите (1—3%), флюорите (0,1—0,3%). Определения содержания ThO_2 в поро-

образующих минералах (калишпат — 0,003%, нефелин — 0,005%, плагиоклаз — 0,002%, биотит — 0,006%) показали, что содержание тория, приходящееся на полевошпатовую часть породы (70% массы породы), составляет примерно 60% общего его содержания в породе. Однако следует отметить, что высокое содержание ThO_2 в полевых шпатах, возможно, обусловлено субмикроскопическими включениями торийсодержащих минералов. В альбитизированных участках и в альбититах очень редко встречается торит.

Уран. Среднее содержание урана в щелочных сиенитах — $5,6 \cdot 10^{-4}$ %, что в два раза больше кларка в изверженных породах ($2,6 \cdot 10^{-4}$ % по А. П. Виноградову). Среднезернистые и меланократовые сиениты несколько обеднены ураном ($3 \cdot 10^{-4}$ %). В то же время в некоторых участках лейкократовых сиенитов, особенно в альбитизированных, содержание урана достигает $7-8 \cdot 10^{-4}$ %, т. е. в 1,5—2 раза выше среднего содержания их в гранитоидах плутона. Заметная обогащенность щелочных пород ураном (отношение $\text{Th} : \text{U} = 4,5$), вероятно, связана с довольно высоким содержанием K_2O , равным 5—6%, постоянно преобладающим над Na_2O .

Химическими анализами (табл. 5, аналитик С. С. Акопова) уран установлен в апатите (0,005%), сфене (0,005%), цирконе (0,04%), ортите (0,012%), монаците (0,62%), калишпате (0,0005%), нефелине (0,0004%), биотите (0,0006%), содалите (0,0003%), ильмените (0,001%), магнетите (0,0006%), циртолите (0,3—1,0%), торите (0,3—1%), флюорите (0,03—0,1%) и анатазе (0,03—0,1%). Минералогические подсчеты показывают, что 60% урана от общего его содержания в породах приурочено к пороодообразующим минералам, остальная часть урана пород приурочена к сфену, апатиту, монациту, циркону и флюориту.

Однако возможно, что часть урана, приуроченная к полевым шпатам, представлена субмикроскопическими выделениями урансодержащих аксессуарных минералов.

Таблица 9

Средние содержания некоторых редких аксессуарных элементов в щелочных породах Мегринского района (в г/т)

Элементы	Содержание в г/т	Элементы	Содержание в г/т	Элементы	Содержание в г/т
Литий	50	Галлий	60	Редкие земли	910
Бериллий	10	Титан	2900	Иттрий	30
Рубидий	10	Ниобий	100	Торий	25
Стронций	1500	Цирконий	250	Уран	6
Барий	2500	Гафний	3	Фтор	1200

Медь и молибден. Среднее содержание молибдена, по данным химических анализов (аналитик А. К. Иванян), равно $4,7 \cdot 10^{-4}$ %, а меди — $2,3 \cdot 10^{-3}$ %. При сравнении с кларками этих элементов

(Mo— $1,7 \cdot 10^{-4}$ %; Cu— $7 \cdot 10^{-3}$ %) в изверженных породах выясняется, что щелочные сиениты, как и вмещающие их сиенито-диориты и монзониты, почти в 2,5 раза обогащены молибденом и заметно обеднены медью. Среднезернистые и меланократовые разновидности щелочных сиенитов характеризуются заметным накоплением меди ($1 \cdot 10^{-2}$ %).

Главная масса молибдена заключена в биотите, сфене, ильмените и магнетите (0,01—0,03 %). Кроме того, очень редко устанавливается аксессуарный молибденит. Основная масса меди сконцентрирована в железо-магниевого силикатах (0,01—0,03 %).

Свинец и цинк. Оба элемента мало характерны для щелочных пород района и обнаруживаются в количестве ниже кларкового. Свинец (обычно радиогенный) присутствует во всех уран-торийсодержащих минералах (0,001—0,03 %). Цинк в основном приурочен к железо-магниевого минералам (0,01—0,03 %).

Фтор. По данным химических анализов, среднее содержание фтора в щелочных сиенитах—0,12 %, что почти вдвое выше кларка в изверженных породах ($6,6 \cdot 10^{-2}$ % по А. П. Виноградову). Около 65 % фтора породы сосредоточено в аксессуарном флюорите, остальная часть связана с фторапатитом.

Фосфор. Является довольно распространенным элементом. Среднее содержание в породах P_2O_5 , по данным химических определений, равно 0,36 %, что значительно превышает кларк фосфора в изверженных породах.

Фосфор в породах в основном связан с апатитом, содержание которого в породах 0,64 %, и отчасти с монацитом.

Бор. Среднее содержание B_2O_3 в щелочных сиенитах по данным количественных спектральных анализов составляет $2,0 \cdot 10^{-3}$ %, что в 1,5 раза выше кларка в изверженных породах ($1,3 \cdot 10^{-3}$ % по А. П. Виноградову).

Особенностью геохимии бора является его тесная связь с кислыми гранитными магмами и полное отсутствие в щелочных нефелиновых сиенитах. Однако характерной особенностью щелочных сиенитов Мегринского района и связанных с ними пегматитов является широкое распространение турмалина. Причем следует отметить, что породы первой фазы, в отличие от гранитоидов поздних фаз, также заметно обогащены бором, что является результатом ассимиляционного обогащения [8]. Это обстоятельство также подтверждает генетическое родство щелочных пород района с монзонитами и сиенито-диоритами первой фазы.

Некоторые генетические особенности и общие выводы

Проведенные минералого-геохимические исследования щелочных пород Мегринского плутона позволили выявить целый ряд закономерностей, проливающих свет на некоторые вопросы их генезиса.

1. Увеличение железистости и щелочности химических минералов и образование мелких выделений самостоятельных щелочных минера-

лов (эгирин-авгита, эгирина, феррогастингсита и железистого биотита), а также интенсивная альбитизация полевых шпатов и выделение альбита происходит на поздних (автометасоматических) стадиях формирования пород. Это бесспорно свидетельствует о прогрессирующем возрастании концентрации натрия в ходе формирования щелочных пород, достигающем максимума в автоматасоматическую стадию.

2. Среди акцессорных минералов выделяются три парагенетических ассоциации минералов, возникновение которых связано с различными этапами формирования пород: а) для средне-мелкозернистых сиенитов характерны магнетит, титаномagnetит, ильменит, апатит—I, сфен—I, циркон—I и ортит; б) в лейкократовых пегматоидных щелочных сиенитах, кроме того, появляются: апатит—II, сфен—II, циркон—II, бадделит, монацит, бетафит, циртолит, тортит; в) в отдельных участках лейкократовых сиенитов — молибденит, халькопирит, пирит, флюорит, эпидот, турмалин, анатаз, лейкоксен и гематит. Ранняя парагенетическая ассоциация акцессориев характеризует магматический этап формирования щелочных сиенитов и во многих чертах сходна с образованием сиенито-диоритов и монцситов.

Промежуточная ассоциация акцессориев возникает в ранней метасоматической стадии преобразования пород в связи с интенсивными процессами эгиринизации, амфиболитизации, биотитизации, нефелинизации и особенно альбитизации. Поздняя парагенетическая ассоциация образуется в условиях сравнительно низких температур и имеет небольшое развитие. Наиболее интенсивно проявлены процессы апатитизации, флюоритизации и мусковитизации (либнеритизации), слабее проявлены содалитизация, канкринитизация, цеолитизация и карбонатизация.

3. Таким образом, при протекании указанных процессов и наложении поздних менее высокотемпературных автоматасоматических стадий на более ранние высокотемпературные происходит изменение состава ранних минералов или их полное или частичное разрушение с образованием новых минералов и их парагенетических ассоциаций.

4. Для щелочных пород Мегринского района характерно повышенное, по сравнению с кларками в изверженных породах, содержание типичных для щелочных пород ассоциаций элементов: F, Be, Sr, Ba, Ga, Nb, Zr, TR и Th и пониженное содержание Li, Rb, Sc, Sn, Cu, Pb, Zn и Ti (табл. 9).

5. Характерной особенностью щелочных пород района является высокое содержание «летучих» компонентов: F, P и V.

6. Повышенное по сравнению с кларками в щелочных породах содержание элементов (Y, U, Mo и B), присущих для кислых гранитоидных пород, является характерной особенностью щелочных пород Мегринского плутона и указывает на генетическое родство их с гибридными гранитоидными породами первой фазы, имеющих аналогичные геохимические особенности.

7. Максимальные количества Ba, Be, Ga, Sr, Nb, Zr, TR, Y, Th и U связаны с лейкократовыми пегматоидными щелочными сиенитами, а высо-

кие содержания Ti, Li, Cu и Zp — с мезо-меланократовыми сиенитами и нефелиновыми монцонитами.

8. Малые петрогенные элементы (Li, Rb, Cs, Sr, Ba и Be) и Ga связаны в основном с нефелином, содалитом, полевыми шпатами и другими порообразующими минералами. Главная же масса (75—90%) редких и рассеянных элементов (Nb, Zr, TR, Y и Th) сконцентрирована в акцессорных минералах (сфене, бетафите, апатите, цирконе, торите и др.), максимальные количества которых приурочены к участкам интенсивной альбитизации и флюоритизации (в основном это эндоконтакты лейкократовых сиенитов и метасоматические альбититы) и отчасти к экзоконтактовой зоне амфиболизации.

9. Проведенные исследования показали, что между сиенито-диоритами и монцонитами первой фазы, с одной стороны, и щелочными породами, с другой, намечаются прямые черты геохимической преемственности. В отличие от мнений ранних исследователей (М. А. Литвин, 1947), относящих щелочные породы к наиболее поздней (четвертой) фазе плутона, мы склоняемся к мысли о генетической связи щелочных пород с монцонитами и сиенито-диоритами первой интрузивной фазы. Этого мнения придерживаются и другие исследователи района (А. И. Адамян и С. С. Мкртчян).

Это положение в некоторой степени подтверждается и результатами определения абсолютного возраста этих пород. Для биотитов из монцонитов и сиенито-диоритов (два определения) получены 30—36 млн. лет, а слюды из пегматитов щелочных пород (два определения) дали даже несколько более высокие цифры—45 млн. лет, что соответствует по шкале Марбла верхнему эоцену — олигоцену.

Все эти особенности указывают на образование щелочных пород (фаций и субфазы) в генетической связи с монцонитами и сиенито-диоритами, как результат процессов ассимиляции (известняков и порфириров) и дифференциации с образованием в различных частях гибридной «монцонитовой» магмы участков, обогащенных щелочами и летучими (эманационная дифференциация — газовый перенос). Причем последовательное проявление указанных выше позднемагматических процессов с участием летучих и щелочей (главным образом Na — метасоматоз) приводит не только к изменению состава порообразующих минералов (повышение железистости и щелочности) и появлению новых щелочных минералов (эгирина, феррогастингсита, биопита, нефелина, альбита и др.), в том числе и редкометалльных акцессорных минералов (торит, бетафит, бадделеит, монацит и др.), но и к формированию окончательного облика щелочных пород (пегматоидные сиениты). В краевых зонах как результат процессов сиенитизации пород монцонитового и сиенит-диоритового составов образуются средне-мелкозернистые сиениты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района АрмССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1955.
2. Арапов Ю. А. и Зорабян В. С. О нефелиновых и щелочных сиенитах восточной части Мегринского района. «Изв. Арм. ФАН СССР», № 8, 1942.

3. Беус А. А. Геохимия бериллия. «Геохимия», № 5, 1955.
4. Бутакова Е. Л. О роли метасоматоза в образовании щелочных пород. Мин. сб. Львов. геол. о-ва, 1959.
5. Виноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 1, 1956.
6. Власов К. А., Кузьменко М. В. и Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд. АН СССР, 1959.
7. Вайнштейн Э. Е. и Тугаринов А. И. Закономерности распределения редких земель, циркония и гафния в изверженных породах. Сб. «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса». Изд. АН СССР, 1956.
8. Меликсетян Б. М. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. «Изв. АН Арм. ССР», № 2, 1960.
9. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
10. Соболев В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львов. геол. о-ва, № 4, 1950.

С. Б. АБОВЯН

О НИКЕЛЕНОСНОСТИ И КОБАЛЬТОНОСНОСТИ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ
ОЗЕРА СЕВАН

Ультраосновные интрузивные породы северо-восточного побережья озера Севан входят в состав Севано-Амасийского пояса офиолитовой формации Армянской ССР. Морфологически они приурочены к юго-западному склону Севанского хребта, где совместно с основными породами типа габбро слагают ряд массивов, вытянутых с северо-запада на юго-восток (Шоржинский, Артанишский, Джил-Сатанахачский, Шиш-каинский, Кясаманский и Караиман-Зодский). В тектоническом отношении большинство массивов приурочено к сводовым частям главных, реже второстепенных антиклинальных складок, слагающих Севанский хребет [5].

Специальных работ, посвященных изучению никеленосности и кобальтоносности ультраосновных интрузивных пород Армянской ССР не проведено и в настоящей статье эти вопросы изложены впервые.

Никель и кобальт в ультраосновных породах северо-восточного побережья оз. Севан встречаются в форме:

а) изоморфной примеси в порообразующих минералах ультраосновных пород (главным образом в оливине);

б) тонкой вкрапленности сульфидов никеля в сильно измененных, местами рассланцованных разностях ультраосновных пород, превращенных в типичные серпентиниты, и в рудах хромистого железняка, подвергшихся метаморфизму;

в) вторичных минералов [гарниерита, ревинскита (непуита), асболоана], связанных с процессом выветривания ультраосновных пород.

а) Никель и кобальт в виде изоморфных примесей
в порообразующих минералах ультраосновных пород (в оливине)

Общеизвестно, что в железо-магнезиальном силикате — оливине $(Mg, Fe)_2 SiO_4$ никель и кобальт изоморфно замещают в кристаллических решетках Mg и Fe вследствие близости их ионных радиусов. Для

выяснения количественного распространения никеля и кобальта в ультраосновных породах северо-восточного побережья озера Севан в табл. 1 приведены пределы колебаний содержаний этих металлов (в

Таблица 1

Породы	Ni	Co	Количество анализов
Дунит . . .	0,3 —1,0	0,01 —0,1	3 анализа
Перидотит	0,03 —1,0	0,01 —0,1	4 анализа
Пироксенит	0,01 —0,3	0,01 —0,03	2 анализа
Серпентинит	0,1 —0,3	0,01 —0,03	2 анализа
Лиственит	0,01 —0,03	0,003—0,04	4 анализа
Габбро . .	0,001—0,03	0,003—0,03	5 анализов

процентах), определенных спектральным путем. Образцы отобраны из Шоржинского, Джил-Сатанахачского и Караиман-Зодского массивов.

Для сравнения тут же приведены содержания никеля и кобальта (в процентах) в габбро из Джил-Сатанахачского массива.

Данные химических анализов отдельных разностей ультраосновных пород (табл. 2) подтверждают примерно те же количественные содержания никеля и кобальта (в процентах) в них. Образцы отобраны из Даринского участка Джил-Сатанахачского массива.

Таблица 2

Породы	NiO	CoO
Дунит	0,33	0,01
Перидотит . .	0,32	0,01
Пироксенит . .	0,08	Не обн.
Серпентинит .	0,01	—
Лиственит . .	0,31	Не обн.

Из обеих таблиц видно, что содержания никеля и кобальта убывают от дунитов, через перидотиты к лиственитам, пироксенитам, серпентинитам и габбро.

б) Сульфиды никеля в виде тонкой вкрапленности в серпентинитах и рудах хромистого железняка

Изучение образцов отдельных разностей ультраосновных пород в отраженном свете позволило установить в них наличие тонкой вкрапленности сульфидов никеля. Характерно, что в свежих разностях ультраосновных пород вкрапленность эта отсутствует и начинает появляться в серпентинизированных разностях. Максимальное количество их устанавливается в типичных серпентинитах, особенно в их расслапцованных разностях.

Аналогичное явление наблюдается и в рудах хромистого железняка. В свежих разностях руд мелкие выделения сульфидов никеля отсутствуют и появляются лишь в метаморфических разностях [1]. Здесь, по-видимому, никель выделяется в процессе серпентинизации из вмещающих ультраосновных пород и вместе с серпентинизирующими растворами проникает по трещинам в руды хромистого железняка. Следовательно, появление и количество выделений сульфидов никеля находится в генетической зависимости от степени серпентинизации ультраосновных пород и метаморфизма руд хромистого железняка.

Согласно представлениям И. Фогта [7], в процессе кристаллизации

ультраосновной магмы никель в качестве изоморфной примеси к магнезию входит в состав кристаллизующихся первичных силикатов (оливина и пироксена). Источником серы также является ультраосновная магма, в которой содержатся заметные количества сероводорода [3, 4]. По мнению автора, при процессе серпентинизации происходит разложение оливина и пироксенов ультраосновных пород, в результате чего освобождается никель, изоморфно замещающий магний и, соединяясь с серой сероводорода, образует сульфиды, которые откладываются в трещинах и порах пород и руд хромистого железняка. При этом процессе сера, которая необходима для образования сульфидов никеля, по-видимому, переносилась серпентинизирующими растворами.

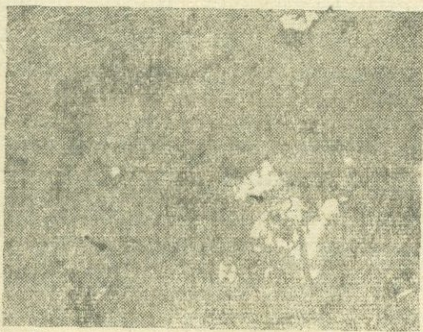
Из сульфидов никеля установлены пентландит и миллерит — обычно в серпентинитах и метаморфизованных рудах хромистого железняка.

Пентландит $(Fe, Ni)_9 S_8$. Образует зерна неправильной формы размерами до 0,1 мм, реже тонкие прожилки мощностью до 0,05 мм. В отраженном свете имеет кремово-белый цвет с желтым оттенком, твердость средняя, довольно хрупкий минерал. В азотной кислоте растворяется, окрашиваясь в зеленый цвет.

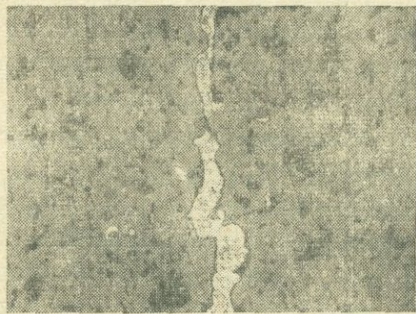
Миллерит — NiS . Встречается чаще в серпентинитах в виде неправильных зерен, нередко имеющих игольчатую форму. Отражательная способность высокая, цвет желтый с кремовым оттенком, хрупок, твердость средняя. В концентрированной азотной кислоте растворяется, окрашивая раствор в зеленый цвет.

Как правило, зерна пентландита и миллерита встречаются в серпентинитах (фиг. 1), а прожилки — в метаморфизованных рудах хромистого железняка (фиг. 2).

Из серпентинитовых участков, в которых наблюдаются сульфиды никеля, обнаруживаемые под микроскопом, необходимо отметить следующие:



Фиг. 1. Выделения миллерита (белые) в серпентините (темные). Шоржинский массив. Аншлиф. Ув. 60, без анализатора.



Фиг. 2. Выделения пентландита (светлые) вдоль трещинок массивной руды метаморфизованного хромистого железняка. Джил-Сатаначакский массив. Аншлиф. Ув. 60, без анализатора.

1) западный и центральный серпентинитовые участки Шоржинского массива;

- 2) серпентинитовые участки Джил-Сатанахачского массива, расположенные к северу и северо-востоку от сс. Бабаджан, Памбак и Дара;
- 3) ряд небольших серпентинитовых участков к северо-востоку от сс. Джанахмед и Инакдаг на Караиман-Зодском массиве.

Спектральные анализы серпентинитов из этих участков дают содержания никеля до 1%. Как показывает микроскопическое изучение, никель в них присутствует в виде сульфидов и, по-видимому, отсутствует в виде изоморфной примеси. Указанный вопрос, естественно, требует дальнейших исследований.

в) Вторичные минералы никеля и кобальта, связанные с процессом выветривания ультраосновных интрузивных пород

Процессы выветривания на массивах ультраосновных пород северо-восточного побережья оз. Севан выражены весьма слабо. Отсутствует также кора выветривания, столь характерная для ультраосновных пород Урала. Обычно сохранились остатки древней коры выветривания, представленные выщелоченными серпентинитами с выделениями гидромагнезита и магнезита [2].

В наиболее выветрелых и выщелоченных участках серпентинитов довольно редко, но все же наблюдается небольшое развитие вторичных минералов никеля и кобальта, представленных гарниеритом, ревдинским (непуитом) и асболаном. Минералы эти обычно имеют колломорфное строение и образуют небольшие прожилки мощностью до 1—2 см и скопления, имеющие в поперечнике 3—5 см. Количество и размеры выделений их на данной стадии изученности позволяют говорить о минералогическом их значении.

Гарниерит — $\text{Ni}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}] [\text{OH}]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Образует тонкие гелевидные скопления в нижних горизонтах и контактовых частях магнезитизированных ультраосновных пород, где наблюдается переход от рыхлых разностей к трещиноватым.

Макроскопически гарниерит представляет собой мягкий фарфоровидный минерал с различными оттенками зеленого и голубого цветов. Иногда обладает радиально-лучистым строением. Блеск матовый, излом ровный, уд. в.— 2,2. Показатели преломления следующие: $n_g = 1,599$ (вдоль волокна), $n_p = 1,592$ (поперек волокна), $n_g - n_p = 0,007$ (измерены иммерсионным методом). Оптически отрицательный, разлагается в соляной кислоте.

Гарниерит встречается на Урале в месторождениях Уфалейского района и в Аккермановском, Халиловском и Кемпирсайском месторождениях, а также в продуктах выветривания серпентинитовых массивов Новой Каледонии. На северо-восточном побережье оз. Севан гарниерит установлен на Шоржинском, Джил-Сатанахачском, Кясаманском и Караиман-Зодском массивах в виде небольших скоплений.

Ниже, по Г. О. Пиджяну [6], приводятся данные спектрального анализа гарниерита из района Кысаманского проявления ртуть: Mg — десятки процентов, Al, Ca, Fe, Ni, Cr — целые проценты, Hg — десятые доли процента, Mn — сотые доли процента, Ti, Cu — тысячные доли процента. Здесь гарниерит встречается среди кварц-карбонатных пород в ассоциации с медной зеленью и киноварью.

Ревдинскит (непуит) — $(\text{Ni}, \text{Mg})_6 [\text{Si}_4\text{O}_{20}][\text{OH}_8]$. Обнаружен в трещинах сильно выветрелых и серпентинизированных ультраосновных пород, являющихся переходными разностями от рыхлых магнезитизированных пород к плотным немагнезитизированным породам.

Макроскопически представляет скрытокристаллическую плотную массу серовато-зеленого цвета. Реже встречается в виде чешуйчатых агрегатов. Блеск матовый, излом ровный, удельный вес — 3,0. Показатели преломления, измеренные в иммерсионных жидкостях, следующие: $n_g = 1,647$, $n_p = 1,621$, $n_g - n_p = 0,026$. Оптически отрицательный, разлагается только в горячей соляной кислоте.

Ревдинскит является довольно распространенным минералом в Ревдинском и Уфалейском районах Среднего Урала и в Халиловском и Аккермановском месторождениях Южного Урала, а также в месторождениях силикатных руд Новой Каледонии. На северо-восточном побережье озера Севан ревдинскит встречен на Шоржинском массиве среди выщелоченных серпентинитов в виде тонких прожилков и небольших скоплений в ассоциации с магнезитом, гидромагнезитом, арагонитом, опалом, реже гарниеритом и асболоманом.

Асболоман — $m(\text{Co}, \text{Ni})\text{O} \cdot n\text{MnO} \cdot p\text{H}_2\text{O}$. Встречается в виде тонких прожилков в трещинах выветрелых и магнезитизированных ультраосновных пород.

Образует плотные, реже рыхлые порошкообразные скопления черного цвета. Твердость низкая — 1, марают пальцы, удельный вес плотных разностей — 3,2. Перед паяльной трубкой не плавится. По данным спектрального анализа содержание Mn и Co достигает до десятков процентов, а Ni — до десяти процентов.

Асболоман встречается в Елизаветинском месторождении бурых железняков (около гор. Свердловска, Урал), в Уфалейских месторождениях гидросиликатов никеля (Средний Урал), в Аккермановском и других силикатно-никелевых месторождениях Южного Урала, образовавшихся путем выветривания ультраосновных пород. На северо-восточном побережье оз. Севан он встречен на Шоржинском, Джил-Сатанакхачском и Караиман-Зодском массивах в ассоциации с магнезитом, гидромагнезитом, гарниеритом, ревдинскитом, арагонитом и опалом.

Условия залегания и формы выделения этих минералов говорят о том, что выпадение их произошло в виде гелей из коллоидных растворов. Источником никеля, кобальта, магния и железа являлись серпентин и те минералы, за счет которых он образовался (главным образом оливин, реже пироксен).

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗВЛЕЧЕНИЯ НИКЕЛЯ И КОБАЛЬТА ИЗ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Из описанных выше форм проявлений наибольшими перспективами обладают никель и кобальт в виде изоморфной примеси в ультраосновных породах (дунитах, перидотитах и лиственитах) и в виде тонкой вкрапленности сульфидов в серпентинитах. Перспективность их обусловлена практически неисчерпаемыми запасами ультраосновных пород, их удобным географическим расположением (близость к дорогам) и весьма выгодными горно-техническими условиями их будущей разработки (открытые выработки).

Имеющиеся к настоящему времени данные (М. А. Оганесяна) по технологии извлечения никеля и кобальта из ультраосновных пород дают довольно обнадеживающие результаты. Предлагаемый технологический процесс, в сущности говоря, сводится к воспроизводству природных процессов выветривания указанных пород в искусственных условиях. С этой целью предлагается использовать в качестве разлагающих реагентов отходящие газы промышленных предприятий Армянской ССР, содержащие SO_2 , CO_2 , Cl_2 и др. Опытным путем установлено, что при оптимальном коэффициенте разложения породы, равном 0,8, и при содержании $Ni—0,3\%$ и $Co—0,01\%$ извлечение никеля и кобальта из одной тонны породы составляет соответственно 2,4 и 0,08 кг. Значение процесса разложения ультраосновных пород еще больше увеличивается тем, что наряду с металлами — никелем, кобальтом, хромом, железом получают соли и окись магнезия и кремнезем той или иной активности.

ВЫВОДЫ И НАПРАВЛЕНИЕ ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ

1. Максимальные количества никеля и кобальта в виде изоморфной примеси содержатся в дунитах ($NiO—0,33\%$, $CoO—0,01\%$), затем в перидотитах ($NiO—0,32\%$, $CoO—0,01\%$), лиственитах ($NiO—0,1\%$) и пироксенитах ($NiO—0,08\%$).

2. Появление и количество выделений сульфидов никеля в ультраосновных породах и рудах хромистого железняка находятся в зависимости от степени серпентинизации этих пород и метаморфизма руд.

3. Вторичные минералы никеля и кобальта представлены их водными силикатами (гарниерит, ревинскит, асболан), не имеющими практического значения.

В связи с возможным практическим использованием первых двух форм проявления никеля и кобальта, описанных выше, необходимо:

1) начать систематическое изучение никеленосности и кобальтоносности всех массивов ультраосновных пород Армянской ССР с целью выяснения закономерностей распространения никеля и кобальта в отдельных разновидностях этих пород и оконтуривания участков с повышенными содержаниями этих металлов;

2) продолжить технологическое изучение ультраосновных пород с целью испытания результатов их разложения, полученных в лабораторных условиях, в полужаводских и заводских условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. О явлениях метаморфизма в хромшпинелидах Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 1, 1959.
2. Абовян С. Б., Арутюнян Г. М. Магнетитизированные ультраосновные породы Армении и их происхождение. «Изв. АН АрмССР», геол. и геогр. науки, т. X, № 1, 1957.
3. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.
4. Логинов В. П. К изучению сульфидоносности ультраосновных пород СССР. Тр. ИГиН АН СССР, сер. рудных месторождений, вып. 41, № 5, 1941.
5. Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
6. Пиджан Г. О. Ртутное оруденение северо-восточного побережья озера Севан. «Изв. АН АрмССР», геол. и геогр. науки, т. X, № 3, 1957.
7. Vogt J. H. Nickel in Igneous rocks. Econ. Geol., V, XVIII, 1923.

Г. Б. НИСАНЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

О МИНЕРАЛОГИЧЕСКОМ СОСТАВЕ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ ПАЛЕОЗОЯ ЮГО-ЗАПАДА АРМЯНСКОЙ ССР

Среди терригенных палеозойских отложений юго-запада Армянской ССР значительным распространением пользуются глинистые сланцы. Они распределены крайне неравномерно. Так, в северной части они встречаются в виде отдельных прослоев, а в южной залегают в виде пластов среди других обломочных и карбонатных пород, иногда достигая значительной мощности — до 50 м и более.

Максимальное распространение глинистые сланцы имеют в отложениях девона. В вышележащих породах нижнего карбона глинистые сланцы имеют ничтожно малое распространение, а в отложениях пермского возраста в описываемом районе они вообще не зарегистрированы.

Для решения вопроса о характере глинистой составной части сланцев нами, наряду с обычными методами исследований, — минералогическими, химическими, микропетрографическими, — применены также термический, спектральный и рентгеноструктурный методы, в совокупности позволившие решить в первом приближении поставленную задачу.

Макроскопически глинистые сланцы палеозойских отложений юго-запада Армянской ССР весьма плотные, тонко- и толстослоистые, обычно разной степени адевритовые. Наиболее распространенным цветом глинистых пород является серый, темно-серый, почти черный, реже желтовато-бурый и малиновый. Желтовато-бурая и малиновая окраска имеет вторичное происхождение — результат выветривания (окисление органических веществ и гидротации окислов железа).

Слоистость глинистых пород обычно нормальная, горизонтальная, но иногда наблюдаются неправильно-линзовидные прослои и другие мелкие нарушения слоистости. На плоскостях напластования отмечаются налеты гидроокислов железа и чешуйки бесцветной слюды. По содержанию кальцита, высчитанному по результатам определения (объемным методом) в породах CO_2 , мы имеем среди глинистых сланцев в основном некарбонатные разности, только сланцы среднего девона имеют незначительную примесь кальцита.

Текстура этих пород преимущественно тонко- и микрослоистая, реже толстослоистая (отложения среднего девона). Изучение шлифов позволило выделить среди глинистых сланцев преимущественно пелито-

вую и алеврито-пелитовую структуры. Внутри этих структур выделены следующие разновидности:

1) микрозернистая структура, которая характеризуется беспорядочным распределением слюдястых и глинистых минералов, а также тонкодисперсных зерен кварца;

2) микрослоистая структура; характеризуется чередованием слоев, состоящих из разного материала;

3) сланцевая структура, где слюдястые, глинистые и другие минералы располагаются параллельно своими вытянутыми сторонами.

Основную массу в них составляет изотропный глинистый материал, участками слабо раскристаллизованный в тонкочешуйчатые агрегаты глинистых минералов. Глинистый материал большей частью импрегнирован гидроокислами железа и тонкозернистым кварцем. Кластический материал или рассеян в породе или нередко образует мелкие линзовидные скопления и тонкие прослойки, обуславливающие тонкую слоистость глинистых сланцев. Интересно, что подобные прослойки глинистых сланцев палеозоя нередко насыщены органическим материалом и, кроме того, часто содержат довольно многочисленные, очень мелкие зерна пирита. Органическое вещество тесно связано с глинистым материалом и наблюдается обычно в рассеянном состоянии, реже — в форме сгустков, а иногда в виде линзовидных скоплений, приуроченных к плоскостям наслоения.

Глинистые сланцы юго-запада Армянской ССР относятся к категории алевритовых, относительно грубодисперсных разновидностей. Содержание в глинистых сланцах пелитового материала от наиболее древних к молодым образованиям увеличивается, а содержание обломочного материала соответственно уменьшается. Для более полной характеристики минералогии палеозойских глинистых сланцев следует осветить в общих чертах минералогический состав крупных фракций.

Выход тяжелых минералов из них незначительный, обычно в пределах долей процента. Повышенное содержание тяжелых минералов обусловлено концентрацией стяжений пирита. В составе тяжелых и легких фракций выявляются две неоднозначные по развитию генетические группы минералов — терригенные и аутигенные. Среди указанных генетических групп в тяжелых и легких фракциях наиболее распространены терригенные минералы. Терригенный материал представлен почти полностью угловатыми и полуокатанными зернами кварца, мусковитом и незначительным количеством полевых шпатов и тяжелых минералов. Среди последних наиболее часто встречаются циркон, турмалин, рутил, авгит, гиперстен, роговая обманка, базальтическая роговая обманка и рудные минералы. Аутигенные минералы представлены пиритом, гидроокислами железа, анатазом, баритом, измененными титаносодержащими минералами. Размер зерен кластического материала 0,01—0,04 мм, реже больше.

Состав терригенных компонентов девонских и нижнекаменноугольных отложений в качественном отношении довольно сходный. Количественная роль отдельных минералов несколько иная. Так, например, в

глинистых сланцах девона в легких фракциях преобладают разрушенные неопределимые зерна (возможно полевые шпаты), свежие зерна полевых шпатов, кварц, а в тяжелых — черные рудные минералы и циркон.

В нижнекаменноугольных глинистых сланцах возрастает роль кварца в легких фракциях, а в тяжелых — циркона, турмалина, анатаза, мусковита, менее заметно — рутила и некоторых аксессуарных примесей. Близость состава тяжелых и легких фракций из пород девона и карбона объясняется, вероятно, наличием единого источника сноса терригенного материала при формировании этих отложений. Надо думать, что он располагался севернее исследованной территории, — в пределах выступов кристаллического фундамента. За счет эрозии и размыва пород последнего, главным образом гранито-гнейсов, и поступал обломочный материал. Очевидно существовал и другой источник сноса — перетложение терригенных компонентов из более древних отложений.

Для более полного представления об элементарном составе глинистых сланцев spectroграфическими исследованиями (см. табл. 1) в составе этих пород, наряду с породообразующими элементами, постоянно обнаруживается Mn (от сотых до десятых долей процента), Ti (до 1%);

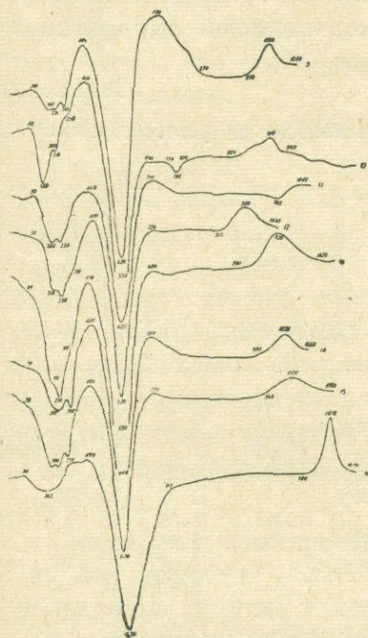
Таблица 1

№ образцов	Содержание элементов												
	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu
8	~10	>10	3—10	3—10	3	0,1—0,3	0,003 0,001	0,001 0,003	~1	0,01— 0,03	0,01 0,03	0,01 0,03	0,001 0,003
14	5~10	~10	≥0,3	1—3	≥3	≥0,01	≤0,01	≥0,003	1	0,01 0,03	0,03	0,01 0,03	0,01 0,03
7	~10	~10	1—3	5—10	≥3	0,03 0,1	0,003	0,003	0,5—0,1	≤0,03	0,01 0,03	0,01 0,03	0,001 0,003
15	5—10	≥10	≥1	≥0,3	≥3	~0,3	0,003	~0,003	≤1	0,01 0,03	≥0,03	0,01 0,03	≥0,003

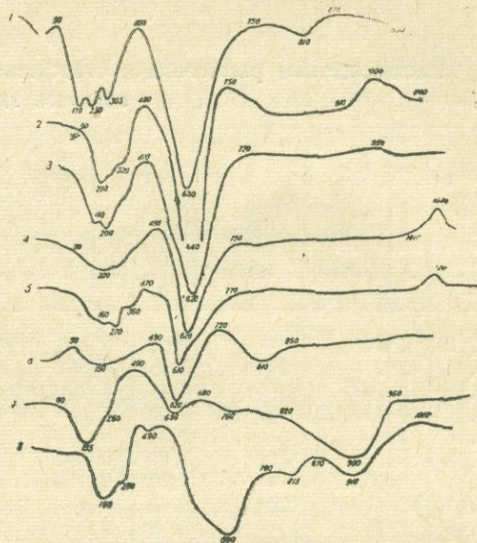
№ образцов	Содержание элементов											
	Pb	Zn	Sn	Ga	Yt	La	Sr	Ba	Na	K	Li	Be
8	~0,01	—	<0,001	0,003 0,01	0,003 0,01	0,003	~0,003	≥0,003	0,1—0,3	~3	0,03 0,01	~0,001
14	0,01	0,01?	—	≥0,003	<0,01	—	0,03	≤0,03	0,1—0,3	≤3	0,03 0,1	0,0003
7	<0,003	—	—	~0,003	0,003	—	0,01 0,03	≤0,03	0,3—1	≤3	0,01 0,03	<0,003
15	~0,001	~0,01	—	≥0,003	0,003 0,01	—	~0,03	≥0,03	0,3—0,1	≥0,3	0,01 0,03	≤0,0003

Ni, Co, V, Cr, Zr, Cu, Ga, Pb, Yt, St, Ba (от тысячных до сотых долей процента), а также довольно часто Zn, Sn, Be (от десятитысячных до тысячных долей процента). Следует отметить повышенное содержание щелочных элементов (Na, K), которых в большинстве проб обнаружено до 3%. Наличие в глинистых сланцах таких сравнительно редких элементов, как Co, Cr, Pb, Bi и Yt в некоторой степени объясняется высокой поглощательной способностью этих пород.

Дифференциальные кривые нагревания большинства образцов глинистых сланцев характеризуются главным образом двумя эндотермическими и одной экзотермической реакциями.



Фиг. 1. Кривые нагревания глинистых сланцев (фракция $<0,001$ м) 9, 10, 12, 13, 14, 15, 16,—каолинит с незначительной примесью гидрослюда; 11 — гидрослюда—каолинит



Фиг. 2. Кривые нагревания глинистых сланцев (фракция $<0,001$ мм) 1,6 — гидрослюда с примесью каолинита; 2, 3, 4, 5 — каолинит—гидрослюда; 7, 8 — гидрослюда

Первая эндотермическая реакция, являющаяся результатом выделения межслойной воды, протекает довольно сложно и имеет два (образцы 12, 8, 3) или три (образцы 12, 1, 15) максимума: при 150—160, 200—220 и 300—310° С. Сложный характер этого эффекта, очевидно, вызван влиянием реакции окисления железа на эндоэффект при выделении межпакетной воды; наиболее низкотемпературный максимум возможно связан с характером и составом поглощенного комплекса.

Вторая эндотермическая реакция (потеря кристаллизационной воды и разрушения решетки минерала) протекает чрезвычайно интенсивно и имеет максимум при 590—640° С. Указанный эффект является типичным для изученных сланцев и имеет на всех кривых почти одинаковую форму и интенсивность.

Помимо указанных эффектов, характерных почти для всех термограмм, на некоторых из них (обр. 15, 16, 14) наблюдаются еще две экзо-термические реакции: первая имеет строгий максимум при 480° С и связана с горением метаморфизованной тонкодисперсной органики, — другая, имеющая максимум при 550—570° С, вызвана, по-видимому, окислением наиболее устойчивой части рассеянного органического материала.

Среди кривых нагревания сланцев намечается и другой тип термограмм (8, 7, 6, 1), характеризующийся тем, что экзоэффект при 900—1080° С исчезает, но появляются два незначительной интенсивности эндoeffекта — соответственно с максимумами при 760—810 и 900—930° С (последняя является результатом окончательной аморфизации

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и относительная интенсивность на рентгенограммах образцов 11, 7, 16, 6

11		Гидро- слюда	Каолинит	7		Гидро- слюда	16		Каолинит	Гидро- слюда	6		Гидро- слюда
$\frac{dx}{n}$	J	hkl	hkl	$\frac{dx}{n}$	J	hkl	$\frac{dx}{n}$	J	hkl	hkl	$\frac{dx}{n}$	J	hkl
10,2	4	001	—	10,1	3	001	10,0	3	—	001	10,1	4	001
7,1	2	—	001	5,0	2	002	7,15	10	001	—	4,96	3	002
4,98	3	002	—	4,4	6	100,020	4,94	2	—	002	4,47	7	100,020
4,48	10	110,020	020,110	3,23	7	—	4,45	9	020,110	020,110	4,22	2	—
4,26	1	—	—	3,51	3	—	3,57	10	002	—	3,33	10	003
3,52	2	—	002	3,33	10	003	3,35	7	—	003	3,02	1	hkl
3,35	10	003	—	2,57	7	130	2,56	9	201 др.	130	2,86	1	hkl
2,57	10	130	201 др.	2,45	4	—	2,50	3	200,131	—	2,57	9	130
2,46	2	—	—	2,38	2	hkl	2,45	3	—	—	2,45	3	—
2,39	2	hkl	—	2,28	4	—	2,38	2	003	hkl	2,38	3	hkl
2,30	1	—	—	2,24	3	220	2,34	5	202 др.	—	2,27	2	—
2,24	2	220	—	2,11	4	—	2,28	2	113,131	—	2,23	2	220
2,13	3	—	—	2,01	1	005	2,24	2	—	220	2,19	1	—
1,986	4	005	203,132	1,974	3	—	2,19	2	132,220	hkl	2,13	3	—
1,812	5	—	—	1,887	2	—	2,13	2	—	—	1,983	4	—
1,694	3	310	—	1,813	7	—	1,988	4	203,132	—	1,811	5	—
1,664	4	hkl	—	1,697	2	310	1,889	1	133	—	1,694	3	310
1,538	5	—	—	1,670	3	—	1,840	1	133 др.	—	1,660	3	—
1,497	8	060	—	1,539	6	—	1,810	1	—	—	1,534	5	—
1,484	1	—	060	1,498	5	060	1,779	1	004	—	1,497	8	060
1,451	1	—	—	1,450	1	—	1,655	4	240 др.	—	1,447	1	—
1,381	3	—	—	1,378	2	—	1,534	2	203	—	1,337	3	—
1,371	4	—	—	1,370	3	—	1,489	7	060	—	1,369	5	—
1,296	4	400	—	1,283	1	—	1,449	3	061	—	1,295	4	400
1,286	1	—	—	1,254	1	—	1,425	1	005	—	1,286	2	—
1,202	3	—	—	1,200	2	—							

минерала); реакция при 760—810° С вызвана либо удалением остатков воды типа «ОН» — либо различными примесями.

Таким образом, судя по результатам термического анализа, породообразующими минералами глинистых сланцев палеозоя являются каолинит и гидрослюда, причем в одних случаях преобладает каолинит, в других — гидрослюда.

Наличие в сланцах породообразующего каолинита устанавливается также при помощи детального рентгеноструктурного анализа, результаты которого сведены в прилагаемую таблицу.

Рентгеноструктурному анализу* было подвергнуто четыре образца глинистых сланцев, выбранные с таким расчетом, чтобы выяснить природу описанных выше типовых термограмм. Как и следовало ожидать, два образца оказались типичными гидрослюдами диоктаэдрического типа, третий — гидрослюдой с примесью каолинита и четвертый — каолинитом с примесью гидрослюды.

Поскольку каолинит в древних морских осадках, как правило, до сих пор определялся лишь в качестве незначительной примеси, считаем необходимым несколько подробнее рассмотреть вопрос о возможном присутствии его как породообразующего минерала в палеозойских глинистых сланцах.

Литолого-минералогическое изучение осадочной толщи палеозоя Армении привело нас к выводу о том, что источником мобилизации минерального вещества в бассейн седиментации, помимо древних осадочных толщ, явились также широко распространенные во всех древних массивах Армении кислые интрузии. По данным Р. А. Аракеляна, последние представлены лейкократовыми гранитами, мигматитами, а также их жильными дериватами — аляскитами, аплитами, реже пегматитами (Сюникский, Мегринский и др. районы Армении). Судя по интенсивному осаждению карбонатов, наличию большого количества каолинита в осадках, а также биоценозам, населяющим палеозойский бассейн, в период накопления глинистых сланцев господствовал гумидный климат.

Указанные факторы (климат и состав пород), по установившемуся мнению, являются решающими для развития каолинитовой коры выветривания. Поэтому нужно полагать, что каолинит транспортировался в бассейн седиментации преимущественно в виде взвесей, хотя определенная его часть могла находиться и в коллоидальном состоянии. Этими же водными артериями сносилось также очень большое количество органического материала, часть которого находилась в виде органо-минеральных комплексов. В такой системе часть органической молекулы оказывается тесно связанной с активными центрами минерала. Естественно, что превращения, испытываемые органическим веществом, находящимся в подобном тесном срастании с минералом, в процессе седиментации и в осадке должны были влиять на изменения вмещающих минералов. Это обстоятельство не исключает того, что определенное влияние на глинистые минералы оказывала и та часть органического вещества, которая не образовывала органо-минеральных смесей, а находилась в осадке в виде рассеянных частиц. Одним из таких превращений в палеозойских глинистых сланцах явились процессы окисления

* Анализы были выполнены Ю. Дьяконовым в лаборатории рентгеноструктурного анализа ВСЕГЕИ. Рентгенограммы регистрировались в интервале углов Вульфа-Брегга 1—40°.

обильного органического материала, которые приводили к разложению молекулы со сложной структурой и образованию углекислоты.

Из изложенного следует, что органоминеральные смеси со временем оказывались в химически более активной среде, создаваемой изменением органического материала. Это изменение выражалось главным образом в окислении тонко-дисперсной органики и образовании кислой реакции вокруг частиц глинистого минерала. Другими словами, возникали условия, при которых каолинит в течение длительного времени может быть устойчив. В дальнейшем в результате непрерывного процесса осаждения и захоронения осадков эти условия в известной мере консервируются, что и способствует сохранению в них значительного количества каолинита. Однако эти условия развивались в бассейне неравномерно и с неодинаковой интенсивностью, в результате значительная часть осадка подвергалась сравнительно большему изменению, выражавшемуся в разрушении двухэтажных структур, захвату калия и образовании гидрослюды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев П. Ф. О влиянии степени дисперсности на процессы преобразования органического вещества осадочных пород. Сб. «Геология и геохимия», т. II, Гостоптехиздат, 1958.
2. Викулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеоллиздат, 1957.
3. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, М., 1949.
4. Горбунов Н. И. и др. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов глин и почв. Изд. АН СССР, 1952.
5. Грим. Минералогия глин. Изд. ИЛ, 1956.
6. Методы изучения осадочных пород. Госгеолтехиздат, том I и II, М., 1957.
7. Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Госгеолнефтеиздат, 1934.
8. Преображенский И. А., Саркисян С. Г. Минералы осадочных пород. Гостоптехиздат, 1954.
9. Спиро И. С. и др. О границах изменений химического состава глинистых минералов. ДАН СССР, том 100, № 1, 1955.
10. Страхов И. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
11. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.

В. А. ДРИЦ, И. Х. ПЕТРОСОВ

О ПАЛЫГОРСКИТЕ И ХЛОРИТЕ В ОЛИГОЦЕН-МИОЦЕНОВЫХ ГЛИНАХ ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

Изученные глины составляют более половины всего осадочного комплекса, слагающего так называемую шорахбюрскую антиклиналь. Наиболее древний член шорахбюрской антиклинали — одноименная шорахбюрская толща мощностью до 800 м (нижний-средний олигоцен) — является морским образованием (богатая морская фауна, рифы и др.). Стратиграфически выше шорахбюрской залегает песчано-глинистая красноцветная толща (верхний олигоцен — нижний миоцен), максимальная мощность которой достигает 600 м. Красноцветная толща представлена континентальными (или водно-континентальными) отложениями. Наконец, наиболее молодая гипсоносная толща мощностью до 300 м (средний миоцен) относится к отложениям лагун (пласты ангидрита, гипса и др.).

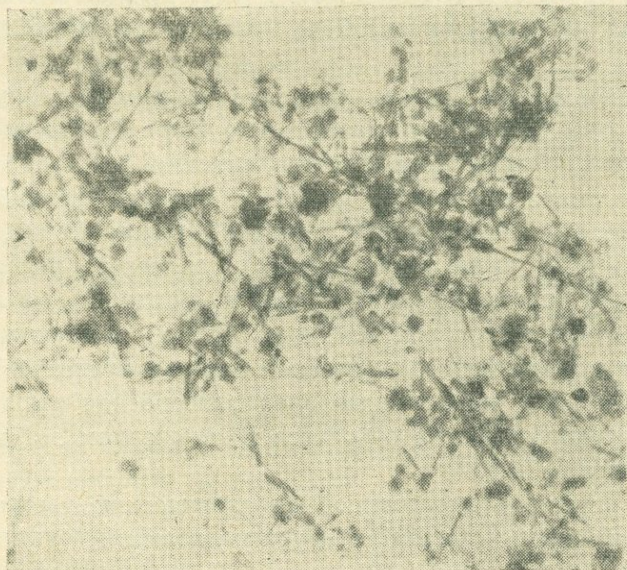
Глины изучались электронномикроскопическим, термическим, электроннографическим, рентгеноструктурным, хроматическим и оптическим методами.

В результате такого комплексного исследования в олигоцен-миоценовых глинах Приереванского района были определены следующие глинистые минералы: хлорит, палыгорскит, монтмориллонит, смешанослойное образование с разбухающими и неразбухающими слоями, разбухающий хлоритоподобный (возможно диоктаэдрический) минерал, гидрослюда. В настоящем сообщении рассматривается поведение палыгорскита и хлорита в этих толщах, представленных различными фациями и встречающихся в одном разрезе. Выбор этот сделан не случайно, поскольку именно эти минералы оказались наиболее надежными индикаторами при реконструкции палеоклиматических условий в период накопления третичных толщ Приереванского района и объяснения некоторых черт осадочного процесса.

Палыгорскит является одним из наиболее распространенных минералов в глинах гипсоносной толщи. Здесь этот минерал, наряду с хлоритом, играет порообразующую роль. Наличие палыгорскита наиболее отчетливо устанавливается при помощи электронного микроскопа. По данным рентгеноструктурного анализа палыгорскит выявляется менее отчетливо в связи с тем, что наиболее интенсивные линии палы-

торскита с $d=10,2\text{kX}$ и $d=4,5\text{kX}$ совпадают по величине с соответствующими рефлексами гидрослюды, что затрудняет их диагностирование. Тем не менее присутствие на рентгенограммах этих образцов очень слабых, но заметных линий с $d=6,4\text{kX}$ и $d=5,5\text{kX}$, а также линий средней интенсивности с $d=3,2\text{kX}$, также достаточно надежно фиксирует наличие палыгорскита.

На электронномикроскопических снимках (образцы 69 и 56) можно различить две разновидности палыгорскита: тонкие полупрозрачные короткие игольчатые кристаллы и относительно удлиненные непрозрачные и крупные образования; имеются также промежуточные формы.



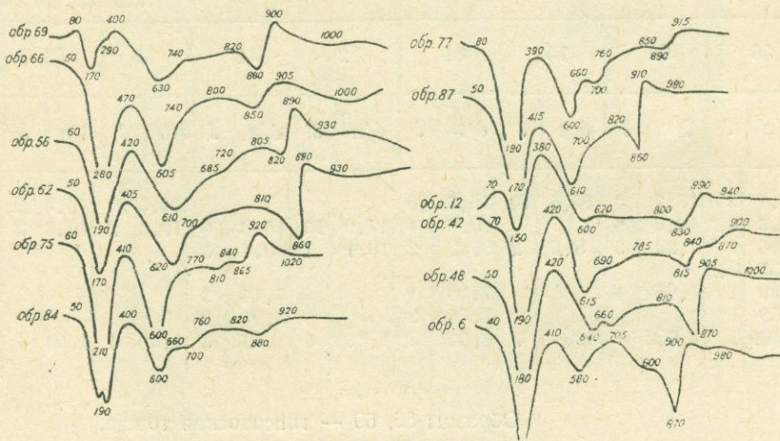
Фиг. 1. Электронномикроскопический снимок, образец 56. Гипсоносная толща. Отчетливо видны крупные кристаллы палыгорскита, чешуйки гидрослюды с ясными контурами и хлорит. Ув. 8000.

Наличие в глинах гипсоносной толщи различных форм и размеров кристаллов палыгорскита свидетельствует, на наш взгляд, о разной степени переработки и относительной механической неустойчивости монокристаллов этого минерала. На снимках также видны чешуйки гидрослюды и хлорита; у первых контуры имеют ясные очертания, у хлоритов они несколько более размыты. На дифференциальных кривых этих образцов проявляются четыре эндотермических и одна слабо выраженная экзотермическая реакции соответственно с максимумами при $170-190$, $290-300$, $610-630$, $820-880$ и 890°C .

Вторым основным компонентом, слагающим глины гипсоносной толщи, является хлоритоподобный минерал различной степени структурной упорядоченности. Структурная неупорядоченность проявляется в постепенном увеличении, вниз по разрезу гипсоносной толщи, числа разбухающих при насыщении этиленгликолем хлоритоподобных слоев,

которые статически равномерно распределяются между неразбухающими слоями, образуя так называемые неупорядоченные смешано-слоистые структуры. Действительно, в верхних слоях гипсоносной толщи (образец 56) содержится минерал, дающий на рентгенограмме усложненную серию рефлексов с межплоскостными расстояниями, кратными основному $d(001) = 14\text{kX}$, которая не изменяется при насыщении этиленгликолем при 600°C и обработке BaCl_2 ; последняя позволяет отличать хлорит от вермикулита (Уокер, 1955). Следовательно, структура этого минерала состоит целиком из неразбухающих хлоритоподобных слоев. Тип заселения октаэдрических положений, возможно, диоктаэдрический. Определенно утверждать это нельзя, поскольку линия кварца с $d = 1,54\text{kX}$, возможно, вуалирует его триоктаэдричность.

Термограммы образцов, содержащих наибольшее количество хлори-



Фиг. 2. Кривые нагревания олигоцен-миоценовых глин, образцы 69, 66, 56, 62 — гипсоносная толща, 75, 84, 77, 87 — пестроцветная толща, 12, 42, 48 и 6 — шорахбюрская толща.

56—59 — палыгорскит + хлорит + гидрослюда.

75—87 — гидрослюда + разбухающий хлорит + хлорит.

6—42 — монтмориллонит + гидрослюда + хлорит.

га (другим компонентом является гидрослюда диоктаэдрического типа), имеют три (или четыре) эндотермических и одну экзотермическую реакции (последняя иногда отсутствует). На термограммах «монтмориллонизированных» хлоритов первый эндоэффект выражен сравнительно интенсивно. В распределении палыгорскита и хлорита по отдельным толщам наблюдается определенная закономерность: в верхах гипсоносной толщи первый имеет наибольшее распространение (на электронномикроскопическом снимке образца № 69 зафиксированы почти одни только кристаллы палыгорскита), вниз по разрезу количество его постепенно уменьшается и, наоборот, возрастает значение хлорита. В этом же направлении в структуре хлоритов наблюдается постепенное увеличение числа разбухающих при насыщении этиленгликолем слоев, которые статически неупорядоченно располагаются между неразбухающими

слоями. Таким образом, наблюдается развитие смешанно-слоистой структуры, другими словами,—происходит процесс «монтмориллонизации» хлоритов. Вероятнее всего эти изменения относятся к гидраргиллитовому или бруситовому слою в структурах хлоритов. Доказательством сказанному является изменение $d(001)$ у образцов, насыщенных этиленгликолем (в природном состоянии изменение $d(001)$ почти не наблюдается); если у образца № 56 $d(001) = 14,1 \text{ кX}$, то у образцов 61, 64, 69 и 87 межплоскостные расстояния первого порядка равны соответственно — 14,3, 15,3, 15,7 и 16,2 кX.

Таблица 1

Межплоскостные расстояния в кX и относительные интенсивности

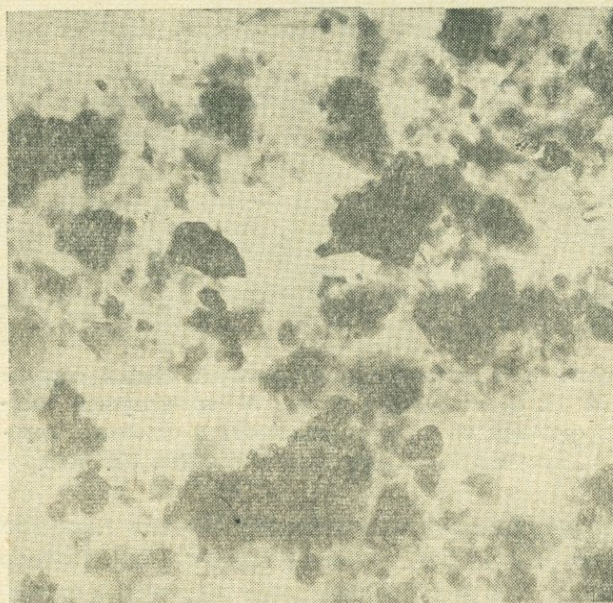
hkl	№ образцов, насыщенных этиленгликолем						№ образцов, прокаленных до 600°C											
	56		69		75		84		12		42		69		84		12	
	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J
001	14,1	2	15,7	4	16,6	10	16,7	10					14,5	10	14,5	10		
001	10,3	5	10,3	6			10,6	1	17,0	10	16,8	8	10,3	2	10,3	2		
002	7,06	4	7,23	3	8,5	2	8,32	2	10,1	1	10,1	3					9,95	5
	6,36	0,5																
002	4,99	1	5,06	1			7,18	1			7,14	3						
003	4,69	1					5,56	2			5,0	2						
060	1,502	4	1,502	4	1,500	3	1,501	3	1,498	4	1,493	3	1,50	4	1,50	4		

Образцы 56, 69 — гилсоносная толща,
 > 75, 84 — пестроцветная толща,
 > 12, 42 — шорагбюрская толща.

Увеличение $d(001)$ от образца № 56 к образцу № 87 при насыщении этиленгликолем как раз и указывает на увеличение в них разбухающих слоев, т. е. слоев, которые после насыщения этиленгликолем увеличивают толщину пакета до 17 кX за счет вселения его молекул между слюдоподобными слоями. В результате неупорядоченного переслаивания слоев с $d(001) = 14 \text{ кX}$ и $d(001) = 17 \text{ кX}$ на рентгенограммах появляется рефлекс с межплоскостным расстоянием, являющимся среднестатическим промежуточным между 14 и 17 кX . Таким образом, в глинах гипсоносной толщи вниз по разрезу намечается увеличение разбухающих слоев и уже в глинах пестроцветной толщи, начиная с № 87,— все последующие образцы почти нацело состоят из разбухающих слоев. Рентгенограммы от этих глин (№ 80, 84 и 87) после насыщения этиленгликолем не отличаются по внешнему виду от типично монтмориллонитовых, т. е. дают целочисленную серию рефлексов от $d(001) = 17 \text{ кX}$; однако это лишь кажущееся сходство, так как после прокаливания разбухающие слои уменьшаются до 14 кX , а не до 10 кX , как это имеет место с минералами монтмориллонитового ряда. Этим и отличается описанный разбухающий хлорит с $d(001) = 14 \text{ кX}$ от типичного

монтмориллонита. Приводимые в некоторых работах (Стефан, Мак Ёван, 1949) сведения о набухающем хлорите и так называемом диоктаэдрическом неразбухающем минерале с $d(001) = 14kX$, вероятно, относятся и к описываемому минералу; однако в случае его диоктаэдричности последний будет отличаться от них свойством увеличивать $d(001)$ при насыщении этиленгликолем до $17kX$ и уменьшить расстояние между пакетами после прокаливания до $14kX$.

По-видимому, между типичным хлоритом и смешано-слоистым образованием, с одной стороны, и типичным монтмориллонитом — с другой, имеется достаточно стабильный диоктаэдрический разбухающий минерал с $d(001) = 14kX$. Первый эндозэффект на термограммах этих образцов отличается относительно большей интенсивностью и имеет макси-

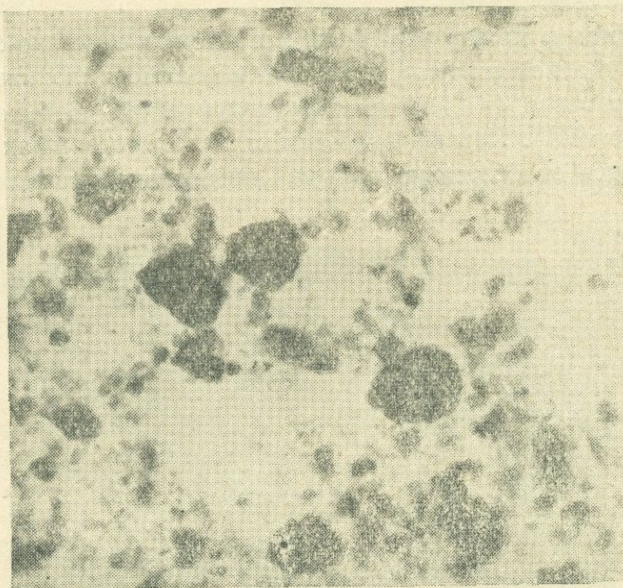


Фиг. 3. Электронномикроскопический снимок обр. № 75. Пестроцветная толща. Видны прозрачные и полупрозрачные агрегаты разбухающего хлорита, чешуйки гидрослюды и хлорита. Ув. 8000.

мум при $180-280^{\circ}C$. Очевидно это обстоятельство является результатом возрастания роли гидратированных слоев в хлоритах. Помимо этого эффекта, кривые нагревания содержат также два (или три) эндозэффекта и один экзозэффект.

В пестроцветной толще (в отличие от гипсоносной) палыгорскит не является породообразующим минералом, но присутствует в заметных количествах — особенно в верхней части разреза (на контакте с гипсоносной). Таким образом, тенденция уменьшения роли палыгорскита от молодых к более древним образованиям выдерживается и в пестроцветной толще. В шорахбюрской толще палыгорскит обнаружен в виде це-

значительной примеси и приурочен лишь к маломощному горизонту приблизительно в средней части разреза. Породообразующим минералом здесь является монтмориллонит, который при насыщении этиленгликолем разбухает до $17kX$; после прокаливания основной рефлекс уже имеет $d(001) = 10kX$.



Фиг. 4. Электронномикроскопический снимок образца № 12. Шорахбюрская толща. Мелкодисперсная полупрозрачная масса монтмориллонита и отдельные крупные чешуйки гидрослюда и хлорита. Ув. 8000.

В формировании минералогического состава глин третичных толщ Приереванского района подавляющее значение имели терригенные глинистые минералы; анализ фактического материала позволяет утверждать, что последние образовались, главным образом, на массивах среднего состава в условиях теплого умеренно влажного (шорахбюрская толща) и аридного климата (пестроцветная и гипсоносная толщи). Указанные факторы (климат и состав размываемых пород) явились главными причинами, определившими направление и характер выветривания на континенте, что, в свою очередь, существенным образом отражалось на осадках шорахбюрского бассейна. Период накопления пестроцветной и особенно гипсоносной толщ характеризовался широким развитием на суше магнезиального глинистого минерала, т. е. палыгорскита, терригенное происхождение которого объясняется, главным образом, обломочной формой частиц, климатическими условиями, господствовавшими на континенте, и распределением его по отдельным толщам (наибольшее в гипсоносной и почти полное отсутствие — в шорахбюрской). Незначительная часть палыгорскита, возможно, имеет аутигенное происхождение. Уловить какие-либо диагенетические изменения этого минерала нам не удалось.

Совершенно другая картина наблюдается в поведении хлорита. Последний, так же как и палыгорскит, был привнесен в бассейн в виде взвесей, однако, возможно, уже на суше, хлорит испытывает заметные изменения, которые еще более усиливаются в осадке. Эти изменения выражались в разрушении наиболее неустойчивых структурных элементов в хлоритах и образовании разбухающих при насыщении этиленгликолем («монтмориллонизированных») слоев. В настоящее время мы не имеем возможности представить конкретный механизм тех преобразований, которые совершаются в структуре хлоритов, можно лишь утверждать, что этот процесс (образование разбухающих слоев) затрагивает прежде всего состав и конфигурацию октаэдрической сетки между слюдоподобными слоями, которая, тем не менее, не разрушается полностью и сохраняет упорядоченность настолько, что выдерживает термообработку в 600°C . Возможно разрушение гидрагиллитовой (или бруситовой) сетки способствует переходу алюминия (или магния), окруженного молекулами воды, из фиксированного в обменное состояние (во всяком случае высвобождению этих катионов из октаэдрического положения). Измененный подобным образом межслоевой промежуток приобретает способность разбухать. Таким образом, этот процесс постепенно приводит к возникновению смешанно-слоистых структур, в которых роль разбухающих слоев от молодых к более древним образованиям постепенно возрастает.

Следующая стадия преобразования хлоритов — это переход смешанно-слоистого образования в вышеописанный разбухающий (возможно диоктаэдрический) минерал с $d(001) = 14\text{kX}$ (после прокаливания до 600°C).

Как уже было указано, породообразующим минералом в глинах шорахбюрской толщи является монтмориллонит. Наличие у образцов 42, 18 и 6 линий с $d = 7\text{kX}$ свидетельствует о том, что в качестве свободной фазы в небольшом количестве присутствуют хлоритовые слои. Последнее обстоятельство говорит о том, что часть монтмориллонита шорахбюрской толщи является конечной стадией преобразования хлоритов через последовательный ряд: хлорит-смешанно-слоистые структуры — разбухающий (возможно диоктаэдрический) минерал с $d(001) = 14\text{kX}$ — монтмориллонит.

Интересно отметить, что гидрослюда, присутствующая в качестве породообразующего минерала во всех изученных толщах, не обнаруживает сколько-нибудь существенных изменений, т. е. оказывается весьма устойчивой к широким колебаниям условий среды.

Таким образом, допуская, что минералогический состав глинистых осадков в изученных отложениях формируется главным образом за счет терригенных глинистых минералов, вместе с тем необходимо подчеркнуть и немаловажное значение диагенетических процессов, приводящих к стадийному изменению терригенных компонентов в результате разрушения наиболее неустойчивых структурных элементов в глинистых минералах. При этом терригенные глинистые минералы (в данном случае палыгорскит) могут оказать существенную помощь при рекон-

струкции палеоклиматических условий и определении состава источников питания; вместе с другими минералами, образовавшимися *in situ*, диагенетически измененные глинистые минералы могут осветить некоторые черты тех позднейших процессов, которые имели место в осадке и, возможно, в породе. Эти изменения в наиболее общей форме возникают в результате того, что сравнительно сложно построенные глинистые минералы, попадая в осадок (т. е. в обстановку, которая существенно отличается от условий их образования), оказываются неустойчивыми и испытывают стадийные превращения.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Викулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Госгеолиздат, 1957.
2. Викулова М. Ф. Применение электронного микроскопа для изучения тонкодисперсных минералов. Тр. ВСЕГЕИ, № 2, 1950.
3. Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюды и хлоритов. В кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2, М., АН СССР, 1953.
4. Гинзбург И. И. и Рукавишников И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
5. Горбунов Н. И. и др. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, глин и почв. Изд. АН СССР, 1952.
6. Грим Р. Минералогия глин. Изд. ИЛ, 1956.
7. Зхус И. Д. О стадийном изменении глинистых минералов. ДАН СССР, т. 115, № 2, 1957.
8. Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. АН СССР, тр. ИГН, 1954.
9. Клубова Т. Т. О минералогическом составе глинистых пород красноцветной толщи Прибалхашского района Западной Туркмении. ДАН СССР, т. 112, № 3, 1957.
10. Росс Х. С. и Гендрикс С. Б. Минералы группы монтмориллонита, их происхождение и отношение к почвам и глинам. Вашингтон. Перевод библиотеки почвенного института АН СССР, 1945.
11. Рухин А. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ. Вестник ЛГУ, № 7, 1948.
12. Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Изд. АН СССР, 1953.
13. Сердюченко Д. П. О сепиолитах, палыгорскитах и аттапульгитах. Мин. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9, 1953.
14. Сеидов А. А. Литолого-минералогическое изучение глин майкопской свиты прикаспийской нефтеносной области. «Изв. АН СССР», серия геологическая, № 2, 1959.
15. Страхов Н. М. Образование осадков в современных водоемах. Изд. АН СССР, 1954.
16. Уокер Г. Ф. Вермекулит. В сб. «Рентгеновские методы определения минералов глин», ИЛ, 1955.
17. Stephen I., Mac-Ewan. Chloritic clay minerals in Kenper Marls. Clay Minerals Bulletin, N 4, 1949.

Г. П. БАГДАСАРЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН

К ПЕТРОГРАФИИ И УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ ЛЕРМОНТОВСКОГО ГАББРОВОГО ИНТРУЗИВА

Вопросам генезиса и петрографии основных пород Базумского хребта, равно как кислых и щелочных, посвящена значительная литература (Г. П. Багдасарян, С. И. Баласанян [1, 2], Б. С. Вартапетян [3], В. Н. Котляр [7, 8, 9], К. А. Мкртчян и др.), но до настоящего времени ряд вопросов остается невыясненным и требует своего разрешения.

Небольшой по площади Лермонтовский интрузив (—1 кв. км) сложен различными разновидностями габбро, среди которых существенную роль играют такие редко встречающиеся в природе образования, как шаровые и полосчатые габбро.

Непосредственно к северу от Лермонтовского интрузива в направлении ЮВ—СЗ протягивается дайкообразное тело крупного Базумского интрузива, сложенного кварцевыми диоритами с подчиненным развитием диоритов, габбро-диоритов, тоналитов, гранодиоритов, монцонитов, кварцевых монцонитов и реже гранитов.

Лермонтовский габбровый массив, как и Базумский гранитоидный интрузив, прорывает вулканогенную толщу среднего эоцена. Верхнеэоценовый предел интрузивов, определяемый по данным вышеуказанных исследователей района как верхнеэоценовый, подкрепляется данными недавних наблюдений К. А. Мкртчяна и О. А. Саркисяна [11].

Вдоль экзоконтакта Базумского массива на некоторых участках наблюдается широкая зона контактового и часто гидротермального изменения вмещающих плагиоклаз-пироксеновых порфиритов эоценовой вулканогенной толщи. Порфириты раздроблены, местами заохрены и обелены. Контактные изменения проявляются в образовании различных роговиков. Уже к западу от с. Лермонтово, на контакте Базумских кварцевых диоритов с кварцевыми порфиритами среднего эоцена, наблюдается проникновение гранитоидного материала вдоль слоистости вмещающих пород с образованием гнейсообразных мигматитов.

Контактное воздействие пород Лермонтовского интрузива выражается, в первую очередь, в преобразовании вмещающих плагиоклаз-пироксеновых порфиритов в пироксен-амфиболово-плагиоклазовые роговики. Ширина контактового ореола небольшая и не превышает десятка метров.

Сложнее обстоит вопрос с взаимоотношением основных пород Лермонтовского интрузива с Каджерийским (Геджалинским) участком Базумского гранитоидного массива вследствие сильной задернованности контактовой полосы. Г. П. Багдасаряном на небольшом протяжении вдоль северной границы Лермонтовского интрузива с Каджерийским отмечается «барьер» ороговикованных порфиритов небольшой мощности, но это, как отмечает и сам автор, исчерпывающе не решает вопроса.

О взаимоотношениях этих двух интрузивов почти всеми их исследователями высказывается единое мнение о том, что Лермонтовская интрузия по времени внедрения предшествовала гранитоидам, обосновывая это: а) прорывом основных пород жилой диорита (В. Н. Котляр [9], б) пересечением апофизами Каджерийского интрузива и его жильной серией Лермонтовского массива (Г. П. Багдасарян; С. И. Баласанян [1]), в) воздействием гранитоидов на основные породы, выражающемся в осветлении мелкозернистых габбро гидротермальными растворами (С. И. Баласанян [1]).

Б. С. Вартапетян [3], в отличие от предыдущих исследователей, высказывает предположение о том, что Лермонтовский габбровый массив является краевой фацией Каджерийского гранитоидного интрузива, будучи связан с последним на северном контакте взаимопереводами, где «почти (курсив наш. — Г. Б., З. Ч.) по сплошным скалистым обнажениям можно проследить постепенный переход габбро к габбро-диоритам и диоритам» (Б. С. Вартапетян [3]).

В связи с последним взглядом уместна краткая характеристика пород Каджерийского интрузива. Как уже отмечалось выше, интрузив сложен различными типами пород. По вопросу взаимоотношений разных типов пород В. Н. Котляр [9] указывает на возможно несколько более позднее внедрение гранитов и гранодиоритов. Полевые наблюдения над взаимоотношениями всех вышеуказанных пород позволяют считать их одновременными образованиями, связанными друг с другом совершенно постепенными взаимопереводами. Этой же точки зрения придерживаются Г. П. Багдасарян и С. И. Баласанян [1]. Такое многообразие пород обусловлено интенсивно проявленными процессами гибридности, на что указывает наличие в породах большого количества ксенолитов самой различной степени переработанности и размеров, пестрота структурно-текстурных признаков пород, а также особенности их химического состава.

Процессам гибридности и ассимиляции в становлении Каджерийского интрузива отводится существенная роль без исключения всеми исследователями района (В. Н. Котляр [9], Г. П. Багдасарян, С. И. Баласанян [1], Б. С. Вартапетян [3] и др.). Ксенолиты вмещающих пород распространены повсеместно, но к периферическим участкам в зонах эндоконтактов их количество резко увеличивается. Величина ксенолитов в интрузиве сильно варьирует, но преобладают обломки величиной в 3—5 см. Степень переработанности ксенолитов самая различная — наблюдается полная гамма переходов изменения их состава и структуры. Ксенолиты в ряде случаев настолько сильно переработаны, что

приобретают облик интрузивной породы с незначительными признаками на состав первоисходного материала. Намечается некоторая зависимость между степенью переработанности ксенолитов и составом вмещающей их интрузивной породы: ксенолиты в гранодиоритах обнаруживают сравнительно слабую степень переработанности, чем в более основных разностях (кварцевых диоритах вплоть до габбро-диоритов). В интрузиве наблюдается ассимиляционная зональность с приуроченностью пород более основного состава к южной периферии, где вмещающие породы представлены плагиоклаз-пироксеновыми порфиритами. Все это позволяет высказать предположение о гранитном составе внедряющейся первоисходной магмы.

Приуроченность гибридных основных пород Каджерийского интрузива к его эндоконтам и близость Лермонтовского интрузива привели Б. С. Вартапетяна [3] к выводу о принадлежности габбровых пород с. Лермонтово к краевой фации гранитоидов и о наличии между ними постепенных переходов. Наши детальные полевые наблюдения показали, что нигде вдоль границ этих двух интрузивов нет непосредственного контакта между ними. На современном эрозионном срезе между указанными массивами залегает толща (барьер) ороговикованных вулканогенных пород, отделяющих гибридные основные породы Каджерийского интрузива, генетически и пространственно связанных с гранитоидами, от Лермонтовского габбрового массива.

Ниже описываются взаимоотношения всех разновидностей слагающих Лермонтовский массив пород и дается их краткая геологопетрографическая характеристика.

Строение и условия образования. Интрузив занимает площадь примерно в 1 кв. км и имеет довольно прихотливую конфигурацию (особенно в южной части) с общей вытянутостью в широтном направлении. Контакты интрузива с вмещающими породами резкие, пирогенные, но в некоторых местах вдоль юго-восточного контура замаскированы гидротермальными изменениями. Судя по довольно крутым контактам в одну и другую сторону, интрузив, по-видимому, представлен штокообразным телом.

Внутри интрузива всеми исследователями отмечается более или менее концентрическое распределение различных разновидностей основных пород, представленных, главным образом, крупнозернистыми, шаровыми, полосчатыми и мелкозернистыми габбро, из коих первая и последняя пользуются наибольшим развитием.

Интрузив во многих местах пересекается маломощными жилами розового и белого аплита, в ряде случаев соединяющихся и образующих более крупные тела. В южной части интрузив прорван дайкообразным телом лейкократовых гранитов, включающих в себя оплавленные, но нередко и остроугольные обломки габбровых пород.

Центральный и северный участки интрузива сложены темного, почти черного цвета массивными крупнозернистыми разностями, в которых выделяются оливковые габбро и пироксениты; последние связаны между собой совершенно постепенными взаимопереходами. В мине-

ралогическом сложении пород участвуют плагиоклаз, моноклинный пироксен (судя по оптическим константам скорее всего относящийся к эвггиту), оливин, амфибол, в небольшом количестве и не всегда ромбический пироксен и биотит, рудный минерал. При повышении количества ромбического пироксена (до 10%) оливиновые и безоливиновые габбро переходят в оливиновые габбро-нориты и габбро-нориты. Последние две разновидности пользуются незначительным развитием.

Крупнозернистые габбро прорываются полосчатыми, шаровыми, средне- и мелкозернистыми габбро.

В свете имеющихся у нас данных и более ранних указаний В. Н. Котляра [9], представления Б. С. Вартапетяна [3] об отсутствии четких контактов между отдельными разновидностями габбро и их



Фиг. 1а. Резкий контакт крупно- и среднезернистого габбро. $\frac{2}{3}$ натуральной величины.



Фиг. 1б. Шлиф 309. Ув. 55, ник.+.

взаимопереходности не подтверждаются. Контакт между крупнозернистыми и мелкозернистыми габбро очень четко фиксируется (фиг. 1а). Крупнозернистое габбро несколько изменено под воздействием новой порции магмы, что проявляется в их раздроблении и ороговиковаии (фиг. 1б). Подобные взаимоотношения не оставляют никаких сомнений о одновременности образования этих пород. Различия минералогического порядка видны из табл. 1. Подобные же взаимоотношения отмечаются на контакте между крупнозернистыми и прорывающими их полосчатыми габбро (фиг. 2).

Что касается условий образования шаровых и полосчатых габбро, то этот вопрос, несмотря на ряд высказываний исследователей массива, остается далеко не решенным. О генезисе этих пород Лермонтовского массива существуют разноречивые мнения. По В. Н. Котляру [7] полосчатые габбро образуются при воздействии боковых сдвигающих сил на внедряющуюся магму, приводя в качестве доказательства приуроченность этих образований к периферии интрузива и параллельность полосчатости с контактами. Этой же точки зрения придерживается С. И. Баласанян [1].

Название породы	№ шлифов	Плагиоклаз	Моноклинный пироксен	Ромбический пироксен	Роговая об- манка	Оливин	Кварц	Калишпат	Биотит	Рудный минерал (+сфен, апатит и др. акцессории)	Сумма
Оливиновое габбро	122/66	24,2	30,4	—	16,9	25,8	—	—	—	2,7	100,0
	245/115	35,7	31,9	1,9	20,3	7,1	—	—	0,6	2,5	100,0
	252/117	14,7	31,9	1,9	14,7	36,8	—	—	—	—	100,0
Гиперстеновый габ- бро-пироксенит	114/65	28,5	39,9	5,6	13,5	—	—	—	5,9	6,6	100,0
Габбро-пироксенит	243/114	22,3	37,7	—	36,8	—	—	—	—	3,2	100,0
Крупнозернистые габбро	137/74	51,1	—	—	46,3	—	—	—	—	2,6	100,0
	143/76	49,4	16,9	—	32,3	—	—	—	—	1,4	100,0
Габбро полосчатое	253/117	77,2	14,3	2,3	0,9	—	—	—	0,9	4,6	100,0
Мелкозернистое габбро	134/74	61,0	16,2	—	17,2	—	1,0	—	—	4,6	100,0
	242/114	61,6	19,3	—	9,6	—	—	—	—	9,5	100,0
Диорит Каджерий- ского интрузива	246/116	67,6	13,6	0,5	10,3	—	—	—	—	8,0	100,0
Кварцевый диорит Каджерийского ин- трузива	247/116	65,6	2,8	—	11,7	—	12,3	—	—	7,6	100,0
Лейкократовые граниты	239/112	69,3	13,8	1,7	—	—	12,2	—	—	3,0	100,0
	238/112	67,7	8,9	—	—	—	22,0	—	—	1,4	100,0
	115/65	35,8	—	—	—	—	32,1	23,1	5,5	3,5	100,0

Генезис шаровых габбро В. Н. Котляром [8] рассматривается как результат конкреционной кристаллизации и усиленными контактными явлениями под влиянием газовых эманаций. С. И. Баласаняном [2] образование шаровой текстуры в габбро объясняется уменьшением



Фиг. 2. Резкий контакт крупнозернистого и полосчатого габбро.

объема внедрившейся магмы при ее кристаллизации, а наличие концентрических зон различного состава — фракционной дифференциацией, происходившей в сфероидах. Подобные явления могут иметь место лишь при кристаллизации магмы в условиях гидростатического равновесия.

Говоря о шаровых структурах пород, следует отметить также известное представление Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и О. А. Воробьевой [10], согласно которому образование шаровых структур при сходстве состава овоидов и цементирующей массы рассматривается как результат автобрекчирования при повторном внедрении магмы.

Вопрос об условиях образования и генезисе шаровых и полосчатых габбро является, как известно, одним из нерешенных вопросов петрологии.

Нами встречены шаровые габбро также среди полосчатой разновидности (фиг. 2). Этот факт, а также собранные другие новые данные приводят нас к иному толкованию о происхождении шаровых и полосчатых габбро. Этому вопросу авторами в скором времени будет посвящена самостоятельная работа.

Шаровые и полосчатые габбро, так же как и крупнозернистые, прорываются мелкозернистыми габбро, местами переходящими постепенно в среднезернистые и порфириовидные разновидности. Эти взаимоотношения наблюдались еще ранее, в 1938—1939 гг., В. Н. Котляром [9].

Химическое и минералогическое сходство различных разновидностей Лермонтовских основных пород (см. табл. 1 и 2) свидетельствует об общности их магматического очага и близости времени их внедрения, вследствие чего мы выделяем в одной фазе становления интрузива следующие субфазы:

а) крупнозернистые оливиновые габбро, пироксениты, оливиновые габбро-нориты, габбро-нориты, габбро-пироксениты;

б) полосчатые и шаровые габбро;

в) мелко- и среднезернистые, местами порфириовидные габбро.

Краткая петрографическая характеристика. Основные породы Лермонтовского интрузива представлены меланократовыми с зеленоватым оттенком мелко-, средне- и крупнозернистыми, нередко порфириовидными породами с массивной текстурой, исключая полосчатые габбро. Под микроскопом структура близка к габбровой, но нередко несколько отклоняется от нее ввиду возрастания идиоморфизма плагиоклаза, переходя в офитовую. Для мелкозернистых габбро более характерна гипидиоморфнозернистая структура. В минералогическом сложении пород участвуют плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены, амфибол, оливин, биотит, рудный минерал, редко апатит, сфен, саггит и продукты вторичных изменений минералов. Количественные соотношения минералов в различных разновидностях пород видны из табл. 1.

Плагиоклаз. Существенная и постоянная составляющая всех разновидностей основных пород и по многочисленным измерениям оптиче-

ских констант на федоровском столике представлен в основном битовнитом и анортитом. В редких случаях при наличии зональности крайняя зона в виде узкой полосы отвечает по составу основному андезину. В шлифах — свежий, изредка отмечается карбонат и серицит.

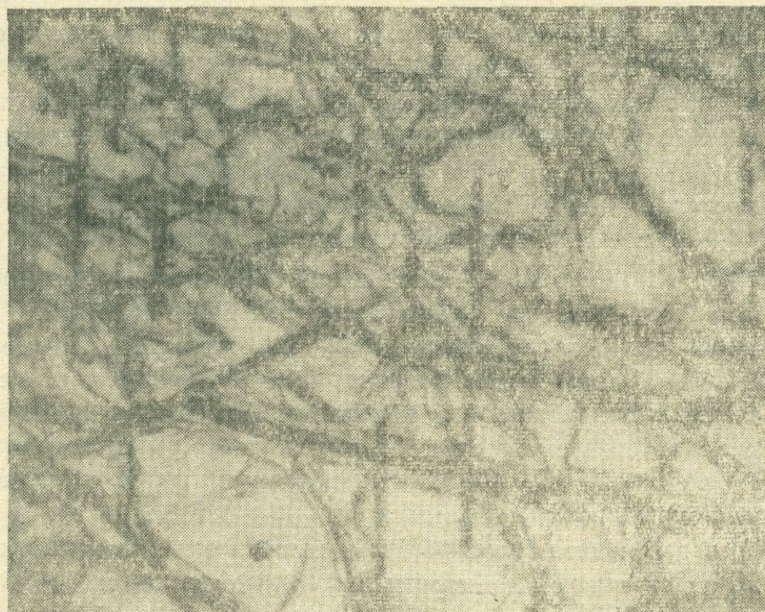
Моноклинный пироксен. Судя по оптическим константам ($+2V=53-58^\circ$, $cNg=42-45^\circ$, $Ng-Np=0,025-0,027$), близко стоит к авгиту. Нередко почти полностью замещается амфиболом и тогда от пироксена остаются редкие разъединенные реликты. В пироксенах очень часто встречаются сетчатые включения почти непрозрачного минерала, при больших увеличениях определенно как сагенит, наличие которого в породах Лермонтовского интрузива не отмечалось.

Ромбический пироксен. Встречается в небольших количествах и не всегда; сравнительно большие содержания отмечаются в оливиновых габбро и габбро-пироксенитах, где количество его в отдельных случаях достигает 10%. В мелкозернистых габбро он отсутствует. Ромбический пироксен, по-видимому, представлен двумя разновидностями, так как в шлифах встречаются зерна ясно, плеохроирующие в розоватых тонах (гиперстен; $2V=-70^\circ$, $Ng-Np=0,011$; В. Н. Котляр [9]), и без плеохроизма; по последним имеем два замера угла оптических осей и он близок к $\pm 90^\circ$ ($+88^\circ$ и -89°), что соответствует бронзиту.

Амфибол. Представлен двумя разновидностями роговой обманки — зеленовато-бурой и грязно зеленовато-синей. В. Н. Котляр [9] считает всю роговую обманку эпигенетической. Присутствует в виде неправильных зерен, однако в мелкозернистых габбро часто образует хорошо оформленные идиоморфные кристаллы. Зеленовато-бурая роговая обманка характеризуется следующими константами: $-2V=60-86^\circ$, $cNg=14-24^\circ$, $Ng-Np=0,019-0,022$; плеохроизм по Ng — зеленоватый, зеленовато-бурый, по Nm — бурый, по Np — буровато-желтый. В. Н. Котляром [9] в зеленовато-бурой роговой обманке отмечены участки плеохроирующие от синего до коричневатого-зеленого цвета с $cNg=15^\circ$, $-2V=82^\circ$, $Ng-Np=0,018$.

Оливин. Входит как главная составная часть в оливиновое габбро, где его количество достигает 37%. По данным точных оптических исследований ($Ng-Np=0,035$, $2V=+89^\circ$ и только в одном случае -89°) относится к магнизиальной разновидности с 85% форстеритовой составляющей. По оливину вдоль трещинок развивается серпентин светло-соломенно-желтого оттенка с выделением в средней части прожилок тонких прожилочек магнетита. По оливину развивается также иддингсит со слабым плеохроизмом. Иддингсит в шлифах светло- и темно-коричневого, зеленоватого и изредка красноватого цвета. Представляет интерес распределение и взаимоотношение рудного минерала с оливином. Помимо магнетита, выделившегося вдоль серпентиновых прожилок в результате вторичного изменения, в нескольких шлифах наблюдались случаи прорастания оливина рудным минералом по типу графических структур. «Вростки» рудного минерала образуют полосы «микропегматитовой» структуры внутри зерна оливина, причем они имеют небольшую ширину и протягиваются с перерывами через все зерно: эти поло-

сы совершенно прямые и протягиваются параллельно друг другу, давая целую серию взаимопараллельных «графических» структур (фиг. 3) без видимой связи с каким-либо кристаллографическим направлением. При больших увеличениях наблюдается распределение рудных «вростков» в виде елочки по обе стороны условной осевой линии полос. Более поздний характер рудных «вростков» устанавливается по прорастанию ими не только оливина, но и серпентиновых прожилков и сидящих в них прожилочек магнетита. Надо отметить, что, помимо подобных «закономерно» распределенных прорастаний, в тех же зернах есть отдельные небольшие изометричной формы участки с графическими структурами. Сходные образования наблюдались и в некоторых зернах пироксена, но при меньшей величине «вростков» и ширине полос.

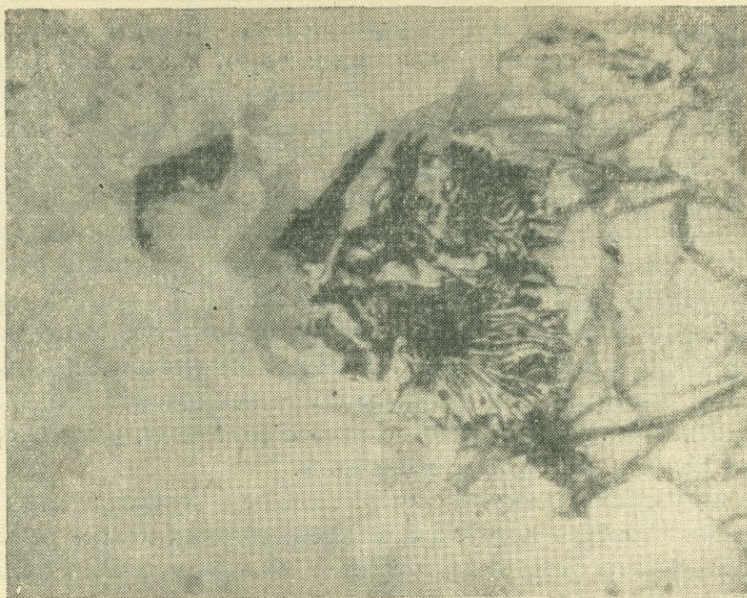


Фиг. 3. Шлиф 122. Ув. 125, без анализатора.

Биотит встречается в небольшом количестве единичными лейстами с резким плеохроизмом.

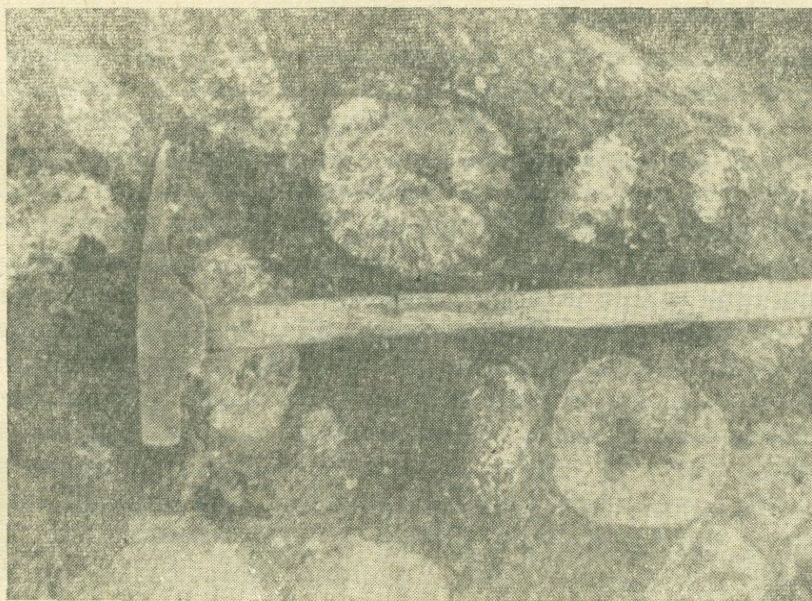
Случай «микрпегматитового» срастания рудного минерала, сходный с вышеописанным, но уже с ромбическим пироксеном был отмечен в шлифе 245/115; здесь рудный минерал образует одну «систему вростков» в нескольких разноориентированных зернах ромбического пироксена (фиг. 4). Описанные два случая «микрпегматитовых» структур прорастаний рудного минерала с оливином и ромбическим пироксеном и их характер, по-видимому, свидетельствуют об эпигенетическом происхождении рудных «вростков».

Особое место в ряду основных пород ввиду редкости нахождения в природе играют полосчатые и шаровые габбро. Последние развиты в северо-восточной части Лермонтовского интрузива полосой в 15—20 м. Макроскопически это темно-серые породы с четко выделяющимися на



Фиг. 4. Шлиф 245. Ув. 70, без анализатора.

мелкозернистом фоне овоидами (фиг. 5), средние размеры которых, по замерам Г. В. Успенского, приведенных В. Н. Котляром [9], соответствуют 4 см. В подавляющем большинстве случаев овоиды имеют сложное concentрическое сложение с чередованием темных и светлых зон, хотя и отмечаются овоиды, целиком состоящие из одного плагиоклаза или темноцветных. Под микроскопом видно, как радиально-лучистые



Фиг. 5. Шаровое габбро Лермонтовского интрузива.

кристаллы плагиоклаза отходят от ядра овоида, сложенного темноцветными минералами (пироксеном, реже роговой обманкой и биотитом). В минералогическом сложении овоидов участвуют плагиоклаз (№ 90—91), моноклинный пироксен ($2V = +62^\circ$, $cNg = 52—53^\circ$, $Ng—Np = 0,025—0,026$), в небольшом количестве роговая обманка и биотит, а также оливин ($2V = -87^\circ$) и ромбический пироксен ($2V = +87^\circ$, без плеохроизма). В шаровых габбро, так же как и в других разновидностях основных пород, наблюдались игольчатые кристаллы сагенита, развивающиеся по моноклинному пироксену, и «микропегматитовые» прорастания рудным минералом оливина и ромбического пироксена.

Овоиды погружены в средне- и мелкозернистую цементирующую их массу с габбровой структурой. В минералогическом сложении участвуют те же минералы, что и в овоидах, за исключением оливина. Плагиоклаз основной массы несколько кислее (битовнит, реже лабрадор) и образует более идиоморфные кристаллы.

Лейкократовые граниты, прорывающие мелкозернистые габбро близ южного контура интрузива, макроскопически мелко-реже среднезернистые, белые, розоватые породы с многочисленными ксенолитами вмещающих их габбро. Размеры ксенолитов и их обработанность самая различная. Ксенолиты ороговикованы с образованием пироксен-роговообманково-плагиоклазовых роговиков. Структура лейкократовых гранитов гипидиоморфнозернистая, местами переходящая в аплитовидную. В минералогическом сложении этих гранитов главенствующую роль играют кварц, анортоклаз, кислый плагиоклаз, а также биотит. Содержание полевых шпатов сильно изменчиво и в зависимости от их количества имеем все переходы от типичных аляскитов до трондьемитов. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, эпидотом и альбитом. Аксессуары — апатит (игольчатый и таблитчатый), циркон, сфен и рудный минерал.

На участках широкого развития ксенолитов и в зависимости от их переработанности лейкократовые граниты переходят от трондьемитов к диоритам со значительным содержанием пироксена и более основным зональным плагиоклазом. Некоторые же ксенолиты настолько мало изменены, что сохранилась габбровая структура со всеми характерными минералогическими особенностями слагающих ее компонентов.

Среди аплитовых жил, пересекающих Лермонтовский интрузив и включающих в себя ксенолиты габбро, В. Н. Котляр [9] выделяет две разновидности — белую (плагиоплиты) и розовую, причем первая сечет вторую. Розовые аплиты имеют микропегматитовую структуру и сложены калиевым полевым шпатом, олигоклазом, кварцем, биотитом и аксессуориями. Плагиоаплиты сложены олигоклазом, кварцем и в небольшом количестве сфеном, цирконом, лейкоксеном, цоизитом и серицитом. Структура плагиоаплитов аплитовая, реже порфировая; в последнем случае в роли вкрапленников выступает плагиоклаз.

Территориальная близость, а также минералогическое и химическое сходство лейкократовых гранитов и пород, слагающих Каджерлйский интрузив, дают основание считать первые кислыми отщеплениями,

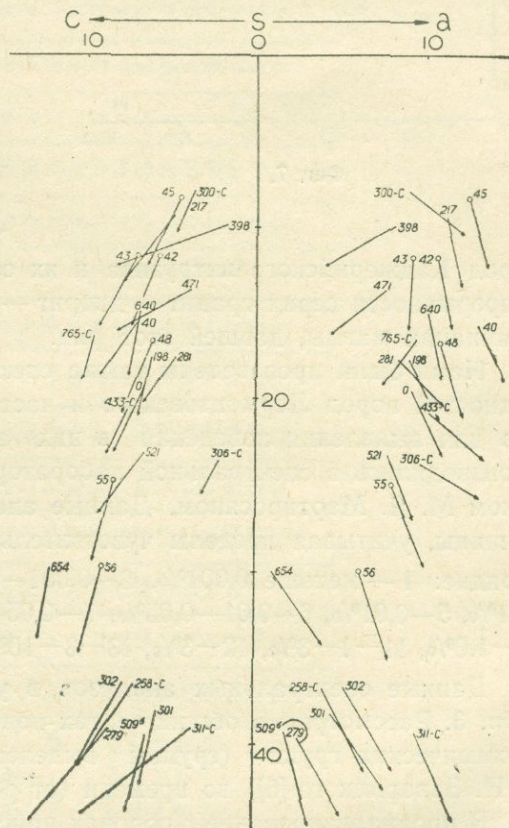
Таблица 2

№ образ- цов	Название пород	Данные химических анализов													Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	H ₂ O	сумма	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	$\frac{a}{c}$
279	Габбро-пироксенит	44,46	0,28	14,06	5,80	7,76	0,09	12,72	11,81	0,45	0,59	2,42	0,14	100,58	1,8	8,5	39,3	50,4	—	31,1	54,2	14,7	53,8	12,4	0,5	—11,3	0,2
311с	Оливиновое габбро	43,86	0,35	13,14	5,24	6,58	0,11	12,39	10,78	2,03	3,81	1,30	0,40	99,99	9,4	3,7	39,2	47,7	—	26,3	51,0	22,7	44,4	10,9	0,5	—27,1	2,5
302	Оливиновое габбро	44,84	0,65	15,71	5,53	3,07	сл.	10,90	15,68	1,54	1,30	0,45	0,43	100,10	5,2	7,7	36,6	50,5	—	20,4	49,4	30,2	65,0	12,5	1,1	—17,1	0,7
301	Габбро	45,28	0,27	13,75	7,71	3,04	0,05	10,17	15,87	1,75	0,60	1,21	0,51	100,21	4,5	6,7	38,2	50,6	—	24,1	44,0	31,9	82,4	16,8	0,5	—14,5	0,7
253с	Габбро	46,44	0,88	14,00	7,04	3,82	0,08	10,86	13,86	1,48	0,60	0,44	0,42	99,90	4,0	7,1	36,7	52,2	—	25,8	48,8	25,4	60,0	16,0	1,4	—10,7	0,6
5036	Габбро среднезернистое	46,05	1,01	11,75	5,42	7,81	0,10	10,75	14,09	0,96	0,43	0,17	1,37	99,91	2,6	6,3	39,6	51,5	—	29,7	44,5	25,8	80,0	11,3	1,7	—8,5	0,4
654	Шаровое габбро	48,24	0,27	18,30	6,09	3,13	0,05	7,22	16,77	0,35	0,11	0,41	—	100,94	1,0	12,1	30,0	56,9	—	28,2	42,0	29,8	85,6	17,9	0,5	0,3	0,1
300с	Жила плагиоапгита	71,34	0,29	12,42	2,59	1,37	0,02	1,18	5,18	2,87	2,01	0,62	0,42	100,32	8,9	3,7	7,9	79,5	—	43,2	24,6	32,2	68,6	27,1	0,3	37,5	2,4
с/н	Гиперстен, габбро-диорит	55,40	1,40	16,46	2,55	6,38	0,15	4,33	8,27	2,81	1,97	0,85	0,14	100,71	9,1	6,6	19,5	64,8	—	43,6	38,3	18,1	68,2	11,4	2,0	4,8	1,4
306с	Габбро-диорит	57,74	0,29	10,71	9,70	3,10	0,09	2,82	8,59	2,95	2,38	1,20	0,40	99,97	9,6	2,2	23,7	64,5	—	46,7	19,5	33,8	65,3	34,4	0,4	7,6	4,4
765с	Габбро-диорит	52,82	0,44	22,12	5,85	3,35	0,06	2,52	7,37	3,14	1,21	0,67	0,40	99,95	9,3	9,6	16,5	64,6	19,5	53,1	27,4	—	79,8	31,8	0,6	1,0	0,9
433с	Габбро-диорит	51,44	0,51	18,24	6,10	3,12	0,03	3,19	11,20	3,01	2,23	0,60	0,35	100,02	10,1	7,6	20,8	61,5	—	40,9	27,1	32,0	67,6	26,1	0,7	—4,8	1,3
521	Диорит	53,95	0,80	15,52	4,00	8,18	0,12	4,88	8,29	2,01	2,28	0,50	0,14	100,57	7,7	6,6	23,3	62,4	—	48,8	35,8	15,4	57,1	14,8	1,1	2,8	1,2
198	Диорит	58,48	0,73	15,90	3,07	6,05	0,17	3,69	7,50	3,25	1,10	0,48	—	100,42	8,9	6,2	17,7	67,2	—	48,1	35,3	16,6	81,6	14,7	0,9	10,4	1,4
40	Монцонит	52,90	0,90	19,31	4,81	3,63	0,20	2,85	7,50	3,32	3,53	1,20	—	100,15	12,9	7,1	15,7	64,3	—	51,8	32,1	16,1	58,9	27,5	1,2	—4,3	1,8
640	Кварцевый монцонит	58,54	0,28	17,42	3,82	4,94	0,13	3,28	6,50	3,82	1,00	1,20	—	100,93	10,0	6,9	15,0	68,1	—	54,6	37,5	7,9	84,7	22,2	0,4	9,3	1,5
281	Тоналит	57,30	1,00	18,80	4,61	3,92	0,13	2,65	7,52	2,11	2,33	0,20	0,20	100,77	8,3	4,8	17,7	69,2	—	46,2	26,7	27,1	58,6	23,5	1,3	17,0	1,7
471	Гранодиорит	66,56	0,48	15,03	3,39	3,00	0,10	2,14	3,25	1,24	3,40	0,46	—	99,05	7,5	3,9	13,7	74,9	32,4	41,6	26,0	—	35,7	20,6	0,5	30,9	1,9
217	Гранодиорит	64,98	0,66	15,49	2,55	2,65	0,05	2,21	4,68	2,85	3,28	0,67	0,11	100,18	11,1	4,9	9,4	74,6	—	50,7	39,9	9,4	56,9	23,2	0,8	22,1	2,3
398	Гранит	74,26	0,26	12,28	2,77	1,43	0,01	1,50	1,56	1,05	4,16	0,42	—	99,70	8,0	1,8	9,9	80,3	40,5	35,3	24,2	—	27,4	22,2	0,3	42,8	4,5

связанными с остаточной магмой последнего. Однако локализация значительного числа лейкократовых гранитов и аплитовых жил в пределах Лермонтовского массива и сравнительно редкая встречаемость этих пород в пределах Каджерийского интрузива и его контактовой зоны остаются для нас недостаточно ясными.

Особенности химического и минералогического состава. Разбор данных химических составов (табл. 2) различных разновидностей пород Лермонтовского и Каджерийского интрузивов дает ответ на ряд вопросов генетического характера (анализы 311с, 302, 301, 258с, 300с, 306с, 765с, 433с заимствованы у Б. С. Вартапетяна [3]; 509б, б/н, 217 — у В. Н. Котляра [9]; 40 — у А. С. Гинсберга [5]; остальные у С. И. Баласаняна [1]; из коих № 1—7 взяты из Лермонтовского интрузива, № 8 — из жилы в Лермонтовском интрузиве, а остальные — из Каджерийского интрузива).

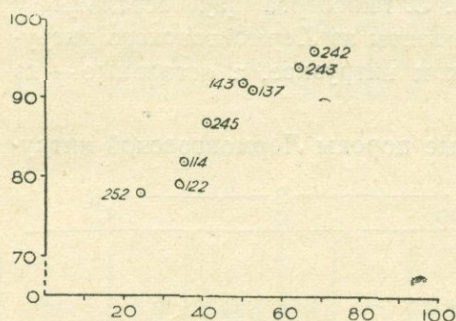
По химическим составам габбровые породы Лермонтовской интрузии очень сходны между собой и расположены довольно кучно на диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 6), что свидетельствует об их происхождении из единого магматического очага, несмотря на их несколько различный количественно-минералогический состав и неоднократное внедрение магмы (три субфазы). По своему химическому составу все они расположены между средними габбро по Дэли и различными разностями пироксенитов и поэтому по характеристикам А. Н. Заварицкого должны быть отнесены к габбро-пироксенитам, но вместе с тем по минералогическому составу выделяется ряд разновидностей, начиная от нормальных габбро через оливиновые до габбро-пироксенитов.



Фиг. 6. Диаграмма химических составов по А. Н. Заварицкому. Кружками отмечены средние по Дэли.

Многочисленные измерения оптических констант главнейших породообразующих минералов указывают на то, что состав плагиоклазов в различных разновидностях габбро находится в тесной связи с количеством темноцветного компонента: при увеличении в породе количества

плаггиоклаза состав последнего становится более основным, как бы компенсируя потерю CaO при уменьшении темноцветных компонентов, что отчетливо видно на диаграмме **состав** (ось абсцисс) — **количество** (ось ординат) плаггиоклаза в породе (фиг. 7). При вычислении процентного содержания плаггиоклаза брались его соотношения к количеству тех темноцветных компонентов, которые содержат CaO в своем составе. Подобные же соотношения существуют между MgO-содержащими минералами и, таким образом, при различных минералогических ассоциациях фигуративные точки всех типов основных пород Лермонтовского интрузива на диаграмме А. Н. Заварицкого очень близки друг к другу. Все



Фиг. 7.

это говорит о близости состава различных порций внедрившейся магмы и поэтому различия минералогического порядка не могут служить основанием считать серию габбро — оливиновое габбро — габбропироксениты следствием ассимиляционной зональности и причислять их к краевой фации Каджерийского интрузива.

С другой стороны, рассмотрение химических составов

пород Каджерийского интрузива и их особенностей свидетельствует о непрерывности серии гранит — диорит — габбро-диорит и сильной контаминации магмы, давшей этот ряд.

Нами были произведены также спектральные анализы всех разновидностей пород Лермонтовского и частично Каджерийского интрузивов для выявления поведения в них элементов-примесей. Анализы производились в спектральной лаборатории ИГН АН АрмССР аналитиком М. Я. Мартиросяном. Данные анализов переведены в условные единицы, учитывая пределы чувствительности метода, в следующем порядке: 1 — меньше 0,001%, 2—0,001—0,003%, 3—0,003%, 4—0,003—0,01%, 5—0,01%, 6—0,01—0,05%, 7—0,05—0,1%, 8—0,1%, 9—0,1—1,0%, 10—1,0%, 11—1—3%, 12—3%, 13—3—10%, 14—10% и больше.

Данные спектральных анализов в условных единицах сведены в табл. 3. Рассмотрим в общих чертах поведение элементов отдельных геохимических групп (группы выделены согласно классификации А. Н. Заварицкого [6]) во времени (от ранних к более молодым).

В проанализированных породах присутствуют все элементы группы железа: железо, титан, марганец, ванадий, хром, кобальт и никель. Количество этих элементов и их распределение по разным типам пород не равномерно. Если содержание титана, марганца и ванадия более или менее постоянно для всех разновидностей, то в отношении других элементов наблюдается определенная приуроченность к более основному ряду и соответственно уменьшение их количества от ранних к более молодым образованиям. С другой стороны, при сравнении данных анализов со средними кларковыми значениями по А. П. Виноградову [4]

Таблица 3

№ образцов	Наименование пород	Si	Al	Mg	Ca	Fe	K	Na	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Pb	Ag	Zn	Ga	Y	Sr	Ba	Li	Be
122/66	Оливиновое габбро	14	14	14	14	14	8	9	9	6	5	9	6	6	3	5	2	—	6	3	2	6	—	2	—
245/115		14	14	14	14	14	9	10	9	6	5	10	6	5	—	5	—	—	6	3	—	6	4	2	—
114/65	Крупнозернистые габбро и габбро-пироксениты	14	14	14	14	14	10	10	9	5	4	9	6	5	3	3	—	1	5	3	2	6	6	2	—
137/74		14	14	14	13	14	9	10	9	4	3	9	6	5	3	2	—	1	5	3	4	6	—	1	—
143/76		14	14	14	14	14	8	10	9	5	3	10	6	5	2	4	—	1	5	4	2	6	—	2	—
243/114		14	14	14	14	14	8	9	9	4	4	10	6	5	3	4	—	1	5	4	3	6	—	2	—
249a/117	Шаровое габбро	14	14	14	14	14	8	10	9	6	4	10	6	6	3	5	—	1	5	4	2	8	6	—	—
253/117	Полосчатое габбро	14	14	14	13	14	10	10	9	4	3	10	6	5	3	5	—	—	5	4	3	8	6	3	1
109/63		14	14	14	13	14	10	10	9	5	5	10	6	6	3	4	2	1	5	4	3	6	5	3	—
110/63	Мелкозернистое габбро	14	14	14	13	14	10	10	9	5	4	10	6	5	3	5	—	1	5	4	2	6	4	3	—
134/74		14	14	13	13	14	9	10	9	3	4	10	6	4	3	5	—	1	6	4	4	6	5	2	—
242/114	Диорит и кварцевые диориты Каджерийского интрузива (южного контакта)	14	14	13	14	14	10	8	3	5	10	6	2	2	3	6	—	—	5	4	2	8	6	1	—
246/116		14	14	13	14	14	9	10	9	3	4	10	6	2	3	6	—	—	5	4	2	8	6	1	—
247/116		14	14	12	12	14	10	11	9	2	3	10	6	3	5	5	—	—	—	4	5	8	6	2	1
130/72		14	14	14	13	14	12	11	9	3	4	10	6	3	5	6	2	2	—	5	3	6	6	3	1
239/112	Лейкократовые граниты	14	14	12	13	13	8	11	9	2	3	10	6	2	6	2	2	—	—	3	3	6	6	3	1
238/112		14	14	11	13	13	8	11	8	3	2	10	6	2	6	2	—	—	—	3	5	7	6	2	1
115/65		14	14	10	12	14	11	11	7	2	2	10	6	2	2	2	—	1	—	3	2	7	6	4	1
144/76		14	14	9	12	10	8	11	5	—	2	9	6	2	2	2	—	1	—	3	2	7	9	4	1
119/65	Аплиты	14	14	9	11	12	11	10	6	2	2	9	3	2	5	2	2	—	—	3	3	8	8	2	1

при общем абсолютном уменьшении их содержания в лейкократовых гранитах и аплитах имеем цифры, в несколько раз большие кларковых. Последнее обстоятельство объясняется, как это уже отмечалось выше, включениями в них ксенолитов габбровых пород и, естественно, значительным повышением содержания элементов группы железа по сравнению с их кларками для этих типов пород.

Из группы петрогенных элементов рассматриваются стронций, барий, литий и бериллий. Стронций и литий встречаются во всех породах, а барий и бериллий преимущественно в более кислых разностях. В то же время содержания этих элементов в абсолютных цифрах заметно повышаются в более поздних проявлениях магматической деятельности.

Редкие элементы (цирконий, иттрий и галлий) пользуются повсеместным распространением во всех типах пород, но если содержание иттрия и галлия в них примерно равное, то цирконий показывает четкую приуроченность к наиболее кислым породам района — кварцевым и бескварцевым диоритам, аплитам и особенно к лейкократовым гранитам.

Из группы металлических элементов в интрузивных породах встречаются медь, свинец, цинк и серебро. Медь обнаружена во всех породах, свинец встречается в единичных пробах и в незначительном количестве, а остальные элементы большей частью в более основных разностях. Содержание меди и серебра в кислых породах сильно падает.

Таким образом, в распределении элементов-примесей в различных типах пород наблюдается определенная закономерность. Так, для габбровых пород Лермонтовского интрузива характерными являются элементы группы железа (титан, марганец, ванадий, хром, никель и кобальт), медь и серебро, а для пород Каджерийского интрузива и его кислых отщеплений (лейкократовых гранитов и аплитов) — барий, бериллий, литий, цирконий, стронций.

ВЫВОДЫ

Вышеизложенный фактический материал по Лермонтовскому интрузиву позволяет сделать следующие выводы:

1. Интрузив имеет концентрическое строение и сложен оливинсымити и нормальными габбро, габбро-норитами, габбро-пироксенитами, шаровыми, полосчатыми и мелкозернистыми габбро.

2. Интрузив сформировался в отдельную фазу, предшествовавшую внедрению гранитоидов Каджерийского интрузива.

3. Внутри Лермонтовского интрузива на основании взаимоотношений различных разновидностей пород выделяются три субфазы, что свидетельствует о неоднократном внедрении основной магмы из единого магматического очага.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баласанян С. И. К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов. «Изв. АН АрмССР», сер. физ.-мат., естеств. и тех. наук, т. 8, № 3, 1955.

2. Баласаян С. И. Шаровые габбро Геджалинского хребта в Армении. «Изв. АН АрмССР», сер. физ.-мат., естеств. и тех. наук, т. 9, № 4, 1956.
3. Вартапетян Б. С. О Базумском интрузивном комплексе. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. наук, т. 12, № 4, 1959.
4. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 1, 1956.
5. Гинсберг А. С. «Петрография республики Армении», «Петрография СССР», сер. 1, вып. 2, изд. АН СССР, 1934.
6. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд. АН СССР. М.—Л., 1950.
7. Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1945.
8. Котляр В. Н. О шаровых габбро у с. Воскресенска Армянской ССР. ДАН СССР, т. 49, № 9, 1945.
9. Котляр В. Н. Памбак (Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении). Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
10. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Воробьева О. А. Заметка о шаровых структурах в изверженных породах. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Избранные труды, т. III, изд. АН СССР, М., 1952.
11. Саркисян О. А. О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклинория. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, т. 12, № 4, 1959.

К. А. КАРАМЯН, Т. А. АРЕВШАТЯН, А. М. АВАКЯН

ПЕГМАТИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Каджаранское рудное поле тяготеет к северному контакту Мегринского плутона. Контакт здесь имеет широтное простирание и характеризуется извилистым очертанием с общим северным падением. Угол падения довольно невыдержан и варьирует от 60 до 80°.

В зоне контакта монцонитовой интрузии с прорываемыми ею порфиритами нижнего эоцена развивается полоса контактовых роговиков.

В пределах рудного поля прослежен контакт между двумя разновозрастными интрузиями Мегринского плутона: 1) монцонитами и 2) порфиroidными гранодиоритами. Контакт имеет северо-западное простирание и по существу является границей рудного поля на западе месторождения. Контакт этот тектонический, характеризуется развитием мощной зоны дробления так называемого Дебаклинского разлома — основной контролирующей структуры, — к висячему боку которого приурочены рудоносные прожилковые зоны и жилы. Последние развиты вдоль трещин, оперяющих главное нарушение.

В эндоконтактной зоне порфиroidная интрузия представлена гранитами, которые постепенно в глубь интрузии переходят в гранодиориты. Мощность гранитной каймы достигает 300—500 м.

В пределах массива монцонитов отмечаются отдельные небольшие по размерам штокообразные тела интрузивных пород, образующих отчетливые интрузивные контакты с вмещающими породами. Среди этих штокообразных тел выявляются как породы основного состава, так и довольно кислые разновидности. Последние представляют собой дополнительные интрузии по отношению к монцонитовому массиву. Пестрота состава указанных образований и наличие основных разновидностей пород среди них обусловлены широко прошедшими процессами ассимиляции в период становления интрузии.

Последовательность внедрения отмеченных штокообразных тел, имеющих наибольшее распространение в эндоконтактной части монцонитов, установленная на основе прямых пересечений, представлена в следующей последовательности:

- 1) пироксениты и плагиоклазиты;
- 2) микромонцониты, микродиориты;

3) аплитовидные лейкократовые породы;

4) жильные гранодиориты.

В эндоконтактной части монцонитовой интрузии в непосредственной близости от контакта в монцонитах отмечается отчетливо выраженная плоскостная ориентировка пластинчатых породообразующих минералов. Последняя довольно отчетливо повторяет очертания линии контакта монцонитов с роговиками. Вдоль этого контакта отмечается также отчетливо выраженная сланцеватость, наложенная на роговики. На некоторых участках, где проявляется сланцеватость в роговиках, имело место дополнительное внедрение интрузивных образований во вмещающие сланцы, обусловившее развитие типичных мигматитов.

В районе рудного поля имеют широкое развитие пегматитовые образования. В подавляющем большинстве они связаны с монцонитовой интрузией и лишь небольшое их количество — с интрузией порфиroidных гранодиоритов.

Среди пегматитовых образований монцонитовой интрузии удается различить следующие типы пегматитов, отличающиеся друг от друга по времени образования, морфологическим особенностям, по характеру строения и минералогическому составу:

- 1) пегматитизированные монцониты;
- 2) полевошпатовые гнездообразные и шлировые пегматиты;
- 3) кварц-полевошпатовые жильные пегматиты;
- 4) полевошпат-роговообманковые пегматиты.

1. Пегматитизированные монцониты. Представляют собой крупнокристаллические и гигантокристаллические разности монцонитов. Последние имеют довольно широкое распространение в пределах монцонитового массива и в основном распространены на гипсометрически высоких отметках, образуя участки с незакономерными очертаниями. Такие участки пород с гигантокристаллическими структурами образуют покрывки в прикупольных участках монцонитового массива и обычно имеют горизонтальное залегание. Переходы их в обычные монцониты совершаются постепенно, но на небольшом интервале.

Размеры кристаллов полевых шпатов и биотита в таких грубокристаллических монцонитах достигают 2—3 см, местами и больше.

Эти образования связаны, очевидно, с неравномерным застыванием и охлаждением монцонитов, обусловленными обогащением летучими соединениями апикальных частей интрузивного массива. В этих условиях, очевидно, происходит пегматитизация и перекристаллизация монцонитов и превращение их в крупнокристаллические разности.

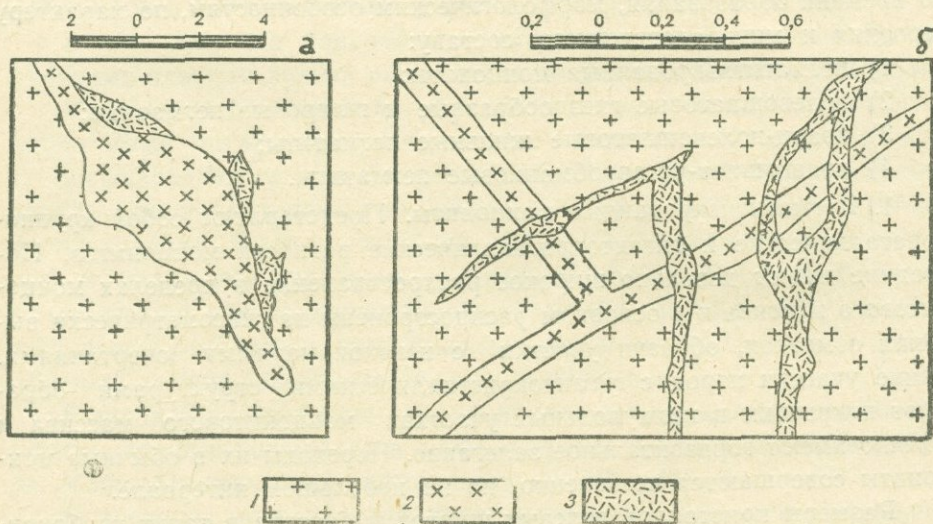
По минералогическому составу пегматиты довольно просты. В основном в них отмечается тот же минералогический состав, что и в самих материнских породах. В них лишь наблюдается значительно большее развитие по сравнению с монцонитами калиевого полевого шпата, крупночешуйчатого биотита и сравнительно меньшее распространение плагиоклаза, амфибола и пироксена.

Довольно резко отличаются эти пегматиты от материнских пород и по своей структуре. Они отчетливо грубокристаллические, местами

в них наблюдаются спорадически проявленные скопления биотита в сплошной массе калиевого полевого шпата.

2. **Полевошпатовые гнездообразные и шпировые пегматиты.** Имеют большое распространение среди монцонитов, но развиты они весьма неравномерно. В значительном большинстве случаев указанные пегматиты тяготеют к контактовым участкам интрузива. Так, наибольшее развитие последние имеют в зоне эндоконтакта на расстоянии 300—400 м от контакта, образуя участки, обогащенные пегматитами, вытянутые параллельно простиранию контакта.

Гнездообразные пегматиты развиты также и в приапикальных участках монцонитовой интрузии. Эти пегматиты представляют собой небольшие гнездообразные и линзообразные тела с весьма сложными очертаниями. Как правило, в них отмечается характерная для образования такого типа невыдержанность элементов залегания с резкими изменениями мощностей и элементов залеганий. Среди них выделяются как гнезда, линзы, так и шпироподобные тела с четковидным строением (фиг. 1).



Фиг. 1а. Взаимоотношение между штоками микромонцонитов и шпирообразными пегматитами.

Фиг. 1б. Взаимоотношение между жильными микромонцонитами и пегматитами.
1—монцониты, 2—микромонцониты, 3—пегматиты.

Часто такие гнездообразные тела разветвляются и как бы охватывают отдельные небольшие блоки монцонитов. Среди указанных пегматитов довольно широко развиты гнездообразные и линзообразные тела с пальцеобразными отростками, отходящими от основного тела.

Контакты характеризуемых пегматитов с вмещающими породами разнообразны. Отмечаются как отчетливые интрузивные контакты с зазубренными очертаниями, так и довольно плавные границы между породой и пегматитом. Максимальная мощность этих образований в раздувах достигает 20—25 см, а протяжение их составляет до 1,0—1,5 м. Многочисленные измерения простираний шпироподобных и гнез-

дообразных тел указанных пегматитов показывают, что они имеют преимущественно меридиональное простирание.

Возрастные взаимоотношения пегматитизированных монцонитов с гнездообразными и шпировыми пегматитами устанавливаются на основе пересечения.

На участках развития пегматитизированных грубокристаллических монцонитов устанавливаются гнездообразные и жилородные тела полевошпатовых пегматитов, секущие залежи пегматитизированных монцонитов.

Достаточно отчетливо устанавливается место образования пегматитов в общем ходе развития интрузивного процесса формирования монцонитовой интрузии. Образование их произошло после внедрения дополнительных интрузий.

Пегматитовые залежи, как правило, приспособляются к мелким штокообразным телам дополнительных интрузий и инъекций ранних стадий становления монцонитов. Даже наиболее молодые представители дополнительных интрузий, связанных с монцонитами, оказываются более древними по отношению к пегматитовым образованиям.

На зарисовке (фиг. 1а) видно, как небольшие гнездообразные тела пегматитов приспособляются к контакту штокообразного тела микромонцонитов. Отмечаются также случаи отчетливого пересечения микромонцонитов гнездообразными телами пегматитов (фиг. 1б).

Как видно из зарисовки, при таком пересечении микромонцонитов пегматитами отсутствуют смещения, что свидетельствует о внедрении пегматитов в типичные трещины разрыва.

3. Кварц-полевошпатовые жильные пегматиты. Также широко распространены в пределах Каджаранского месторождения. В основном они отмечаются по всей эндоконтактной полосе монцонитовой интрузии, но на Аткизском участке отмечается небольшое их скопление. Здесь контакт монцонитовой интрузии образует дугообразный выступ, к которому и приурочены почти все пегматитовые тела этого участка. Пегматиты Аткиза отличаются относительно большими размерами, местами достигая 5—15 м по протяжению и до 1,5 м мощности.

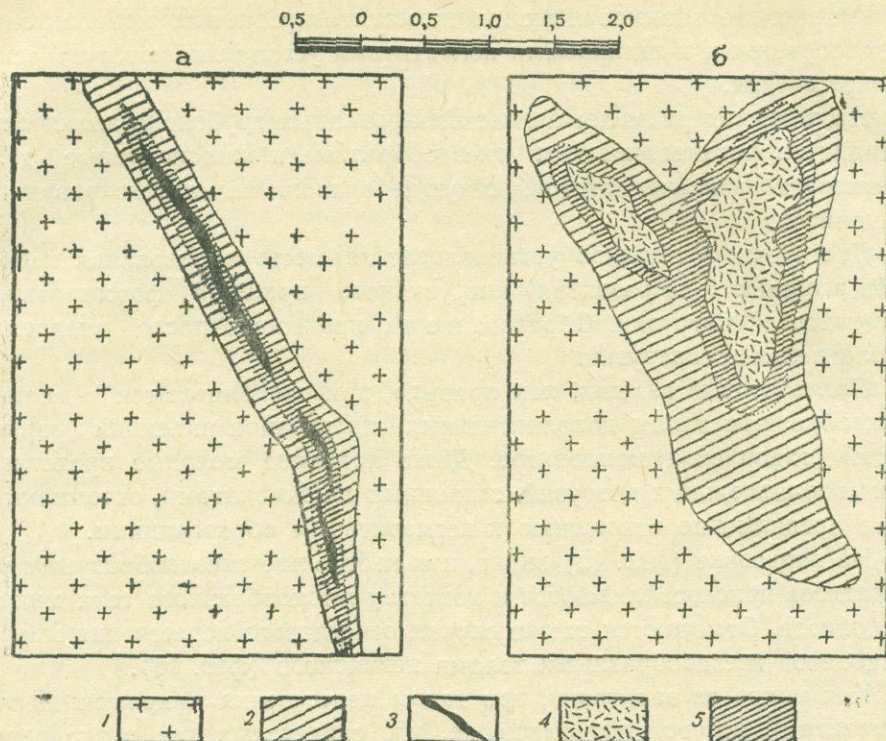
Пегматитовые жилы в этом районе имеют как северо-восточное, так и северо-западное простирание. Зачастую одна и та же пегматитовая жила, образуя коленообразные изгибы, меняет свое простирание с северо-западного на северо-восточное (фиг. 3а). Последнее, видимо, связано с одновременным раскрытием полости по двум системам трещин.

Контакты пегматитовых жил с вмещающими породами, как правило, резкие, отчетливо интрузивные, без каких-либо следов воздействия со стороны пегматитового тела.

Морфологически жильные пегматиты отличаются значительным разнообразием. Среди них отмечаются как типичные жильные тела, так и линзообразные залежи, но больше всего получили развитие тела с весьма незакономерными очертаниями.

На фиг. 2б приведена зарисовка линзовидного тела пегматита, ко-

торое имеет небольшое ответвление, видимо, сливающееся на глубине с основным телом. Жилообразные тела встречаются более часто.



Фиг. 2а, 2б. Строение жильных кварц-полевошпатовых пегматитов. 1—монзониты, 2—полевошпатовые пегматиты, 3—кварцевое ядро, 4—кварцевое ядро с пластинками биотита, 5—зона альбитизации.

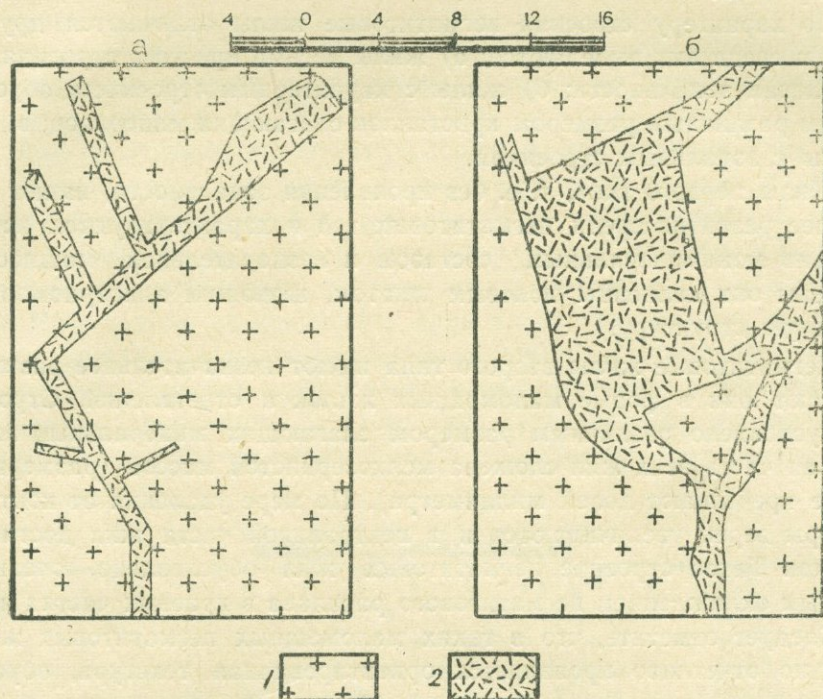
На фиг. 2а показаны типичные жильные пегматиты. Более широко и разнообразно представлены пегматитовые залежи с незакономерным очертанием. Среди них встречаются: а) тела с многочисленными изгибами и ответвлениями (фиг. 3а), обусловленные, очевидно, тем, что возникновение полостей в процессе формирования пегматита происходило по двум взаимоперпендикулярным системам трещин; б) тела, имеющие весьма причудливые очертания с разными изменениями мощности и простираения, наличием многочисленных апофиз и отдельных ксенолитообразных блоков вмещающих пород внутри пегматитового тела (фиг. 3б).

Несмотря на разнообразие форм пегматитов жильного типа, тем не менее для них характерны общие черты:

- 1) резкие изменения мощностей;
- 2) коленообразные изменения линии контактов;
- 3) многочисленные разветвления и апофизы;
- 4) прямолинейные контакты на отдельных интервалах жилы.

Все указанные черты пегматитовых тел на данном участке свидетельствуют о простом раскрытии полостей при внедрении пегматитового

расплава. При этих условиях в пегматитовых телах с коленообразными изгибами выступы на одном контакте соответствуют впадинам на другом, т. е. здесь происходил отход блоков друг от друга без смещения вдоль трещин.



Фиг. 3а, 3б. Формы полевошпатовых пегматитов. 1—монзониты, 2—кварц-полевошпатовые пегматиты.

Наличие же прямолинейных контактов на отдельных интервалах, либо вдоль всей жилы свидетельствует о том, что уже к моменту раскрытия полости и внедрения пегматитовой жилы существовали по крайней мере две системы трещин (северо-восточные и северо-западные), по которым происходило одновременно раскрытие полости, что, очевидно, возможно в условиях взаимоперпендикулярно направленных растягивающих усилий.

Среди жильных пегматитов на Аткизском участке выделяются в основном две разновидности: 1) кварц-полевошпатовая и 2) полевошпатово-роговообманковая.

1. Кварц-полевошпатовые пегматиты. Являются преобладающим типом пегматитов в районе рудного поля. Они имеют форму жил с отчетливыми контактами. В этих пегматитах главными минералами являются калиевый полевой шпат — микроклин, кварц, в подчиненном количестве развиты альбит, биотит, сфен, циркон, монацит, ортит, магнетит, танталониобиты, мусковит, турмалин.

2. Полевошпатово-роговообманковые пегматиты. Имеют подчиненное значение. Образуют маломощные 2—5 см прожилки, сложенные в основном калиевым полевым шпатом и крупношестоватой роговой обман-

кой, в подчиненном количестве присутствуют апатит, сфен, ортит, монацит.

Упомянутые пегматиты приурочены к сравнительно пологой системе трещин, обычно падающих в сторону интрузии, при почти широтных простираниях.

По характеру строения пегматитовые жилы отличаются друг от друга и среди них выделяются: а) жилы весьма простого строения, без проявления зональности; б) жилы с характерным строением, обусловленным различным размером кристаллов слагающих минералов; в) пегматиты с зональным строением.

Жилы первого типа, т. е. без проявления зональности, имеют наибольшее развитие среди пегматитовых тел и характеризуются исключительно мономинеральным составом и незначительной мощностью. Сложены они калиевым полевым шпатом, имеющим аллотриоморфно-зернистую структуру.

Пегматитовые жилы второго типа имеют незначительное развитие. Залегают они в форме маломощных жилок и ответвлений. Строение их обусловлено различным размером слагающих минеральных зерен. Краевая часть этих жил сложена мелкозернистой массой (размеры зерен не превышают долей миллиметра). По мере удаления от контакта размеры зерен увеличиваются и в центральной части жил достигают 4—5 см. Такое строение пегматитовых жил обусловлено, очевидно, быстрым охлаждением пегматитового расплава в краевых частях жил.

Следует отметить, что в таких маломощных пегматитовых жилах особенно отчетливо проявляется ориентированная текстура, обусловленная четкой ориентировкой вытянутых кристаллов калиевого полевого шпата. Такая текстура, очевидно, является результатом движения пегматитового расплава в период его внедрения.

Особо следует остановиться на строении пегматитовых тел с хорошо выраженной зональностью, наблюдаемой в пегматитах, достигающих мощности 1—1,5 м.

Среди пегматитовых тел этого типа шире всего распространен простой тип зональности, обусловленный тем, что в средних частях простых полевошпатовых пегматитов развивается кварцевое ядро (фиг. 2а).

Как видно из зарисовки, кварцевое ядро здесь залегает в средней части полевошпатовой жилы, при этом имеет прерывистый характер и напоминает по форме линзы, расположенные в виде цепочки. Как правило, вокруг такой кварцевой сердцевинки развивается четкий ореол альбитизации, выраженной в интенсивном осветлении калиевого полевого шпата и в превращении его в мелкозернистый агрегат альбита. При этом наряду с альбитом образуются в небольшом количестве чешуйки мусковита-жилбертита. В кварцевом ядре отмечаются магнетит, молибденит, халькопирит, пирит.

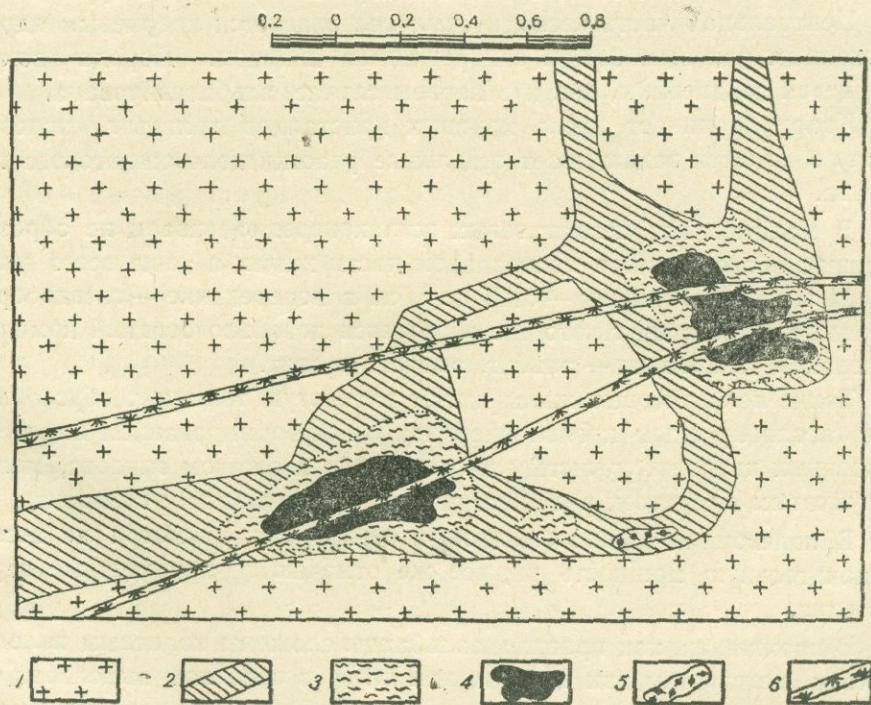
В другой пегматитовой жиле с аналогичным же строением отмечаются крупные таблитчатые кристаллы биотита (до 5 см), расположенные беспорядочно в кварцевой сердцевине (фиг. 2б). Здесь также отмечается хорошо выраженный ореол альбитизации калиевого полево-

то шпата с сульфидами (пирит, халькопирит, молибденит). Мощность ореола альбитизации, как правило, не превышает 10—20 см. Постепенно, с удалением от кварцевого ядра, альбитизация ослабевает и проявляется по краям кристаллов К-полевого шпата, образующих маломощную оторочку.

Отмечаются самые постепенные переходы от интенсивно альбитизированных пегматитов к совершенно свежим, не подверженным вторичным изменениям.

Непосредственно у контакта с кварцем, как правило, весь калиевый полевой шпат превращен в мелкозернистый агрегат альбита, в котором реликты первичных минералов не выявляются. Затем, по мере удаления от кварцевого ядра, появляются остатки кристаллов калиевого полевого шпата, погруженные в мелкозернистую массу альбита. Еще дальше от кварцевого ядра альбит развивается только по стыкам кристаллов калиевого полевого шпата и темноцветных минералов в виде оторочки вокруг зерен калиевого шпата и темноцветных.

Помимо отмеченного простого типа зональности, проявленной в пегматитах, отмечается также и более сложный тип зональности.



Фиг. 4. Строение кварц-полевошпатовых пегматитов и их взаимоотношение с роговообманково-полевошпатовыми пегматитами. 1—монзониты, 2—полевошпатовые пегматиты, 3—пегматиты с письменной структурой, 4—кварцевое ядро, 5—скопление биотита, 6—роговообманковые пегматиты.

Как видно из фиг. 4, большая часть пегматитового тела сложена полевым шпатам, и зональность выражается в количественном измене-

нии этого минерала. В краевой части пегматитового тела, помимо калиевого полевого шпата, отмечается также и плагиоклаз, который с удалением от контакта, как правило, исчезает. В этой же части отмечается присутствие пироксена.

Постепенно плагиоклаз-калиево-полевошпатовая зона переходит в собственно калиево-полевошпатовую зону, которая представлена крупными кристаллами калиевого полевого шпата с незначительным количеством кварца, развитого в виде небольших ксеноморфных выделений в промежутке между кристаллами калиевого полевого шпата. Из темноцветных здесь отмечается роговая обманка, образующая призматические кристаллы, вкрапленные в массу пегматита. В массе калиевого полевого шпата спорадически отмечаются сравнительно крупные гнездообразные скопления биотита.

Далее, в направлении к центру пегматитового тела появляются участки развития типичных письменных пегматитов. Последние, как правило, ксеноморфны по отношению к крупным кристаллам калиевого полевого шпата и заполняют промежутки между этими кристаллами. Характерно отметить, что в письменных пегматитах нередко отмечаются пятнистые скопления тесно сросшихся агрегатов кварца с турмалином.

Центральная часть пегматитовых тел слагается кварцевым ядром, сложенным сливным белым сахаровидным кварцем. Порода вокруг кварцевой сердцевинки, как и в первом случае, альбитизирована.

Кварц проникает вдоль крупных кристаллов калиевого полевого шпата и отчасти захватывает отдельные участки полевошпатового пегматита.

В маломощных пегматитовых жилах нередко кварц не образует крупных обособлений в центральной части жилы, а чаще всего встречается в виде небольших — от 2 до 5 см в поперечнике — гнездообразных выделений, вокруг которых образуется довольно богатый комплекс минералов замещения — альбит, эпидот, хлорит.

Такие пегматитовые жилы имеют пятнистую текстуру, обусловленную гнездообразным проявлением кварца и формированием жеод, выполненных кварцем, лучистым сноповидным агрегатом эпидота, мелкочешуйчатым хлоритом, развивающимися по первичному пегматиту.

В полевошпат-роговообманковых пегматитах, несмотря на весьма незначительную мощность их, все же отмечаются характерные черты строения.

В прожилках, как правило, зальбанды сложены калиевым полевым шпатом, между тем как центральная часть в основном выполнена роговой обманкой, которая образует крупные лучистые агрегаты. Вместе с роговой обманкой тесно ассоциируются циркон, сфен, апатит, ортит, монацит. Из вторичных минералов отмечается лучистый агрегат цоизита, который интенсивно развивается по роговой обманке и калиевому полевошпату.

В местах пересечения калиево-полевошпатовых пегматитов роговообманковыми развивается альбитизация в виде ореола небольшой мощности вокруг роговообманковых пегматитов.

Место пегматитов в общем ходе развития магматизма

Как было отмечено, формирование монцонитовой фазы сопровождалось дополнительным внедрением новых порций интрузивных пород из глубоких незастывших участков монцонитовой интрузии. При этом внедрение этих «дополнительных интрузий» происходило многократно, и наиболее поздними членами среди комплекса этих внутриинтрузивных инъекций являются аплитовидные породы и жильные гранодиориты.

Пегматитизированные монцониты и гнездообразные и шпировые пегматиты, наиболее ранние из пегматитовых образований, внедрились позднее, чем тела дополнительных интрузий, т. е. процесс пегматитообразования проявился к концу магматического процесса. Это естественно, так как неоднократное внедрение больших магматических масс в верхние горизонты интрузивного массива не благоприятствовало процессу накопления пегматитового расплава.

Формирование пегматитов происходило в условиях уже застывшей верхней коры интрузии.

В эндоконтактной полосе монцонитовой интрузии отмечаются многочисленные случаи пересечения пегматитами план-параллельной текстуры в монцонитах (фиг. 4а), а также проникновения отдельных маломощных пегматитовых прожилок вдоль плоскостной ориентировки монцонитов. В результате очень часто обломки пород с ориентировкой остаются захваченными пегматитами, и при этом без каких-либо следов переработки. Это свидетельствует о том, что внедрение пегматитов произошло после образования ориентированных структур в монцонитах. Об этом говорит также и то, что гигантокристаллические монцониты, которые залегают в апикальных частях интрузивов и представляют собой пегматитизированные монцониты, также являются более молодыми по отношению к текстурам течений в интрузиве, так как последние скрываются под покровами вышеотмеченных гигантокристаллических монцонитов.

Пересечение пегматитовых жил различного состава свидетельствует о неоднократном внедрении пегматитового расплава, в некоторых случаях сменяющегося аплитовым.

На зарисовке (фиг. 4б) отчетливо видно, как жилы полевошпатовых пегматитов пересекаются аплитовыми жилами. Это пересечение достоверно подтверждается также на ступенчатых образцах.

Таким образом, вполне очевидно, что последовательный процесс формирования пегматитов нарушается внедрением аплитовых жил. Это свидетельствует о существовавших в остывавшем массиве монцонитов нескольких разобщенных очагов пегматитов и аплитов, что обусловило образование разновозрастных пегматитов различного состава.

В пределах развития пегматитов в эндоконтакте монцонитовой интрузии пользуются распространением кварц-турмалиновые жилы, турмалиновые прожилки и метасоматические проявления турмалинизации, турмалиновые солнца, гнезда в аплитовых дайках.

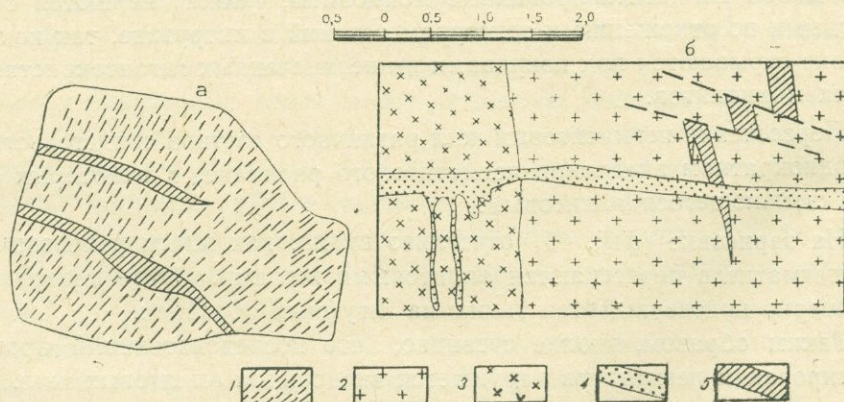
Среди указанных образований отмечаются как типичные жилы выполнения, так и метасоматические образования.

В кварц-турмалиновых жилах турмалин образует лучистые, шестоватые агрегаты, растущие от контакта к центру жилы, выполненной в основном кварцем. Вместе с турмалином ассоциируют биотит, а также небольшие концентрации магнетита, халькопирита, пирита и молибдена.

Турмалиновые прожилки и турмалиновые солнца, а также пятнистые скопления в аплитовых жилах представляют собой чисто метасоматические образования, интенсивно развивающиеся по породообразующим минералам вмещающей породы. Здесь совместно с турмалином тесно ассоциирует хлорит, обычно образованный позднее турмалина. Указанные образования представляют собой продукты высокотемпературной пневматолитовой стадии, следующей по времени за пегматитами, и частично наложенные на пегматиты.

Пегматиты порфирированных гранодиоритов. Пегматитовые образования, пространственно и генетически связанные с интрузией порфирированных гранодиоритов, также развиты в пределах рудного поля. Последние особенно широко распространены в краевых частях интрузивного массива, где в основном породы представлены гранитами. Постепенно с удалением в глубь интрузии породы по составу переходят в гранодиориты.

Здесь пегматитовые образования представляют собой аплит-пегматиты, которые образуют жилы мощностью до 1 м со сравнительно небольшой протяженностью до 15 м. Указанные аплит-пегматитовые жилы характеризуются полосчатым строением, обусловленным различной степенью зернистости материала.



Фиг. 5а. Взаимоотношение жильных полевошпатовых пегматитов с аплитовыми жилами. Фиг. 5б. Взаимоотношение пегматитов со сланцеватостью в монцонитах. 1—сланцеватая текстура в монцонитах, 2—монцониты, 3—жильные микромонцониты, 4—аплиты, 5 — полевошпатовые пегматиты.

Как правило, в таких маломощных жилах краевые части сложены типичными мелкозернистыми аплитами с аплитовой и микрогранитовой

структурой, характерной значительным ксеноморфизмом кварца по отношению к основной массе калиевого полевого шпата, а это, в свою очередь,— к плагиоклазу. Постепенно к центральной части жил образуются грубозернистые структуры тех же минералов, в основном калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. В центральной, наиболее крупнозернистой части преобладает кварц, который, слагая срединную часть прожилки или жилы, обычно представлен в виде прожилки или линзы, заполняющей промежутки между грубозернистым калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Из темноцветных отмечается только биотит, присутствует сфен.

В более крупных и мощных жилах отмечается ряд параллельных полос с грубокристаллической структурой. Местами такие участки с грубозернистым строением приурочены к зальбанду аплитовой жилы. Переход участков с пегматитовым строением в типичные аплиты совершается постепенно, что свидетельствует о явлениях перекристаллизации аплитовидной массы. Очевидно, при внедрении аплитовой жилы в расплаве еще сохранилось определенное количество летучих, которое привело к перекристаллизации аплитов в пегматиты.

В интрузии порфириовидных гранодиоритов, помимо аплит-пегматитов, отмечаются также и маломощные полевошпатовые пегматиты, сложенные крупнокристаллическим калиевым полевым шпатом и олигоклазом.

ВЫВОДЫ

Из вышеприведенного описания пегматитовых образований, связанных с двумя разновозрастными интрузиями Мегринского плутона, можно сделать следующие выводы:

1. Пегматитообразования в различных интрузивных фазах Мегринского плутона проявляются совершенно различно, обусловлены различной глубиной формирования интрузий.

В условиях сравнительно незначительных глубин формирования интрузии порфириовидных гранодиоритов пегматитовые образования представлены весьма простыми по строению и составу пегматит-аплитами (калий-шпат, кварц, плагиоклаз, биотит).

Пегматитизация представляет собой процесс перекристаллизации аплитов с образованием грубокристаллических структур.

В более глубинных условиях становления монцонитовой интрузии отмечается значительное разнообразие пегматитов, обусловленное внедрением пегматитового расплава во вмещающие породы.

2. Процесс формирования пегматитов монцонитовой интрузии имеет длительную и многостадийную историю развития:

а) наиболее ранними пегматоидными образованиями являются пегматитизированные монцониты — результат кристаллизации монцонитов в условиях накопления летучих в апикальных частях интрузива;

б) за ними по времени следуют гнездообразные и шпировые пег-

матиты, образующие мелкие гнездообразные тела в эндоконтактовых участках интрузива;

в) далее по времени образования следуют жильные пегматиты, связанные с более глубинными очагами монцонитовой интрузии. Образованию пегматитов предшествовало внедрение целой серии жильных пород, связанных с дополнительными интрузиями.

3. Все жильные пегматиты образовались в результате внедрения пегматитового расплава и дальнейшей его кристаллизации с образованием зон, различных по составу и структуре.

4. В каждом типе жильных пегматитов развивается свой комплекс замещения, независимый от других пегматитовых жил.

5. Пересечение различных по составу пегматитовых тел друг с другом свидетельствует о многостадийном развитии пегматитов, последовательно внедрившихся по мере накопления пегматитового расплава. В процессе формирования пегматитов внедряются и аплиты, что свидетельствует о сложных условиях формирования пегматитов и аплитов и о существовании обособленных очагов расплавов, обусловивших образование пегматитов различного состава и аплитов.

6. Развитие пегматитового процесса шло в направлении образования более сложных пегматитов.

7. За пегматитами по времени следуют пневматолитовые стадии (турмалинизация), частично накладывающиеся на пегматиты.

Э. Г. МАЛХАСЯН, Г. А. КАЗАРЯН

К ПЕТРОГРАФИИ КЕРАТОФИРОВ ШАМЛУГ-АХТАЛЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В истории Алавердского рудного района кератофировый горизонт известен как образование, локализирующее главную массу рудных тел Шамлугского и Алавердского месторождений. Особенно детально он изучен в пределах Шамлугского рудного поля, где и установлены его природа, генезис и наименование.

Разные исследователи к природе и геологическому положению описываемых образований подходили по-разному, вследствие чего слагающие породы кератофирового горизонта получали различные наименования.

Первооткрыватели Шамлугского месторождения — греки — породы этого горизонта называли «каскаром» [1]. Н. А. Морозов [4] породы этого горизонта назвал кварцевыми порфирами. Впоследствии О. Т. Карапетян (1914), детально изучавший Шамлугское месторождение, породам указанного горизонта за их своеобразный петрографический характер дал местное название — «шамлугиты». П. С. Саакян в отличие от кварцевых порфиров Ахтальского месторождения их называет «верхними порфирами» (1934); И. Г. Кузнецов относит их к липаритам (1942).

Геологи, изучавшие Шамлугское месторождение в 1930—1940 годах (В. Г. Грушевой, О. С. Степанян, Н. Я. Монахов), породы этого горизонта определяли как кератофиры, исходя из повышенного содержания Na_2O (до 5%) над K_2O . Позднее В. В. Белоусовым и М. П. Бархатовой (1944), Р. И. Милосердовой (1946), П. Ф. Сопко (1949) и В. И. Гоньшаковой (1950) породы описываемого горизонта названы альбитофирами и по геологическому положению отнесены не к самостоятельной толще, а к верхним разновидностям ахтальских кварцевых порфиров. М. Л. Лачинян в пределах центральной части Ахтальского месторождения выделяет эти породы под названием «свита краснобурых порфиритов». Многие рудничные геологи выделяют ее под названием «рудоносной свиты».

Разумеется, такое многочисленное, порою и противоречивое наименование одного и того же образования в одном и том же месторожде-

нии вносит определенную путаницу в трактовку генезиса пород и понимание геологии Алавердского района.

Исследования, проведенные нами в Алавердском рудном районе и, в частности, в пределах Шамлуг-Ахталского рудного поля, позволили полнее осветить вопросы наименования, положения и рудоносной роли пород «рудоносного горизонта».

Описываемая толща в пределах Шамлугского рудного поля протягивается с запада на восток. Западнее с. Шамлуг рудоносная толща прослеживается до ручья Тту-джур. По данным П. Ф. Сопко горизонт измененных, трудноопределимых рудовмещающих пород Алавердского рудного поля является продолжением Шамлугского горизонта. По данным И. Г. Кузнецова, описываемая толща протягивается в юго-восточном направлении до месторождения Ахтала, что подтверждается и нашими исследованиями.

В районе скалы «Броненосец», по данным Р. И. Милосердовой, породы «рудоносного горизонта» перекрывают 40-метровый поток фиолетовых дацитовых порфиритов с прекрасно выраженной столбчатой отдельностью, выделенный ею в отдельный горизонт. Однако, как показали наши наблюдения, в этой части площади дацитовые порфириты с шестигранной столбчатой отдельностью представляют собой субвулканическое образование, переходящее в пологую, согласно общему падению пород, пластовую залежь. Предположение некоторых исследователей (И. Г. Кузнецов) о фациальном замещении кератофигов и их пирокластических аналогов в восточном направлении дацитовыми порфиритами, вероятно, базировалось на неправильном представлении о геологическом положении последних в районе скалы «Броненосец». Аналогичное субвулканическое тело было обнаружено также в 300 м севернее скалы «Броненосец», где оно интродуцировано в туфогенные песчаники, образовав межпластовое образование.

Возраст этой толщи определяется довольно точно, в частности в районе Шамлугского месторождения от с. Бугаляр до урочища Сангляр.

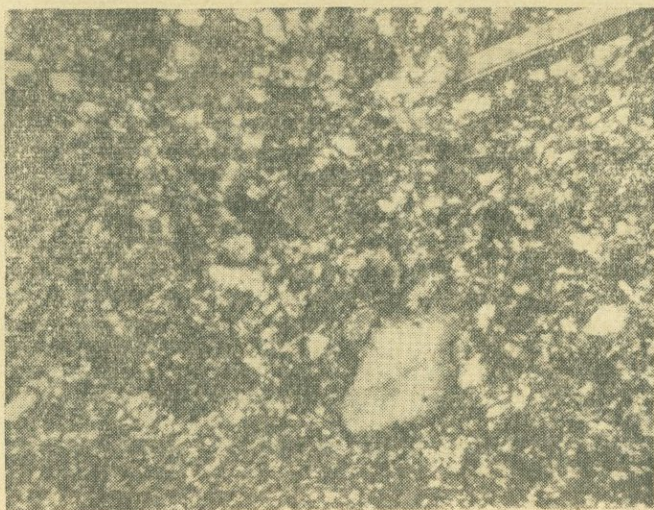
Возраст подстилающих пирокластических пород, относимых к кошабертской свите, определяется как аален-нижний байос, возраст пород кровли-песчаников — как бат.

Таким образом, возраст пород так называемого рудоносного горизонта определяется как байос.

Описываемая толща характеризуется породами довольно сложного литологического состава и структурными особенностями. Они представлены массивными эффузивными породами, их туфами и вулканическими брекчиями.

Макроскопически эффузивные разновидности пород светло-серые (со сталью-серым оттенком), светло-розоватые, зеленовато-серые или фиолетовые, часто с фенокристаллами кварца, достигающими 1 мм величины. Нередко обладают флюидально-тонкослоистой текстурой. Местами текстура брекчиевидная, где тонкие трещинки между «отдель-

ными обломками» заполнены гидроокислами железа. Последнее обстоятельство—брекчиевидное строение пород, являлось предметом дискуссии о генезисе описываемых образований (см. ниже).



Фиг. 1. Кератофир. Ник. +, ув. 135.

Микроскопически структура породы порфировая (фиг. 1), иногда фельзитовая. Основная масса состоит из аллотриоморфных зерен полевого шпата, кварца и мутных от пелитизации редких псевдосферолитов размером от 0,05 до 0,1 мм, которые рассеяны в скрытокристаллическом агрегате кварцево-полевошпатового состава. Основная масса обнаруживает слабую флюидальность и обычно покрыта окисленными рудными частицами.

Порфировые выделения представлены кварцем и щелочными полевыми шпатами.

Кварц водяно-прозрачный, образует изометричные зерна размером до 0,8 мм. Встречаются корродированные кристаллы округлой формы. Мелкие вкрапленники иногда имеют хорошо образованные формы и слабо оплавлены. В некоторых шлифах фенокристаллы кварца отсутствуют и встречаются только в основной массе. Существуют и бескварцевые их разновидности.

Полевые шпаты представлены плагиоклазом и в сильно подчиненном количестве калиевым полевым шпатом.

Фенокристаллы плагиоклаза имеют коротко-призматическую форму и представлены зернами размером не более 1,0 мм длины. Значительное количество кристаллов мутноватые в результате их пелитизации. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе не превышает 10%. Максимальное погасание в зоне \perp (010) составляет 8–10° (альбит). Измеренный показатель преломления (Nm) немного меньше 1,530.

Измерения плагиоклазов на Федоровском столике дают следующие

значения*: № 6—8 ($DoNg=87^\circ$, $Nm=80,5^\circ$, $Np=10^\circ$, $2V=88^\circ$, закон двойникования альбит-карлсбадский); № 5—6 ($DoNg=16^\circ$, $Nm=74^\circ$, $Np=88^\circ$, закон двойникования альбитовый) и № 4—6 ($DoNg=17^\circ$, $Nm=73^\circ$, $Np=88^\circ$, $2v=\pm 90^\circ$, закон двойникования альбитовый).

Иногда в шлифах наблюдаются фенокристаллы калиевого полевого шпата, которые по перифериям замещены альбитом. Калиевый полевой шпат отличается от плагиоклаза отсутствием пелитизации, прямым угасанием в зоне $\perp (010)$ и меньшим, чем у альбита, показателем преломления. Калиевый полевой шпат обычно не sdвойникован.

Структура основной массы пород не постоянна — микролитовая, фельзитовая и сферолитовая.

Микролитовая основная масса в основном сложена из очень мелких кристаллов альбита (0,05—0,1 мм), развитых в общей хлоритовой массе. В фельзитовой структуре в общей гиалиновой массе отмечаются трудно определяемые под микроскопом субмикрокристаллические минералы. Сферолитовая структура отличается свойственным сферолитовым сложением и в основном распределена в фельзитовой массе. Сферолиты развиваются главным образом по альбиту и хлориту. Такие структуры по сравнению с микролитовой и фельзитовой встречаются редко.

Обычно эти породы изменены — серицитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, пелитизированы. В них встречаются гипс, ярозит, гематит и водные окислы железа. В составе описываемой толщи довольно широкое развитие имеют также пирокластические продукты указанных образований, которые представлены туфами и вулканическими брекчиями.

Туфы. Туфовый материал, имеющий состав описанных выше образований, образует цемент у большинства аггломератов. Они состоят из мелкозернистой, неоднородной массы, пропитанной гидроокислами железа. По структурным особенностям туфы, как и лавы, разнообразны. Среди них в одном случае преобладают обломки с микропйкилитовой основной массой, в другом — больше обломков с пилотакситовой структурой.

Вулканические брекчии в составе этого горизонта сравнительно широко распространены в бассейнах рр. Шамлуг и Хараба.

В неизменном виде — это обычно породы фиолетового цвета, местами имеющие голубоватый, розоватый и сероватый оттенки.

Они состоят из угловых обломков пород кислого состава, размером от нескольких до 15 см (фиг. 2). В большинстве случаев средний размер обломков не превышает 5—8 см. Обломки составляют около 80% общей массы породы и обычно окрашены в фиолетовый, зеленый и розоватый цвета. Цементирующая туфовая масса имеет фиолетовую окраску, что обусловлено присутствием гематита в них.

По петрографическому составу как обломки, так и туфы кислого состава аналогичны вмещающим вулканическим породам этого гори-

* Определения произведены З. О. Чибухьяном.



Фиг. 2. Вулканические брекчии кератофиров.

зонта. Они состоят из кварца и полевого шпата (альбит). Из аксессуарных минералов широко развиты пирит и халькопирит, в виде небольших призматических кристалликов встречается апатит. Вторичные минералы представлены довольно широким рядом — серицитом, кварцем, мелкими чешуйками хлорита, каолинитом и лимонитом. Широкое развитие имеет карбонат. Основная масса пород обломков представлена кварцево-полевошпатовой массой.

Брекчиевидное строение пород являлось предметом дискуссии о генезисе описываемых образований. П. С. Саакян и Н. Г. Кристин (1934) склонны были относить их к тектоническим образованиям, однако флюидальное, слоистое строение этих образований позволяет их рассматривать как результат остывания магмы в особых условиях. Такое мнение еще в 1934 г. было высказано акад. А. Н. Заварицким. Брекчиевидность пород не вторичная, как результат тектонических подвижек, а первичная, лавового характера.

Слагающие породы этой толщи (как лавовые образования, так и туфы и вулканические брекчии) местами подвергнуты довольно сильному гидротермальному изменению и превращены в совершенно бесцветные или стально-серого цвета породы, сильно обогащенные кремнеземом. Такие разновидности часто бывают также импрегнированным пиритом.

Жильная фация. Жильная фация этих пород выявляется на непосредственной близости своих эффузивных аналогов, о которых речь шла выше.

Морфологически рассматриваемые породы образуют дайки и некки (фиг. 3). Дайковые формы в основном развиты в районе Шамлугского

месторождения, в особенности на левобережье р. Учкилиса; здесь две параллельно идущие дайки прослеживаются в близширотном направлении с некоторыми перерывами, свыше 1,5 км. В восточной части ме-



Фиг. 3. Кератофировый некк (месторождение Шамлуг).

сторождения одна из этих даек примыкает к некку, расположенному у поворота дороги (верхний бремсберг), ведущей в Капитальную штольню. По данным буровых скважин и горных выработок, пройденных на Бендикском участке, эти дайки на глубине сливаются в одну. Мощность даек в различных частях разная и колеблется от 6 до 15 м.

Вторая форма залегания описываемых пород — некковая, имеющая на плане почти изометричную форму. Некки чаще всего встречаются в районе месторождения Шамлуг (в окрестности Капитальной штольни) и реже в Алаверди. Диаметр тел колеблется от 10—12 до 250 м.

Некки на местности выделяются в виде скал высотой 20—25, а нередко и 50 м (междуречье рр. Хараба и Охназ-булак). Контакты кератофиров, слагающих некк с вмещающими породами, отвесные и, как правило, сопровождаются зоной раздроблений вмещающих пород. Здесь тоже, как и при дайковом внедрении, довольно часто в эндоконтактах наблюдается столбчатая отдельность с перпендикулярным расположением столбиков к зальбандам. Диаметр столбиков колеблется от 3 до 12—15 см и очень редко до 20—25 см, при длине 0,5—0,8 м редко 1 м. Они издали напоминают поленья, сложенные в штабель.

Макроскопически это плотные, от слабо-зеленовато-серого до буровато-серого цвета, а иногда и лиловым цветом породы, порфирового, реже и афирового сложения. У первых фенокристаллы представлены

кварцем и полевым шпатом, имеющим обычно несколько оранжевую окраску.

Под микроскопом структура порфировая с фельзитовой или микролитовой основной массой (фиг. 4).

По наличию кварцевых вкрапленников и содержанию кремнезема среди описываемых пород выделяются две разновидности — «кварцевые» и «бескварцевые», но так как эти разновидности являются переходными между собой и качественно заметно не отличаются друг от друга, описание их приводится совместно.



Фиг. 4. Кератофир из некка (Шамлугское месторождение у Капитальной штольни).
Ник. +, ув. 75.

Плагиоклаз в этих породах образует крупные, таблитчатые кристаллы длиной в 0,8—1,5 мм; в основной массе встречается в виде мелких удлиненных лейсточек или же неправильных зерен размером 0,01—0,03 мм.

Крупные кристаллы плагиоклаза имеют правильные очертания с хорошо развитыми гранями, наряду с одиночными они довольно часто образуют гломеропорфиновые скопления. Плагиоклаз представлен альбитом (№ 4—6), сдвойникованным по альбитовому и периклиновому законам. Замечается, что в близконтактной зоне они имеют гораздо лучшую сохранность, чем в центральных. Изменение плагиоклаза выражается обычно в карбонатизации и несколько слабее серицитизации. В сильно измененных породах от плагиоклаза (особенно вкрапленников) обычно бывают сохранены только гнезда, выполненные агрегатом из карбоната и в меньшей мере серицита.

Кварц встречается в виде порфировых выделений бипирамидальной формы и мелких неправильных зерен, входящих в состав основной массы. Вкрапленники кварца, как правило, имеют хорошо выраженные, прямые грани, но нередко они несут явные признаки оплавления, последние очень характерны для пород эндоконтактовых частей даек и некков.

Вторичные минералы в породе представлены серицитом, хлоритом, карбонатом и каолинитом. Упомянутые минералы развиваются и в породах, вне ореола зерен гидротермальных изменений. Такое положение дает основание считать их продуктами аутометаморфизма. Это подтверждается еще тем, что у даек, сложенных свежими породами, в центральных зонах наблюдаются подобные изменения.

Серицит развивается мелкими чешуйками, в первую очередь, за счет полевошпатовых вкрапленников, а потом зерен основной массы.

Хлорит, главным образом, развивается в основной массе и слагается в виде мельчайших чешуек (разложение вулканического стекла?) и в редких случаях образует крупные скопления со значительными размерами листочков. Характер скоплений и продукты изменения позволяют предполагать, что хлорит в скоплениях в основном развивается за счет биотита.

Из вторичных минералов наибольшее распространение имеет карбонат, обычно замещающий плагиоклаз. Кроме этого, карбонат довольно часто развивается по стыкам кварцевых вкрапленников.

Каолинит и вторичный кварц образуют неправильные скопления, встречаются только в породах, подвергнутых интенсивному гидротермальному воздействию.

Акцессории представлены апатитом, сфеном, пиритом.

Структура породы порфировая, вкрапленники представлены плагиоклазом и кварцем, изменение количества которых приводит к изменению состава и, следовательно, названия породы. Количество вкрапленников в описываемых породах составляет 15% общей массы. В кварцевых разностях вкрапленники кварца и альбита находятся в равных количествах, при постепенном уменьшении первого; при совершенном исчезновении кварца порода переходит в бескварцевые разности.

Структура основной массы фельзитовая, микролитовая, местами сферолитовая. Последняя выявляется в породах некков и редко — в эндоконтактовых частях мощных жилообразных тел.

Сферолиты, в диаметре достигающие 0,35 мм, в проходящем свете буроваты и при большом увеличении обнаруживается, что они состоят из тонко сросшихся мелких пластинок плагиоклаза и кварца. Центральные части сферолитов очень напоминают (опять же при сильном увеличении) микропегматит.

Основная масса, выполняющая промежутки сферолитов, вкрапленников полевого шпата и кварца, микрофельзитовая с неправильными, аллотриоморфными зернами минералов. У микролитовой разности основной массы фоном структуры являются неправильные мелкие зерна

Химические составы кератофинов Алавердского рудного района

Таблица 1

Авторские номера образцов	О к с и л ы													Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											Место взятия образца	Аналитик	Где произведены анализы	Автор				
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.	сумма	a	c	b	s	Q	a'	c'	f'	m'	n	t					φ	$\frac{a}{c}$		
919	92,22	0,20	10,60	1,28	0,57	0,61	0,05	0,80	3,08	0,18	0,60	0,14	100,33	6,4	0,9	6,9	85,8	57,9	70,3	—	28,8	0,9	96,1	0,2	14,4	7,1	Шамлугское м-ние. На левой стороне р. Шамлуг	А. А. Петросян	ИГН ССР	АН	Арм.	О. С. Степанян, Н. Я. Монахов
922	74,56	0,25	12,02	1,76	0,55	0,01	1,45	2,12	2,70	1,12	0,27	3,42	100,23	8,2	2,5	6,8	82,5	46,1	35,3	—	29,4	35,3	70,9	0,3	21,5	3,3	Шамлугское м-ние. Р. Хараба	А. А. Петросян	ИГН ССР	АН	Арм.	О. С. Степанян
923	80,32	0,18	10,96	2,23	0,86	0,04	0,46	0,56	0,86	0,36	0,62	0,12	100,47	2,3	0,6	13,2	83,9	63,6	75,8	—	19,0	5,2	77,8	0,14	13,3	3,8	Шамлугское м-ние. Левый берег р. Шамлуг	А. А. Петросян	ИГН ССР	АН	Арм.	О. С. Степанян, Н. Я. Монахов
924	71,18	0,35	15,75	3,50	0,27	0,69	0,02	2,12	7,02	0,54	0,18	0,43	100,65	15,5	2,4	3,9	78,2	23,0	—	1,7	93,3	—	95,7	0,4	74,5	6,4	Шамлугское м-ние. Р-н Буга-кяр	А. А. Петросян	ИГН ССР	АН	Арм.	О. С. Степанян
	74,50	0,25	12,02	1,76	0,55	0,01	1,45	2,12	2,70	1,12	0,27	3,42	100,23	7,4	2,5	7,6	82,5	47,7	42,1	—	26,3	31,6	78,6	0,3	19,3	3	Шамлугское м-ние					О. С. Степанян
	71,18	0,35	15,75	3,5	0,27	0,02	0,69	0,72	7,02	0,54	0,18	0,43	100,65	15,2	0,8	7,3	76,7	22,0	42,5	—	42,5	15,0	—	0,4	39,0	19	Шамлугское м-ние					О. С. Степанян
	80,32	0,18	10,96	2,23	0,86	0,04	0,46	0,56	3,86	0,26	0,12	0,62	100,47	8,1	0,6	7,4	83,9	51,0	57	—	34	9	95	0,2	13	13,5	Шамлугское м-ние. Левый склон р. Шамлуг					О. С. Степанян
120	76,36	0,24	9,67	4,75	0,53	0,08	0,63	1,54	2,44	1,63	0,08	1,96	99,95	7,4	1,8	6,9	83,9	51	22,9	—	62,0	13,6	69,8	0,2	5,5	4,1	Шамлугское м-ние. Р. Учкисиса					
	72,42	0,24	10,56	0,96	2,52	0,05	0,81	2,88	3,23	1,25	0,15	4,00	100,22	8,8	2,6	5,5	83,1	46	—	16	59	25	80	0,2	15	3,85	Центр. часть Алав. рудн. поля. Р-н вент. шахты.					
	77,34	0,16	11,23	1,04	0,62	—	0,80	1,29	2,88	1,16	0,48	2,72	99,71	7,9	1,5	6,2	84,4	51,5	58	—	21	21	78	0,2	13	5,27	Шамлугское м-ние.	Э. И. Зелкина	Геохим. лаб. МГРИ			П. Ф. Сопко, Р. И. Милосердова
21	75,34	0,05	11,09	1,23	1,47	0,03	1,65	2,75	2,21	0,84	0,68	3,90	100,94	5,9	3,3	7,1	83,7	49,5	30,0	—	31,8	38,3	79,5	0,08	13,08	1,8	Шамлугское м-ние. Из некка около III бремсберга	В. А. Бабаян	ИГН ССР	АН	Арм.	Э. Г. Малхасян
73	69,92	0,23	15,64	2,69	0,88	0,01	0,72	1,02	7,29	0,75	0,48	1,26	100,89	16,55	1,20	4,34	77,89	21,54	3,08	—	70,76	26,15	93,15	0,26	53,85	—	Шамлугское м-ние. Около кинотеатра пос. Шамлуг	В. А. Бабаян	ИГН ССР	АН	Арм.	Э. Г. Малхасян
	75,45	0,17	13,11	1,14	0,66	0,29	0,34	0,83	5,88	1,26	0,69	—	99,82	14,2	1,0	2,8	82,0	34,6	18,2	—	61,4	20,4	87,1	0,2	31,8	14,2	Средний состав кварцевых кератофинов					По Р. Дзели

кварца, внутри которых содержатся микролиты полевых шпатов (микроройкилитовая).

Количественный подсчет минералогического состава описываемых пород следующий:

Минералы	Вкрапленники в %	Основная масса в %
Плагиоклаз	5,2	—
Кварц	8,6	—
Хлорит	0,2	—
Рудный минерал	0,2	—
Микролиты плагиоклаза, кварц, хлорит, рудная сыпь, аксессуарии .	—	85,8
Итого . . .		100%

Химический состав описываемых образований представлен в сводной табл. 1.

Качественный состав по данным спектральных анализов характеризуется табл. 2*.

Таблица 2

Элементы	№ образцов		
	429 ^a	430 ^a	440 ³
Si	>10	>10	>10
Al	10	>10	>10
Mg	3	1—3	1—3
Ca	3—5	3—5	1—3
Fe	1—3	3—5	3
Mn	0,01—0,03	0,05	0,03—0,05
Ni	—	0,001—0,003	—
Ti	0,05	0,1	0,03—0,05
V	0,0005	0,001—0,003	0,0003—0,0005
Cu	0,005	0,003—0,005	0,003—0,005
Zn	0,01—0,03	0,03—0,05	0,01—0,03
Zr	0,005	0,003—0,005	0,003—0,005
Ga	0,001—0,003	0,001—0,003	0,001—0,003
Yb	0,0005	0,001—0,003	—
Ba	0,005	0,03—0,05	0,03—0,05
Na	0,3—0,5	1—3	3,0
Sr	—	0,01—0,03	—
Y	—	0,001—0,003	—

Образец 429^a взят на дороге, ведущей в Капитальную штольню Шамлугского месторождения, в 50 м восточнее от верхней отметки бремсберга; образец 430^a—100 м северо-восточнее дороги, ведущей в Капитальную штольню; 440³—на 60 м выше от места слияния рр. Шамлуг и Учкиса.

* Анализы произведены в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Номенклатура пород описываемых образований

Как указывалось выше, эффузивная фация описываемых образований раньше считалась единственным рудовмещающим горизонтом медноколчеданных руд Шамлугского и Алавердского месторождений, поэтому она изучалась многими исследователями и почти каждый раз получала новое название. Естественно, что такое обилие названий создавало определенную путаницу, в свою очередь затрудняя отличие их от остальных эффузивных образований района Шамлугского месторождения и не вполне содействовало разведочным работам.

До настоящего времени разными авторами еще употребляются почти все вышеперечисленные наименования описываемых образований.

Вкратце рассмотрим целесообразность оставления разных названий за этими образованиями.

Название «шамлугит» следует считать неудачным, так как эти породы не являются «оригинальными» (как допускал это О. Т. Карапетян) или впервые встречаемыми в природе.

К липаритам они не подходят по возрасту и степени измененности, а к кварцевым порфирам — в силу малого содержания калия.

Название «рудоносная свита», с одной стороны, не отражает вещественного состава пород этого горизонта, а с другой — в пределах Алавердского рудного района в подстилающих их породах обнаружен ряд других толщ, содержащих промышленное оруденение колчеданного типа.

В настоящее время среди указанных наименований право «гражданства» получило название «кератофир», укоренившееся в терминологии местных геологов.

Имеющиеся возражения некоторых геологов против названия «кератофир» и предложение названия «альбитофир» не существенные, так как, по их мнению, кератофиры должны были быть более щелочными, чем они являются в действительности. Как указывал А. Н. Заварицкий [3, стр. 304], «...в литературе названия «кварцевые альбитофиры» и «кварцевые кератофиры» употребляются иногда как синонимы. Однако следует иметь в виду, что термин «кварцевый альбитофир (и «альбитофир») — более широкий и более неопределенный, не подразумевающий ни геологических связей, как у кератофиров и спилитов, ни даже того, является ли альбит здесь первичным минералом или результатом альбитизации, содержавшего известь плагиоклаза».

Учитывая это обстоятельство, а также резкое преобладание натрия над калием в составе породы (что необходимо при выделении кератофиров), с одной стороны, и что в Алавердском рудном районе, помимо этих образований названными альбитофирами, существуют более типичные альбитофиры — с другой, считаем целесообразным сохранить за указанными образованиями наименование «кератофир».

На основании существующих данных и наших наблюдений можно сделать следующие выводы.

1. Кварцевые кератофиры по химическому составу близки к сред-

нему типу риолитов по Р. Дэли, но отличаются от них меньшим содержанием полевошпатовой извести (с), значительно большим отношением $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ (п) и немного большим содержанием глинозема в составе феррических компонентов (а¹).

2. Кератофиры без вкрапленников кварца не отличаются или мало отличаются от кварцевых кератофиров.

3. Повышенное содержание феррических компонентов (в) позволяет сравнить некоторые из них с дацитами.

4. Учитывая специфические петрохимические черты описываемых образований, а также укоренившееся у местных геологов название, следует за ними оставить наименование «кератофиры».

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абиx Г. Несколько замечаний об Алавердском и Шамлугском медных рудниках в Сомхетии. «Горный журнал», № 5, 1856.
2. Грушевой В. Г. Медные месторождения Алавердского района ССР Армении. Труды ЦНИГРИ, вып. 31, 1935.
3. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
4. Морозов Н. А. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис. Зап. СПб Политехнического ин-та, 1912.
5. Степаняц О. С. Геология и структура Шамлугского месторождения. Научные труды Ер. гос. университета, том XXII, 1943.

А. Г. КАЗАРЯН

ОБ ОКОЛОРУДНО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ АХТАЛЬСКОГО БАРИТО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В течение полевого сезона 1959 г. автор проводил изучение вмещающих пород на Ахтальском месторождении. Основной задачей являлось детальное расчленение вмещающих пород месторождения с возможным выявлением закономерностей приуроченности руды к определенным разновидностям пород.

Вмещающие породы до работ автора детальному изучению никем не подвергались.

В процессе подземного картирования и петрографического изучения пород выяснилось, что промышленное оруденение приурочено не к так называемым кварцевым порфирам, а к вторичным кварцитам, образовавшимся за счет кварцевых плагиопорфиров. Наряду с этим изучались текстурно-структурные особенности руд с выделением последовательности стадий минерализации. Работа произведена в Институте геологических наук АН Армянской ССР.

I. Краткая геолого-структурная характеристика месторождения

Геологическое строение и структурные особенности месторождения освещены в работах О. С. Степаняна, А. Н. Фокина, С. В. Казаряна, М. Л. Лачиняна и др.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканические породы юрского возраста: кварцевые порфиры и порфириты. М. Л. Лачинян в одной из скважин установил, что кварцевые порфиры подстилаются порфиритами. На основании этого Н. Р. Азарян (1959) выделил три самостоятельные свиты: нижнеахтальскую (порфириты), ахтальскую (кварцевые порфиры*) и лебедскую (кварцевые порфиры, туфобрекчии и туфопесчаники). Выделенные Н. Р. Азаряном (1959) перечисленные выше три свиты, по нашим данным, представляют одну мощную вулканическую толщу, нижняя и верхняя части которой представлены плагиоклазовыми эпидотизированными порфиритами, а сред-

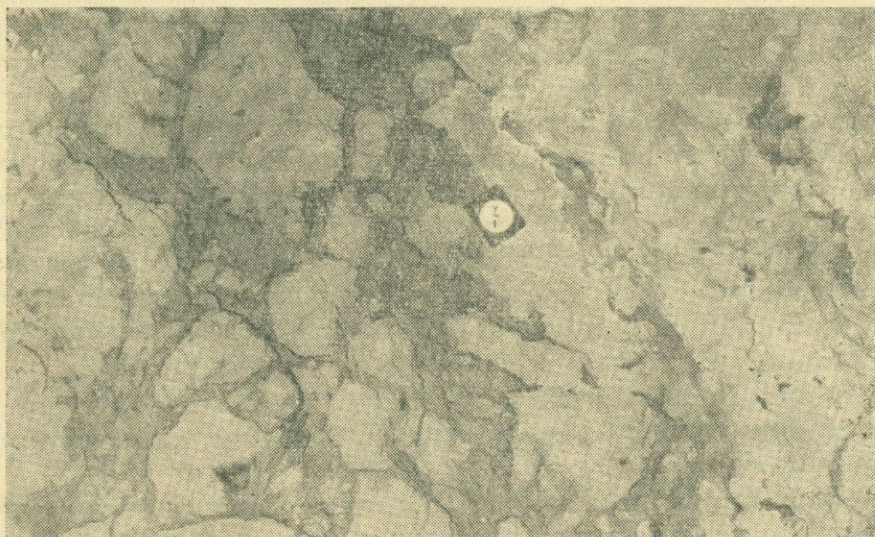
* Н. Р. Азарян неправильно называет их кварцевыми порфиритами.

ная часть сложена в основном кварцевыми порфирами (плагипорфирами).

Вопрос происхождения кварцевых порфиров Ахталы в литературе дискуссировался неоднократно. Следует отметить, что наряду с эффузивными кварцевыми порфирами в районе встречаются типичные дайки, что позволяет предполагать их единое происхождение.

По представлению ряда геологов, оруденение на месторождении находится на контакте кварцевых порфиров и порфиритов. По последним нашим данным, основное промышленное оруденение приурочено к контакту вторичных кварцитов, образованных за счет кварцевых плагипорфиров и порфиритов, лишь к участкам выпуклостей и впадин контакта.

Рудные тела Ахтальского месторождения имеют форму линз, залегающих конформно с контактом. Поэтому они имеют относительно незначительную мощность при большом распространении на глубину и по простиранию. Контакт между кварцевыми плагипорфирами и порфиритами не содержит оруденения. Надо полагать, что вторичные кварциты, являясь более хрупкими породами, легче поддавались дроблению и метасоматическому замещению (при наличии благоприятных структур — контакта), чем кварцевые плагипорфиры и порфириты.



Фиг. 1. Полиметаллическое оруденение во вторичных кварцитах. Черное — галенит-сфалеритовая минерализация, светлое — вторичные кварциты. Забой.

Вторичные кварциты являются основными рудовмещающими породами месторождения (фиг. 1). Наблюдения над взаимоотношениями вторичных кварцитов, оруденения и даек позволили установить следующие их особенности. Вторичные кварциты, постепенно переходящие в кварцевые плагипорфиры, отчетливо пересекаются дайками диаба-

зовых порфиритов, которые, в свою очередь, секутся рудными прожилками. Дайка, пересекающая вторичные кварциты, отчетливо несет на себе следы закалки.

Таким образом устанавливается, что вторичные кварциты и оруденение отделены друг от друга значительным отрезком времени, соответствующим внедрению даек.

В последнее время в одной из штолен в северо-восточной части месторождения вскрыты две зоны полиметаллических руд во вторичных кварцитах, образовавшихся за счет пород порфиритовой серии. Зоны прожилково-вкрапленных руд в них образуют неправильные тела.

Рудничные геологи Ахтальского месторождения вторичные кварциты, вскрытые этой штольней, относят к кварцевым порфирам и проводят разлом между заведомыми порфиритами и рудными интервалами (по их терминологии — «кварцевыми порфирами»), рисуя, таким образом, отдельные блоки кварцевых порфиров, смещенные на значительные амплитуды.

Однако на самом деле порфириты переходят в их туфобрекчии, которые местами превращены во вторичные кварциты, содержащие оруденение. Поэтому на месторождении следует различать вторичные кварциты, относящиеся к кварцевым плагиопорфирам, и вторичные кварциты, образовавшиеся за счет туфобрекчии порфиритов. Принадлежность вторичных кварцитов к тем или другим породам достоверно можно установить лишь на основании геологического положения, то есть постепенных переходов вторичных кварцитов в ту или другую породу.

Структура месторождения различными исследователями трактуется различно. Одни исследователи первенствующую роль в локализации оруденения придают меридиональному разлому, проходящему по контакту кварцевых порфиров и порфиритов и затем переходящему в порфириты, считая его рудоподводящим. Другие исследователи относят «меридиональный» разлом к категории дорудных нарушений, принимая его омолаживание в период пострудных подвижек. По представлению этих исследователей рудные тела разорваны и смещены теми же пострудными нарушениями.

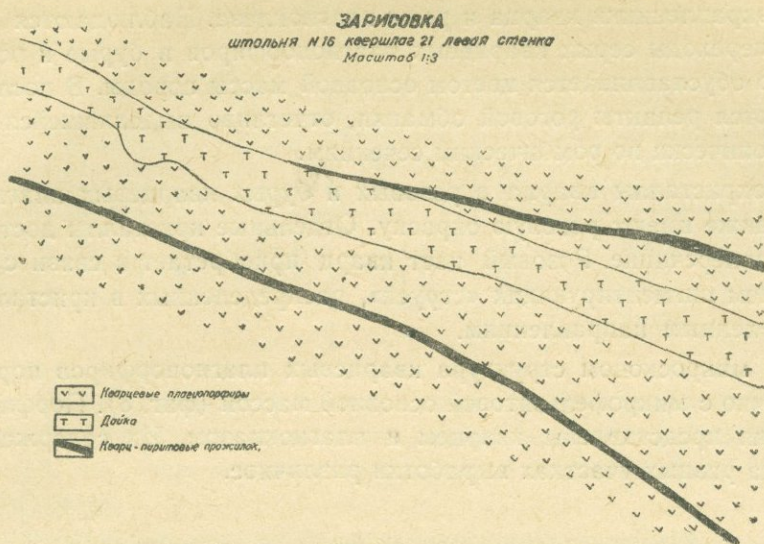
По представлению рудничных геологов, в настоящее время месторождение разорвано на отдельные блоки, смещенные на значительные амплитуды.

Третья группа исследователей, к которой присоединяется и автор, считает, что существенное значение при локализации оруденения играл контактовый шов между разнородными породами, который и являлся рудоконтролирующим. Пострудные нарушения унаследовали контактовый шов и имеют незначительную амплитуду смещения.

Изучение взаимоотношений между дайками, рудоносными структурами и пострудными нарушениями позволило выделить три этапа развития структуры рудного поля: 1) дайковый, 2) гидротермальный, 3) пострудный.

Дайковый этап характеризуется развитием разрывных структур.

Дорудный возраст даек доказывается следующими фактами. Дайки диабазов в ряде мест пересекаются рудными прожилками (фиг. 2).



Фиг. 2.

Детальное изучение руд месторождения показало, что формирование их происходило в несколько последовательных стадий минерализации. Дробление, телескопирование и метасоматическое замещение определенных парагенетических ассоциаций минералов происходило по одним и тем же структурам.

Гидротермальные изменения в связи со стадиями минерализации во вторичных кварцитах почти не выразились. Это обусловлено тем, что последовательное многостадийное метасоматическое замещение происходило во вторичных кварцитах, состоящих почти нацело из кварца, который не подвергается, как известно, гидротермальным изменениям.

Пострудные нарушения на Ахталском месторождении пользуются широким развитием. Почти повсюду в приконтактовой части рудных тел с порфиритами наблюдается глина притирания. Она имеет черный цвет и содержит в себе обломки барита и полиметаллической руды. Пострудное нарушение — «меридиональный разлом» срезает-брекчированную карбонатную жилу и смещает ее на 20 см (центральный участок, штольня 7).

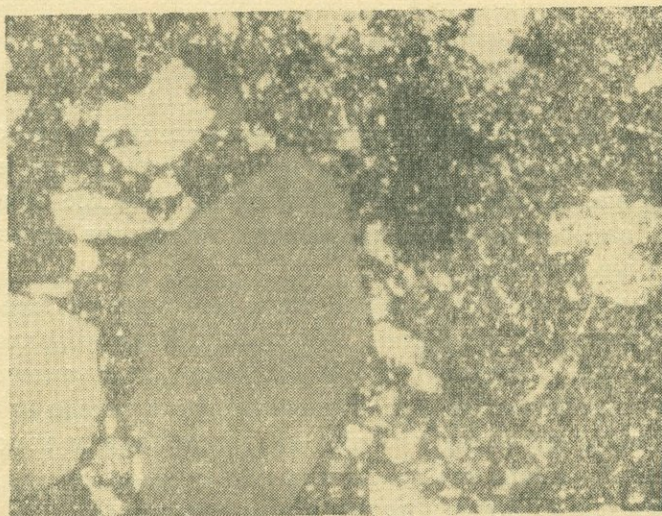
II. Петрографическая характеристика пород, слагающих месторождение

Кварцевые плагиопорфиры. Вопреки мнению большинства исследователей Ахталского месторождения, типичные кварцевые плагиопорфиры (по старой терминологии — «кварцевые порфиры») пользуются ог-

раниченным распространением. Они развиты локально на западном фланге месторождения. Плагипорфиры имеют различную окраску. В большинстве случаев цвет основной массы серый, в ней отчетливо выделяются вкрапленники кварца и реже плагиноклаза. Наблюдаются постепенные переходы серых кварцевых плагипорфиров в бурые и розовые тона, что обуславливается цветом основной массы породы. В последних встречаются реликты роговой обманки, отчетливо выделявшейся даже макроскопически по ромбическим сечениям.

Фенокристаллы кварца в розовых и бурых кварцевых плагипорфирах также имеют розовую окраску. Отдельные кристаллы достигают 3 мм в поперечнике. Розовый цвет кварц приобретает в связи с наличием в нем пигментирующих «струек», распределенных в кристалле по неопределенным направлениям.

Под микроскопом структура кварцевых плагипорфиров порфировая, обычно с микрофельзитовой основной массой (фиг. 3). Порфировые выделения представлены кварцем и плагиноклазом. Их содержание в породе на разных участках выработки различное.



Фиг. 3. Кварцевый плагипорфир с фельзитовой основной массой. Увел. 40, николи +.

Количественно-минералогический состав кварцевых плагипорфиров в объемных процентах приводится в табл. 1.

Таблица 1

№ шлифов	Основная масса	Плагиноклаз	Кварц	Рудный минерал
35(16)59	68,0	14,3	13,5	4,2
37(16)59	72,1	19,6	6,2	3,1

Таблитчатые кристаллы плагиоклаза sdвойникованы. Размеры их колеблются от 0,15×0,06 до 3,0×1,50 мм.

Измерения оптических констант на универсальном столике приводятся в табл. 2.

Таблица 2

№ шлифов	Наименование двойниковых осей			Соотношение	2V	Зоны двойникования	№ плагиоклазов
	BNg	BNm	BNp				
35(16)59	73,5	19	81,5	B ⊥ D	76°	⊥(010)	37—38
37(16)59	16	75	76,5	B ∥ D	82°	⊥(010)	36
37(16)59	73,5	16	90	B ⊥ D	82°	⊥[100] [010]	34—35

Кристаллы плагиоклаза замещены в ряде случаев серицитом и карбонатом. Наблюдаются прожилкообразные выделения кварца, мощностью 0,07 мм, пересекающие таблитчатые псевдоморфозы серицита по плагиоклазу.

Вышеописанные кварцевые плагиопорфиры выявляют некоторые черты сходства по петрографическому и химическому составам как с кварцевыми порфирами, так и с кварцевыми порфиритами (табл. 3).

Таблица 3

Окислы	Номера образцов*			
	35(16)59	1(16)50	8(16)59	41(16)59
SiO ₂	72,05	69,52	62,55	64,00
TiO ₂	0,32	0,37	0,65	0,32
Al ₂ O ₃	14,83	11,00	13,39	13,83
Fe ₂ O ₃	2,52	5,39	7,46	4,26
FeO	0,36	2,80	0,29	1,69
MnO	0,02	0,15	0,04	0,07
MgO	0,09	2,14	1,27	0,33
CaO	1,29	1,58	1,97	4,23
Na ₂ O	3,13	1,73	4,26	3,72
K ₂ O	2,93	2,13	2,85	2,46
H ₂ O	н. о.	0,27	0,21	0,10
п. п. п.	2,39	3,36	4,44	4,23
S				0,79
Сумма	99,93	100,44	99,38	100,03

Сходство с кварцевыми порфирами заключается в том, что кварцевые плагиопорфиры Ахталы содержат SiO₂ до 72%, что совпадает со средним составом по Дэли.

Содержание окислов Fe₂O₃, FeO, CaO, TiO₂, MgO близко к таковым по Дэли. В основном Na₂O превалирует над K₂O. Лишь в одном анализе

* Аналитик С. Е. Серопян, ИГН АН Армянской ССР.

K_2O преобладает над Na_2O . В некоторых анализах содержание K_2O достигает 3%, что заставляет предполагать нахождение калишпата в основной массе. С другой стороны, результаты некоторых анализов показывают низкие содержания кремнезема, что сближает их с кварцевыми порфиритами. В то же время наблюдается сильно заниженное содержание CaO , что не позволяет отнести эти породы к последним.

Наличие реликтов роговой обманки в ахталских плагиопорфирах сближает их с кварцевыми порфиритами.

Из вышеизложенного нам представляется, что ахталские кварцевые порфиры следует называть кварцевыми плагиопорфирами и считать их своеобразными породами промежуточного состава между кварцевыми порфирами и кварцевыми порфиритами, как это делают Т. А. Азизбеков (1947), Э. Г. Малхасян, П. Ф. Сопко, Н. М. Чернышов (1959).

В горных выработках наблюдаются постепенные переходы кварцевых плагиопорфиров в породы, где макроскопически кварц отсутствует. Под микроскопом структура породы микропйкилитовая. Порода сложена зернами полевого шпата и пятнистыми выделениями кварца; последний содержит в себе микролитовые вроски беспорядочно ориентированного плагиоклаза. Породу следует назвать микропйкилитовым порфиром.

На отдельных интервалах горных выработок кварцевые плагиопорфиры сильно пиритизированы. Макроскопически это темные, местами черные породы с редкими вкрапленниками кварца. Под микроскопом порода сильно изменена. Структура породы порфировая. Основная масса имеет фельзитовую структуру.

Таблитчатые кристаллы плагиоклаза полностью замещены серицитом. Пирит имеет исключительно широкое развитие, составляя местами 50% поверхности шлифов.

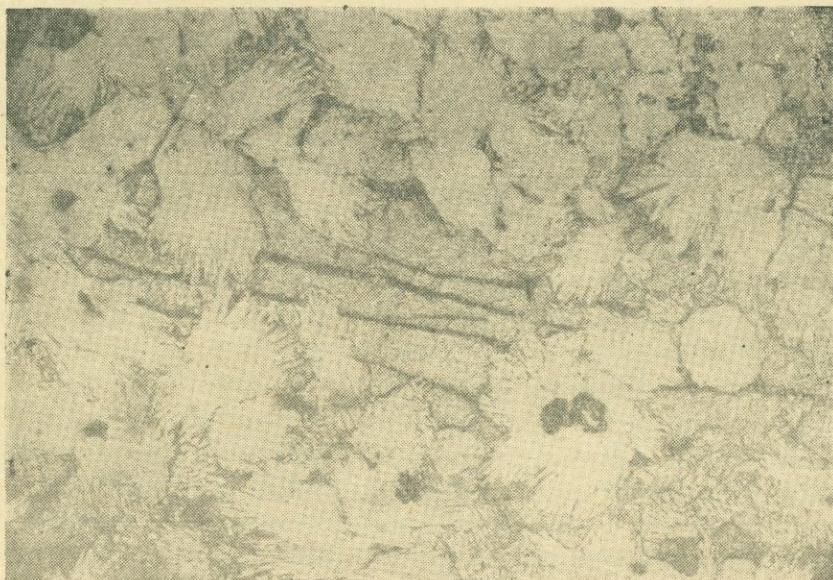
Вторичные кварциты. Вторичные кварциты, образовавшиеся за счет пород кварц-плагиопорфировой серии в горных выработках Ахталского месторождения, пользуются широким распространением. Особенно широко развиты они на эксплуатационных горизонтах.

Макроскопически это серые, светло-серые породы массивного сложения. Процесс окварцевания в туфах кварцевых плагиопорфиров протекал с различной степенью интенсивности. Можно наблюдать шлифы, где главной составной частью является кварц (75—80%), остальная часть — серицит, пирит, ильменит. В других шлифах встречаются сохранившиеся участки фельзитовой массы кварцевых плагиопорфиров, которые замещаются вторичным кварцем. Кварц в виде отдельных узлов, пятен, прожилкообразных выделений избирательно замещает фельзитовую основную массу. Здесь же присутствуют угловатые кристаллы первичного кварца. Вторичный кварц встречается и в виде правильных шестигранников и стебельчатых кристаллов, большей частью развивающихся в шлифе отдельными полями. В подобных случаях структура породы напоминает пятнистобластовую.

В нацело окварцованных разностях пород структура гетеробластическая, гранобластическая. Под микроскопом в убывающем порядке

встречаются следующие минералы: кварц, серицит, пирит, ильменит, рутил.

Кварц. Составляет около 90% поверхности шлифа. Встречается призматическими, шестиугольно-пинакондальными и неправильными формами. В отдельных случаях в шестигранных кристаллах кварца отчетливо видны зоны роста. В кристалле размером 0,23 мм наблюдается около пяти зон роста, расстояние между которыми 0,009 мм. Местами длиннопризматические кристаллы кварца выявляют волнистое погасание, которое обусловлено, по-видимому, давлением, действовавшим в процессе образования кварца. Размеры их колеблются от $0,45 \times 0,09$ до $0,9 \times 0,018$ мм. Относительно редки лапчатые формы кристаллов (фиг. 4).



Фиг. 4. Вторичный кварцит. Лапчатые зерна кварца в тесных сростаниях с серицитом. Ув. 46, ник. +.

Серицит. Встречается в виде чешуек, листочков в промежутках между зернами кварца. Наряду с белым серицитом встречается зеленоватый биотит (?). Погасание прямое. Двупреломление порядка 0,030. Местами зеленоватый биотит (?) закономерно прорастает с кварцем, образуя в последнем как бы брызги. В подобных случаях кварц с серицитом образует структуру, напоминающую диаблостовую.

Пирит. Наряду с правильно оgranенными кристаллами, рассыпан по всему шлифу. Встречаются округлые неправильные выделения, содержащие лучистые иглы зеленого биотита (?). В кварцевой массе округлые выделения серицита окаймляются пиритом. Размер подобных образований составляет 0,40 мм, пиритовая оторочка — 0,02 мм.

Ильменит. Встречается часто шестиугольными кристаллами. В прозрачных шлифах черного цвета, в отраженном — белого. Вокруг кристалла наблюдаются продукты разложения буровато-желтого цвета.

Апатит. Представлен единичными зернами шестиугольного сечения размером 0,09 мм в тонкозернистой серицитовой массе. Рельеф высокий. Двупреломление порядка 0,004.

Рутил (?). Представлен единичными кристаллами красно-бурого цвета. Рельеф очень высокий.

Дальнейшее, более детальное изучение вторичных кварцитов (изготовление искусственных шлихов) возможно пополнит их минералогию. Весьма вероятно нахождение здесь других минералов, типичных для вторичных кварцитов.

В табл. 4 приводятся результаты химических анализов вторичных кварцитов.

Таблица 4

Окислы	Номера образцов*				
	Б-82	21(16)59	70 ^a (16)59	19(16)59	Б-109
SiO ₂	85,40	81,28	89,56	75,28	81,48
TiO ₂	0,17	0,32	0,15	0,32	0,30
Al ₂ O ₃	7,13	9,37	3,74	12,59	9,49
Fe ₂ O ₃	1,14	2,66	2,58	3,93	2,86
FeO	0,88	н. об.	0,44	0,15	н. об.
CaO	0,57	0,86	0,57	0,94	0,57
MgO	н. об.	0,27	0,43	0,18	0,34
MnO	н. об.	0,01	0,01	н. об.	сл.
K ₂ O	н. об.	0,32	н. об.	0,42	0,50
Na ₂ O	0,32	2,00	0,83	0,37	0,50
H ₂ O	0,60	1,25	н. об.	1,75	1,49
п. п. п.	1,64	0,28	0,31	0,37	0,38
S	1,99	0,68	0,61	3,51	1,37
Сумма	100,17	99,30	99,23	99,81	99,81

Сравнение результатов приведенных выше анализов с кварцевыми плагиопорфирами показывает, что в первых значительно повышено содержание кремнезема и сильно понижено содержание других окислов. По-видимому, это связано с выносом щелочей и других компонентов—CaO, MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃ в период перекристаллизации плагиопорфиров и превращения их во вторичные кварциты.

Вторичные кварциты Ахтальского месторождения, образовавшиеся за счет кварцевых плагиопорфиров, представляют собой результат фумарольно-сульфаторной деятельности юрских вулканов. Подобные образования на Малом Кавказе описаны Г. И. Керимовым. Указанный автор связывает формирование вторичных кварцитов с процессами поверхностного вулканизма и тем самым подтверждает выводы Н. И. Наконника (1954). С. И. Набоко при изучении современных вулканов наблюдала образование вторичных кварцитов за счет кислых эффузивов.

* Хим. лаборатория ИГН АН Армянской ССР, аналитик Р. Е. Серопян.

Порфириты, их туфобрекчии и вторичные кварциты

Порфириты. Темно-зеленые, зеленые, местами буро-зеленые порфиоровые или афировые породы. В редких разностях макроскопически различаются фенокристаллы полевых шпатов. Наибольшим распространением пользуются афировые, эпидотизированные разности порфиритов.

Порфириты, по которым пройдена штольня № 27, в восточной части месторождения под микроскопом имеют порфиоровую структуру с гиалопилитовой, андезитовой основной массой.

Порфиоровые выделения представлены вкрапленниками плагиоклаза размером до $1,8 \times 3,2$ мм и меньше. По методу максимального угла погасания в зоне \perp (010) номер плагиоклаза определен как 44—45.

По плагиоклазу развиваются кристаллы эпидота. Местами процесс эпидотизации проявлен исключительно интенсивно и широко, вне какой-либо связи с оруденением. Широко развитый процесс эпидотизации в толще порфиритов всецело следует отнести к аутометасоматозу.

Описанные выше порфириты местами в выработках совершенно постепенно переходят в мандельштейновые порфириты.

Мандельштейновые порфириты зеленого цвета. Размеры миндалин достигают 0,6 см. Форма их овальная, эллипсоидальная. Миндалины заполнены хлоритом, кальцитом, кварцем, эпидотом. В отдельных случаях в миндалинах наблюдается зональность, обусловленная чередованием минералов. Миндалины составлены из трех зон — центральной, кварцевой, периферической кальцитовой и промежуточной хлорит-эпидотовой. Однако обычно смена зон проявляется незакономерно.

Основная масса сложена из стекловатого базиса, в который погружены тонкие лейсты плагиоклаза и рудной пыли. Очень редко в порфиритах можно видеть налеты, примазки гематита.

Туфобрекчии порфиритов. Постепенно переходят в порфириты. Туфобрекчии порфиритов вскрыты штольней № 28, в северо-восточной части месторождения, значительная часть которой пройдена именно по этим породам. По тем же породам пройдена большая часть 29-го кварцшлага штольни № 16. Концевая часть штольни № 27 вскрыла туфобрекчии порфиритов. По данным геологов Ахтальского рудника, породы в вышеуказанных штольнях имеют в основном кварц-порфировый состав.

Макроскопически туфобрекчии имеют зеленый цвет с ясно выраженной обломочной структурой. Размеры угловатых обломков варьируют от нескольких миллиметров до 10—15 см. Местами хорошо проявлена флюидальная текстура. Крупнообломочные разности переходят в мелкообломочные, а последние местами во вторичные кварциты.

Под микроскопом видно, что в состав туфобрекчий порфиритов входят следующие минералы: реликты серицитизированного плагиоклаза, хлорит, серицит, кварц, карбонат. Обломки местами размером $0,1 \times 0,2$ мм сложены целиком из стекла, в котором выделяются таблитчатые кристаллы минерала, полностью замещенного серицитом и мелкой пиритовой вкрапленностью. «Цементом» является мелкий пиро-

кластический материал, количество которого иногда доходит до 75% всей массы породы.

Вторичные кварциты. Образовались за счет туфобрекчий порфиритов, вскрыты штольнями № 28, 27 и 16 (квершлаг № 29). При документации совершенно отчетливо устанавливается, что туфобрекчии постепенно переходят в окварцованные разности. Порода приобретает светлую окраску и имеет плотное сложение.

В шлифах, изготовленных из слабо окварцованных разностей, также отчетливо видно, что порода образовалась за счет туфобрекчий порфиритов. Обломки серицитизированного плагиоклаза находятся в туфовом цементе.

Кварц в сильно окварцованных разностях занимает всю поверхность шлифа. Порода в таких случаях имеет типичную гранобластовую структуру. В слабо окварцованных разностях кварц под микроскопом придает породе пятнистобластовую структуру, образуя выделения неправильных форм.

Жильные породы

Фельзит-порфиры. На поверхности Ахтальского месторождения дайка фельзит-порфиrowого состава обнажается близ штольни № 25 в северо-западной части месторождения. К висячему боку дайки приурочено свинцово-цинковое оруденение.

Макроскопически порода имеет серый цвет и плотное сложение. Под микроскопом структура породы порфиrowая.

Порфиrowые выделения представлены таблитчатыми кристаллами плагиоклаза, замещенными серицитом, карбонатом и хлоритом. Размеры плагиоклаза достигают 1,08—×1,70 мм.

Структура основной массы фельзитовая. Она состоит из кварца и криптокристаллического полевого шпата.

Породы, близкие по составу к вышеописанным, вскрыты стволом штольни № 16 (Центральный участок месторождения). Макроскопически порода лейкократовая. Контакты с породами кварц-плагиопорфиrowой серии отчетливые и резкие. Под микроскопом порода состоит из субмикроскопических кристаллических образований кварца, полевого шпата и возможно стекловатого материала. Даже при максимальных увеличениях микрофельзитовая масса сохраняет низкую интерференционную окраску.

Ниже приводятся результаты химического анализа вышеописанной дайки.

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	—H ₂ O	п.п.п.	Сумма
Содержание	71,66	0,37	14,19	1,11	2,8	0,70	0,03	3,73	2,60	0,17	2,89	100,84

Диабазовые порфиры. Диабазовые порфиры в доступных горных выработках месторождения пользуются ограниченным распространением. Несколько даек указанного состава встречены в 21-м кварцшлага штольни № 16. Дайки диабазовых порфиритов пересекают как кварцевые плагиопорфиры, так и порфиры. Мощность их достигает 15—20 см. Макроскопически это темно-зеленые, местами черные породы плотного сложения. Структура диабазовая, а при наличии плагиоклазовых вкрапленников — порфировая, с диабазовой структурой основной массы.

Хлорит, эпидот, карбонат встречаются в тесных сростаниях и возможно развиваются по пироксену. Формы зерен псевдоморфоз-изометрические, размеры — 0,72 мм.

Хлорит имеет зеленую окраску со слабым плеохроизмом. Интерференционная окраска низкая или аномальная. В относительно значительных количествах присутствует карбонат в основной массе.

Состав микролитов плагиоклаза определить не представляется возможным из-за незначительных размеров (0,09×0,018 мм). Единичные вкрапленники плагиоклаза целиком замещены серицитом и хлоритом. Рудный минерал составляет до 4% поверхности шлифа.

Некоторые черты сходства выявляет с Ахталой Тогоналинское месторождение серного колчедана в Азербайджанской ССР. Геологическая обстановка близка к таковой Ахталы. Промышленное оруденение находится в кварцевых порфирах и вторичных кварцитах, на которые налегает пачка песчаников, перекрываемых породами порфировой серии. При этом туфопесчаники, непосредственно прикрывающие кварцевые порфиры, налегают трансгрессивно с угловым несогласием. По данным М. А. Кашкая, в туфопесчаниках и туфобрекчиях встречаются обломки окварцованных кварцевых порфиров, вторичных кварцитов.

На основании наличия обломков окварцованных пород с рудными минералами в туфопесчаниках, относимых к бату, М. А. Кашкай считает оруденение юрским и связывает генетически с кварц-порфировой магмой.

Изменения вмещающих пород изучены В. И. Алиевым (1959). Его исследования показали, что вторичные кварциты образовались исключительно за счет метасоматического гипогенного изменения кварцевых порфиров, частично их туфов и туфобрекчий.

Верхний возрастной предел распространения вторичных кварцитов В. И. Алиев определяет как верхнебайосский на основании нахождения галек вторичных кварцитов в базальных конгломератах по подошве батских эффузивов.

Детальные микроскопические исследования позволили В. И. Алиеву среди вторичных кварцитов выделить двенадцать разновидностей по главным и характерным пороодообразующим минералам. Так, им выделены вторичные кварциты: 1) мономинерально кварцевые, 2) зуниитовые, 3) пирит-диаспоровые и т. д.

В. И. Алиев образование вторичных кварцитов Кедабекского ме-

сторождения тесно связывает с процессами рудоотложения: «Метасоматоз первоначальных пород и сульфидоотложения являются двумя последовательными стадиями минерализации, причинно связанными с деятельностью общего магматического очага (или же вулканического очага)».

На Ахталском месторождении вторичные кварциты представляют собой продукты фумарольно-сульфаторной деятельности, а последующее оруденение генетически связано с интрузивами (Ахпат, Чочкан).

Об образовании вторичных кварцитов существуют различные точки зрения и у азербайджанских геологов. Так, Ш. А. Азизбеков и Н. В. Пашалы считают, что вторичные кварциты Чирагидзорского месторождения серного колчедана образовались за счет кварцевых плагиопорфиров и диоритовых порфиритов, приуроченных к зонам разломов северо-восточного простирания. Превращение кварцевых порфиров во вторичные кварциты указанный автор относит к дорудному гидротермальному этапу.

М. А. Кашкай кварцевые порфиры относит к байосу. Им в бассейне р. Кюракчай выделены три фазы извержения: две эффузивных и одна субвулканическая — экструзивная. По М. А. Кашкаю процесс метасоматоза кварцевых порфиров совпадает с началом рудообразования. В конечные стадии процесса образуются пирит, галенит, пиррофиллит, кальцит. Дайковый комплекс часто послерудный.

Совершенно другой точки зрения придерживается Г. И. Керимов (1959). Этот автор на примере изучения вторичных кварцитов северо-восточных склонов Малого Кавказа полностью подтверждает выводы Н. И. Наковника, связывающего образование вторичных кварцитов с процессами поверхностного вулканизма.

Г. И. Керимов оруденение связывает с третичными интрузивами.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Кварцевые плагиопорфиры и их разности слагают среднюю часть мощной Дебедской вулканогенной толщи.

2. Породы, вмещающие промышленное оруденение Ахталского месторождения, в основном являются вторичными кварцитами, образовавшимися за счет кварцевых плагиопорфиров в результате фумарольно-сульфаторной деятельности. Поэтому в дальнейшем следует доразведать участки вторичных кварцитов, тяготеющих к контакту с порфиритами.

3. Промышленное оруденение приурочено к контакту вторичных кварцитов и порфиритов — лишь к участкам выпуклостей и впадин контактового шва. По нашим наблюдениям, контакт между кварцевыми плагиопорфирами и порфиритами не содержит оруденения.

4. В подземных выработках встречаются вторичные кварциты, образовавшиеся за счет пород порфиритовой серии — туфобрекчии порфиритов. В некоторых случаях эти вторичные кварциты также несут оруденение, но не промышленное. Следует различать вторичные квар-

циты, образованные за счет кварцевых плагиопорфиров, от вторичных кварцитов, принадлежащих к порфиритовой серии. Принадлежность вторичных кварцитов к тем или другим породам достоверно можно установить лишь на основании геологического положения — постепенных переходов вторичных кварцитов в ту или другую породу.

5. Все дайки Ахтальского месторождения являются дорудными образованиями и в ряде случаев служат экранами.

6. Резко разорвано образование вторичных кварцитов и оруденения. Первые отчетливо пересекаются дайками диабазов, которые в свою очередь секутся рудными прожилками. Подобные выводы получены и по другим колчеданным месторождениям (Кафан, Шамлуг). Фактический материал по данному вопросу по колчеданным месторождениям Урала, Кавказа и др. должен быть пересмотрен. При этом следует иметь в виду, что оруденение сопровождалось весьма слабыми гидротермальными изменениями в определенных типах вмещающих пород. Однако не последние слагают громадные поля гипогенно-измененных зачастую совершенно безрудных пород.

7. Гидротермальные изменения пород в связи со стадиями минерализации почти не выражены. Это обусловлено тем, что руды телескопированы и развиты в основном во вторичных кварцитах, состоящих почти целиком из кварца, который гидротермальному изменению не подвергается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азарян Н. Р. Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного р-на. «Изв. АН АрмССР», серия геолого-географическая, т. XII, № 1, 1959.
2. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН АзССР, Баку, 1947.
3. Алиев В. И. Околорудные изменения рудовмещающих пород в колчеданных месторождениях Малого Кавказа (Азербайджанская часть). Труды первой Закавказской конференции молодых научных сотрудников. Ереван, 1959.
4. Аслаян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН АрмССР, 1949.
5. Керимов Г. И. Вторичные кварциты Кедабекского р-на. «Изв. АН АзССР», серия геолого-географических наук, № 6, 1959.
6. Наквник Н. И. Вторичные кварциты в сб «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.
7. Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении. ДАН АрмССР, № 2, том 28, 1959.

С. Б. АБОВЯН

ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Формация ультраосновных и основных пород на территории Армянской ССР образует два пояса, которые довольно резко отличаются друг от друга как по своим размерам, так и по степени изученности.

Один из них — Севано-Амасийский пояс начинается у с. Амасия к северо-западу от гор. Ленинакана и протягивается со значительными перерывами в юго-восточном направлении в виде полосы вдоль Ширакского и Базумского хребтов. Проходя дальше на северо-восточное побережье оз. Севан, прослеживается вдоль юго-западных склонов Арегунийского и, главным образом, Севанского хребтов. Юго-восточное продолжение пояса уходит на территорию Нагорно-Карабахской автономной области в бассейн р. Тертер.

Второй пояс, известный под названием Вединского или Приараксинского, характеризуется значительно меньшими размерами и сравнительно слабой степенью изученности. Начинается он в районе с. Кохб и прослеживается в виде полосы также в юго-восточном направлении в сторону сс. Арташат, Веди, Нахичевань.

Оба пояса продолжают, по-видимому, и в Южную Армению и Азербайджан, затем в Иран и Турцию, примыкая, таким образом, к обширной Средиземноморской петрогенетической провинции ультраосновных и основных пород (Малая Азия, Балканы, Альпы) [2].

Указанные пояса являются прерывистыми и представлены обособленными друг от друга крупными и мелкими массивами, протягивающимися в виде полосы с северо-запада на юго-восток. Общая протяженность Севано-Амасийского пояса в пределах Армянской ССР составляет около 220 км. Этот крупный пояс с северо-запада на юго-восток включает в себя следующие массивы: Мумухан-Красарский, Катнахпюр-Карахачский, Желто- и Чернореченский дайкообразные выходы, Тохлуджинский выход, Шоржинский, Артанишский, Джил-Сатанахачский, Шишкаинский, Кясаманский и Караиман-Зодский массивы.

Протяженность Приараксинского (Вединского) пояса в пределах Армянской ССР составляет примерно 50 км (а включая Нахичеванскую

АССР — 90 км. Характерно, что хотя количество массивов ультраосновных и основных пород в данном поясе в 4 раза больше (всего около 100), чем в Севано-Амасийском поясе, однако размеры их весьма ограничены и каждый из них не превышает 1 кв. км, реже доходя до 2—3 кв. км. Большинство массивов (около 90) концентрируются в бассейне нижнего и главным образом верхнего течения р. Веди.

Вопросы возрастных взаимоотношений ультраосновных и основных интрузивных пород Армянской ССР рассматривались рядом исследователей: А. Г. Бетехтиным [3], Ю. А. Араповым и Т. А. Аревшатын [2], Т. Ш. Татевосяном [6] и М. А. Кашкаем [5] для соответствующих пород Азербайджанской ССР.

Породы габбрового состава, особенно в наиболее крупных массивах, пространственно тесно связаны с перидотитами. Это позволяет считать, что породы габбрового состава являются производными той же сложной магмы, которая дала и перидотиты. Сопоставление морфологических особенностей перидотитовых (ультраосновных) и габбровых участков с общей формой и условиями залегания массивов говорит о том, что дифференциация магмы на перидотитовую и габбровую произошла еще до внедрения во вмещающие породы.

Рассмотрим взаимоотношения внутри комплекса ультраосновных пород. А. Г. Бетехтин при изучении Шоржинского перидотитового массива установил, что никаких возрастных различий между дунитами и перидотитами не наблюдается, т. е. эти породы затвердели почти одновременно. Изучение других массивов Армянской ССР позволяет считать, что главная масса дунитов обособилась и затвердела, по-видимому, одновременно с перидотитами. Об этом говорят извилистые, но резкие контакты между ними, хотя и ни разу не наблюдалось прорывания одной породы другой. Возможно, что их дифференциация произошла еще на глубине и впоследствии они были совместно выжаты в верхние горизонты земной коры и внедрены во вмещающие осадочно-вулканогенные породы. Другая, значительно меньшая часть дунитов образует небольшие дайкообразные тела, прорывающие как перидотиты, так и дуниты, образовавшиеся одновременно с ними. Эти тела явно более позднего происхождения, но момент их образования не выходит за пределы магматического периода формирования пород интрузивов. Такие тела более позднего дунита встречены в бассейнах верхнего течения рр. Памбак и Карван-Сарай и в восточной части Джил-Сатанахачского массива на водораздельной части Севанского хребта.

Таким образом, наблюдаются две генерации или фазы дунитов:

а) дуниты первой фазы, образовавшиеся одновременно с перидотитами и залегающие среди них в виде линзо- и шширообразных тел и, реже в виде жилообразных и неправильных тел, вытянутых согласно с общим простиранием массивов;

б) дуниты второй фазы*, которые слагают обычно крутопадающие

* Дуниты второй фазы отмечены также М. А. Кашкаем [5] среди ультраосновных пород Азербайджанской ССР.

тела и прорывают перидотиты и дуниты первой фазы; их ориентировка также подчинена общей ориентированности массивов.

Что касается пироксенитов, то они также являются более поздними образованиями, чем перидотиты и дуниты первой фазы. Они обычно образуют дайкообразные и реже штокообразные тела, явно прорывающие не только перидотиты и дуниты первой фазы, но и породы основного состава. К сожалению, ни разу не пришлось наблюдать контактов между пироксенитами и дунитами второй фазы, вследствие чего нет возможности судить об их возрастных взаимоотношениях. Можно отметить, что пироксениты выполняют роль пегматитовых образований ультраосновной магмы, вследствие чего, вероятно, они внедрились позднее, чем дуниты второй фазы.

Следовательно, в комплексе ультраосновных интрузивных пород, образование которого охватывает один магматический период, намечается следующая последовательность в обособлении пород:

- 1) перидотиты и дуниты первой фазы;
- 2) дуниты второй фазы;
- 3) пироксениты (дайки).

Весьма интересны и сложны взаимоотношения между ультраосновными и основными интрузивными породами. По мнению Ю. А. Арапова, изучившего детально Джил-Сатанахачский массив, в одних случаях можно предположить о более позднем внедрении габброидов, в других случаях характер взаимоотношений указывает на одновременное их образование и дифференциацию пород обеих групп. Т. Ш. Татевосян на Мумухан-Красарском массиве устанавливает более раннее внедрение габбровых пород по сравнению с ультраосновными породами перидотит-дунитового состава. Кроме того, по мнению Т. Ш. Татевосяна, в поясе развития офиолитов габбровые породы являются результатом нескольких магматических фаз, причем ранняя фаза имеет досенонский возраст.

Рассмотрим взаимоотношения между ультраосновными и основными интрузивными породами. На всем протяжении контактовой полосы ультраосновные породы постепенно переходят в основные, причем ширина переходной зоны колеблется от 5 до 20—30 м, а местами достигает до 100 м (верховья р. Памбак на Джил-Сатанахачском массиве). От ультраосновных пород к основным переход совершается путем примешивания плагиоклазовых составных частей, количество которых по направлению к основным породам постепенно увеличивается, а количество оливина, наоборот, уменьшается. Таким образом, на небольшой полосе переходной зоны можно наблюдать всевозможные породы промежуточного состава—от перидотитов и дунитов до нормального габбро через троктолиты, анортозиты и др. породы.

Из них анортозиты там, где переходная зона широка, слагают довольно крупные выходы, занимающие значительные площади. Обычно они вытянуты согласно с контактом и через троктолиты постепенно переходят, с одной стороны, в ультраосновные породы, а с другой,—в габбро. Крупные выходы анортозитов отмечены в восточной части Шоржин-

ского массива и на Джил-Сатанахачском массиве около дороги, соединяющей с. Джил с местечком Армутлы, и в верховьях бассейнов рр. Памбак и Карван-Сарай. Кроме того, многочисленные тонкие (10—20 см) секущие прожилки крупнокристаллического анортозита, имеющие четкие контакты, наблюдаются как среди троктолитов, так и среди габбро, а реже и среди ультраосновных пород. Наблюдения приводят к выводу, что они являются пегматоидными образованиями габбровой магмы, возникновение которых, по-видимому, связано с остаточными растворами плагиоклазового состава, которые были внедрены в более поздние моменты в уже полужатвердевшие породы.

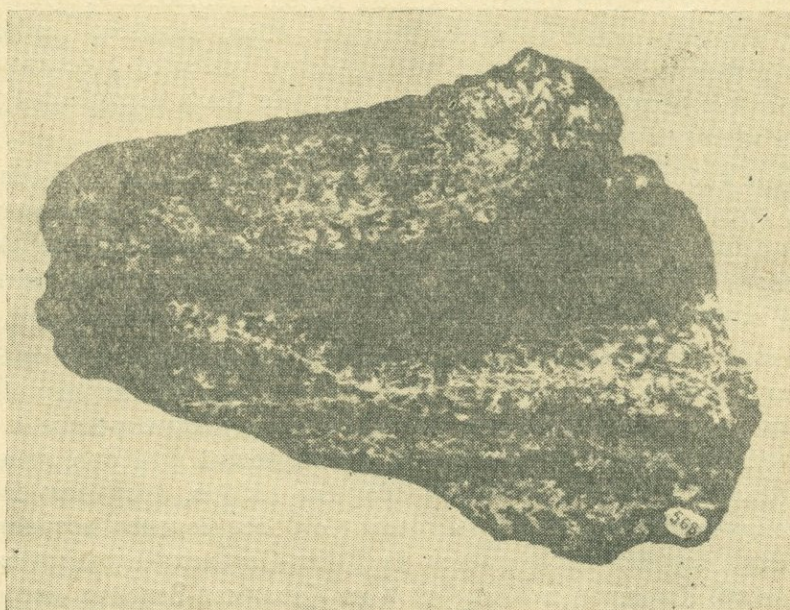
Среди габбро наблюдаются также и типичные пегматиты основной магмы, представленные телами дайкообразной формы. Минералогически они сложены плагиоклазом (до 85%) и амфиболом (10—15%). Размеры зерен достигают 2—2,5 см. Значительно реже пегматиты такого состава встречаются среди ультраосновных пород.

Однако столь простая картина взаимоотношений между ультраосновными и основными породами усложняется тем, что наряду с постепенными переходами местами контакты между ними резкие и тогда среди полосы ультраосновных пород, прилегающих к габбро, появляются небольшие по своим размерам апофизы габбро, прорывающие ультраосновные породы. Эти факты говорят о более молодом возрасте габбро. Такая картина наблюдается на Джил-Сатанахачском массиве (в бассейне рр. Кочкаран и Шмперт) и на Караиман-Зодском массиве (к северу и северо-западу от с. Джанахмед).

На Центрально-Артанишском, Кясаманском и на отдельных участках Караиман-Зодского массивов (к северо-востоку от с. Джанахмед) взаимоотношения между породами ультраосновного и основного комплексов еще больше усложняются и для их расшифровки требуются более детальные наблюдения. Здесь среди сплошных выходов габбровых пород наблюдаются небольшие участки, сложенные перидотитами и пироксенитами. Такие взаимоотношения создают впечатление о более позднем обособлении ультраосновных пород, чем габбро. Однако такие случаи автор склонен объяснять одновременным обособлением ультраосновных пород внутри габбро в результате несовершенной дифференциации первоначальной магмы основного состава. Детальное изучение таких перидотито-пироксенитовых участков среди габбро позволило обнаружить в них секущие прожилки плагиоклазитов, подтверждающие несколько более поздний возраст пегматоидных дериватов пород типа габбро.

Взаимоотношения между пегматитами ультраосновных пород (пироксенитами) и пегматитами основных пород (амфиболовыми плагиоклазитами), с одной стороны, и между перидотитами и габбро — с другой, очень хорошо наблюдаются к северо-западу от с. Джанахмед на Караиман-Зодском массиве. Здесь перидотиты вдоль контакта с габбро прорваны многочисленными мелкими апофизами габбро, говорящими о

более молодом возрасте габбро. Кроме того, габбро прорвано дайкой крупнокристаллического пироксенита, который, в свою очередь, включает в себя секущие прожилки амфиболового плагиоклазита (фиг. 1), являющиеся пегматитами габбровых пород.



Фиг. 1. Штуф пироксенита с секущими прожилками амфиболового плагиоклазита. $\frac{1}{2}$ натур. велич. Караиман-Зодский массив.

Исходя из изложенного, можно признать, что затверждение главной массы габбровых пород произошло в промежутке времени между обособлением перидотитов и их пегматитовых образований—пироксенитов, после чего произошло выделение пегматоидных образований габбровых пород — плагиоклазитов.

Особый интерес представляет контакт габбро с кварцевыми диоритами. Переход от габбро к кварцевым диоритам постепенный, причем он совершается через породы с полосчатой текстурой. Полосчатость имеет близкие к вертикальным углы падения в сторону кварцевых диоритов и обычно повторяет все извилины контакта габбро с кварцевыми диоритами. Полосчатость обусловлена чередованием меланократовых полосок, состоящих из габбро, с лейкократовыми, состоящими из кварцевых диоритов. Переходный интервал колеблется от 1 до 15 м, реже доходя до 20 м [1].

Интересно сравнить описываемые породы с аналогичными породами гипербазитовых массивов Урала. По данным С. А. Кашина [4], в Баранчинском массиве, в строении которого также принимают участие различные породы от дунитов до кварцевых диоритов, переход габбро к кварцевым диоритам совершается постепенно, через габбро-диориты.

Переходный интервал колеблется от 0,5 до 20 м и характеризуется тем, что по мере приближения к габбро увеличивается крупность зерна, появляется такситовое сложение на тех участках, где нарушается соотношение между цветной и полевошпатовой частью и порода принимает пятнистый облик, кварц встречается спорадически. Как видим, здесь также переход совершается постепенно, с той лишь разницей, что в переходном интервале отсутствуют породы полосчатой текстуры.

Наблюдаемое взаимоотношение мелано- и лейкократовых полосок, по-видимому, свидетельствует о том, что как габбро, так и кварцевые диориты являются продуктами дифференциации единой магмы из одного и того же глубоко залегающего магматического очага, при этом их дифференциация предшествовала их внедрению.

Наконец, следует также отметить наличие как среди ультраосновных пород, так и среди габбро дайкообразных тел небольших размеров, сложенных описанными выше полосчатыми породами переходной зоны, наблюдающимися вдоль контакта габбро с кварцевыми диоритами. Указанные породы залегают по обе стороны от полосы, прилегающей к контакту габбро с ультраосновными породами и внедрились в них в более поздние моменты, когда они были уже полужатвердевшими. Если эти тела среди ультраосновных пород имеют четкие контакты, то среди габбро контакты их нерезкие, расплывчатые. Этот факт, по-видимому, говорит о том, что при одновременном внедрении даек полосчатых пород физическое состояние перидотитов и габбро было различное — первые были затвердевшими, а вторые — полужатвердевшими. Дайки полосчатых пород встречены на Джил-Сатанахачском массиве в бассейнах рр. Бабаджан, Шмперт, Памбак и Карван-Сарай. Изложенный факт позволяет также считать, что внедрение кварцевых диоритов происходило несколько позднее, чем габбро.

Рассматривая габбро-перидотитовую формацию Армянской ССР в целом, можно отметить, что среди комплекса всех пород, слагающих массивы, образование которых охватывает один магматический этап, намечается следующая последовательность в их обособлении (фиг. 2): 1) перидотиты и дуниты первой фазы; 2) дуниты второй фазы; 3) габбро (основные породы); 4) кварцевые диориты и связанные с ними породы промежуточного состава между кварцевыми диоритами и габбро; 5) пироксениты; 6) анортозиты.

При этом, как было отмечено выше, пироксениты и анортозиты являются пегматоидными образованиями соответственно ультраосновных и основных пород.

Во втором магматическом этапе, отделенном от первого довольно большим промежутком времени, в течение которого породы первого этапа полностью остыли и затвердели, произошло внедрение даек основной магмы: диабазов, диабазовых порфиритов и диорит-порфиритов.

Следует отметить, что для Азербайджанской части офиолитовой формации Малого Кавказа М. А. Кашкай [5] устанавливает три фазы внедрения:

ФАЗЫ	НАЗВАНИЯ ПОРОД	I МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП	II МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП
I	Перидотиты и дуниты первой генерации	—	
II	Дуниты второй генерации	—	
III	Габбро (основные породы)	—	
IV	Кварцевые диориты и связанные с ними породы промежуточного состава между кварцевыми диоритами и габбро	—	
V	Пироксениты	—	
VI	Анортозиты	—	
	Дайки основных пород		—

Фиг. 2. Схема последовательности обособления интрузивных пород офиолитовой формации Армянской ССР.

1) перидотиты и их дифференциаты; 2) дуниты со значительным содержанием хромита и 3) габброиды.

Из вышеизложенного ясно, что в тех случаях, когда наблюдаются постепенные переходы от ультраосновных пород к габбро, а от габбро к кварцевым диоритам (пример Джил-Сатанахачского массива), по видимому, необходимо признать первые за крайне основные (ультраосновные), а последние — за крайне кислые дифференциаты той же сложной магмы, из которой образовалось и габбро. Об этом говорит также общность некоторых элементов (Cr, Ni, Co), характеризующих эти породы в разных количественных соотношениях.

Из последовательности внедрения пород габбро-перидотитовой формации намечается, таким образом, эволюция магмы во времени от ультраосновной через основную к средней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. К петрографии ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива. «Изв. АН СССР», геол. и геогр. науки, т. XII, № 3, 1959.
2. Арапов Ю. А. и Аревшатян Т. А. К петрографии ультраосновных и основных пород района СВ побережья озера Севан. ДАН АрмССР, т. V, № 5, 1946.
3. Бегетин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромяты СССР, т. I. Изд. АН СССР, 1937.
4. Кашин С. А. Медно-титаномagnetитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 91, сер. рудных м-ний (9), 1948.
5. Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН АзССР, 1947.
6. Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. «Изв. АН ССР», сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. III, № 2, 1950.

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН

О НАХОДКЕ АКЦЕССОРНОГО ХРИЗОБЕРИЛЛА В ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТАХ МЕГРИНСКОГО РАЙОНА

Хризоберилл (Al_2BeO_4) — сравнительно редкий минерал бериллия. В литературе хризоберилл описывается как характерный минерал гранитных пегматитов линии скрещения и контактово-метасоматических месторождений [2]. Определяющим условием образования хризоберилла является процесс десиликации в реакционных экзоконтактных зонах бериллоносных пегматитов линии скрещения (изумрудные копи на Урале) и реже процесс глиноземистой контаминации в нормальных гранитных пегматитах (Енисейский кряж). Обычный парагенезис хризоберилла в этих пегматитах — мусковит, микролин, кварц, флогопит, гранат, берилл, шпинель, флюорит, корунд, апатит и др. [3].

Акцессорный хризоберилл был обнаружен автором в нефелин-сиенитовых пегматитах, генетически связанных с щелочными сиенитами Шванидзорского комплекса, в сравнительно необычной ассоциации с нефелином, содалитом, феррогастингситом и др. Указаний на находки хризоберилла в щелочных фельдшпатоидных пегматитах в литературе не имеется [3].

Находка хризоберилла представляет интерес еще и потому, что он является пока единственным бериллиевым минералом на территории Армении. Пегматиты, в которых обнаружен хризоберилл, залегают среди щелочных лейкократовых и меланократовых сиенитов в приконтактной полосе с метаморфическими амфиболитовыми сланцами нижнего палеозоя [1]. Выделяются две группы пегматитов: 1) ранние, калиевые-микроклиновые, микролин-мусковитовые, замещенные, слабо зональные пегматиты; 2) поздние, существенно натриевые — полевошпатово-фельдшпатоидные и фельдшпатоидные отчетливо зональные, замещенные, иногда полнодифференцированные пегматиты.

Хризоберилл очень редко встречается в микролин-мусковитовых безнефелиновых пегматитах в ассоциации с мусковитом, сине-зеленым корундом, шпинелью, циртолитом, титаноникобиевыми минералами и магнетитом. В щелочном натриевом типе пегматитов хризоберилл встречается значительно чаще. Он устанавливается главным образом во

внутренних, замещенных (нефелин-содалитовых и альбит-мусковитовых) зонах и реже в контактовых (микроклин-нефелиновых) зонах.

Характерна следующая ассоциация: микроклин, олигоклаз, серый и красный нефелин, голубой содалит, желтый корунд, феррогастингсит, меланит, шерл, флюорит, мусковит, биотит, циркон, моццит, пироклор, титаномагнетит, канкринит, альбит. цеолит и др.

Таблица 1

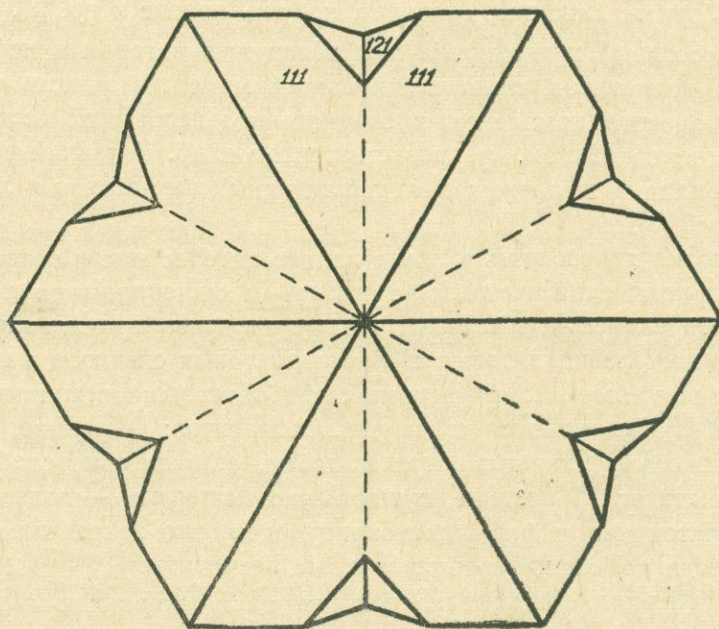
Химический состав хризоберилла*

Элементы	Содержание в %	Элементы	Содержание в %
Al	$\geq 10,0$	Ge	0,001
Be	$> 10,0$	Ga	0,01—0,03
Si	$\sim 1,0$	Sn	$\geq 0,003$
Ca	0,3	Y	0,003
Mg	0,03	Yb	0,001
Fe	$\geq 1,0$	La	0,01
Ti	0,01—0,03	Li	0,001
Na	0,1—0,3	Zn	0,01

Хризоберилл встречается исключительно в виде хорошо образованных псевдогексогонально-бипирамидальных тройниковых кристаллов прорастания по (031). Размеры кристаллов колеблются от 0,5—1 мм до 2—4 мм. Ввиду сильного развития граней (111), грани (100) и (011) выражены очень слабо, а часто и вовсе отсутствуют (фиг. 1). Тройниковое срастание по характерной штриховке на грани (100) определить невозможно. Однако это легко определить по

граням (121), образующим двугранные углы в основании грани (111).

Цвет хризоберилла зеленовато-желтый. Прозрачный. Характерна высокая твердость и хрупкость. Угол $2V = +66—69^\circ$. Светопреломле-



Фиг. 1.

* По данным (аналитики Г. М. Мкртчян и М. Я. Мартиросян) спектрального анализа.

ние: $N_g = 1,755 \pm 0,003$, $N_p = 1,746 \pm 0,003$; $N_g - N_p = 0,009$. Слабо плеохроирует в желтых тонах.

Химический состав Мегринского хризоберилла приведен в табл. 1. Весьма характерно для желто-зеленых хризобериллов высокое содержание железа ($\geq 1,0\%$). В виде незначительной примеси устанавливаются: титан, магний (0,03%), натрий (0,1—0,3%), германий, иттербий, литий (0,001%), лантан, галлий (0,01—0,03%), олово, иттрий (0,003%) и др.

Таблица 2

Межплоскостные расстояния и интенсивности хризоберилла*

№ линий	Хризоберилл из щелочного пегматита. Мегринский плутон (АрмССР)			Хризоберилл из мусковит-олигоклазового пегматита. Хадам, Конектикут, США			№ линий	Хризоберилл из щелочного пегматита. Мегринский плутон (АрмССР)			Хризоберилл из мусковит-олигоклазового пегматита. Хадам, Конектикут, США		
	I	$\frac{d\alpha}{n} (\text{Å})$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n} (\text{Å})$	hkl		I	$\frac{d\alpha}{n} (\text{Å})$	hkl	I	$\frac{d\alpha}{n} (\text{Å})$	hkl
1	3	4,33	001	4	4,47		15	2	1,467	003;251	5	1,462	
2	4	4,06	011	6	4,03		16	6	1,369	400;260	8	1,362	
3	—	—	—	5	3,60		17	2	1,338	070	4	1,338	
4	10	3,25	021	8	3,24		18	4	1,292	420;401	7	1,296	
5	4	2,79	121	4	2,85		19	4	1,256	430	7	1,257	
6	6	2,57	031	8	2,57		20	7	1,213	270	4	1,214	
7	3	2,34	131,201	8	2,33		21	1	1,183	440	4	1,190	
8	5	2,27	211	7	2,26		22	2	1,106	004	5	1,105	
9	10	2,09	041	10	2,08		23	2	1,079	104;280	6	1,078	
10	3	1,97	022	2	1,97		24	3	1,045	090	5	1,040	
11	5	1,82	300	6	1,80		25	7	0,955	470;091	6	1,003	
12	5	1,67	241	4	1,65		26	1	0,937	0.10.0	—	—	
13	10	1,67	212	10	1,61		27	3	0,859	0.10.2	—	—	
14	2	1,546	142	2	1,555		28	2	0,830	490	—	—	

Рентгенограммы (табл. 2) показывают полное совпадение структуры Мегринского хризоберилла с эталонным. Индицирование и расчет параметров элементарной ячейки исследуемого хризоберилла, произведенные Э. Х. Хуршудян, и приведенные для сравнения параметры эталонного образца следующие (в Å):

	a_0	b_0	c_0
Хризоберилл. Мегри (Армения)	$-5,479 \pm 0,008$	$9,354 \pm 0,006$	$4,42 \pm 0,02$
Хризоберилл: Хадам (США)	$-5,47$	$9,39$	$4,42$

Образование хризоберилла в фельдшпатоидных пегматитах связано с поздними процессами замещения (содалитизация, альбитизация).

* Рентгенограмма выполнена в лаборатории ИГН АН АрмССР Э. Х. Хуршудян. Условия съемки: λ Cu—Ni камера РКД; $2R=51,3$ мм; $2\tau=0,4$ мм. Поправки введены по особому снимку смеси с NaCl. Эталон хризоберилла (Хадам) из «Рентгенометрического определителя минералов» В. И. Михеева [4].

ЛИТЕРАТУРА

1. **Адамян А. И.** Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР.
Изд. АН АрмССР, Ереван, 1955.
2. **Бетехтин А. Г.** Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
3. **Беус А. А.** Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений.
Изд. АН СССР, 1960.
4. **Михеев В. И.** Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.

А. А. АДАМЯН

ШАРОВИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТАХ РАЙОНА с. ЦОВИНАР

На южном берегу озера Севан близ с. Цовинар, около 0,5 км к югу от него, на значительной площади (около 4 кв. км), в андезитобазальтах (типа «А», согласно данным К. Н. Паффенгольца [3]), слагающих равнинную часть, участками обнажаются андезитобазальты весьма своеобразного строения, в которых бросается в глаза их порфировое строение. На темно-сером почти черном фоне основной массы резко выделяются крупные порфировые выделения плагиоклаза и весьма редкие и мелкие зерна водяно-прозрачного трещиноватого кварца. Господствующую форму фенокристаллов плагиоклаза составляют толстые уплощенные таблички с притупленными углами, переходящие в более или менее округлые, овальные и бесформенные зерна размером 1,5—2 мм (реже до 10 мм).

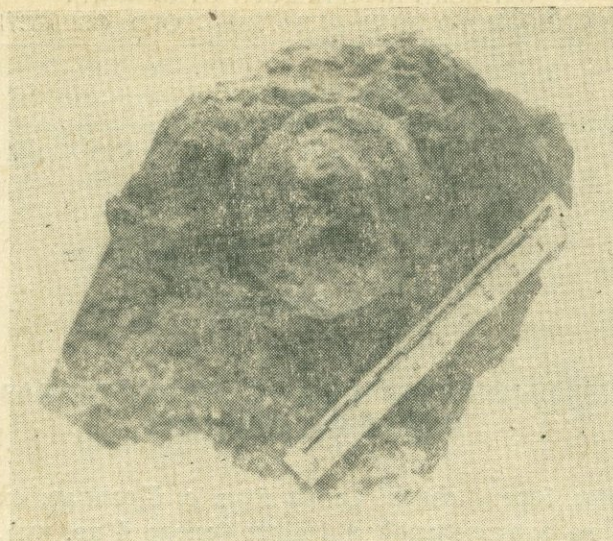
Интересным является тот факт, что в андезитобазальтах встречаются редкие шаровидные включения размером 5—6 см (фиг. 1), темно-серых андезитобазальтов с порфировой структурой*, шарики при полевом наблюдении кажутся более древними образованиями по возрасту, чем вмещающие их андезитобазальты, что и навело на мысль о более детальном их изучении.

Микроскопически как вмещающие андезитобазальты, так и андезитобазальты шаровидных включений характеризуются порфировым строением с микролитовой структурой основной массы, с незначительным содержанием бурого стекла, количество которого в андезитобазальтах шаровидных включений несколько увеличивается, в силу чего структура их основной массы интерсортальная.

Кроме крупных фенокристаллов плагиоклаза, наблюдаемых невооруженным глазом, встречаются также микровкрапленники авгита, гиперстена и призматические, почти нацело опацитизированные зерна роговой обманки и весьма редко зерна оливина.

Основная масса породы главным образом представлена микролитами плагиоклаза, более мелкими зернышками пироксена и сыпью маг-

* Легко выпадаемые из вмещающей породы.



Фиг. 1. Шаровидное включение андезито-базальта.

нетита, цементированным коричнево-бурым стеклом (в андезито-базальтах шаровидных включений).

По подсчетам в шлифах (линейным методом) андезито-базальты имеют следующий минералогический состав:

Таблица 1

Наименование минералов	Вмещающий андезито-базальт	Андезито-базальт шаровидного включения	Из них:			
			Во вкрапленниках		В основной массе	
			вмещающий андезито-базальт	андезито-базальт шаровидного включения	вмещающий андезито-базальт	андезито-базальт шаровидного включения
Плагиоклаз	72,0	64,0	25,0	23,0	47,0	41,0
Авгит	13,8	10,0	3,5	3,0	10,3	7,0
Гиперстен	1,2	1,0	1,2	1,0	—	—
Роговая обманка	4,2	3,8	4,2	3,8	—	—
Оливин	0,5	0,3	0,5	0,3	—	—
Магнетит	4,0	2,5	—	—	4,0	2,5
Кварц	0,3	—	0,3	—	—	—
Вулканическое стекло	4,0	18,4	—	—	4,0	18,4
	100	100	34,7	31,1	65,3	68,9

Как видно из таблицы, преобладающим из вкрапленников является плагиоклаз, который встречается полисинтетически сдвойникованными, слабо зональными крупными (от 1,5 до 2 мм) зернами.

Зерна плагиоклаза преимущественно резорбированы и имеют почти округлое очертание. Очень часто в них отчетливо видны трещины разрыва, по краям и трещинам пропитаны точечными и каплевидными включениями светло-бурого стекла с показателем преломления меньше, чем у плагиоклаза и больше, чем у канадского базальма.

Часто зерна плагиоклаза обволакиваются гранулированной каемкой, состоящей из мелких зернышек пироксена и рудного минерала.

Зерна плагиоклазов мелких размеров (0,1—0,2 мм в поперечнике) обладают четкими кристаллографическими очертаниями, они свежие, водяно-прозрачные.

По составу плагиоклаз отвечает андэзину 43—44-го номера (по высокотемпературной кривой).

Роговая обманка составляет небольшой процент; в большинстве случаев она опацифицирована полностью, изредка среди опацифицированной массы просвечивают светло-зеленые участки с углом погасания $CNg = 13—14^\circ$.

Характерен полный идиоморфизм удлиненных призмочек и шестиугольных разрезов с хорошо развитыми гранями призмы и слабо развитыми гранями по (010).

Очень часто вокруг зерен роговой обманки наблюдается скопление гранулов моноклинного пироксена, вероятно образовавшихся в результате раскристаллизации стекла основной массы.

Пироксен составляет небольшой процент, но встречается без исключения во всех шлифах и преимущественно представлен авгитом слабо-зеленоватого оттенка с $CNg = 44^\circ 2V = 56^\circ$, который встречается в виде короткостолбчатых (0,3—0,4 мм) призматических зерен и характерных поперечных восьмиугольных разрезов с хорошо развитыми гранями пинакоидов; часто наблюдается двойникование. Кроме закономерного сростания, встречаются сростшиеся кристаллы авгита и гиперстена, обуславливая частичную гломеропорфировую структуру андезито-базальтов.

С рудным минералом авгит образует сростки размером 0,1—0,2 мм, реже встречаются псевдоморфозы железистых минералов, кальцита и хлорита по пироксену.

Кварц представлен неправильной округлой формы зернами размером 0,1—0,2 мм, встречено всего лишь два зерна, они водяно-прозрачны и окаймлены оторочкой беспорядочно ориентированных мелких зерен моноклинного пироксена и стеклом, заполняющим промежутки между зернами. Кварц, вероятно, захвачен при излиянии лавы.

Рудный минерал—магнетит представлен зернами двух генераций.

Зерна первичного магнетита довольно обильны и равномерно рассеяны в породе, имеют более или менее округлую форму.

Зерна вторичного магнетита обычно несколько мельче и образуют скопления, сгустки в основной массе.

Основная масса значительно преобладает над фенокристаллами и представлена она свежим светло-бурым стеклом (в ряде шлифов в

сильной степени раскристаллизованным), переполненным микролитами плагиоклаза, гранулами пироксенов и мелкими зернышками магнетита.

Структура основной массы микролитовая в отдельных участках флюидальная, пилотаксовая, интерсертальная и гиалопилитовая.



Фиг. 2. Микрофото вмещающего андезито-базальта.



Фиг. 3. Микрофото андезито-базальта шаровидного включения.

Микролиты плагиоклаза образуют серии различных размеров — от самых мелких скелетных образований, имеющих в длину лишь несколько микронов, до крупно вытянутых игольчатых призмочек длиной до 0,1 мм (фиг. 2 и 3).

Таблица 2

Химический состав вмещающего андезито-базальта (образец 116), слагающего Цовинарский покров*

Окислы	Весовые %	Молекулярное количество	Окислы	Весовые %	Молекулярное количество
SiO ₂	55,40	922	Na ₂ O	3,86	062
TiO ₂	1,45	019	K ₂ O	1,75	019
Al ₂ O ₃	14,07	138	H ₂ O	Не обнаружено	
Fe ₂ O ₃	7,39	046			
Fe O	5,40	075			
MnO	1,14	002	п.п.п.	0,60	
MgO	3,15	078	—		
CaO	7,15	128	Сумма	100,39	

* Химическая лаборатория Института геологических наук АН Армянской ССР, аналитик А. А. Петросян.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому следующие:

$$\begin{array}{lllll}
 a=11,0 & c=3,7 & b=21,5 & S=63,8 & f'=53,2 \\
 m'=24,5 & c'=22,3 & n=76,5 & t=2,2 & \varphi=28,9
 \end{array}$$

При нанесении фигуративных точек на диаграмму средних составов мы видим, что они ложатся около точки кварцевого базальта, по Р. Дэли, но, исходя из того, что в описываемой породе плагиоклаз представлен андезином, мы породу называем андезито-базальтом.

Детальное петрографическое изучение показало, что состав и структура пород вмещающих и шаровидных включений одинаковы и что они образованы одновременно из одной и той же лавы. Для андезито-базальтов шаровидных включений существенным является то, что они значительно слабее раскристаллизованы, чем вмещающие их андезито-базальты.

Представляется вероятным, что условия излияния андезито-базальтов по своему характеру были близки к условиям образования андезито-дацитовых афировых лав горы Араилер [2] (в Аштаракском районе), отличаясь от последних тем, что в Цовинарских андезито-базальтах шаровидных включений по количеству значительно меньше, чем в араилерских андезито-дацитах.

Надо полагать, что своеобразное шаровидное строение связано с изменениями, вызванными в кристаллизирующейся массе лавы.

Для уяснения природы кристаллизации описанных андезито-базальтов необходимы дополнительные полевые исследования.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию, 1944.
2. Кваша Л. Г. О строении вулканического центра Араилер. Труды лаборатории вулканологии, вып. 7.
3. Паффенгольц К. Н. Геология Армении, 1948.

А. И. КАРАПЕТЯН

СУЛЬФОВИСМУТИТЫ МЕДИ В РУДАХ АНКАВАНСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

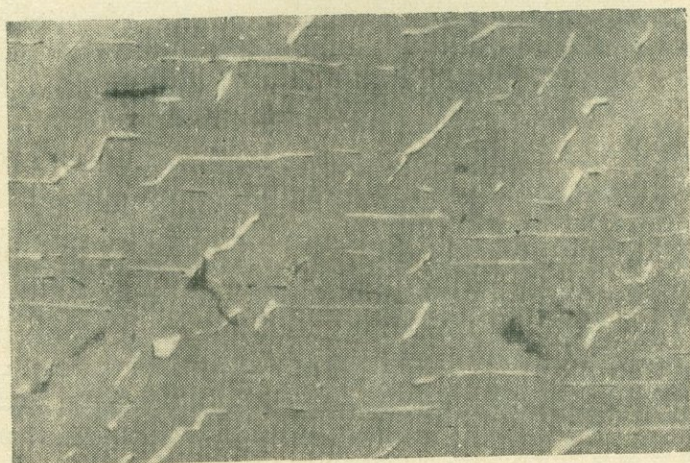
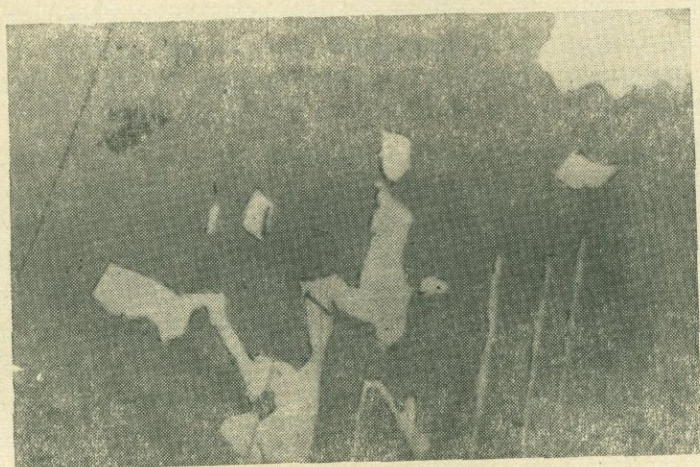
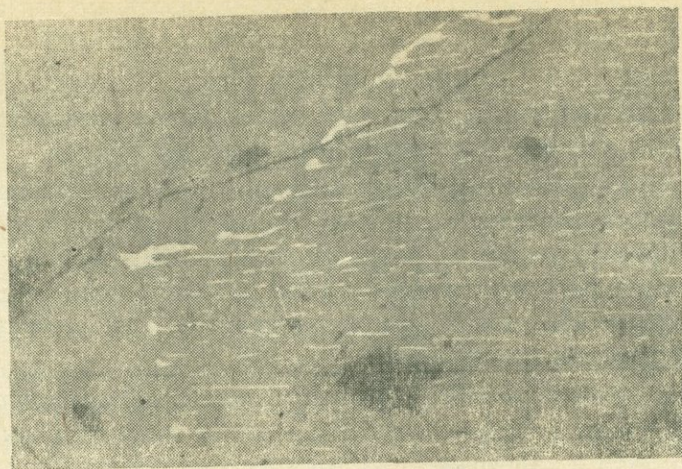
Анкаванское месторождение находится в Разданском административном районе Армянской ССР. Оруденение локализовано в кварцевых диоритах, гранит-порфирах и скарнах. В структурном отношении оруденение приурочено к всяческому боку Анкаванского разлома близширотного простирания.

Гидротермальный процесс минерализации в пределах Анкаванского рудного поля делится на два этапа: ранний и поздний. Во время раннего этапа формировались гранат-эпидот-магнетитовые скарны с медным оруденением, одновременно в кварцевых диоритах развивался процесс биотитизации. Поздний этап гидротермального оруденения частично наложен на скарновый и имел место в течение нескольких стадий минерализации, которые вместе с широко развитыми структурами замещения указывают на сложность геолого-тектонических и физико-химических условий формирования руд. Промышленное оруденение молибдена связано в основном с кварц-молибденитовой стадией минерализации, которая широко развита в кварцевых диоритах.

Более поздняя, медно-мышьяковая стадия минерализации имеет локальное развитие. Руды ее, представленные прожилками, гнездообразными и линзообразными выделениями, развиты, главным образом, в пределах скарнов и сильно измененных, окварцованных, брекчированных пород, которые приурочены к контакту кварцевых диоритов с допалеозойскими метаморфическими сланцами и контролируются близширотными тектоническими нарушениями.

Детальными микроскопическими исследованиями в этих рудах впервые нами установлен ряд минералов*: золота, серебра, висмута, свинца, теллура, меди, кобальта и никеля, среди которых наибольший ин-

* Минералы определялись в основном методами минераграфии с применением микрохимических, микроспектральных и микрорентгеноструктурных анализов. Детальное описание теллуридов приводится в другой статье автора, опубликованной в «Известиях АН АрмССР», том 15, № 6, 1961.



Фиг. 1—3. Формы выделения витрихенита в полях борнита. Пол. шлиф, ув. 350.

терес представляют минералы висмута, представленные как теллуридами, так и сульфовисмутитами меди (виттихенит, эмплектит).

Минералы группы сульфовисмутитов меди в настоящее время изучены сравнительно плохо, пока еще недостаточно выяснены условия нахождения и степень распространения этих минералов.

В рудах Анкаванского месторождения сульфовисмутиты меди образуют микроскопические выделения преимущественно в полях гипогенного борнита, халькозина, энаргита, теннантита в тесной парагенетической ассоциации с теллуrowисмутитом, тетрадимитом, гесситом, петцитом, сальванитом, люционитом, молибденитом, самородным золотом, серебром и другими минералами.

В и т т и х е н и т (Cu_2BiS_3) образует удлиненные, жилообразные, веткообразные, иногда бесформенные выделения в полях борнита, энаргита, теннантита и халькозина. Часто виттихенит развивается по определенным кристаллографическим направлениям борнита, что напоминает типичные структуры распада твердого раствора (фиг. 1—3).

В отраженном свете виттихенит легко определяется в полях борнита, от которого отличается сравнительно высокой отражательной способностью ($R=32,5\%$) и светло-коричневым цветом.

Двуотражение слабое, оно отчетливо распознается только в иммерсии. Анизотропия отчетливая даже в воздухе, она сопровождается слабым цветным эффектом в фиолетово-серых и серовато-коричневых тонах. Микротвердость в среднем 192 кг/мм^2 .

Рентгеноструктурный анализ виттихенита был выполнен на малом количестве материала путем монтировки его в рентгеновскую камеру в шарике из резинового клея. При этом материал для анализа отбирался под микроскопом при помощи обыкновенной иглы.

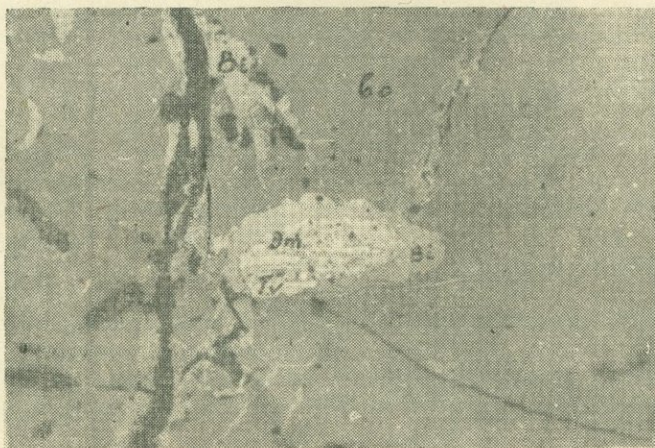
Метод микрорентгеноструктурного анализа является исключительно эффективным для исследования микроскопических выделений слабоизученных минералов. Имеются только некоторые трудности, связанные с извлечением и переносом исследуемого минерала с поверхности аншлифа на предметное стекло, что значительно препятствует его широкому применению. Из-за своих незначительных размеров исследуемый минерал обычно извлекается в виде тонкого порошка, перенос которого на предметное стекло часто практически невозможен, так как полученный порошок лепится на царапанную поверхность шлифа или при выдавливании иглой летит за пределы поля зрения микроскопа. Поэтому во избежание таких трудностей необходимо конец иглы заранее опускать в резиновый клей, после чего этой же иглой извлекать исследуемый минерал. Капелька клея, полученная на конце иглы, собирает на себя весь извлеченный материал, который вместе с клеем переносится на предметное стекло и скатывается в шарик. Если до этого клей затвердевает, тогда на него можно нанести капельку растворителя клея и потом скатывать в шарик.

Ниже приводятся относительные интенсивности и межплоскостные расстояния описываемого виттихенита. Условия съемки: изл. Cu—Ni, камера РКД ($2R=57,3$), экспозиция 8 ч.

Эмплектит ($CuBiS_2$). Установлен в тесной парагенетической ассоциации с виттихенитом, висмутином (установлен Г. О. Пиджяном), теллуrowисмутитом, тетрадимитом и другими теллуридами, которые образуют небольшие включения в полях борнита, халькозина, энаргита и теннантита. Формы выделения эмплектита самые разные, наиболее часто он образует игольчатые, реже бесформенные выделения в полях энаргита, борнита, халькопирита и других минералов.

В отраженном свете эмплектит характеризуется желтовато-белым цветом со слабым фиолетовым оттенком. Отражательная способность 42%*. В целом эмплектит приближается к халькопириту, от которого отличается отчетливо выраженной анизотропией. Двухотражение в воздухе слабое, оно, как и у виттихенита, отчетливо устанавливается только в иммерсии. По рельефу и полировке почти не отличается от виттихенита.

I	$d\lambda/n$
2	4,58
2	3,76
1	3,20
6	3,10
10	2,86
3	2,70
1	2,55



Фиг. 4. Выделения виттихенита (Vi), эмплектита (Эм) и теллуrowисмутита (Тв) в полях борнита (Bo). Пол. шлиф. Ув. 350.

В отдельных случаях эмплектит вместе с виттихенитом образует концентрически-зональные образования вокруг теллуrowисмутита (фиг. 4) и тетрадимита, которые вместе с первыми образуют включения в полях гипогенного борнита. Структурные взаимоотношения минералов, ассоциирующих с сульфовисмутитами меди, позволяют наметить следующую последовательность их выделения: халькопирит — борнит —

* Отражательная способность и микротвердость минералов измерены при помощи прибора ПМТКО-1 в минераграфической лаборатории ВИМС а.

халькозин — виттихенит — эмплектит — тетрадимит — теллурувисмутит.

Как нетрудно заметить из приведенной последовательности выделения минералов, кристаллизация гидротермов происходит в порядке уменьшения концентрации меди в отлагающихся минералах. Так, первыми кристаллизуются сульфиды железа и меди, затем выделяется богатый медью сульфовисмутит (виттихенит). Потом отлагается эмплектит, в котором содержание меди почти в три раза меньше, чем в виттихените. В самом конце выделяются тетрадимит и теллурувисмутит.

СОДЕРЖАНИЕ

А. С. Фарамазян, Э. Х. Хуршудян. Энаргит и люцит из Каджаранского медно-молибденового месторождения	5
Э. А. Хачатурян, В. О. Пароникян. Гипогенный ковеллин в рудах Тандзутского серноколчеданного месторождения	18
Р. Н. Зарьян. К минералогии руд Аткизского участка Каджаранского месторождения	22
К. Г. Ширинян, А. А. Адамян, К. И. Карапетян, С. Г. Карапетян. Некоторые особенности рассеяния микроэлементов в новейших вулканических продуктах Армении	27
Б. М. Меликсетян. Минералого-геохимические особенности щелочных пород Мегришского плутона	57
С. Б. Абовян. О никеленосности и кобальтоносности ультраосновных интрузивных пород северо-восточного побережья озера Севан	81
Г. Б. Нисанян, И. Х. Петросов. О минералогическом составе глинистых сланцев палеозоя юго-запада Армянской ССР	88
В. А. Дриц, И. Х. Петросов. О палыгорските и хлорите в олигоцен-миоценовых глинах Приреванского района Армянской ССР	95
Г. П. Багдасарян, З. О. Чибухчян. К петрографии и условиям образования Лермонтовского габбрового интрузива	103
К. А. Карамян, Т. А. Аревшатыан, А. М. Авакян. Пегматитовые образования Каджаранского рудного поля	118
Э. Г. Малхасян, Г. А. Казарян. К петрографии кератофиров Шамлуг-Ахталского рудного поля	131
А. Г. Казарян. Об околорудно-измененных породах Ахталского барито-полиметаллического месторождения	142
С. Б. Абовян. Возрастные взаимоотношения ультраосновных и основных интрузивных пород офиолитовой формации Армянской ССР	155
Научные заметки	
Б. М. Меликсетян. О находке хризоберилла в щелочных пегматитах Мегришского района	163
А. А. Адамян. Шаровидные включения в андезито-базальтах района с. Цовинар	167
А. И. Карапетян. Сульфовисмутиты меди в рудах Анкаванского медно-молибденового месторождения	172



Отв. редактор С. С. Мкртчян

Редактор издательства Р. А. Штибен

Художественное оформление К. А. Ютунджяна

Техн. редактор Г. Л. Гороян.

Корректор Р. Т. Мальцева

Заказ 1398 Изд. № 2131 РИСО 745 ВФ 07041 Тираж 600

Сдано в набор 16/VII 1962 г. Подписано к печати 22/II 1963 г.

Бумага $70 \times 108^{1/16}$. Печ. 11,75+2 вкл. Уч.-изд. 12,85 л.

Цена 90 коп.

Полиграфкомбинат Главного управления издательств
и полиграфической промышленности Министерства культуры
Арм ССР. Ереван, ул. Теряна, 91.

1907

175
Jan. 2