

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

В О П Р О С Ы

МАГМАТИЗМА, РУДООБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГИИ АРМЯНСКОЙ ССР

*Записки Армянского отделения Всесоюзного
минералогического общества*

В Ы П У С К 4

ИЗДАТЕЛЬСТВО УНИВЕРСИТЕТА

ЕРЕВАН—1970

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ

Ե Ր Կ Ր Ա Ր Ա Ն Ա Կ Ա Ն Գ Ի Տ Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն Ն Ե Ր Ի Ի Ն Ս Տ Ի Տ Ո Ւ Տ

Հ Ա Յ Կ Ա Կ Ա Ն Ս Ս Հ
ՄԱԳՄԱՏԻՉՄԻ, ՀԱՆՔԱՌԱՋԱՅՄԱՆ
ԵՎ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱՅԻ

Հ Ա Ր Ց Ե Ր Ը

Համափութեան և միներալոգիական
ընկերության Հայկական բաժանմունքի զեկուցագրեր

ՊՐԱԿ 4

ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆԻ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ

ԵՐԵՎԱՆ—1970

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

175

В О П Р О С Ы

МАГМАТИЗМА, РУДООБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГИИ АРМЯНСКОЙ ССР

*Записки Армянского отделения Всесоюзного
минералогического общества*

В Ы П У С К 4

ИЗДАТЕЛЬСТВО УНИВЕРСИТЕТА
ЕРЕВАН — 1970



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

И. Г. Магакьян (отв. редактор)

К. А. Карамян, Э. Г. Малхасян, З. О. Чибухчян, К. Г. Ширинян.



О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЛАМПРОФИРОВ ГРАНИТОИДНОГО РЯДА

В проблеме происхождения жильно-магматических пород II-этапа гранитоидных комплексов одним из спорных вопросов является генезис лампрофиров.

В группу лампрофиров объединяют разновидности пород по составу отвечающие от диоритов до щелочных габбро. В генетическом отношении важным обстоятельством является ассоциация лампрофиров с породами различных магматических комплексов. Они в виде даек встречаются либо в районах развития гранитоидных интрузивов, либо ассоциируют со щелочными базальтами и трахибазальтами, образуя субвулканические силлы или дайки.

Примечательным является то, что в работах, посвященных изучению как лампрофиров, так и габброидов, нет указаний о пространственном сонахождении и, тем более, о генетической связи пород этих двух групп.

Краткий обзор состояния вопроса генезиса лампрофиров

Все имеющиеся классификации и гипотезы происхождения лампрофиров, страдают односторонностью постановки и освещения вопроса. Имеющиеся гипотезы происхождения лампрофиров, как правило, отражают только те закономерности, которые были установлены их авторами в результате работ, ограничивающихся пределами небольших территорий и определенных магматических комплексов.

Одна группа исследователей связывает происхождение лампрофиров с дифференциацией магматического расплава. Некоторые сторонники этой группы, источником давшим лампрофиры, считают базальтовую магму (Н. Боуэн, Д. Рейнольдс, Вейншек, Г. М. Гапеева), а другие — гранитную (Г. Розенбуш, Г. Д. Афанасьев).

Вторая группа исследователей в основу происхождения лампрофиров кладет явления гибридизма. Внутри этой группы мнения также расходятся: одни предполагают, что гибридизации подвергалась базальтовая магма (Т. Барт, В. С. Соболев, Ф. К. Шипулин, Э. П. Изох), а другие (А. Н. Заварицкий, Б. М. Куплетский, В. К. Монич, К. Л. Бабаев, М.А.Фаворская) — гранитная магма.

К. Гюмбель впервые выделивший лампрофиры в особую группу, а также Г. Розенбуш (1887) наиболее отличительными их чертами считали наличие порфировых выделений биотита и других магнезиальных минералов вместо полевых шпатов.

Образование магмы подобного состава Г. Розенбуш (1887) видел в расщеплении гранитного расплава на две комплементарные составляющие — аплитовую и лампрофировую.

Н. Боуэн образование лампрофиров связывал с кристаллизационной и гравитационной магматической дифференциацией, происходившей при реакционном взаимодействии выделившейся меланократовой твердой фазы с жидкой фазой кристаллизующегося остаточного силикатного расплава, обогащенного щелочами. Позже он лампрофиры рассматривает как гетерогенную систему, где жидкая фаза представлена щелочным расплавом, а твердая — попадавшими в них вкраплениями железомagneзиальных силикатов.

Вейншек, на основании изучения лампрофиров камптонит-мончикитового ряда, ассоциирующих с базальтами пространственно, пришел к выводу об их генетической связи с щелочной базальтовой магмой.

Г. Д. Афанасьев (1958) рассматривает лампрофиры как дифференциаты остаточного расплава кварцево-диорито-гранодиорито-гранитного состава. По нему термин «лампрофиры» не отвечает определенному петрографическому типу пород и следует его оставить как собирательное понятие для меланократовых жильных пород, являющихся комагматичными гранитоидным или щелочным интрузивным породам.

Г. М. Гапеева (1960₁, 1960₂), относя лампрофиры к субвулканическим образованиям, их проявление связывает с разрывными дислокациями. По ее мнению связь лампрофиров с глубокими расколами земной коры обуславливает их проявление как в складчатых областях при завершающих этапах формирования структуры, так и в срединных массивах и в областях платформ. Достижение расколов до больших глубин земной коры вызывает резкое изменение физического состояния определенных участков: плавление, увеличение объема и подъем образовавшегося расплава в верхние ярусы; краткость существования возникших таким образом магматических очагов и их небольшие размеры не допускают выравнивания состава, образующегося в них расплава. Это — возрождение мнения о самостоятельности лампрофировой магмы на новой генетической основе. Формацию лампрофиров, по выражению Г. М. Гапеевой, целесообразно подразделить на следующие три группы: а) лампрофиры складчатых областей, из которых наиболее распространенными являются породы минетта-спессартитового ряда, б) лампрофиры срединных массивов, охватывающие камптонит — мончикитовый ряд, генетически связанные с тешенитами, эссекситами и трахидолеритами, в) лампрофиры, генетически связан-

ные со щелочными базальтоидами альеит-мончикитового ряда, распространенные в областях платформенного режима развития.

Д. Рейнольдс (1931, 1938) отрицает существование особой лампрофирной магмы и по его представлениям породы этого состава образуются путем ассимиляции гранитов, поднимающихся из больших глубин базальтовой магмой.

По мнению Т. Барта (1956) в результате метасоматического обмена между обогащенной водой диабазовой магмой и вмещающих гнейсов образуются роговообманковые минетты.

По В. С. Соболеву (1952) небольшие порции основной магмы, внедренные в трещины еще не остывших гранитных массивов, приходят в равновесие с послемагматическими растворами гранитных пород, вследствие чего повышается в них концентрация щелочей и, следовательно изменяется минералогический состав. Этим и объясняются постепенные переходы лампрофиров через амфиболовые диабазы к обычным пироксеновым габбро-диабазам. Доказательством генетической связи лампрофиров с базальтовой магмой является слабая железистость цветных минералов. Примерно этого же мнения о происхождении лампрофиров придерживается Ф. К. Шипулин (1955, 1957).

Э. П. Изох (1958) на основании содержания ряда петрогенных элементов и элементов-примесей, особенностей минералогического состава, приходит к заключению, что ранние (породы габброидного и диоритового состава) и поздние (диорит-порфириты, диабазы, спессартиты) члены интрузивной серии являются производными основной магмы.

Большая группа исследователей рассматривает лампрофиры как результат гибридизма гранитной магмы.

Рассматривая лампрофиры горы Магнитной и вообще их классификацию, А. Н. Заварицкий (1935) соглашается с мнением Бегера о невозможности подразделения лампрофиров по химическим особенностям.

В другой работе А. Н. Заварицкий (1937) отмечает сходство химических составов лампрофиров с гибридными породами Бердяшского плутона. Отмечая, что решение вопроса происхождения лампрофиров не является окончательным, он указывает: «...наиболее правдоподобным можно считать представление, которое объясняет их взаимоотношение накоплением ранних фемических выделений в жидкости, являющейся поздним продуктом дифференциации и в связи с этим богатой щелочными алюмосиликатовыми составными частями и, вероятно, дальнейшей резорбцией или переплавлением этих фемических составных частей. Но подобное же явление реакции между ранними выделениями и отвечающей значительно более поздней стадии магматической жидкостью имеет место и при гибридизме».

Учитывая слабые стороны классификации лампрофиров по химическим составам (А. Н. Заварицкий, 1935), Б. М. Куплетский (1944) сделал попытку их количественно-минералогической классификации и

в группе лампрофиров выделил два ряда — гранитоидный и щелочной. В гранитоидном ряду он различает две ветви — диоритовую и сиенитовую, охватывающие малхитовые, диоритовые и минетто-вогезитовые лампрофиры, которые по отношению к щелочному ряду в петрохимическом отношении отличаются малым содержанием кремнезема ($s = 59-66$) и сравнительно лейкократовые ($b = 16-25$).

Выделение гранитоидного ряда в общей группе лампрофиров по количественно-минералогическому составу вскрывает и их генетическую сторону поскольку они встречаются исключительно в гранитоидных интрузивных комплексах, где сиениты и другие щелочные породы составляют фации гибридных пород или фазы.

Касаясь вопроса генезиса лампрофиров, где критикуется гипотеза гравитационной дифференциации, Б. М. Куплетский высказывается в пользу гибридного происхождения лампрофиров.

Д. С. Коржинский (1948) на примере Турьинских и других лампрофиров дал теоретическое обоснование образованию основных жильно-магматических пород, обогащенных щелочами. По его мнению, в процессе остывания внутри затвердевшего интрузива образуются небольшие изолированные камеры остаточного расплава с повышенной активностью щелочей, приводящие к образованию лампрофировых пород.

М. А. Фаворская (1956) отмечает поразительное сходство спессартитов Сихотэ-Алиня с переработанными ксенолитами и измененными порфиритами на контакте с гранитами и указывает, что гибридный облик и структуры прорастания отчетливо сближают эти породы.

По данным В. К. Монича (1957), лампрофиры Баянаульского массива, внедренные позже гранит- и гранодиорит-порфиров и минералогическому составу близкие малхитам, по химическому и минералогическому составу не являются нормальными породами и происхождение их обусловлено контаминационными процессами в глубинном очаге приведшим к изменению магмы адамеллитового состава до диоритового.

По данным К. Л. Бабаева (1956) в Узбекистане лампрофиры при неравномерном распространении на площадях гранитных интрузивов, как правило, территориально приурочены к выходам последних. Он при признании различных путей образования гранитных лампрофиров преобладающим считает ассимиляционный.

В работе Х. М. Абдуллаева (1957) лампрофиры освещены очень слабо. Довольствуясь несколькими общими словами и ссылками на работы ряда исследователей, автор предполагает, что лампрофиры могут являться продуктом глубинной ассимиляции, а слабо выраженная местная ассимиляция, установленная в ряде случаев, не может иметь решающего значения в их образовании.

Согласно общеизвестной теории, при нормальном развитии магматизма, последующие дифференциаты гранитной магмы отличаются накоплением щелочей и кремнезема. С этой точки зрения проявление лампрофиров в завершающем этапе формирования гранитоидных интрузивных комплексов многими исследователями ставится под сомнение. Помимо этого, в настоящее время доказана несостоятельность гипотезы Г. Розенбуша о расщеплении остаточного гранитного расплава на две комплементарные составляющие — аплиты и лампрофиры. Таким образом, при признании, что нормальное развитие гранитной магмы приводит к накоплению в остаточном расплаве щелочей и кремнезема, появление лампрофиров — пород сравнительно бедных кремнеземом и богатыми окислами железа, магния и кальция, требует особого объяснения. Следовательно надо полагать, что для образования лампрофиров, участвующих в гранитоидных интрузивных комплексах на определенном этапе их развития, создавались особые условия, при которых случившийся расплав, наряду с высокой щелочностью и умеренным содержанием кремнезема, отличался большим количеством окислов железа, магния и кальция. Вот эти «особые условия» и являются причинами тех многочисленных гипотез относительно происхождения лампрофиров, некоторые из которых были изложены выше.

Как отмечалось выше, количественно-минералогическая классификация Б. М. Куплетского отражает и генетические стороны лампрофиров. Факты сопровождения гранитных интрузивов лампрофирами только гранитоидного ряда, а щелочных базальтов — щелочным рядом достаточно убедительно указывают на происхождение этих двух (по крайней мере) групп из различных магм (также и очагов).

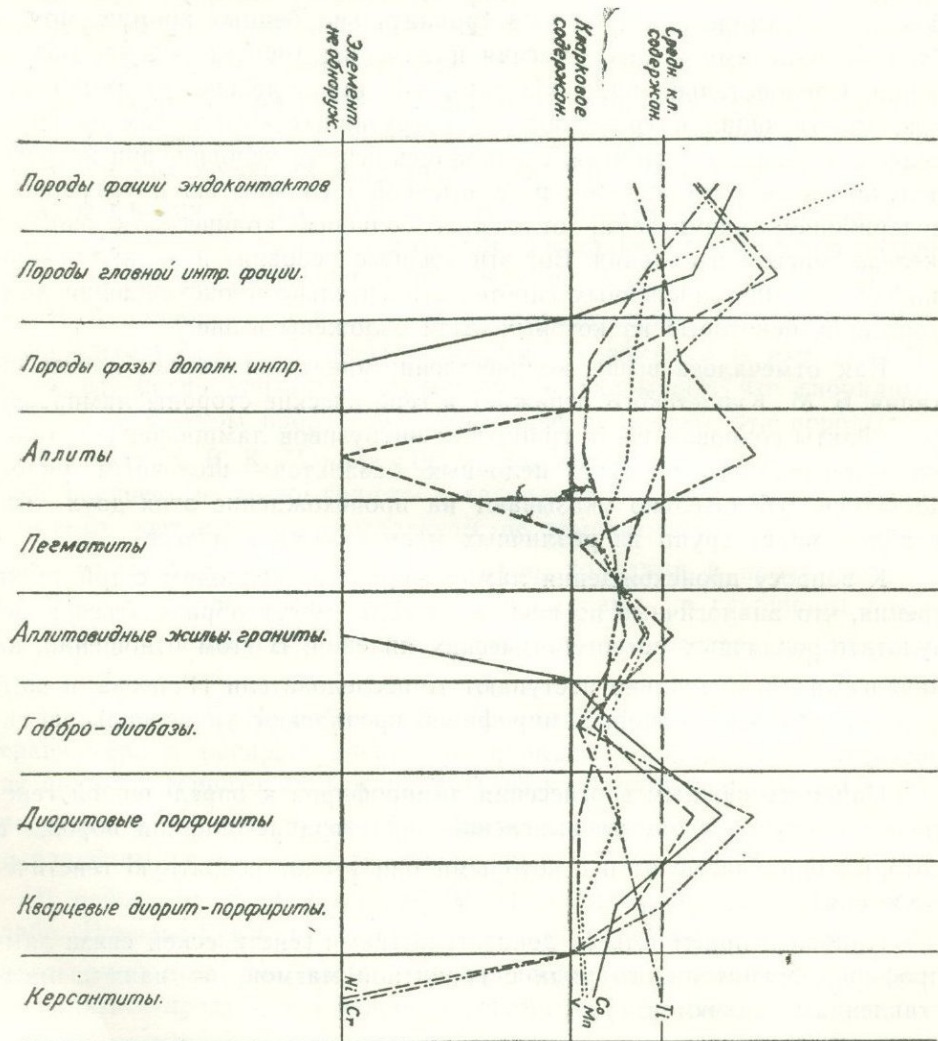
К вопросу происхождения лампрофиров мы подходим с той точки зрения, что аналогичные по составу породы могут образоваться в результате различных петрогенетических явлений. В этом отношении, на наш взгляд, неправильно поступают те исследователи (Гапеева, и др.), которые для образования лампрофиров предлагают универсальную гипотезу.

Наиболее важным в отнесении лампрофиров к определенной генетической группе является выяснение характера ассоциации пород, в которых они участвуют и с которыми они имеют вероятную генетическую связь.

Наиболее приемлемыми доказательствами генетической связи лампрофиров гранитоидного ряда с гранитной магмой, по нашим представлениям, являются:

1. Пространственная приуроченность даек лампрофиров гранитного ряда к районам распространения интрузивов гранитоидных комплексов;

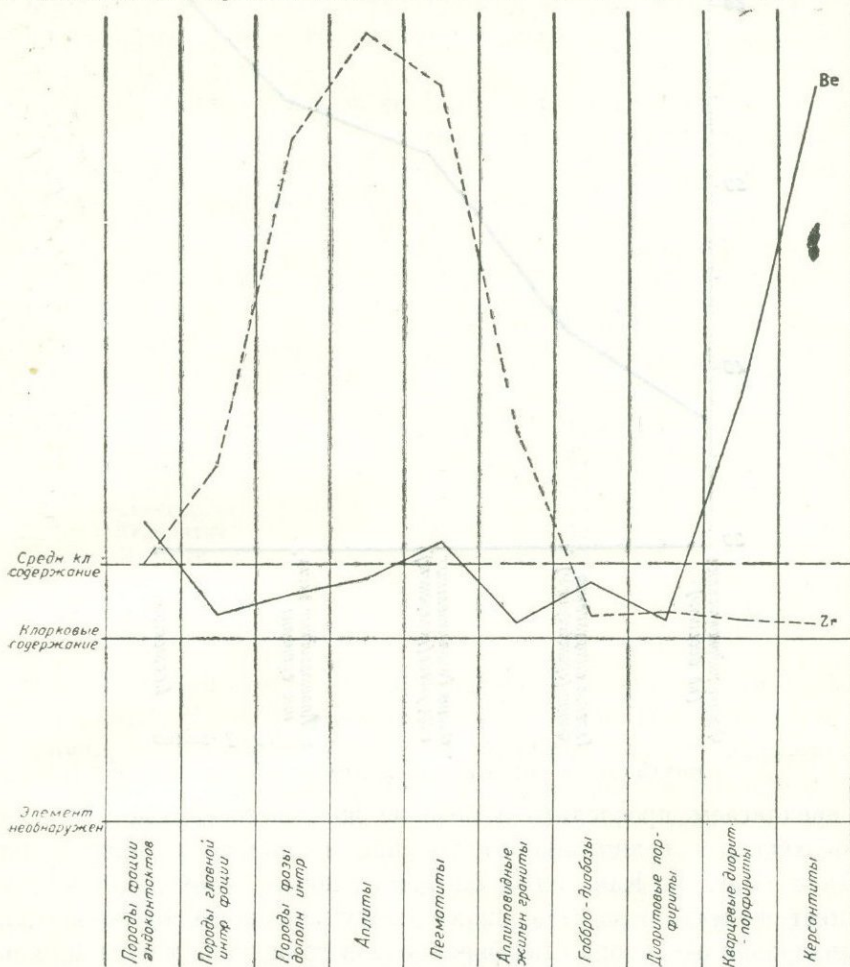
2. участие лампрофиров в едином гранитоидном интрузивном комплексе;
3. часто наблюдаемые постепенные переходы лампрофиров в диориты или диабазы (Х. М. Абдуллаев, 1957; Ф. К. Шипулин, 1956, В. С. Коптев-Дворников, 1952; Б. М. Уразаев, 1954 и др.), являющимися гибридными образованиями, генетически связанными с корневыми частями гранитоидных интрузивов;
4. характерные для гибридных пород структуры и текстуры, частое нахождение в них ксенолитов амфиболитов и др. метаморфических пород;
5. отсутствие щелочных лампрофиров среди пород гранитоидных интрузивных комплексов;



Фиг. 1. Вариационная диаграмма содержание—частота встречаемости Co, Ni, Ti, Cr, V, Mn в породах Шнох-Кохбского гранитоидного массива.

6. чрезвычайно низкое кларковое содержание элементов — примесей Co, Ni, Ti, Cr, V, Mn по сравнению с породами основного состава (фиг. 1) свидетельствующее о гибридном характере лампрофиров гранитоидной группы и их генетической связи с гранитной магмой.

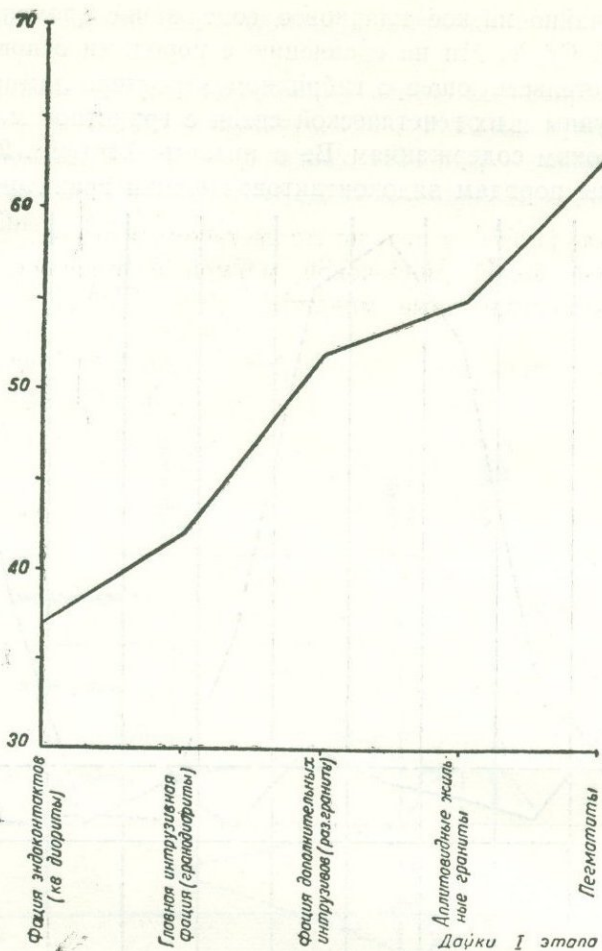
7. По высоким содержаниям Be и низким—Zr (фиг. 2) лампрофиры аналогичны породам эндоконтактной фации гранитоидных массивов



Фиг. 2. Вариационная диаграмма содержание—частота встречаемости Be, Zr в породах Шнук-Кохского гранитоидного массива.

вов формации малых глубин, в формировании которых определенную роль играли явления гибридизма (Казарян, 1962).

Как было отмечено выше В. С. Соболев (1952) одним из главных доказательств генетической связи лампрофиров с базальтовой магмой считает маложелезистый характер содержащегося в них биотита. Этот, на первый взгляд, весомый аргумент при всестороннем и глубоком анализе причин маложелезистости биотита генетически различных магматических пород приводит к весьма интересным результатам. Для



Фиг. 1. Железистость биотита пород Шнох-Кохбского массива (в %)

этого предлагаем проследить изменение железистости биотита пород Шнох-Кохбского гранитоидного массива неокотского интрузивного комплекса (фиг. 3). Как видно, биотит из пород эндоконтактовой фашии имеет железистость 37%, далее следуют данные биотитов слабо гибридных пород, дифференциатов гранитной магмы и, наконец, наиболее железистые биотиты из пегматитов с железистостью равной 63%. Все это указывает, что по мере ассимиляции гранитной магмой пород основного состава, железистость содержащегося в ней биотита падает. По данным Б. М. Меликсетяна, биотит из монцонитов Мегринского плутона (также гибридных) отличается почти такой же железистостью (40%), что и наши гибридные кварцевые диориты эндоконтактовой фашии. В. В. Ляхович (1953) указывает на существенно магниальный характер биотита в гибридных породах эндоконтактовой зоны гранитов Баксана на контакте с известняками.

Следовательно, маложелезистостью отличаются биотиты не только пород, генетически связанных с базальтовой магмой, но и биотиты

гибридизированных гранитоидов. После этого возникает сомнение в генетической связи биотитсодержащих пород с базальтовой магмой и мы предполагаем, что они скорее всего являются продуктами сильно гибридизированной гранитной магмы. Таким образом, маложелезистость биотита не является доказательством генетической связи лампрофилов с базальтовой магмой и скорее всего свидетельствует об их гибридном происхождении.

В. С. Соболев (1952), помимо железистости биотита, для доказательства генетической связи лампрофилов с базальтовой магмой приводит данные железистости пород (табл. 1) по валовому составу (исходя из средних составов пород по Р. Дэли).

Таблица 1

Породы	Железистость пород по В. С. Соболеву в %	Железистость пород Армянской ССР в %
Гранит	68	—
Диорит	50	—
Габбро	39	—
Спессартит	42	50,7
Керсантит	42	52,4
Миннетта	35	36,6
Вогезит	33	—
Спессартито-керсантит	—	53,3
Миннетто-вогезит	—	41,7

На основании химических анализов пород, по данным Т. А. Аревшатыан (1961), А. В. Кржечковского (1930), Г. П. Багдасаряна, А. Г. Казаряна, В. С. Каяткиной, А. К. Бабаджаняна, К. А. Карамяна и др. (Абовян, Багдасарян и др., 1962) нами вычислена железистость лампрофилов гранитоидных комплексов третичного возраста Армянской ССР (табл. 1). Железистость спессартитов (среднее из 9 анализов) колеблется от 35% до 67%, причем по 5 анализам она выше 50%. Данные по керсантитам получены на основании шести анализов с колебанием от 37,8% до 73,6%, причем по 4 анализам она выше 50%. Как видно, расхождения с данными В. С. Соболева значительные. Наблюдаемые несоответствия находят следующее объяснение.

1. Данные В. С. Соболева основаны на средних составах пород по Р. Дэли, которые в известной мере являются устарелыми. В число этих средних составов, безусловно вошли также и анализы лампрофилов различных генетических групп, которые в конечном счете приводили к отличительным показателям по сравнению с гранитоидными.

2. Сравнительно высокая железистость приведенных нами лампрофилов, превышающая железистость гибридных пород гранитоидных интрузивов, свидетельствует об их генетической связи с гранитной магмой, что подтверждается также их ассоциацией с породами гранитных интрузивных комплексов.

3. Большие колебания железистости внутри одной и той же группы лампрофиров, принадлежащей одному и тому же интрузивному комплексу, свидетельствует о чрезвычайно гетерогенном характере магматического расплава, из которого кристаллизовались эти породы, а это, в свою очередь, является веским доказательством их гибридного происхождения.

При сопоставлении различных гранитоидных интрузивных комплексов (табл. 2) вскрывается закономерная обусловленность образо-

Таблица 2

Сравнительная таблица распространения лампрофиров в разных гранитоидных интрузивах Армянской ССР

Название интрузивов	Породы собственно интрузивной фазы	Жильно-магматические породы II этапа	
		Дайки основного состава	Лампрофиры
Мегринский плутон	Монцониты, сиенито-диориты, гранодиориты, граносиениты, порфирировидные граниты и др.	Одиниты	Малхиты, спесартиты, керсантиты, вогезиты, минетты.
Айюцзорская группа	Монцониты, эссекситы, сиенито-диориты, граносиениты, порфирировидные граниты и др.	—	Керсантиты, минетты
Интрузивы Сомхето-Карабахской зоны:			
Шнох-Кохбский массив	Кварцевые диориты, гранодиориты, граниты	Габбро-диабазы	Керсантиты
Ахпатский массив	Диориты, кварцевые диориты, плагио-граниты	Габбро-диабазы	—
Тавушский массив	Диориты, кварцевые диориты, плагио-граниты	Габбро-диабазы	—
Хндзорутский массив	Диориты, кварцевые диориты, плагио-граниты	Габбро-диабазы	—

вания лампрофиров с петрогенетическими особенностями вмещающих их гранитоидных интрузивов. В Мегринском плутоне, интрузивах Айюцзора отличающихся отчетливым калиевым характером пород, значительное развитие имеют лампрофиры и слабое — обычные основные жильные породы. Интрузивы Алавердского рудного района, для которых не характерны калиевые пороодообразующие минералы, отличаются широким развитием жильных пород основного состава и слабым распространением или почти отсутствием лампрофиров. Такая взаимобусловленность в известной мере вскрывает зависимость развития лампрофиров от состава интрузивных пород, с которыми они ассоциируют, и имеют генетическое родство. Помимо вышесказанного, в породах Мегринского плутона, как и в интрузивах Айюцзора в различной интенсивности развиты явления калиевого метасоматоза, особенно в породах последних фаз внедрения с образованием порфирировидных пород

(порфиroidные граниты, гранодиориты). Надо полагать, что привнос калия при метасоматозе происходит из корневых частей интрузивов, откуда по нашим представлениям исходят и дайки II-го этапа. Из вышеизложенного следует, что появление лампрофиров гранитного ряда тесно связано с петрохимическими особенностями пород гранитоидных интрузивных комплексов и, в частности, с их калиевым характером, причем последний является предопределяющим для появления лампрофиров.

При рассмотрении проблем происхождения лампрофиров возникает вопрос — если гибридный характер диоритов, сиенитов (со всеми переходными типами), эссекситов и эссекситовых габбро, ассоциирующих с гранитоидными интрузивными комплексами, является общепризнанным, то почему происхождение по составу почти тождественных с ними жильно-магматических пород также ассоциирующих с гранитами—лампрофиров, вызывает столько споров, а порой и противоречащих высказываний?

О гибридном происхождении диоритов, сиенитов со всевозможными переходами в другие по составу смежные породы, участвующие в гранитоидных интрузивных комплексах, очень много указаний в петрографической литературе (Заварицкий, 1937; Дэли, 1936; Куплетский, 1936; Афанасьев, 1950; Коптев-Дворников, 1952, 1953; Абдуллаев, 1954; Хамрабаев, 1958; Фаворская, 1956; Шипулин, 1957 и др.). Относительно гибридного происхождения эссекситов и пород по составу близких к эссекситам, также имеется очень много высказываний (Заварицкий, 1937, 1955; Малхасян, 1958 и др.).

Сравнение химических составов минетт и вогезитов (средние по Р. Дэли) с эссекситами и эссекситовыми габбро показывает значительное сходство, а сходство вогезитов и гибридных сиенито-диоритов Бердяуша (Заварицкий, 1937) является весьма наглядным. Б. М. Куплетский (1944) считает, что минетты являются жильными слюдяными сиенитами порфировой структуры с биотитовыми фенокристаллами, но дают и ряд переходных разностей к вогезитам, когда к цветным минералам присоединяются амфибол и пироксен.

Из вышеизложенного вытекает, что образование богатого щелочами магматического расплава высокой основности, из которого в новых условиях (после перемещения в земной коре) и выкристаллизовываются лампрофиры, аналогично щелочным гибридным породам эндоконтактной фации гранитоидных интрузивов, формации малых глубин.

ВЫВОДЫ

1. Термин лампрофир является собирательным понятием о жильных меланократовых породах, ассоциирующих с интрузивными массивами гранитоидных и щелочных пород.

2. К группе лампрофиров нельзя относить меланократовые жиль-

ные породы (габбро-диабазы, единиты и др.) не отличающиеся по составу от обычных интрузивных пород.

3. При определении принадлежности каких-либо изверженных пород к лампрофирам, необходимо учитывать как химический состав и петрохимические особенности, так и количественно-минералогический состав. Так диорит-порфириты Шнох-Кохбского массива по количественно-минералогическому составу соответствуют спассартитам (по Б. М. Куплетскому), а по химическому — диоритам.

4. По распределению элементов-примесей, установлен ряд важных генетических особенностей керсантитов рассмотренной нами области

а) пониженное содержание циркония свидетельствует о принадлежности лампрофиров к гибридным образованиям, возникшим при ассоциации основных горных пород гранитной магмой,

б) высокое содержание бериллия в керсантитах указывает, что местом формирования магматического расплава, из которого выкристаллизовались эти породы, является эндоконтактовая зона корневых частей интрузивов;

в) низкое содержание элементно-примесей группы железа свидетельствует о гибридном происхождении керсантитов.

5. Место лампрофиров в ряду жильно-магматических пород позволяет полагать, что они генетически связаны с отдельными обособленными участками придонных районов эндоконтактовой зоны промежуточных магматических камер.

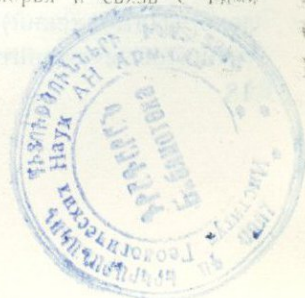
Увеличение щелочности остаточного гибридного магматического расплава отмеченных придонных участков корневых частей интрузивов возможно происходило согласно теории Д. С. Коржинского (1948). Этот гибридный магматический расплав имел весьма неравномерное распределение щелочей в его различных участках. Такое предположение подтверждается частыми переходами типичных лампрофиров внутри одного и того же жильного тела в диориты.

6. На гибридное происхождение лампрофиров указывает также минералогический состав. Подобно гибридным породам эндоконтактовых зон гранитных интрузивов (Коптев-Дворников, 1953), лампрофиры, как правило, очень богаты апатитом, а также состоят из таких цветных минералов (роговая обманка, биотит), для образования которых требуется большое участие летучих компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С. Б., Багдасарян Г. П., Казарян Г. А., Карапетян К. И., Малхасян Э. Г., Меликсетян Б. М., Мнацаканян А. Х., Чибухчян З. О., Ширинян К. Г., Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, 1962.
- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
- Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, 1957.

- Аревшатян Т. А. Лампрофиры Мегринского плутона. Изв. АН АрмССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 2, 1961.
- Афанасьев Г. Д. О жильных меланократовых породах на примере некоторых районов СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1958.
- Бабаев К. Л. Некоторые генетические особенности лампрофиров. Зап. Узбекск. отд. Всес. мин. о-ва, вып. 10, 1956.
- Барт Т. Теоретическая петрология. Изд. Иностран. лит., 1956.
- Гапеева Г. М. К вопросу о генезисе лампрофиров и их положение в генетической классификации горных пород. Зап. Всес. мин. о-ва, ч. 89, вып. 5, 1960₁.
- Гапеева Г. М. Формация лампрофиров. Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. Докл. сов. геологов на XXI международ. геол. конгресс. Изд. Наука, 1960₂.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.
- Заварицкий А. Н. Лампрофиры и родственные им породы на горе Магнитной. Тр. петрогр. ин-та, вып. 5, 1935.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяушского плутона, ОНТИ, 1937.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
- Изох Э. П. «Послегранитовые» дайки, их происхождение и отношение к постмагматическому оруденению. Сов. геология, № 10, 1958.
- Казарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореферат канд. дисс., 1962.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридности на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 148, 1953.
- Коржинский Д. С. Петрология Турьинских скариновых месторождений меди. Тр. ИГН, вып. 68, сер. рудн. мест. 10, 1948.
- Кржечковский А. В. Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 136, 1930.
- Куплетский Б. М. Очередные проблемы петрографии Туркестанского хребта. Тр. Тадж.-Памирск. экспед., вып. 1, 1936.
- Куплетский Б. М. Количественно-минералогическая классификация лампрофиров и их генезис. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944.
- Ляхович В. В. Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками. Тр. ГИН АН СССР, вып. 143, петр. сер. (№ 44), 1953).
- Малхасян Э. Г. Петрография интрузивных пород Даралагеза. Изд. АН АрмССР, 1958.
- Моич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Изд. АН Каз. ССР, 1957.
- Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом их происхождения. Мин. сборник Львовск. геол. об-ва, № 6, 1952.
- Уразаев Б. М. О некоторых дайковых образованиях Зирабулакских гор. Зап. Узб. отд. Всес. мин. о-ва, вып. 6, 1954.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ, вып. 7, 1956.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Шипулин Ф. К. К вопросу о связи постмагматического оруденения с интрузиями. Сб. Вопросы геологии Азии, т. II, 1955.
- Шипулин Ф. К. О малых интрузиях юго-восточного Приморья. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1956.
- Шипулин Ф. К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 8, 1957.



Б. М. МЕЛИКСЕТЯН, Г. С. САРГСЯН

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД БАЗУМСКОГО ХРЕБТА

Несмотря на сравнительно детальную изученность щелочных интрузий Северной Армении, некоторые вопросы их минералогии и геохимии все еще остаются слабо освещенными. В основу настоящей статьи положены результаты исследований авторов в 1962—1965 гг. при изучении интрузивного магматизма Базумского хребта.

Геолого-структурное положение интрузий

Характерным геолого-структурным условием размещения щелочных интрузий Базумского хребта, как и других щелочных массивов Армении, является приуроченность к краевым частям геосинклинальных зон, к крыльям и приосевым частям крупных синклинальных структур, к участкам развития глубинных разломов СЗ простирания и сочленения с ними крупных поперечных разрывных нарушений, образовавшихся в стадию послескладчатого воздымания и раскалывания крупных пликативных структур.

Щелочные интрузии Базумского хребта расположены к северо-востоку от собственно Тежсарского вулканоплутонического комплекса и представлены двумя сравнительно крупными интрузивами — Бундукским и Гарнасарским и рядом небольших апофизных выходов: Лермонтовским, Ачаджурским, Блданским и другими.

Все эти выходы щелочных интрузий приурочены к Севанской геосинклинальной зоне, представляющей собой узкий наложенный прогиб по ЮЗ периферии Сомхетско-Кафанской пологоскладчатой зоны и прошедший цикл геосинклинального развития и формирования в палеогене.

В истории интрузивного магматизма Севанской зоны нами выделяются два разновозрастных комплекса: 1) синорогенный среднеэоценовый щелочноземельный многофазный комплекс (Базумский) представленный габброидами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами и 2) позднеорогенный верхнеэоценовый щелочной многофазный комплекс (Памбакский), включающий: щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, порфиroidные граносиениты.

Описываемые интрузивные тела Базумского хребта рассматриваются как саттелиты верхнеэоценового щелочного комплекса. По данным Г. П. Багдасаряна (1965), среднее значение возраста Бундукской и Гарнасарской интрузий равно соответственно 36 и 35 ± 2 млн. лет, что отвечает верхнему эоцену — нижнему олигоцену.

Краткая геолого-петрографическая характеристика интрузивных массивов

Рассматриваемые интрузии изучались целым рядом исследователей: В. Н. Котляром (1958), Г. П. Багдасаряном (1951), С. И. Баласаняном (1957), Б. Д. Акопян (1963), К. А. Мкртчяном, А. И. Адамьяном (1959) и другими.

Вкратце остановимся на геолого-петрографической характеристике этих массивов щелочных пород.

Бундукский интрузив имеет дайкообразную форму и падает под крутым углом на север. Он протягивается узкой полосой от с. Амзачиман в широтном направлении до с. Фиолетово и далее расширяется до 1,5 км, доходя до вершины г. Бундук. Площадь массива 4,5—5 кв. км. Бундукский массив прорывает вулканогенную толщу среднего эоцена, представленную на юге различными андезитами, а на севере туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. По мнению В. Н. Котляра (1958) интрузив приурочен к зоне тектонического нарушения и сопровождается милонитизацией. Отдельные небольшие выходы щелочных пород, как и сам Бундукский интрузив характеризуются более интенсивно проявленными процессами гибридизации. В петрографическом отношении они представлены щелочными и субщелочными сиенитами, монцонитами, кварцевыми и бескварцевыми сиенитами, габбро-сиенитами и эссекитами, а также жильными породами.

Главная интрузивная фация представлена щелочными среднекрупнозернистыми амфибол-биотитовыми и биотитовыми сиенитами. В северо-восточной части в виде дополнительной интрузии протягивается полоса фельдшпатолитов-пегматоидных калиевых щелочных лейкосиенитов, которые по мнению предыдущих исследователей постепенно переходят в щелочные сиениты главной фации. Нами в гребневой части массива в нескольких пунктах между названными породами установлен резкий контакт. В восточной расширенной части эндоконтактная зона, ошибочно принятая Р. Г. Геворкяном (1964) за вторую фазу среднеэоценового комплекса, представлена гибридизированными сиенитизированными мелкозернистыми габбро-сиенитами, инъецированными апофизами щелочных сиенитов и фельдшпатолитов.

В совместном маршруте с Г. П. Багдасаряном была установлена широкая полоса магматического замещения Бундукской интрузией андезитов среднего эоцена с постепенными переходами от ороговикован-

ных разностей к пятнистым габбро-сиенитам эндоконтактной зоны, которые инъецированы щелочными сиенитами и фельдшпатолитами.

В пределах интрузии пегматитовые жилы сосредоточены в западной суженной части массива. В центральной части интрузии обнажается крупная меланократовая дайка керсантина, а в восточной — ряд даек бостонитов, которые Р. Г. Геворкяном (1964) идентифицированы с щелочными трахитами («арменитами») Гарнасарского массива, что вряд ли правомерно на основании сравнения лишь химических составов.

Лермонтовский выход расположен западнее Бундукского интрузива и обладает эллипсоидальной формой, площадью 0,4 кв. км. Он прорывает и ороговиковывает среднеэоценовые андизиты. Сложен розовато-серыми щелочными сиенитами среднезернистого сложения.

Блданский интрузив по С. И. Баласаняну расположен севернее Бундукского массива и сложен сиенитами, щелочными сиенитами, а в эндоконтактах — монцонитами и сиенито-диоритами. В них много ксенолитов андезитового состава.

Ачаджурский интрузив расположен северо-западнее Бундукского массива у зимовки Ачаржур. Интрузия прорывает липариты, андезиты и туфопесчаники среднего эоцена. Она сложена среднезернистыми мезократовыми щелочными сиенитами, переходящими к эндоконтактной зоне в меланократовые сиениты и монцониты. Около западного контакта обнажаются пегматоидные крупнокристаллические лейкократовые сиениты розового цвета, а в туфопесчаниках экзоконтакта отмечаются явления калиевого метасоматоза.

Щелочные сиениты представлены амфибол-биотитовыми, амфиболовыми и биотитовыми разностями. По текстурным особенностям выделяются пегматоидные, крупнозернистые, среднезернистые, и мелкозернистые. Последние представлены лейкократовыми разностями. В минералогическом составе преобладающего типа щелочных сиенитов принимают участие пертитовый калиевый полевой шпат (45—75%), олигоглаз (15—30%), железистая роговая обманка (0—15%), биотит (1—10%) и очень редко, в виде незамещенных реликтов — моноклинный пироксен.

В минералогическом составе этой группы пород вариации довольно значительны от сиенитов и субщелочных сиенитов до щелочных разностей. В ряде участков щелочные сиениты изменены и замещены калиевым полевым шпатом и серицитом.

Фельдшпатолиты или лейкократовые щелочные сиениты — это своеобразные породы розового или кирпично-красного цвета. Контакт с серыми щелочными сиенитами рвущий. В составе породы резко преобладает ортоклаз — пертит (60—85%), в меньшем количестве встречаются олигоклаз (15—30%) и еще реже форрогастингит (2—3%) и альбит (0—3%).

Габбро-сиениты и монцониты слагают небольшие обособленные участки в эндоконтактах интрузий. По внешнему облику и по петрографическим особенностям это типичные гибридные меланократовые породы неоднородного строения, обычно пятнистые, реже полосчатые. Содержание темноцветных минералов варьирует от 15—25% до 35—40%. Структуры этих фаций имеют отчетливые переходы от гипидиоморфно-зернистой к монцонитовой. Переход к ороговикованным вмещающим андезитам постепенный. Описываемые породы обычно инъецированы лейкократовыми щелочными сиенитами; вокруг инъекции развивается процесс амфиболизации. Помимо резко варьирующих количеств калишпата (10—50%) и андезина (15—45%) встречаются амфибол, моноклинный пироксен и реже биотит, в сумме составляющие 15—40%.

Керсантиты — меланократовые породы, состоящие из основного плагиоклаза (№ 54), моноклинного пироксена и амфибола. Калишпат и биотит составляют не более 5—7%. Облик породы меланократовый, норфировый.

Бостониты слагают ряд даек розового цвета и представлены мелкозернистыми породами, состоящими из калишпата и олигоклаза с характерной бостонитовой структурой. Из темноцветных встречается лишь биотит, до 10%.

Пегматиты представлены безнефелиновыми разностями; слабо зональными. Центральная часть сложена белым сахаровидным альбитом и калиевым полевым шпатом. Почти всегда пегматитовые жилы альбитизированы.

Сиенит-аплиты в виде тонких жил встречаются редко. Порода серого цвета, мелкозернистого сложения с игольчатым амфиболом. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Гарнасарская интрузия щелочных трахитоидных сиенитов представляет собой субвулканическое лополитообразное тело, приуроченное к свите трахиандезитов верхнего эоцена восточной части Базумского хребта, подстилающейся андезитовыми вулканическими породами лютетского яруса. В структурном плане района интрузия приурочена к участку ундуляции шарниров Базумской и Бабаджанской синклиналей. Гарнасарская интрузия ранее Б. Н. Котляром рассматривалась как эффузивная толща трахиандезитов, дацитов и липаритов верхнего эоцена; позже детальными исследованиями К. А. Мкртчяна и А. И. Адамяна (1959) была установлена их интрузивная природа, а породы по ряду признаков описаны под названием «армениты». Для Гарнасарского интрузива характерна постоянная смена средне-мелкозернистых разностей щелочных сиенитов типичными эффузивными трахитами, хорошо прослеживающаяся в вертикальном разрезе.

Щелочные породы, слагающие Гарнасарский интрузив, представлены: в полнокристаллической фации трахитоидными щелочными сиенитами гипидиоморфнозернистой структуры, слабо варьирующего сос-

тава; в эффузивной фации — преимущественно щелочными трахитами и трахифонолитами бостонитового и афанитового сложения с переменным составом, но при постоянном преобладании калия над натрием.

Минеральный состав гарнасарских щелочных сиенитов таков: пертитовый ортоклаз (58—84%), олигоклаз (5—10%), авгит и зональный эгирин-авгит (3—4%), амфибол—железистая роговая обманка гаслингситового состава (5—10%), биотит-мероксенового состава (5—10%). Из других минералов отметим характерные крупные выделения цеолитов-мезолита, а также альбита и редкого хлорита.

По мнению большинства исследователей Гарнасарский интрузив по совокупности петрографо-петрохимических особенностей очень близок к Бундукскому массиву. В заключении мы возвратимся к этому вопросу. Здесь же отметим, что структурно-петрологические и петрохимические особенности Гарнасарской интрузии позволяют рассматривать ее как типичный субвулкан, по времени и генезису близкий к щелочным трахитам и трахифонолитам Тежсарского комплекса, и характеризующийся меньшей дифференцированностью и глубиной становления.

Особенности химического состава

Химические составы пород Гарнасарской интрузии близки к составам вулканических и субвулканических пород Памбакского комплекса. Средний химический состав Гарнасарского массива близок к щелочному трахиту и щелочному сиениту с отчетливо выраженным калиевым характером: $K_2O:Na_2O=1,4—2$ (табл. 1). Характерна насыщенность глиноземом, повышенная известковистость при преобладании CaO над MgO и отношений $FeO:MgO \geq 2$, а $Fe_2O_3:FeO=1,5—2$.

Бундукские щелочные породы характеризуются более изменчивым химическим составом. Средний химический состав главной фации представленной амфибол-биотитовыми щелочными сиенитами близок к составу щелочного сиенита, отличаясь повышенной известковистостью и пониженной щелочностью, что приближает их к составу лаурвикита. Субщелочные сиениты и лейкосиениты близки по химическому составу к нордмаркиту, но как правило с повышенной известковистостью. Составы эндоконтактовых фаций габбро-сиенитов приближаются к моноцитам и эссекситам (табл. 1). Характерным для химизма Бундукского интрузива является повышенная известковистость, преобладание K_2O над Na_2O (от 1,1 до 1,6), при резком преобладании CaO над MgO, а также аналогичными Гарнасару отношениями $FeO:MgO$ равными 1,5—2 и $Fe_2O_3:FeO=1,5—2$.

Особенности распределения и характеристика акцессорных минералов

Щелочные породы Бундукского и Гарнасарского массивов опробованы с целью характеристики акцессорных минералов. Всего взято и

Таблица 1

Химический состав щелочных пород Базумского хребта

Оксиды в вес. %	Трахит щелочной Гарнасар	Субщелоч- ной сиенит Бундук	Щелочный сиенит Бундук	Моноцит Бундук	Числовые характеристики по А. П. Заварицкому				
					I	II	III	IV	
№	I	II	III	IV					
SiO ₂	58,46	59,04	60,84	56,03	a	19,4	18,2	19,3	12,2
TiO ₂	0,67	0,33	0,36	0,79	c	2,3	3,6	3,3	4,4
Al ₂ O ₃	17,30	18,47	18,77	23,03	b	8,6	8,8	6,3	19,0
Fe ₂ O ₃	3,04	3,63	3,22	2,20	S	69,7	69,4	71,1	64,3
FeO	2,54	2,58	1,70	4,04	f'	60,8	66,4	71,5	30,8
MnO	0,08	0,08	0,14	0,14	m,	22,5	24,8	24,1	8,2
MgO	1,17	1,25	0,93	2,06	c'	16,7	8,8	4,4	1—
CaO	2,05	5,52	2,82	3,65	a'	—	—	—	51,0
Na ₂ O	3,98	4,22	4 11	3,37	t	0,8	0,4	0,4	1,0
K ₂ O	6,81	5,73	6,81	3,40	s	31,6	36,8	44,0	10,0
P ₂ O ₅	—	—	—	0,58	n	46,7	52,7	47,8	60,0
п. п. п.	2,89	0,10	0,36	0,63	Q	-1,7	+1,2	+0,3	0,4
Сумма	100,19	100,01	100,06	100,92	a/c	8,4	5,0	5,8	2,8
Среднее из	6	3	4	2					

обработано 12 проб по 10 кг. Методика обработки проб количественно-го подсчета и исследования аксессуарных минералов изложены в ранее опубликованных статьях одного из авторов (1960). Кратко остановимся на морфологической характеристике и видовом составе и содержании аксессуарных минералов (табл. 3).

Магнетит. Содержание магнетита тем выше, чем выше цветной индекс пород и достигает 2,5%. Образует бесформенные, редко октаэдрические выделения довольно крупного размера (0,3—1,2 мм.). Обычно корродирован. Характерна тесная ассоциация с темноцветными минералами пород.

Таблица 2

Химический состав магнетитов*)

№	Породы	TiO ₂	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	CaO	NiO	MnO
T-82	Магнетит из щелочного сиенита	8,06	0,49	0,21	—	0,002	0,50
T-131	Магнетит из щелочного трахита	6,18	0,26	0,068	0,001	0,009	0,36
T-85	Магнетит из фельдшпатолита	2,12	0,47	—	—	0,003	0,54

* В аншлифах заметны тонкие прорастания магнетита ильменитом.

По данным химических анализов (табл. 2) для щелочных пород Бундукского и Гарнасарского интрузива характерно высокое содержа-

* По данным количественных спектральных анализов УФАН СССР (Н. Ярош).

ние титана (8,06—2,12%) и ванадия (0,49—0,26%), а также хрома и никеля. Кроме того спектральным анализом установлены Pb (0,003%), Zn (0,1%), Ga (0,003%) и Sc (0,003%).

Гематит в свежих разностях пород встречается редко. Чаще устанавливается в виде мартита—псевдоморфоз по магнетиту. Состав элементов примесей аналогичен, однако, появляются сорбированные примеси: Be (0,0003%), Y (0,001%), Mo (0,0003%), La (0,01%).

Ильменит встречается в довольно значительных количествах в амфиболовых сиенитах, сравнительно в меньшем количестве в лейкократовых сиенитах и пегматитах. Образует мелкие пластинчатые кристаллы и вроски в магнетитах. Характерны высокие содержания ниобия (0,1—0,3%), а также ванадия, циркония, галлия, олова в тысячных долях процента.

Таблица 3
Содержание акцессорных минералов в щелочных породах Базумского хребта (в г/т)

Породы Минералы	Бундукский массив			Щелочной сиенит Ачаджур	Щелочной трахит Гарнасар
	Щелочной сиенит	Фельдшпатолит	пегматит		
1. Магнетит	24842	9213	7440	12145	11486
2. Ильменит	1248	640	84	720	ед. зн.
3. Гематит	680	118	112	81	102
4. Анатаз	48	ед. зн.	34	—	142
5. Сфен	9686	3218	1113	986	600
6. Гранат	1008	105	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
7. Флюорит	ед. зн.	160	240	120	148
8. Ортит	120	10	46	58	18
9. Монацит	61	78	55	ед. зн.	ед. зн.
10. Ксенотим	—	40	72	—	—
11. Давидит	—	5,5	ед. зн.	—	—
12. Гелландит	—	1,2	—	—	—
13. Ураноторит	3,0	3,4	6,0	ед. зн.	—
14. Баделент	8,0	12	—	ед. зн.	—
15. Циркон	681,0	1211	840	538	141
16. Циртолит	14,0	180	251	14,6	ед. зн.
17. Апатит	1245	870	1281	1740	10842
18. Пироклор	ед. зн.	16	24	—	—
19. Барит	ед. зн.	14	ед. зн.	—	ед. зн.
20. Пирит	121	180	17	42	116
21. Халькопирит	18	41	3	ед. зн.	21
22. Галенит	ед. зн.	8,0	4	84	10
23. Самородный Pb	ед. зн.	12	—	3,5	5,0
24. Самородный Zn	—	ед. зн.	—	4,4	3,0
25. Турмалин	121	17	16	ед. зн.	ед. зн.

Анатаз образует редкие остроконечные бипирамидально-призматические кристаллы черно-бурого цвета, размером менее 0,2 мм. Спектральный анализ показал присутствие ниобия (0,1—0,3%), циркония (0,3%), бериллия (0,003%), а также V, Ni, Co и La. Сравнительно бо-

лее широко распространен лейкоксен, который образуется за счет ильменомagnetита и ильменита.

Сфен довольно широко распространен в щелочных сиенитах Бундукского, Ачаджурского интрузивов и в виде редких единичных зерен отмечается в Гарнасарском массиве. В породах Бундукского массива он образует неправильные желто-оранжевые зерна, обычно лейкоксенизированные. В гарнасарских щелочных сиенитах он образует конвертообразные бледно-желтые или бесцветные кристаллы. Размеры зерен

Таблица 4

Содержание редких земель в сфенах из щелочных сиенитов*) от $\Sigma TR_2O_3=100$

	ΣTR_2O_3	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
C-12 Сфен бурый	2,45	15,5	44,0	7,9	22,0	4,6	0,3	2,2	0,3	1,6	0,2	0,6	—	0,2	—

*) Аналитик Р. А. Бариский

0,3—0,5 мм. Кроме указанных разностей, встречается поздний бурый сфен. Показатели преломления, замеренные в сплавах, следующие: бледно-желтые— $N_g=1,96$; $N_p=1,80$; оранжевые— $N_g=2,02$; $N_p=1,90$ и бурые— $N_g=2,10$; $N_p=1,92$.

В таблице 4 приводится содержание суммы редких земель и состав редкоземельных элементов. Кроме того, полуколичественным анализом установлены: Nb (0,1—0,3%), Sn (0,003%), Ga (0,001%), Y (0,1%), Be (0,003%), Zr (0,03%), V (0,3—0,1%).

Гранат образует довольно редкие черно-бурые выделения неправильной формы. Показатель $N=1,82$. Близок к андрадиту. Встречен в породах Бундукской интрузии; в остальных интрузивах встречается в единичных зернах.

Ортит в виде черно-бурых пластинчатых кристаллов и в осколках встречается во всех разностях пород, однако большие содержания его приурочены к Бундукскому массиву. Показатели преломления $N_g=1,78$ $N_p=1,762$. Спектральный анализ показал $Ce > 10\%$, La—1,0%, Y—0,3%, Sr (0,3%), а также Ni, Co, Cr (0,001—0,003%).

Монацит характерный минерал щелочных сиенитов Бундукского массива. Встречается в виде характерных пластинчатых кристаллов бледно-желтого цвета, размером 0,1—0,15 мм. Оптические константы монацита: $+2V=14-16^\circ$; $c N_g=3-4^\circ$, $N_g=1,767$, $N_p=1,744$. Характерно высокое содержание редких земель $Ce > 10\%$ иттрия (0,3—1,0%), Th (0,3%), Sc (0,03%), Be (0,001%).

Ксенотим образует бледно-желтоватые, серые бипирамидальные кристаллы в пегматитах и фельдшпатолитах. Показатели преломления $N_g=1,728$, $N_p=1,78$. Спектральный анализ маленькой навески показал $Y > 3\%$, Ce, La (0,3), Th (0,3%), U (0,3%).

Давидит весьма редкий титанат железа, урана и редких земель.

Встречен только в фельдшпатолитах Бундукского массива и образует таблитчатые сложноограненные кристаллы черного цвета. В иммерсии просвечивает буро-красным цветом. Магнитные свойства слабые. Показатель преломления 2,6. Рентгенограмма давидита даже после прокаливания дала нечеткую дифракционную картину. Из характерных линий появились $d=3,7$ (5), $d=2,66$ (10), $d=2,48$ (10), $d=2,18$ (4), $d=1,476$ (7), $d=1,819$ (6), $d=1,443$ (7). Спектральный анализ показал наличие Fe, Ti, Y, Li, Ca и U.

Флюорит встречается в виде бледно-фиолетовых осколков и редких куб-октаэдрических кристаллов. Чаще встречается в пегматитах и гарнасарских трахитах.

Показатель преломления $N=1,443\pm 0,002$. Спектральным анализом установлены: Be (0,0003%), Y (0,3%), La (0,1—0,3%), Ba (0,01%), Sr (0,3%).

Гелландит редкий алюмосиликат кальция и иттрия был обнаружен в розовых фельдшпатолитах в ассоциации с ксенотомом, ураноторитом, давидитом и др. Образует весьма характерные кристаллы с сильно развитыми гранями призмы (100), (110), и сложных бипирамид (301), (201), (103). Облик кристаллов столбчатый, со скошенными головками. Цвет гелландита желто-коричневый. Двусосный. Положительный; $N_g=1,639$, $N_p=1,631$. Двупреломление—0,009.

Ураноторит и торит встречаются преимущественно в фельдшпатолитах; образуют пластинчато-призматические кристаллы ярко-оранжевого цвета с характерным смоляным блеском. Обычно изотропизированы $N=1,718$. Для Бундукского массива торит ранее отмечался В. Н. Котляром, а ураноторит—Б. Д. Аюпян. Спектральный анализ показал высокое содержание иттриевых редких земель и иттрия (1%), а также Zr (6,3—1,0%), Sc (0,01%), Ge (0,03%), Pb (0,3%).

Циркон и циртолит встречаются в двух морфогенетических типах: а) цирконы бесцветные, бледно-желтые, нормально-призматического габитуса с хорошо развитыми гранями (110), (111) и слабо (131); б) цирконы бурые, буро-коричневые полупрозрачные с хорошо развитыми гранями (110), (100) и (111), которые как правило, изотропизированы. В гарнасарских трахитах они представлены бледно-розовыми кристаллами, образованными гранями призмы (110), (100) и двух бипирамид (111), (131). Циртолитовый тип здесь отсутствует. Характерные элементы—примеси: Hf (0,5—1,0%), Nb (0,1—0,3%), Pb (0,005%), La (0,1—0,2%), Y (0,3—1,0%), Th (0,3%), U (0,3—1,0%).

Бадделейт встречается редко и обычно отмечается в пегматитах и фельдшпатолитах. Отсутствует в гарнасарском массиве. Образует пластинчатые призматические кристаллы бурого цвета. Из элементов—примесей отметим гафний (0,3%), иттрий (0,3%), скандий (0,005%), Y (0,003%) и др.

Апатит встречается в Бундукских сиенитах в трех морфологических разновидностях: 1) темноокрашенные, коричневые короткопризматич-

Таблица 5

Состав редкоземельных элементов в апатитах (в вес %)*)

№	Апатит из	ΣTR	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Yb	Dy	Er	Lu	Y	Th
81	Щелочных сиенитов	1,69	0,448	0,85	0,068	0,148	0,10	0,00015	0,064	0,009	0,0035	—	0,0008	0,45	0,009
82	Фельдшпатолиитов	1,71	0,418	0,78	0,062	0,295	0,056	0,0009	0,051	0,01	0,038	—	0,009	0,38	0,006
131	Щелочных трахитов	0,96	0,257	0,44	0,038	0,148	0,019	0,0017	0,031	0,003	0,0015	0,03	0,0004	0,11	0,002

*) По данным количественных спектральных анализов лаборатории ИГН (Г. М. Мкртчян, Л. Саруханян)

ческие апатиты. Окраска неравномерная; 2) Бесцветные прозрачные гексогонально-призматические кристаллы с удлинением 1:2, 1:3 и 3) окатанные, молочно-белые апатиты с матовой поверхностью. Для гарнасарских щелочных сиенитов и трахитов также характерно присутствие трех типов апатита: 1) темноокрашенные, равномерно-коричневые гексогонально-призматические бипирамидальные кристаллы размером 0,15—0,3 мм. Удлинение 1:2,5—1:3.

2) Водяно-прозрачные — удлиненно-призматические кристаллы; 3) мутно-серые короткопризматические кристаллы апатита. Наиболее распространен коричневый апатит, который А. И. Адамян и К. А. Мкртчян относят к марганцевой разновидности. Все описанные апатиты относятся к фтор-apatиту с 80% CaF компонента. Для характеристики апатитов щелочных пород мы располагаем количественно-спектральными анализами на редкоземельные элементы (табл. 5). Сумма редких земель, а также Ce, La, Pr, Sm содержатся в 1,5—2 раза выше в бундукских сиенитах, по сравнению с гарнасарскими. Кроме того полуколичественный спектральный анализ (табл. 6) показал присутствие Fe, Mn, Mg, Ti в темных апатитах.

Таблица 6

Элементы—примеси в апатитах (в вес %)
(по данным полуколичественных спектральных анализов)

№	Апатит	Al	Mg	Fe	Mn	V	Cu	Y	La	Ce	Yb	Sr	Ti
T—72	Бесцветный	0,03	0,1	0,05	0,1	0,001	0,03	0,1	0,3	1,0	0,001	0,1	—
T—131	Коричневый	0,1	0,3	0,5	5,3	0,003	0,01	0,03	0,3	0,3	0,03	0,3	0,01

Пирохлор образует черные октаэдрические кристаллы с характерной штриховкой на гранях. Поверхности граней покрыты вторичными продуктами. Изотропен. $N > 1,78$. В гарнасарских щелочных породах не обнаружен. Впервые для бундукских сиенитов отмечен Б. Д. Акопян. Спектральный анализ маленькой навески показал присутствие ниобия и церия, а также Ca, La, Sc, Ti и Mn.

Бетафит встречается в пегматитах в виде осколков желто-коричневого цвета. Иногда встречаются тетрагонально призматические кристаллы. Характерен для пегматитов.

Барит в виде бесцветных пластинчатых кристаллов обнаружен в фельдшпатолитах и реже в трахитах в ассоциации с цеолитами.

Пирит встречается во всех типах щелочных пород, но в незначительных количествах. Образует куб-октаэдрические кристаллы.

Халькопирит. Более характерен для бундукских сиенитов и габбро-сиенитов. В остальных разновидностях пород присутствует в виде единичных знаков.

Галенит. Редок. Встречается в виде кубических кристаллов в фельдшпатолитах и сиенитах Гарнаса́ра и Ачаджура.

Самородные свинец и цинк. в виде ковких крючковатых пластинок, покрытых вторичными продуктами, обнаруживаются преимущественно в сиенитах Гарнаса́ра.

Турмалин представлен обломками кристаллов черного цвета с штриховкой на гранях. Судя по показателю преломления $N_g=1,678$, $N_r=1,644 \pm 0,003$ относится к шерлу с содержанием 80% шерлового компонента.

Распределение акцессорных элементов

В щелочных породах Базумского хребта, кроме распространенных петрогенных элементов, присутствуют редкие и рассеянные акцессорные элементы, имеющие важное значение при петрологическом анализе и решении ряда минералого-геохимических вопросов щелочных серий. Ниже приводятся некоторые особенности и закономерности распределения наиболее важных акцессорных элементов, определения которых проводились в средних пробах рентгено-спектральным, количественным и полуколичественным спектральным и химическим анализами*).

Литий. В щелочных породах распределен неравномерно: $1-5 \cdot 10^{-3}$ % причем максимальные содержания приурочены к пегматитам и фельдшпатолитам. Приводимые кларки лития в литературе для щелочных сиенитов выше, чем для Бундукских сиенитов ($2,8 \cdot 10^{-3}$ %)

Определенная зависимость между отношением Mg/Li и Na/Li , в щелочных породах существует как в различных по щелочности и цветовому индексу их разностях, так и в отдельных интрузиях, причем минимальное значение этого отношения отмечается в фельдшпатолитах, максимальное — в гарнасарских сиенитах (табл. 7). Однако нетрудно заметить, что даже при одинаковой щелочности, концентрация лития лимитируется магнием в составе темноцветных минералов. Так в биотите его содержания—0,01—0,03%, амфиболе—0,1%, калишпатах—0,003%.

Рубидий. Концентрация рубидия в щелочных породах Базумского хребта близка к кларку (0,015), однако выше данных Э. Хорстмана для щелочных пород (0,011%). Среднее содержание рубидия в породах 0,016%. Калиево-рубидиевое отношение варьирует от 160 в фельдшпатолитах до 250 в гарнасарских трахитах. Интересно, что в щелочных породах Гарнаса́ра, имеющих более высокую калиевую щелочность, содержание рубидия ниже, чем в Бундукском массиве (табл. 7).

*) Химические анализы пород выполнены в лаборатории ИГН аналитиками А. Петросян, Э. Гаспарян. Определения редких элементов выполнены в основном в лабор. ИМГРЭ, частично в ИГН АН Арм. ССР.

Рубидий связан с калиевыми минералами: калишпатах—0,02%, биотитах—0,042%.

Таблица 7

Средние содержания малых петрогенных элементов*)

№	Породы массив	Содержания в вес. %						Атомные отношения						
		Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Be	K/Rb	K/Cs	Mg/Li	Ca/Sr	K/Ba	Sr/Ba	
Т-85	Щелоч. сиенит.													
356	Бундук Фельдшпатол. Бундук	0,001	0,016	0,005	0,00	0,08	0,0007	215	700	550	50	40	0,6	
212	Щел. сиенит. Ачаджур	0,005	0,027	0,005	0,06	0,15	0,0015	165	800	100	40	23	0,4	
211	Щел. гранит. Гарнасар	0,002	0,018	0,001	0,04	0,06	0,0004	180	550	400	60	45	0,7	
		0,001	0,013	0,003	0,07	0,20	0,0005	245	700	720	30	17	0,4	

*) Аналитики ИМГРЭ С. Б. Исаченкова (Li, Rb, Cs), Л. Маркелова (Sr, Ba) и Черногорова (Be).

Цезий как и рубидий связан геохимически с калием. Среднее содержание цезия—0,004%, что выше, чем в изверженных породах по А. П. Виноградову. Как и рубидий, в калиевых фельдшпатолитах намечается некоторое обогащение цезием, в то же время в Гарнасаре Cs относительно ниже. Отношение K/Cs—550—700.

Стронций и барий. Средние содержания этих элементов для щелочных пород Базумского хребта составляют для Sr—0,06%, для Ba—0,11%. При сравнении со средними содержаниями, приводимыми в литературе для щелочных пород (0,12% Sr, Ранкама, 0,13% Герасимовский), содержание стронция почти вдвое ниже, а содержания бария (0,11%, К. А. Власов; 0,14% Гольдшмит) близки или несколько ниже, но всегда выше кларка в изверженных породах. Кали-бариевые и кальций-стронциевые отношения (табл. 7) составляют соответственно 20—45 и 30—60, но стронций-бариевое отношение всегда ниже единицы. В ходе кристаллизации, стронций в основном маскируется в кальций-содержащих минералах, а барий — преимущественно в калий-содержащих минералах.

Бериллий. Среднее содержание бериллия в щелочных породах немногим выше кларка ($7 \cdot 10^{-4}$ % по Беусу) для Бундукского интрузива, и ниже для Гарнасарского. Основная масса Be сосредоточена в алюмосиликатах: калишпате—0,0003%, биотите и амфиболе 0,003% и в аксессуарных минералах.

Титан. В щелочных породах Базумского хребта титан распределен довольно равномерно и содержание его почти вдвое ниже кларка

в изверженных породах (0,45%). Главная масса титана сосредоточена в магнетитах (6—8%) и в темноцветных минералах (табл. 8).

Таблица 8

Средние содержания элементов группы железа*

Породы, массив	Содержания в вес. %						Атомные отношения 10^{-2}					
	Ti	Mn	Cr	V	Ni	Co	Mn/Fe	Cr/Fe	V/Fe	Ni/Mg	Co/Fe	Ni/Co
1. Щелочн. сиенит Бундук	0,2	0,13	0,0004	0,012	0,0005	0,001	3,5	0,1	0,4	0,15	0,15	0,5
2. Фельдшпатолит. Бундук	0,16	0,12	0,0002	0,01	0,0004	0,001	4,0	0,05	0,2	0,1	0,15	0,4
3. Щелочн. трахит Гарнасар	0,25	0,06	0,0003	0,016	0,0007	0,0007	1,5	0,1	0,5	0,1	0,2	0,1

*) Аналитик Н. Ярош (УФАН)

Марганец. Содержание марганца в Бундукских породах вдвое выше, чем в Гарнасарских трахитах и находится в пределах кларка (0,1%). Марганец в основном концентрируется в железо-магниевых минералах. Отношение Mn/Fe для Бундукских сиенитов довольно постоянное—3,5—4 и намного выше, чем в Гарнасарских трахитах (1,5).

Хром. Как видно из таблицы, содержания хрома в щелочных породах ниже кларка $8 \cdot 10^{-3}$ % в изверженных породах, и еще более снижаются в фельдшпатолитах. Максимальные количества хрома характерны для меланократовых даек и пород эндоконтактной зоны (0,003%). Следует отметить, что как правило щелочные комплексы бедны хромом. Очень низко для Базумских массивов отношение Cr/Fe (0,05—0,1 $\cdot 10^2$); это в 3—4 раза ниже, чем для Тежсарского комплекса (табл. 8).

Ванадий. Щелочные породы Базумского хребта характеризуются несколько повышенными содержаниями ванадия—0,01—0,012%, особенно Гарнасарские сиениты—0,016%, что заметно выше кларка (0,009%).

Распределение ванадия в минералах предопределяется близостью к трехвалентному железу и алюминию. Главная масса его сосредоточена в магнетитах (0,26—0,49), амфиболах (0,01—0,02%) и биотитах (0,003%) отчасти в полевых шпатах.

Отношение V/Fe колеблется от 0,2 в лейкосиенитах Бундукского интрузива до 0,5 в трахитоидных сиенитах Гарнасарского массива.

Никель и кобальт являются мало характерными элементами щелочных пород. Средние содержания никеля (0,0004—0,0007%) и кобальта (0,0007—0,001%) ниже кларка в соответствующих типах пород (Ni— $5,8 \cdot 10^{-3}$ % Co— $1,8 \cdot 10^{-3}$ %) Более высокие содержания установлены в меланократовых дайках и габбро-сиенитах. Отношения кристаллохимически близких пар элементов Ni/Mg, Co/Fe изменяются в уз-

ких пределах:—соответственно $0,1—0,15 \cdot 10^2$ и $0,2—0,25 \cdot 10^2$ и обуславливают преимущественное накопление рассматриваемых элементов в темноцветных минералах. Характерно постоянное преобладание кобальта над никелем ($Ni : Co = 0,4—0,5$).

Цинк. По данным спектральных анализов, содержание цинка в породах колеблется от 0,003 до 0,012% (табл. 9). Наиболее обогащены цинком Гарнасарские и Ачаджурские сиениты, в тоже время Бундукские щелочные сиениты, особенно фельдшпатолиты, резко обеднены (0,003%). Эти содержания по сравнению с кларком (0,0083%) указывают на обогащенность первых и обедненность вторых цинком. Установлен цинк в амфиболах (0,03%), биотите (0,003—0,01%), магнетите (0,1—0,3%), пироксене (0,003%) и пирите (0,03%).

Свинец. По данным количественных спектральных анализов наиболее обогащены свинцом фельдшпатолиты и трахиты (0,0036—0,0038), одновременно обогащенные калием. Щелочные сиениты содержат втрое меньше (0,001—0,0013%). Калиевые породы по содержанию свинца значительно превышают кларк— $1,6 \cdot 10^{-3}$ % (А. П. Виноградов). Нетрудно видеть по изменению отношения Рb/К геохимическую близость в поведении свинца и калия (табл. 9). Этим объясняются высокие концентрации Рb в калишпатах (0,005%) и биотите (0,006%) и в аксессуориях (0,003—0,001%). Кроме того, установлены редкие минералы—галенит и самородный свинец.

Серебро. Присутствует в незначительном количестве— $1,0 \cdot 10^{-4}$ %— $4 \cdot 10^{-4}$ % что значительно превышает кларк и устанавливается в минералах, содержащих свинец.

Ртуть. По данным химических определений ртуть во всех породах Базумского хребта содержится в пределах $4—5 \cdot 10^{-4}$ %.

Таблица
Средние содержания металлических элементов*)

	Породы, массив	Содержания в вес. %							Атомные отношения $\times 10^3$		
		Ge	Ca	Mo	Cu	Zn	Pb	Ag	Ca/Al	Ge/Fe	Pb/K
85	Щелочн. сиенит										
	Бундук	0,0012	0,002	0,0002	0,0055	0,008	0,0013	0,0002	0,33	0,35	0,38
133	Щелочн. сиенит										
	Ачаджур	0,0018	0,002	0,0002	0,006	0,011	0,001	0,0003	0,32	0,40	0,4
356	Фельдшпатолит.										
	Бундук	0,0027	0,001	0,0002	0,008	0,003	0,0036	0,0004	0,25	1,2	1,0
211	Щелочн. трахит.										
	Гарнасар	0,0013	0,003	0,0007	0,006	0,012	0,0038	0,0001	0,52	0,36	1,2

*) Аналитик С. Дехтрикян (Ge), Т. Авякян (Ca) Р. Терехова (Pb, Mo), О. Бозоян (Zn, Cu).

Медь. Количественные определения меди указывают на некоторое обогащение щелочных пород Базумского хребта медью (0,006—0,008%) по сравнению с кларком (0,0045%), но эти содержания меньше, чем в аналогичных породах Мегринского плутона. В тысячных и сотых долях процента медь устанавливается во всех изученных минералах.

Молибден по данным количественных спектральных анализов (табл. 9) в кларковых содержаниях ($2 \cdot 10^{-4}$ %) встречается в щелочных породах Бундукского и Ачаджурского выходов. В то же время, Гарнасарский интрузив более, чем в три раза обогащен молибденом ($7 \cdot 10^{-4}$ %). В виде примеси он установлен преимущественно в полевых шпатах (0,0003%) и биотите (0,001%), а также в аксессуарных минералах.

Германий. Химические определения германия указывают на заметную обогащенность этим элементом щелочных пород (0,0012—0,0027%) по сравнению с кларком ($3 \cdot 10^{-4}$ %). Наиболее обогащены фельдшпатолиды (табл. 9). Отношение Ge/Fe довольно постоянно в фациях щелочных сиенитов (0,35—0,40), но резко возрастает в пегматондных фельдшпатолидах (1,2). Установлен в тысячных долях процента в ортите, сфене, ураноторите, гранате и магнетите.

Галлий. По результатам химических анализов, среднее содержание галлия составляет 0,002%, что близко кларку—0,0019%, но по сравнению с кларком в щелочных породах (0,004%) вдвое занижено.

Отношение Ga/Al в щелочных сиенитах постоянно 0,33—0,32, резко снижается в фельдшпатолидах (0,25) и вдвое выше в гарнасарских трахитах (0,52). Кристаллохимическая близость трехвалентного алюминия и галлия обуславливает его преимущественное накопление в алюмосиликатах: калишпатах (0,001%), плагиоклазах (0,002%), биотите (0,003%), роговой обманке (0,001%), магнетите (0,003%) и других.

Скандий. Содержание варьирует от 0,0014 до 0,0008%. Эти содержания ниже кларка $1 \cdot 10^{-3}$ % но несколько превышают содержания для щелочных сиенитов: 0,0003 Sc₂O₃ по Сахама (1954) и 0,00024% по Л. Б. Борисенюк (1963).

Наиболее обогащены скандием щелочные сиениты Бундукского массива в то время как Гарнасарские трахиты обеднены им. В том же направлении уменьшается отношение Sc/Mg (табл. 10). В породах скандий концентрируется в железо-магниевых и редкоземельных силикатах, где он замещает Mg⁺², Zr⁺⁴ и Yb⁺³: в амфиболах—0,003%, биотитах—0,001%, циртолитах—0,03%, монаците—0,03%, ураноторите—0,01%.

Ниобий и тантал. Среднее содержание ниобия и тантала в щелочных породах Базумского хребта по данным химических анализов составляет 0,004% Nb₂O₅ при колебании содержаний от 0,002 до 0,005%, а среднее содержание Ta₂O₅—0,0013% при колебании от 0,0001 до 0,002% (табл. 10). Можно видеть, что гарнасарские сиениты обеднены как ниобием, так и танталом. В целом изученные породы по сравнению

Средние содержания редких элементов*)

№	Породы, массив	Содержания в вес. %							Атомные отношения		
		Sc ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	TR ₂ O ₃	Zr	Ti	Y	Sc/Mg 10 ⁺³	Nb/Ta	TR/Y
70	Щелочи. сиенит Бундук	0,0014	0,004	0,001	0,09	0,014	0,0003	0,003	0,65	3	12
356	Фельдшпатовит. Бундук	0,0009	0,005	0,002	0,02	0,019	0,0005	0,004	0,60	2	2
355	Субщелочной сиенит Бундук	0,0010	—	—	—	0,012	сл.	0,003	0,42	—	—
211	Щелочной трахит. Гарнасар	0,0008	0,002	0,001	0,01	0,017	0,0001	0,001	0,34	10	4

*) Аналитики: Коровина (Sc), Т. Ломовцева (Nb, Ga), Сазонова (Te), Пахомова (Y, TR) Р. Терехова (Zr).

с кларком в изверженных породах и в щелочных сиенитах содержат заниженные концентрации ниобия и тантала. Отношение Nb/Ta для пород Бундукского массива 2—3, а Гарнасарского—10. Следует отметить, что эти содержания и отношения Nb/Ta близки к таковым для миаскитового типа щелочных пород. Геохимическая история Nb и Ta тесно связана с титаном, в минералах которого они преимущественно рассеиваются, либо образуют редкие выделения пироклора и бетафита, преимущественно в фельдшпатовитах и пегматитах: В сфенах—0,1—0,3%, ильменитах—0,1—0,3%, рутиле—0,3—1,0%, бадделеите и цирконе 0,03% ниобия. В меньших содержаниях вместе с ниобием встречается тантал.

Цирконий и гафний. Среднее содержание циркония 0,016%, при колебании от 0,012 до 0,019%. Наиболее обогащены Zr и Hf фельдшпатовиты 0,019% (табл. 10). Эти содержания близки к кларку в изверженных породах $1,7 \cdot 10^{-2}$ %, но значительно (на порядок) меньше среднего содержания для щелочных пород по Х. Дегенхарду (1959), Кузьменко (1959), Герасимовскому (1960) и др. Отношение Zr/Hf в цирконах—80, в циртолитах—50, при содержании Hf соответственно 0,5 и 1,0%. Аналогичны отношения Zr/Hf в породах. Кроме самостоятельных минералов (циркон, циртолит, бадделеит) цирконий рассеивается в пироксене, амфиболе (0,003—0,01 %) сфене 0,01—0,03, ксенотиме (0,05 %) и других.

Таллий. Обнаруживается в богатых калием разностях щелочных сиенитов (0,0001—0,0005%) в содержаниях близких или несколько выше кларковых значений ($1,0 \cdot 10^{-4}$). Наиболее обогащены им фельдшпатовиты, наиболее обеднены—гарнасарские трахиты (табл. 10). Отношение Tl/K в щелочных сиенитах $0,85 \cdot 10^{-4}$ % в фельдшпатовитах $1,25 \cdot 10^{-4}$ и в гарнасарской интрузии $0,25 \cdot 10^{-4}$ %. Породы

последней, несмотря на повышенную калиевую щелочность, характеризуются пониженным содержанием таллия и Т1/К отношением.

Иттрий. Содержание иттрия колеблется от 0,001% в гарнасарских трахитах до 0,003—0,004% в бундукской интрузии. Кларк иттрия по А. П. Виноградову (1962) составляет $2,9 \cdot 10^{-3}\%$.

Таблица 11
Распределение редкоземельных элементов в породах*)

№	Порода массив	$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	Содержание лантаноидов в % от $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3=100$												$\frac{\Sigma \text{Ce}}{\Sigma \text{Y}}$			
			Y_2O_3	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3		Lu_2O_3		
85	Щел. сиенит																	
356	Бундук Фельдшпато-лит.	0,09	8,6	20,9	35,0	8,1	15,2	4,8	3,5	3,1	—	0,5	—	0,3	—			6,7
211	Бундук Щел. трахит.	0,02	8,8	19,0	32,9	12,6	16,2	3,5	3,6	1,8	—	0,7	—	0,9	—			7,3
	Гарнасар	0,01	12,9	11,3	38	4,8	17,6	3,3	3,7	4,0	0,7	1,8	0,4	1,9	—			3,8

*) Аналитик Пахомова (ИМРРЭ)

В сумме редкоземельных элементов доля иттрия составляет 9—13% (табл. 11), а отношение TR/Y варьирует от 4—в гарнасарский интрузии, до 12 в бундукской. Максимальные содержания иттрия—0,005% и минимальное отношение TR/Y—установлены в фельдшпатолитах. Главная масса иттрия входит в решетки кальциево-редкоземельных минералов: сфена (0,1—0,3%), апатита (0,01%), флюорита (0,03), амфибола (0,003%), циркона (0,3—1,0), полевых шпатов (0,001—0,003%). Кроме того, установлены **собственные минералы**—ксенотим и гелландит.

Редкие земли. Содержание суммы редких земель в породах неодинаково. Наиболее обогащены ими **щелочные сиениты Бундукского массива**—0,09%, в тоже время щелочные трахиты Гарнасара резко обеднены—0,01% (табл. 11). По сравнению с кларком (0,015%) заметно обогащены редкими землями щелочные породы Бундукского интрузива. В составе лантаноидов для щелочных пород Базумского хребта (табл. 11) выделяется два резко выраженных максимума: цериевый и неодимовый. На долю цериевых редких земель приходится 80—90% от суммы редких земель при отношении **6,7—7,3 в Бундукском массиве** и 3,8 в Гарнасарском. Следует отметить, что породы Гарнасарского массива характеризуются более высоким содержанием иттриевых редких земель—до 20% от ΣTR

Распределены редкие земли в сфенах и апатитах (таблицы 4, 5)

неодинаково. Одноименные минералы из Бундукского массива более обогащены ΣTR чем из Гарнасарского. В их составе 60—65% приходится на La и Ce, 20—30% на Pr, Nd и на остальные TR—5—10%. Кроме образования собственных минералов редкие земли рассеяны в кальциевых минералах.

Лантан и церий спектральным анализом установлены в сфенах, апатитах, флюоритах, гранатах, амфиболах, полевых шпатах, а также в пирохлоре, давидите, гелландите, ортите, монаците, ксептите и цирколите.

Таблица 12

Средние содержания урана и тория*)

№	Породы, массив	Содержания в %		Атомные отношение		
		U	Th	U/K × 1000	Th/Ca × 100	Th/U
79	Щелочной сиенит Бундук	0,0082	0,004	0,55	2,0	20
81	Щелочной сиенит Ачаджур	0,0001	0,001	0,32	0,5	10
82	Фельдшпатолит. Бундук	0,0004	0,003	1,2	2,1	7,5
358	Габбро-сиенит. Бундук	0,0002	0,002	0,75	0,4	10
131	Щелочной трахит. Гарнасар	0,0002	0,001	0,5	0,5	5

*) Аналитик Н. Атонян

Уран и торий. Средние содержания урана и тория приведены в таблице 12. Средние содержания урана 0,00022%, тория 0,002% находятся в пределах кларковых содержаний $2,5 \cdot 10^{-4}\% U$ и $1,8 \cdot 10^{-3}\% Th$. Особенно резко повышено торий-урановое отношение в щелочных породах Бундукского массива 7,5—20. Для сравнения можно привести Th/U отношение: в Гарнасаре—5, Тежсаре—7,5, и Мегри—4,5. Наибольшей обогащенностью примерно в 2 кларка отличаются фельдшпатолиты (табл. 12), которые характеризуются также высокими U/K, Th/Ca отношениями равными соответственно 1,2 и 2,1. Среди щелочных пород Базумского хребта своей пониженной радиоактивностью резко выделяется Гарнасарский массив, относящийся к типу бедных как ураном, так и торием, при довольно высоком содержании калия. Следует отметить, что отчетливой корреляции между U и K, а также Th и Ca не наблюдается. Уран и торий преимущественно рассеяны в кальцево-редкоземельных минералах, а в фельдшпатолитах образуют собственные минералы давидит и ураноторит.

Бор. По данным спектральных анализов средние содержания бора следующие: щелочные сиениты и фельдшпатолиты Бундукского массива—0,0015—0,002%, сиениты Ачаджурского выхода 0,003% и, наконец, трахиты Гарнасарского массива—0,001%. Эти содержания находятся в пределах кларковых величин. Обращает на себя внимание факт пониженного содержания бора в гарнасарских сиенитах, по сравнению

с Бундукскими, в которых как и следовало ожидать, встречаются редкие знаки аксессуарного турмалина.

ВЫВОДЫ

Проведенные минералого-геохимические исследования щелочных пород Базумского хребта позволяют выявить целый ряд закономерностей:

1. По ассоциации аксессуарных минералов Бундукская и Гарнасарская интрузии заметно отличаются. Для первой характерны сфен — ильменит — ортит — давидит — гелландит — торит — бадделит — турмалин, для второй апатит — циркон — анатаз — цинк — титаномагнетит — свинец — галенит; это связано с концентрацией аксессуарных элементов в исходном расплаве и с интенсивностью эманационно-магматической дифференциации.

2. Среди установленных парагенетических ассоциаций можно выделить три группы: а) аксессуарии, связанные с магматическим этапом формирования пород; б) аксессуарии, связанные с позднемагматическими и пневматолитовыми процессами и в) аксессуарии гидротермального комплекса. От интенсивности проявления позднемагматических процессов (альбитизация) зависит появление редкометалльных аксессуарных минералов, которые очень слабо проявлены в Гарнасарской интрузии.

3. По концентрации среди изученных элементов выделяются две ассоциации: элементы повышенной концентрации и нормальной концентрации. Для Бундукской интрузии из характерных элементов отметим Rb — Be — Sc — Nb — TR — Ti — Th — Y, а для Гарнасарской Ba — Sr — V — Ti — Zr — Pb — Mo — Zr. Эти особенности указывают на некоторые различия в геохимической специализации этих массивов. Пониженная концентрация элементов группы редких элементов вообще и в Гарнасарской интрузии в частности характерна для эффузных пород по сравнению с интрузивными, что более резко заметно по различию величин пар кристаллохимически близких элементов.

4. По совокупности петролого-петрохимических и минералого-геохимических особенностей, Бундукская интрузия близка к щелочным сиенитам Центрального штока, а Гарнасарская — к субвулканическим трахитам и трахифонолитам центральных вулканических пород Тежсарского эффузно-интрузивного комплекса.

5. По ассоциации аксессуарных элементов, их концентрации и отношению индикаторных пар-элементов изученные массивы щелочных пород Базумского хребта близки к миаскитовому типу щелочных комплексов, что приближает их к конечным членам базальт-фонолитовых серий Полинезии, изученных Ноккольдсом и Алленом (1958).

ЛИТЕРАТУРА

1. Адамян А. И., Мкртчян К. А. Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов в восточной части Халабского хребта. Тр. УГ и ОН, № 2, 1959.
2. Баласаян С. И. Щелочные породы Геджалинского хребта Северной Армении. Науч. тр. ЕГУ, т. 59, 1957.
3. Багдасарян Г. П. Щелочные породы центральной части Армянской ССР «Вопросы вулканизма» Изд. АН СССР, 1962.
4. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов. Геохимия, № 2, 1962.
5. Власов К. А., Еськова Е. М., Кузьменко М. Е. Ловозерский массив. Изд: АН СССР-1958:
6. Геворкян Р. Г. Новые сведения о щелочных интрузиях центральной Армении. ДАН Арм. ССР, т. 30, № 2, 1964.
7. Герасимовский В. И. Геохимия редких элементов Ловозерского щелочного массива. Сб. док. сов. геологов на XXI междунар. геол. конгрессе, 1960.
8. Дегенхард Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере «Геохимия редких элементов» ИИЛ, 1959.
9. Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
10. Меликсетян Б. М. Минералого-геохимические особенности щелочных пород Мегринского плутона. Зап. Арм. отд. ВМО, № 2, 1960.
11. Меликсетян Б. М., Геворкян Р. Г. К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбака. ДАН Арм. ССР, № 3, 1963.
12. Ноккольдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. ИИЛ, 1958.

С. Б. АБОВЯН

К ГЕОХИМИИ ФОРМАЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД БАЗУМСКОГО И ШИРАКСКОГО ХРЕБТОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Формация ультраосновных и основных интрузивных пород на территории Армянской ССР образует два дугообразных пояса — Севано-Амасийский и Вединский (Приараксинский).

Севано-Амасийский пояс начинается у сел. Амасия к СВ от гор. Ленинакана и протягивается в ЮВ направлении в виде прерывистой полосы вдоль Базумского и Ширакского хребтов, переходя дальше на СВ побережье озера Севан, прослеживается вдоль Арегунийского и Севанского хребтов и далее в бассейнах рр. Тертер и Акера.

Вединский пояс характеризуется большим количеством массивов, но меньшими их размерами, также прослеживается в виде полосы в ЮВ направлении в сторону сс. Арташат, Веди и Нахичевань.

Оба пояса продолжаютя в Иран и Турцию и примыкают таким образом к обширной Средиземноморской петрогенической провинции ультраосновных и основных пород (Малая Азия, Балканы, Альпы).

В статье рассматриваются геохимические особенности массивов ультраосновных и основных пород СЗ части Севано-Амасийского пояса, приуроченных к Базумскому и Ширакскому хребтам. К ним относятся: Мумухан-Красарский габбро-перидотитовый массив, Катнахпюр-Карахачская группа габбро-перидотитовых массивов, Желто- и Чернореченские габбро-перидотитовые дайкообразные тела, Кармракарский габбро-перидотитовый массив и Овуни-Полутлинские габбро-диоритовые массивы.

Массивы ультраосновных и основных пород в петрологическом отношении представляют собой единую габбро-перидотитовую формацию верхне-эоценового времени. Ультраосновные и основные породы связаны между собой постепенными переходами, а на Мумухан-Красарском массиве наблюдается также габбро более поздней фазы внедрения.

В геотектоническом отношении ультраосновные и основные породы описываемого района входят в складчатую зону Армении, слагая СЗ часть Севанской интрагеосинклинальной зоны (Паффенгольц, 1959). Большинство массивов приурочено к сводовым частям главных, реже второстепенных антиклинальных складок Базумского и Ширакского

хребтов. Часто в этом же направлении вытянуты длинные оси массивов. Расположение массивов в зоне интенсивно смятых структур указывает на пассивное поднятие магмы вдоль трещин разрывов, следовавших за складкообразованием.

Петрографический состав массивов довольно сложный. Среди ультраосновных пород в порядке их количественного распространения выделяются — перидотиты, полевошпатовые перидотиты, дуниты и их пегматоидные разности — пироксениты; среди основных пород — различные габбро, габбро-нориты, их пегматоидные разности — габбро-пегматиты и разности, переходные от ультраосновных пород к основным — троктолиты и оливиновые габбро. Кислые дифференциаты основных пород представлены габбро-диоритами, кварцевыми диоритами и плагногранитами. Серия дайковых пород — диабазами, габбро-диабазами и др.

Рассмотрение особенностей распределения элементов-примесей в описываемых ультраосновных и основных породах проведено на основании приближенных количественных спектральных анализов. Несмотря на низкие содержания, ультраосновные и основные породы нельзя считать бедными по числу содержащихся в них элементов. Правда, в количественном отношении они уступают кислым и щелочным породам, но им присущи свои специфические элементы, не характерные для других типов пород. Рассмотрено 25 элементов, остальные элементы не выявлены из-за низкой чувствительности методики анализа. Чувствительность анализа составляет для Cu, Ag, Be—0,0001 %, Mn, V Cr, Sr, Ga, Li, Mo, Sn, Yb—0,0003 %, Ti, Ni, Co, Zr, Sc, B, Y—0,001 %, Pb—0,002%, Zn, Sb—0,003 %, Ba, La, As—0,01 %.

Не все элементы-примеси имеют одинаковое значение. Некоторые из них Cr, Ni, Ti, Cu, Zr, Pb, Sb, As образуют как самостоятельные минералы, так и в качестве изоморфных примесей входят в состав породообразующих и акцессорных минералов. Остальные элементы встречаются только как изоморфные примеси.

Почти в большинстве исследованных пород выявлены: Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co, Zr, Cu, Zn, Ga, Sr, Li, Sc, B; по этим элементам имелась возможность вывести их средние содержания по отдельным комплексам пород в целом и сделать сравнения с известными кларковыми содержаниями соответствующих пород по литературным данным. Другая группа элементов: Pb, Sn, Mo, Ag, Sb, As, Ba, Be, Y, Yb, La, по той же причине низкой чувствительности анализа, обнаружены лишь в отдельных разновидностях пород; по ним средние содержания не выводились, но для полноты описания отмечаются также и их количества в тех разновидностях пород, в которых они выявлены.

В табл. 1 приводятся средние содержания элементов-примесей* в описываемых породах, а также их кларки по данным А. П. Виноградова (1962) и К. К. Турекьяна и К. Г. Ведеполья (К. К. Turukjan, К. Г.

* Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГН АН Арм. ССР.

Wedepohl, 1961) а на фиг. 1 — содержания Mn, Ti, V, Cr, Ni и Co в этих породах.

Марганец

Является наиболее распространенным элементом в породах описываемой формации. Содержание его колеблется от 0,033 до 0,25% (табл. 1).

Среднее содержание марганца в ультраосновных породах совпадает с кларковыми содержаниями по А. П. Виноградову, а по остальным породам — ближе подходят к данным К. К. Турекьяна и К. Г. Ведеполя. Из рассмотрения данных по марганцу (табл. 1, 2) видно, что:

а) содержание марганца убывает от ультраосновных пород, через основные к средним и кислым;

б) внутри каждой группы пород содержание марганца убывает в пегматоидных и жильных фациях;

в) разности промежуточного состава между ультраосновными и основными породами характеризуются более высоким содержанием марганца по сравнению с основными (троктолиты) и ультраосновными (оливиновые габбро);

г) в указанных породах носителем марганца являются порообразующие минералы, причем наиболее железистые их разности содержат максимальные количества марганца, что объясняется его изоморфным замещением двухвалентного железа.

Титан

Также относится к числу наиболее распространенных элементов. Содержание его колеблется в пределах от 0,23 до 0,29% (табл. 1).

Содержание титана в ультраосновных породах более чем в два раза выше, а в основных, средних породах — ниже, чем кларковые содержания по А. П. Виноградову и К. К. Турекьяну и К. Г. Ведеполю. Из данных по титану (табл. 1, 2) видно, что:

а) содержание титана возрастает от ультраосновных пород, через основные к средним и далее падает к кислым;

б) внутри ультраосновных пород содержание титана возрастает от дунитов к перидотитам и пироксенитам, а внутри основных пород, наоборот, титан убывает в габбро-пегматитах и анортозитах и повышается в породах жильной фации;

в) в породах промежуточного состава содержание титана находится между содержаниями титана в габбро и ультраосновных породах;

г) титан в исследованных породах образует как изоморфную примесь в железистых разностях порообразующих минералов, так и самостоятельные акцессорные минералы (сфен в пироксенитах, титаномагнетит, ильменит, реже сфен — в основных породах).

Таблица 2

Распределение элементов-примесей в породообразующих минералах ультраосновных и основных пород Базумского и Ширакского хребтов.

Минералы	Кол-во анали-зов	Содержание элементов в %														
		Mn	Ti	V	Cr	Ni	Co	Zr	Cu	Zn	Ga	Sr	Li	Sc	B	Ag
Оливин	5	0,29	0,0034	—	0,024	0,22	0,032	0,0003	0,0079	0,0037	—	0,0012	—	—	0,0002	—
Ромбический пироксен	8	0,37	0,068	0,025	0,149	0,081	0,021	—	0,0101	0,024	0,00094	0,004	0,003	0,005	0,002	0,00012
Моноклинный пироксен	22	0,18	0,17	0,037	0,207	0,089	0,0084	0,0009	0,0101	0,093	0,00101	0,0095	0,0015	0,0136	0,0011	0,00025
Роговая обманка	12	0,25	0,60	0,054	0,071	0,014	0,0142	0,0019	0,0138	0,0019	0,0044	0,0119	0,0018	0,0147	—	0,00017
Плагноклаз ¹⁾	20	0,034	0,089	0,003	0,001	0,001	—	0,00035	0,0089	—	0,0041	0,084	0,00111	—	0,0047	0,00080

1) Присутствие элементов группы железа (Mn, Ti, V, Cr, Ni), Zr в плагноклазах, вероятно, объясняется наличием тонких включений темноцветных и аксессуарных минералов, являющихся главными носителями этих элементов.

Ванадий

Распространен во всех типах пород, но в меньших количествах, чем марганец и титан. Содержание его колеблется в пределах от 0,003 до 0,043% (табл. 1).

По сравнению с кларковыми содержаниями, во всех типах пород, за исключением основных, наблюдаются повышенные содержания ванадия. Из приведенных данных по ванидию (табл. 1, 2) видно, что:

а) наиболее обогащенными ванадием являются основные породы, в ультраосновных, средних и кислых породах содержание его падает;

б) внутри ультраосновных пород содержание ванадия возрастает от дунитов, через перидотиты к пироксенитам, а внутри основных пород, наоборот, ванадий убывает в габбро-пегматитах и анортозитах и возрастает в габбро-диабазах;

в) в породах промежуточного состава — оливиновом габбро, содержание ванадия находится между содержаниями ванадия габбро и перидотитов, а в троктолитах — между содержаниями его перидотитов и дунитов;

г) носителем ванадия в описываемых породах являются темноцветные минералы, в которых он изоморфно замещает трехвалентное железо.

Хром

Относится к числу наиболее распространенных элементов в описываемых породах. Содержание его колеблется в пределах от 0,0034 до 0,39% (табл. 1).

Среднее содержание хрома значительно превышает кларковые содержания по данным А. П. Виноградова и К. К. Турекьяна и К. Г. Ведыполя. По сравнению же с данными В. М. Гольдшмидта (1952), основные породы обнаруживают большое сходство. Из данных по хрому (табл. 1, 2) видно, что:

а) наиболее обогащенными хромом являются ультраосновные породы, в основных, средних и кислых — содержание его резко падает;

б) внутри ультраосновных пород содержание хрома падает от дунитов к перидотитам и пироксенитам, внутри основных пород содержание хрома убывает в жильных и пегматоидных разностях;

в) в породах промежуточного состава содержание хрома меньше чем в ультраосновных и больше, чем в основных породах;

г) хром образует самостоятельный акцессорный минерал — хромшпинелид в ультраосновных и основных породах, а также входит в состав темноцветных порообразующих минералов, изоморфно замещая трехвалентное железо.

Никель

Распространен во всех типах пород в количестве от 0,001 до 0,22% (табл. 1).

Среднее содержание никеля в описываемых типах пород близко к кларковым содержаниям соответствующих пород по Л. Г. Фогту (J. H. L. Vogt, 1923). Из данных по никелю (табл. 1, 2) можно заключить, что:

а) содержание никеля падает от ультраосновных пород, через основные и средние к кислым; соответственно меняется и отношение Ni к MgO в средних типах тех же пород от 0,00042 до 0,001 (табл. 3);

б) внутри ультраосновных пород содержание никеля резко падает от дунитов к перидотитам и пироксенитам, а внутри основных пород— убывает в жильных и пегматоидных разностях;

в) содержание никеля в породах промежуточного состава находится между содержаниями никеля в ультраосновных породах и габбро;

г) главная масса никеля изоморфно замещает магний в породообразующих минералах и лишь редко образует самостоятельный акцессорный минерал (никелистое железо—в серпентинизированных ультраосновных породах).

Таблица 3

Породы	Содержание в %		Отноше- ние NiO к MgO
	MgO	NiO	
Дуниты	36,80	0,25	0,0070
Перидотиты	34,49	0,13	0,0040
Пироксениты	20,34	0,036	0,0018
Средняя ультраосновная порода	31,21	0,139	0,0042
Троктолиты	16,61	0,077	0,0046
Оливиновые габбро	19,16	0,055	0,0028
Габбро и габбро-нориты	14,94	0,017	0,0011
Габбро-диабазы (апофизы и дайки)	9,03	0,013	0,0014
Габбро-пегматиты	6,78	0,011	0,0016
Анортозиты	1,25	0,006	0,0032
Средняя основная порода	11,29	0,030	0,0026
Габбро-диориты	8,51	0,01	0,0012
Кварцевые диориты	2,80	0,0035	0,0014
Средняя диоритовая порода	5,66	0,0068	0,0013
Плагииграниты	1,03	0,001	0,001

Кобальт

Также встречается во всех типах пород в количестве от 0,0015 до 0,025% (табл. 1).

Среднее содержание кобальта в описываемых ультраосновных породах ближе подходит к данным К. К. Турекьяна и К. Г. Ведыполя, а в основных породах—к данным В. М. Гольдшмидта. Следует отметить довольно высокие содержание кобальта в средних и кислых породах.

Учитывая, что ранние фракции кристаллизующейся магмы обогащены никелем, то отношение Ni к Co намного больше в ультраосновных и основных породах, чем в средних и кислых. В последних кобальт даже преобладает над никелем (табл. 4). Из данных по хрому, никелю и кобальту видно, что в ультраосновных, основных и средних породах $Cr > Ni > Co$, а в кислых— $Cr > Ni < Co$. Э. Б. Санделл и С. С. Голдич (1952) считают, что отношение Co к MgO величина постоянная для всех типов пород и равно 0,00066. Рассмотрения с этой точки зрения наши породы видно, что величина этого отношения непостоянная и закономерно растет от ультраосновных пород, через основные к средним и кислым (табл. 4).

Таблица 4

Породы	Содержание в %			Отношение	
	MgO	Ni	Co	Ni к Co	Co к MgO
Дуниты	36,80	0,20	0,025	8,0	0,00068
Перидотиты	34,39	0,10	0,013	5,3	0,00055
Пироксениты	20,34	0,028	0,008	3,0	0,00039
Средняя ультраосновная порода	30,21	0,11	0,017	5,6	0,00054
Троктолиты	16,61	0,077	0,022	3,62	0,0013
Оливиновые габбро	19,16	0,055	0,012	4,58	0,00063
Габбро и габбро-нориты	14,94	0,017	0,007	2,43	0,00045
Габбро-диабазы (апофизы и дайки)	9,03	0,013	0,009	1,44	0,001
Габбро-пегматиты	6,78	0,011	0,007	1,57	0,00103
Анортозиты	1,25	0,006	0,003	2,00	0,0024
Средняя основная порода	11,29	0,030	0,010	2,61	0,00113
Габбро-диориты	8,51	0,01	0,0065	1,54	0,00076
Кварцевые диориты	2,80	0,0035	0,004	0,90	0,0014
Средняя диоритовая порода	5,65	0,0068	0,0058	1,22	0,00198
Плагииграниты	1,03	0,001	0,0015	0,67	0,0014

Приведенные по кобальту данные (табл. 1, 2) показывают, что, а) наиболее обогащенными кобальтом являются ультраосновные

породы, затем содержание его падает в основных и средних и достигает минимум в кислых породах; соответственно уменьшается и отношение Ni к Co, тогда как отношение Co к MgO, наоборот, уменьшается (табл. 4);

б) внутри ультраосновных пород содержание кобальта падает от дунитов к перидотитам и пироксенитам; внутри основных пород содержание кобальта уменьшается от габбро к породам их жильной и пегматоидной фаций;

в) в породах промежуточного состава—троктолитах, содержание кобальта выше чем в дунитах, а в оливиновом габбро—находится между содержаниями кобальта в перидотитах и габбро;

г) учитывая, что кобальт не образует самостоятельных минералов, он полностью входит в состав породообразующих, изоморфно замещаая магний. Данные Э. Б. Санделла и С. С. Голдича показывают, что несмотря на близость размеров ионных радиусов кобальта и двухвалентного железа, кобальт обнаруживает более определенную связь с магнием, чем с железом.

Цирконий

Встречается почти во всех разновидностях описываемых пород, за исключением троктолитов и оливиновых габбро. Содержание его колеблется от 0,0005 до 0,0077% (табл. 1).

Средние содержания циркония в отдельных типах исследованных пород намного ниже, чем его кларковые содержания по А. П. Виноградову, К. К. Турекьяну и К. Г. Ведеполу и Г. Хевеши и К. Вюрстелину (G. Hevesy, R. Wüerstlin, 1934). Из приведенных данных по цирконию (табл. 1, 2) можно заключить:

а) количество циркония возрастает от ультраосновных пород, через основные к средним и кислым;

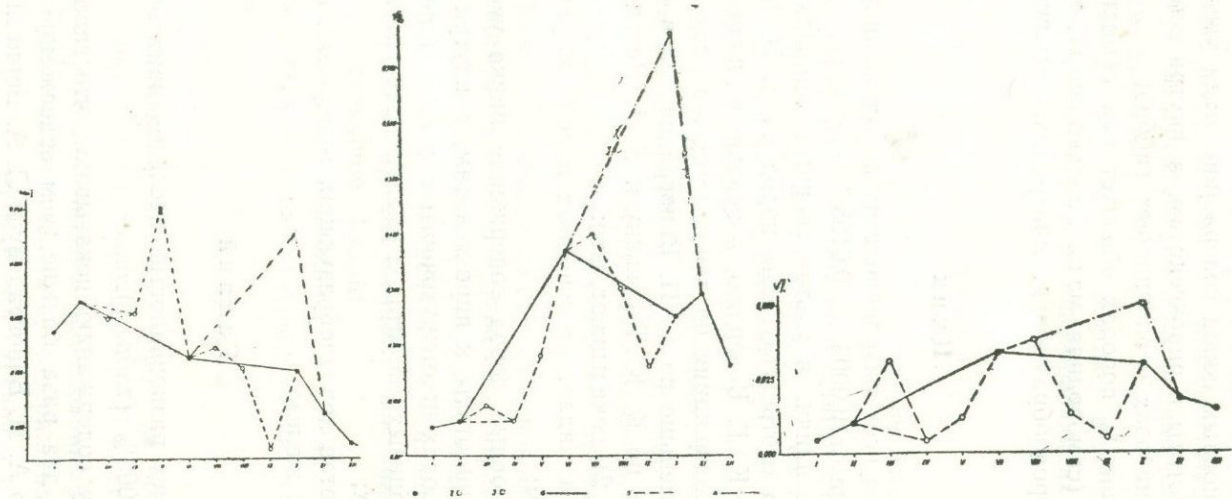
б) содержание его в ультраосновных породах возрастает от перидотитов, через пироксениты к дунитам; среди основных пород содержание его падает в габбро-пегматитах и возрастает в анортозитах;

в) цирконий в описываемых породах образует как самостоятельный аксессуарный минерал—циркон, так и изоморфную примесь в породообразующих минералах, замещая двухвалентное железо.

Медь

Распространена во всех разновидностях исследованных пород в количестве от 0,0016 до 0,027% (табл. 1).

Сравнение средних содержаний меди в исследованных породах с кларковыми содержаниями соответствующих пород, показывает, что они характеризуются более повышенными значениями меди; несколько ближе подходит к данным Э. Б. Санделла и С. С. Голдича содер-



Фиг. 1. Распределение содержания марганца, титана и ванадия в породах габбро-перидотитовой формации. I—главнейшие типы пород; 2—переходные разновидности пород; 3—габбро-диориты Овунги-Полутлинской группы массивов, генетически не связанные с габбро-перидотитовой формацией; 4—интрузивные породы; 5— жильные породы; 6—габбро-диориты Овунги-Полутлинской группы массивов.

— дунит, II—перидотит, III—пироксенит, IV—троктолит, V—габбро-оливиновое, VI—габбро, VII—габбро-диабаз (дайки), VIII—габбро-пегматит, IX—анортозит, X—габбро-диорит, XI—кварцевый диорит, XII—плаггиогранит.

жание меди в габбро. Приведенные данные по меди (табл. 1, 2) показывают, что:

а) содержание меди уменьшается от габбро к ультраосновным, средним и кислым породам;

б) внутри ультраосновных пород содержание меди увеличивается от дунитов, через перидотиты к пироксенитам, а внутри основных пород—падает в габбро-диабазам и оливиновых габбро;

г) медь в исследованных породах образует как самостоятельные акцессорные минералы (самородная медь, халькопирит), так и изоморфную примесь в породообразующих минералах, замещая двухвалентное железо.

Цинк

Встречается почти во всех разновидностях пород, за исключением анортозитов, в количестве от 0,0003 до 0,0108% (табл. 1).

Среднее содержание цинка в ультраосновных породах близко к кларковому содержанию соответствующих пород по А. П. Виноградову и К. К. Турекьяну и К. Г. Ведеполу, в основных породах—в два раза ниже кларкового содержания по данным тех же исследователей, в средних—в две раза меньше по А. П. Виноградову и в кислых—в два раза меньше кларка по К. К. Турекьяну и К. Г. Ведеполу. Данные по цинку (табл. 1, 2) показывают, что:

а) содержание цинка падает от основных пород к ультраосновным, средним и кислым;

б) внутри ультраосновных пород содержание цинка увеличивается от дунитов, через перидотиты к пироксенитам, а внутри основных пород—возрастает в породах промежуточного состава, жильной и пегматоидной фаций и кварцевых диоритах и уменьшается—в габбро-диоритах и плагиогранитах;

в) цинк входит в состав породообразующих минералов, изоморфно замещая двухвалентное железо.

Галлий

Распространен во всех разновидностях исследованных пород в количестве от 0,0002 до 0,003% (табл. 1).

Данные по среднему содержанию показывают, что галлия в ультраосновных породах в два раза больше, чем содержание его соответствующих породах по А. П. Виноградову и Л. А. Борисенку (1959). В основных породах содержание его близко к данным А. П. Виноградова, а в средних и кислых—несколько выше, чем данные А. П. Виноградова и К. К. Турекьяна и К. Г. Ведеполя. Из рассмотрения данных по галлию (табл. 1, 2) видно, что:

а) содержание галлия падает от средних пород, с одной стороны, к кислым, с другой—к основным и ультраосновным;

б) содержание галлия в ультраосновных породах падает от дунитов, через пироксениты к перидотитам; внутри основных пород содержание его убывает от габбро, с одной стороны, к породам промежуточного состава, с другой—к породам жильной и пегматоидной фаций. В породах среднего состава уменьшается от габбро-диоритов к кварцевым диоритам;

в) галлий в описываемых породах встречается исключительно в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах, замещая алюминий.

Стронций

Также встречается во всех разновидностях исследованных пород в количестве от 0,0033 до 0,044% (табл. 1).

Среднее содержание стронция в ультраосновных породах значительно выше чем кларковые содержания соответствующих пород по А. П. Виноградову и К. К. Турекьяну и Д. Л. Калпу (К. К. Turekjan, J. L. Kulp, 1956). В основных породах количество его несколько ниже средних данных указанных исследователей, по сравнению же с данными В. Нолла (W. Noll, 1934),—выше. В породах среднего и кислого составов содержание стронция также ниже данных А. П. Виноградова и В. Нолла. Приведенные данные по стронцию (табл. 1, 2) показывают, что:

а) содержание стронция падает от основных пород, с одной стороны, к средним и кислым, с другой—к ультраосновным;

б) содержание стронция в ультраосновных породах падает от дунитов к перидотитам и пироксенитам, в основных—от габбро, с одной стороны, к породам промежуточного состава, с другой—к породам жильной и пегматоидной фаций;

в) стронций в исследованных породах изоморфно замещает кальций в решетках породообразующих минералов.

Литий

Распространен во всех типах пород, за исключением оливиновых габбро, в количестве от 0,00003 до 0,0041% (табл. 1).

Среднее содержание лития в исследованных ультраосновных породах намного превышает кларковые содержания соответствующих пород по А. П. Виноградову и К. К. Турекьяну и К. Г. Ведеполу. В основных породах оно совпадает с их данными, а в породах среднего состава—ниже их данных. Из приведенных данных по литию (табл. 1, 2) видно, что:

а) содержание лития падает от основных пород, с одной стороны, к ультраосновным, с другой—к средним и кислым;

б) содержание лития в ультраосновных породах падает от пироксенитов к перидотитам и дунитам; в основных породах—от троктолитов, через жильные габбро-диабазы, габбро-пегматиты, габбро к анортозитам;

в) литий в описываемых породах изоморфно замещает магний, возможно, и двухвалентное железо и алюминий в решетках порообразующих минералов.

Скандий

Обнаружен во всех породах в количестве от 0,00005 до 0,13% (таблица 1).

Среднее содержание скандия в ультраосновных породах приближается к кларковому содержанию в соответствующих породах по К. К. Турекьяну и К. Г. Ведеполю и Л. Ф. Борисенко (1959) и немного выше данных А. П. Виноградова. Содержание скандия в основных, средних и кислых породах превышает данные указанных исследователей. Данные по скандию (табл. 1, 2) позволяют считать, что:

а) содержание его в исследованных породах падает от основных, с одной стороны, к кислым и средним, с другой—к ультраосновным;

б) среди ультраосновных пород содержание скандия уменьшается от пироксенитов к перидотитам и дунитам, а в основных породах—убывает в следующей последовательности: оливиновые габбро, габбро-пегматиты, габбро, габбро-диабазы, троктолиты и анортозиты;

в) в габбро, диоритах и плагиогранитах трудно установить геохимическую связь скандия с двухвалентным железом или магнием, а в породах ультраосновного комплекса—наблюдается связь скандия с двухвалентным железом.

Бор

Встречается во всех разновидностях пород в количестве от 0,0001 до 0,0179% (табл. 1).

Исследованные породы характеризуются довольно высокими средними содержаниями бора, чем кларковые содержания соответствующих пород по А. П. Виноградову и К. К. Турекьяну и К. Г. Ведеполю, за исключением средних и кислых разновидностей, в которых, наоборот, наблюдаются более низкие содержания. Исследования Т. Г. Сахама (1952) по породам Южной Лапландии обнаружили средние содержания бора, близкие к нашим: по ультраосновным породам—0,0031%, основным—0,0011% и средним—0,0014%. Приведенные по бору данные (табл. 1, 2) показывают, что:

Таблица 5

Содержание и частота нахождения элементов-примесей в ультраосновных и основных породах Базумского и Ширакского хребтов

Породы	Кол-во анализов	Mo	Pb		Ag	Sn	Sb	As	Ba			Be			Y ¹⁾			Yb			La ²⁾		
		I	I	II	I	I	I	I	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I		
Дуниты	20	1/50	1/300	—	—	—	1/1000	4/400—3000	5/100—200	—	—	—	—	—	—	—	2/10	—	—	2/10—20	—	—	—
Перидотиты	42	—	1/100	—	2/17	1/2	—	2/400—6000	6/10—30	—	—	1/5	—	—	—	—	1/100	—	—	—	—	—	1/1000
Пироксениты	18	—	—	—	—	—	1/1000	—	3/10—30	—	—	—	—	—	—	—	4/100—300	—	—	—	—	—	1/1000
Троктолиты	7	—	—	—	1/78	1/13	—	—	1/100	—	—	—	—	—	—	—	1/100	—	—	—	—	—	1/37
Оливиновые габбро	2	—	—	—	1/10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Габбро и габбро-нориты	32	4/2—7	5/2—8	2	4/10—30	—	1/30	2/50—300	—	4	13/2—70	2/3—50	—	8/4	—	—	5/1,5—5	1	5/2	5/1,5—75	—	5/2	2/7
Габбро-диабазы	28	—	2/6—18	3	4/2—10	—	1/30	1/50	2/1,5—3	4	2/2—30	—	—	11/2—4	—	—	5/1,5—2,5	9	1/2	—	1	8/2	3/7
Габбро-пегматиты	13	—	1/3	—	—	—	—	—	1/5	1	3/10—30	1/2	—	1/4	—	—	2/5—15	—	2/2	2/5—23	—	1/2	—
Анортозиты	5	—	—	—	—	—	—	1/100	—	1	1/4	—	—	4/4	—	—	—	2	1/2	—	—	1/2	2/7
Габбро-диориты Овунни-Полутлинских массивов	9	—	—	—	—	—	—	—	4/2	—	5/1,5—3	—	—	9/2—4	—	—	—	—	—	—	—	2/4	—
Габбро-диорит Катнахпюр-Карахачского массива	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1/10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварцевый диорит	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1/3,5	1/1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагиогранит	10	1/10	1/2	—	1/10	—	—	—	—	—	2/4	—	—	2/6	—	—	—	2	7/3	1/7	—	1/20	—

1—в числителе количество образцов, в которых обнаружен элемент, в знаменателе—во сколько раз содержание элемента превышает кларковое; II—количество образцов, в которых содержание элемента равно кларковому; III—в числителе количество образцов, в которых обнаружен элемент, в знаменателе—во сколько раз содержание элемента меньше кларкового.

1) Содержания Y по средним (диоритовым) породам не приведены, так как отсутствуют данные по кларковым содержаниям.

2) Содержания La по средним и кислым породам не приведены, так как отсутствуют данные по кларковым содержаниям.

а) содержание бора падает от ультраосновных пород к основным, средним и кислым;

б) среди ультраосновных пород содержание бора падает от дунитов к перидотитам и пироксенитам, а среди основных пород в следующей последовательности: троктолиты, оливиновые габбро, габбро-диабазы, габбро и габбро-пегматиты; минимальное количество бора наблюдается в кислых разностях пород—плагиогранитах;

в) бор входит в состав плагиоклазов и темноцветных минералов в основных породах и серпентинов—в ультраосновных; это объясняется тем, что при кристаллизации пород бор оставался в образовавшемся водном растворе, а впоследствии при автотетасоматозе, он проник в решетку этих минералов.

При рассмотрении описанных элементов в габбро-диоритах Овучи-Полутлинских массивов (табл. 1) в них отмечаются резко отличные от ультраосновных и основных пород содержания таких элементов как Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co, Zr, Cu, Zn, Li, что, по-видимому, позволяет предположить, что эти породы генетически не связаны с породами габбро-перидотитовой формации.

Ниже рассматриваются элементы (табл. 5), которые из-за низкой чувствительности анализа обнаружены лишь в отдельных разновидностях пород.

Молибден встречен лишь в дуните, габбро и плагиограните Мумухан-Красарского массива в количестве от 0,0003 до 0,001% (табл. 5).

Самостоятельных минералов молибдена в исследованных породах пока не обнаружено. Вероятно, он входит в состав породообразующих минералов, изоморфно замещая трехвалентное железо. Не исключена также возможность наличия самостоятельных минералов молибдена в плагиограните или в измененных разностях габбро и дунита, в связи с наложением поздних гидротермальных процессов.

Свинец обнаружен в дунитах, перидотитах, габбро, габбро-пегматитах и плагиогранитах Мумухан-Красарского и габбро-диабаз Мумухан-Красарского и Катнахпюр-Карахачского массивов в количестве от 0,001 до 0,0065% (табл. 5).

В описываемых породах свинец встречается в виде самостоятельных аксессуарных минералов—галенита и самородного свинца (вероятно, связанных с наложением поздних гидротермальных процессов), а также в виде изоморфной смеси, замещая в породообразующих минералах калий в кислых разностях пород и, по-видимому, магний в основных и ультраосновных разностях.

Серебро встречено в перидотитах, оливиновых габбро, троктолитах, габбро-диабаз и плагиогранитах Мумухан-Красарского массива в количестве от 0,0001 до 0,00047% (табл. 5).

Серебро не образует самостоятельных соединений и, вероятно, входит в состав породообразующих минералов, изоморфно замещая

кальций. Данные табл. 2 показывают, что содержание его падает от плагиоклазов, через моноклинные пироксены, роговые обманки к ромбическим пироксенам.

Олово редкий элемент, встречен только в перидотитах и троктолитах Мумухан-Красарского массива в количестве от 0,0002 до 0,002% (табл. 5).

Олово в описываемых породах, по-видимому, полностью входит в состав породообразующих минералов, изоморфно замещая магний.

Сурьма обнаружена в дунитах, пироксенитах, габбро и габбро-диабаз Мумухан-Красарского массива в количестве от 0,003 до 0,01% (табл. 5).

Сурьма в указанных породах образует самостоятельный акцессорный минерал (антимонит), обязанный своим происхождением наложенным гидротермальным процессам, связанным с формированием сурьяно-мышьякового месторождения, пространственно приуроченного к массиву.

Мышьяк встречен в дунитах, перидотитах, габбро и анортозитах Мумухан-Красарского и габбро-диабаз Катнахпур-Карахачских массивов в количестве от 0,01 до 0,3% (табл. 5).

Большая часть мышьяка представлена в них в виде самостоятельных акцессорных минералов (реальгар, аурипигмент), обязанный своим происхождением поздним гидротермальным процессам, связанным с формированием сурьяно-мышьякового месторождения. Незначительная часть мышьяка, вероятно, присутствует в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах, замещая трехвалентное железо.

Барий распространен во всех разновидностях описываемых пород, за исключением оливиновых габбро, в количестве от 0,001 до 0,1% (табл. 5).

Барий в исследованных породах встречается в виде изоморфной примеси, замещая в решетках породообразующих минералов калий, но не исключена возможность также и изоморфного замещения кальция, что в некоторой мере подтверждается его повышенным содержанием в анортозитах.

Бериллий обнаружен в перидотитах, габбро, габбро-диабаз, габбро-пегматитах, анортозитах, кварцевых диоритах и плагиогранитах в количестве от 0,0001 до 0,02% (табл. 5).

Бериллий в описываемых породах встречается в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах, изоморфно замещая кремний.

Итрий встречен в большинстве исследованных пород в количестве от 0,001 до 0,03% (табл. 5). Вероятно, он входит в состав породообразующих минералов, изоморфно замещая кальций.

Иттербий обнаружен в дунитах, габбро, габбро-диабаз, габбро-пегматитах, анортозитах и плагиогранитах в количестве от 0,0001 до

0,015% (табл. 5). Также входит в состав породообразующих минералов, изоморфно замещая кальций.

Лантан встречается в перидотитах, пироксенитах, троктолитах, габбро-диабазам и анортозитах в количестве от 0,01 до 0,1% (табл. 5). Вероятно лантан входит в состав породообразующих минералов, также изоморфно замещая кальций.

ВЫВОДЫ

1. Поведение большинства элементов-примесей в описываемых породах показывает, что генетически они представляют единый комплекс, характерный для пород ультраосновного и основного составов. Последние рассматриваются как продукты дифференциации одной магмы, первичный состав которой соответствовал примерно меланократовому оливиновому габбро. Одни элементы характерны для ультраосновных пород Mn, Cr, Ni, Co, В, другие—для основных—Ti, V, Zr, Cu, Zn, Sr, Li, Sc, Ba. К числу элементов, связанных с наложением поздних гидротермальных процессов, вероятно, относятся As, Sb, Mo, Pb.

2. В породах промежуточного состава—троктолитах и оливиновых габбро содержание большинства указанных элементов колеблется примерно между их содержаниями в ультраосновных и основных породах. По содержанию этих элементов они также являются промежуточными между ультраосновными и основными породами.

3. Повышение, по сравнению с кларковыми, содержания Ti, V, Cu, Sr, Ba, Li в ультраосновных породах и Cr, Ni, Co, Mn, и В в основных, вероятно, может служить указанием на их происхождение из одной общей магмы в результате дифференциации.

4. Низкие содержания элементов-примесей в средних и кислых разностях пород по сравнению с их кларковыми содержаниями, по-видимому, также указывает на то, что эти породы являются дифференциатами той же магмы, которая дала ультраосновные и основные породы. С другой стороны, такие элементы как Cr, V, Co, характерные для ультраосновных пород, в средних и кислых разностях пород представлены в повышенных, чем кларковые содержаниях и, вероятно, указывают на генетическую связь последних с первыми.

5. Особенности состава Оуни-Полутлинских габбро-диоритовых массивов показывают, что они генетически не связаны с породами габбро-перидотитовой формации. Последнее положение подтверждается также резко отличающимися содержаниями в них элементов-примесей, по сравнению с габбро-диоритами, связанными с ультраосновными и основными породами.

ЛИТЕРАТУРА

Борисенко Л. Ф. О распределении скандия в некоторых типах изверженных пород на примере некоторых массивов Советского Союза. Геохимия, № 7, 1959.

- Борисенко Л. А. Распределение галлия в горных породах СССР. Геохимия, № 1, 1959.
- Виноградов А. П. Содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». ИЛ. 1952.
- Санделл Е. В., Голдич С. С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». ИЛ. 1952.
- Сахама Т. Г. Рассеянные элементы в породах Южной Финской Лапландии. В сб. «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах». ИЛ. 1952.
- Hevesy G., Würstlin K., Die Häufigkeit des Zirkoniums. Zütsph, allged. anogr. Chem. 216, 1934.
- Nolle W.. Geochemie des Strontiums. Chem. d. Erde, 8, 507, 1934.
- Turekjan K K., Kulp J. L., The geochemistr of strontium. Geoch, et Cosmochim. Acta, 10, № 5—6, 1956.
- Turekian K. K., Wedepohl K. E., Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Bull. Soc. of Am., v. 72, 2, 1961.
- Vagt J. H. L., Nickel in Igneous Rock. Econ. Geol., XVIII, 1923.

ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ФАЦИАЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЮРСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЕНИИ

В юрское время вулканическая деятельность в Армении происходила как на суше (субаэральный тип излияний), так и в прибрежных или подводных, преимущественно мелководных условиях.

Типы вулканических извержений

Вопросы о типе извержений и о природе подводящих каналов, в частности о центральном или трещинном характере извержений для отдельных вулканогенных толщ, в большинстве случаев решаются лишь с большим приближением, в связи с довольно большой сложностью структуры описываемого региона, недостаточной детальностью стратиграфического расчленения и неполнотой имеющихся данных. Судя по разнообразию вещественного состава лав, различному соотношению лав и пирокластолитов в разрезах свит, различиям в мощности покровов и т. п., можно заключить, что типы вулканических извержений были различными, начиная от взрывных или пароксизмальных типов извержений с выбросом большого количества рыхлых продуктов, до спокойных излияний гавайского типа, дававших более выдержанные по мощности и по составу покровы лав основного состава (порфириды). Для некоторых разрезов характерно частое чередование наземных (субаэральных) и подводных типов излияний, происходивших, вероятно, в прибрежной или мелководной зоне, в условиях колебательных тектонических движений земной коры.

Обильные накопления пирокластического, в особенности — грубообломочного материала (туфобрекчи и пр.) в некоторых участках разреза вулканогенной юры северной Армении дают возможность предполагать присутствие здесь нескольких вулканических центров * или очаговых зон, располагавшихся в районах современных Алавердского и Шамшадинского антиклинориев.

Эти выводы относятся в основном к нижней и верхней порфиритовым толщам (лейаса, байоса и бата, отчасти оксфорда). С другой стороны, в отношении лавовых и пирокластических образований кис-

лого состава, принадлежащих к вулканогенной толще верхнего байоса, имеющиеся данные указывают скорее на трещинный тип излияний, вероятно, локализовавшихся вдоль зон, вытянутых по простиранию соответствующих тектонических структур (Алавердский и Шамшадинский антиклинории). Это было показано, в частности, Р. Н. Абдуллаевым (1958) для кислых эффузивов юры азербайджанской части Малого Кавказа. При этом, однако, не исключается и роль извержений центрального типа, происходивших из многочисленных центров, расположенных по простиранию тех же тектонических зон.

В составе некоторых свит (например, Шахтахтской свиты Алавердского района) можно наблюдать тесное чередование агломератовых туфов, содержащих остроугольные обломки лав основного состава, с туфо- и конгломератобрекчиями, содержащими в различной степени окатанный материал (шарообразные или эллипсоидальные обломки), при сильно колеблющейся мощности отдельных прослоев. В этой же толще можно наблюдать и отдельные прослои туфобрекчий дацитовых порфиритов, содержащих окатанные обломки лав до 0,3 м в диаметре. Отдельные же прослои здесь сложены и чисто седиментогенным плохоокатанным материалом — туфопесчаниками и пр. Судя по резким различиям в петрографическом, а местами и в химическом составе пород в разрезе данной толщи, вулканические излияния происходили неоднократно и, вероятно, из нескольких центров, возможно из главного и из побочных, связанных с общим вулканическим очагом. Более определенно решить эти вопросы можно, разумеется, лишь путем тщательного анализа изменения мощностей и качественного состава отдельных вулканогенных свит по простиранию соответствующих зон. Следует здесь отметить и вообще недостаточную ясность вопроса о мощных трещинных излияниях кислой магмы, которые, как будто, не находят себе аналогов у современных вулканов. Известные нам молодые лавы кислого состава связаны обычно с извержениями центрального типа.

Фацциальное положение вулканогенных образований

Характером вулканической деятельности определяется и формирование различных фаций пород. Особенности петрографического состава, химизма, степени метаморфизации и др. особенности пород стоят в тесной связи с их фацциальной принадлежностью. Характеризуя отдельные фации, следует оговориться, что признаки, необходимые для отнесения конкретной магматической породы или геологического тела к той или иной фации — подводной, экструзивной, интрузивной и др., являются в петрографии и вулканологии во многих случаях еще далеко не ясными и определенными. Во многих случаях отнесение пород к той или иной фации представляет значительные трудности и является спорным. Этому мешает недостаточная обнаженность, значительная

эродированность отдельных потоков, метаморфизм слагающих их пород и другие причины. Примером могут служить барабатурские кварцевые порфиры в Кафанском районе, кварцевые плагиопорфиры Ахталы и Шамшадина, которые различные исследователи относят то к настоящим покровам, то к интрузивным или субвулканическим образованиям. Туфобрекчии и туфоконгломераты некоторых горизонтов также могут относиться либо к наземным (континентальным), либо к прибрежным или мелководным (подводным) образованиям и т. п. В настоящей работе мы остановимся на краткой характеристике отличительных признаков отдельных фаций юрского вулканизма и на тех их наиболее существенных особенностях, которые дают возможность судить об условиях образования данных фаций.

Детальное изучение геологического положения различных членов юрской вулканической формации армянской части Малого Кавказа и их петрографических особенностей позволяет на описываемой территории выделить три основные группы фаций, для каждой из которых существуют более дробные подразделения. Вулканические образования, формирующиеся в различных фациальных условиях, подразделяются на: 1) лавовые, 2) пирокластические и 3) субвулканические.

Лавовая группа фаций в пределах описываемой территории пользуется относительно наибольшим распространением. Значительная часть этой группы пород формировалась в условиях подводной среды (зеленокаменные порфиры, кварцевые плагиопорфиры, порфиры разных типов и др.).

Образования лавовой фации, относящиеся как к субаэральной, так и к подводной субфациям, представлены преимущественно среди нижне-среднеюрских отложений; отдельные маломощные лавовые покровы верхнеюрского времени в Шамшадинском, Кафанском и меньше в Алавердском антиклинориях тесно перемежаются с мощными горизонтами пирокластических образований — туфов, туфобрекчии, туффитов и пр. Здесь мощность отдельных лавовых потоков достигает до 10 м, они обладают неправильно-глыбовой отдельностью; породы лавовых горизонтов резко отличаются от вмещающих пирокластолитов своей твердостью и склонностью к оскольчатой трещиноватости. Лавы, образующиеся в субаэральных условиях, характеризуются меньшей степенью метаморфических изменений (пропилитизации и др.), чем образования подводных излияний (лавы и их пирокласты). Для субаэральных лавовых покровов менее характерны случаи развития миндалякаменноразностей. Иногда только породы субаэральных потоков содержат пустоты и миндалины, приуроченные преимущественно к их нижним и верхним периферическим частям.

Подводно-лавовая и подводно-пирокластическая фации. Как известно, на глубине 2000 м давление морской воды превосходит критическое давление водяного пара. При таких условиях излияния лав в глубоких морях должны происходить со-

вершено спокойно, как при внедрении пластовых интрузивных тел. Признаков извержения на поверхности моря при этом не замечается, ювенильные газы растворяются в воде при их движении вверх.

Исследованиями установлено, что значительная часть вулканических процессов происходит в подводных условиях — в морях, океанах и др. водных бассейнах. Условия возникновения и формирования вулканических образований подводного вулканизма несколько иные, чем надводных. Описав известные характерные черты наземного вулканизма, К.К. Зеленев (1963) находит, что «Несколько иной характер приобретает вулканический процесс под водой, когда выделяющиеся газы и летучие компоненты не рассеиваются в атмосфере, а фильтруются сквозь толщу воды, улавливаются ею и принимают участие в разнообразных химических реакциях». До последнего времени в вопросе о роли морской воды в формировании подводных вулканических образований у исследователей имеются разногласия. Одни исследователи (Коржинский и др.) считают, что в формировании пород морская вода не играет никакой роли, другие (Садецкий-Кардош, 1960; К. К. Зеленев, 1963; Г. Тазиев, 1963; С. Г. и А. Е. Энгел, 1961 и другие) доказывают значительную роль морской воды при формировании пород в подводных условиях. С. Г. Энгел и А. Е. Энгел, (С. G. Engel, A. E. Engel, 1961), исследуя океанические базальты Гваделупа-Сита нашли, что большое содержание воды влияет на минералогический состав породы и, прежде всего, на соотношение окислов, в частности, на соотношение Fe_2O_3/FeO .

Об изменениях, вызываемых вулканическими эксгаляциями при подводных извержениях, говорит также известный вулканолог Г. Тазиев (1963), изучавший подводное извержение Капелиньош. «Именно подводному характеру извержения, — пишет Г. Тазиев, — я приписываю два необычных признака, они для меня были неожиданными, несмотря на десятилетний опыт изучения действующих вулканов. Я говорю об отсутствии самого распространенного газа, обычного для активных вулканов — сернистого ангидрита, — и о появлении газа, который я не сумел распознать. Этот тяжелый газ тянулся бледными полосами по земле вдоль подножия вулканического конуса, и запах его вызывал тошноту». Можно привести много примеров подводных излияний лав, говорящих о влиянии морской среды на их формирование. Однако, несмотря на важность этого вопроса и наличие немалого количества работ, посвященных описанию или объяснению особенностей отдельных подводных извержений, до сих пор нет более или менее полной сводки по подводному вулканизму.

Исследования, проведенные в пределах развития юрских вулкано-генных образований Армении, позволяют большинство вышеописанных образований относить к образованиям, формирующимся в подводных условиях.

К фациям подводных излияний относятся лавово-пирокластиче-

ские толщи, для которых характерно наиболее сильное наложение зеленокаменного, а местами и гидротермального метаморфизма. Эти образования характеризуются частым переслаиванием и тесными взаимопереходами с вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, образуя характерную геосинклинальную вулканогенно-осадочную формацию. Эта их особенность — тесная ассоциация с вулканогенно-осадочным материалом является в данном случае признаком, свидетельствующим, скорее всего, в пользу прибрежных или мелководных условий накопления соответствующих толщ. Большинство вулканических центров, дававших излияния подводной фации, как замечает А. П. Лебедев, располагалось, по-видимому, в краевых частях геосинклинальных прогибов, подобно тому, как это констатируется и при анализе расположения вулканических центров в различных зонах древнего вулканизма Кавказа и других областей.

Типичные подушечные или шаровые лавы с характерными для них структурой и комплексом вторичных гидротермальных минералов, заполняющих междушаровые промежутки, известны лишь в сравнительно немногих местах. К ним относятся, в частности, барабатурмские кварцевые порфириты в Кафанском районе, диабазовые порфириты верхней юры Шамшадинского района (вблизи с. Навур). Шаровые лавы известны также в более восточных районах описываемой Сомхето-Карабахской зоны, в пределах Азербайджанской ССР в районе г. Шуша (М. А. Кашкай, И. А. Бабаев, 1958). По простиранию эти лавы обычно переходят либо в «нормальные» (не шаровые) лавы порфиритового состава, либо в соответствующие по составу грубообломочные пирокластиты. Это интересное обстоятельство — сравнительная редкость проявления шаровых структур, при сравнительно однообразном общем петрографическом составе лавы по простиранию данной вулканогенной толщи, по-видимому, указывает на то, что для образования шаровых лав требуется особо благоприятное сочетание целого ряда условий, помимо главного фактора — излияния в водную среду. По-видимому, для образования подушечных текстур необходима и определенная специфика состава лавы, степень насыщенности ее газовой фазой, определенная форма подстилающей поверхности, степень ее уклона и другие обстоятельства.

Следует предполагать, что излияния и формирование шаровых лав происходило в условиях мелководного бассейна. Это подтверждается петрографическими особенностями указанных образований, наличием пропластков осадочных пород, структурой и минералогическим составом шаров, характерными для образований небольших глубин, а также результатами произведенного Р. А. Мандаляном и Л. С. Чолахян (1964) детального литологического изучения верхнеюрских вулканических образований территории междуречья Агстев и Тавуш. Это, прежде всего, широкое развитие органогенных, главным образом, во-

дорослевых известняков, а также наличие оолитовых и обломочных (окатаннозернистых) известняков в породах указанной толщи.

По результатам исследований указанных авторов в некоторых оолитах ядра сложены небольшими обломками эффузивных пород, неотличимых по составу от описываемых лав.

Второе важное обстоятельство, по Р. А. Мандалячу и Л. С. Чолахян, это обилие онколитов — карбонатных желваков, образованных навиванием сине-зеленой водоросли вокруг обломков, представленных главным образом органогенным детритом. Авторами отмечаются случаи обволакивания онколитами обломков диабазовых порфиритов, аналогичных по составу шаровым лавам. Онколиты же, как показали исследования В. П. Маслова (1956), являются надежными показателями мелководья и колебания глубин. Распространение онколитов, по В. П. Маслову, ограничено глубинами от 0 до нескольких десятков метров.

По Р. А. Мандалячу и Л. С. Чолахян, здесь важно также отметить присутствие в известняках сверлящих водорослей *Palaeochlora*, часто встречающихся в ассоциации с онколитами. Наличие сверлящих водорослей, по исследованиям В. П. Маслова, также указывает на мелководность водоема, до дна которого проникал свет; глубины его, таким образом, не могут превышать 50 м.

Для формирования шаровых лав подобного типа важное значение имеют также батиметрические условия водоема. Согласно представлениям М. А. Гиляровой (1959), образование шаровых лав происходит на протяжении какого-то оптимального интервала глубин бассейна, причем глубоководные условия не являются благоприятными.

В связи с подводным типом извержений лав стоит также очень важный и принципиальный вопрос — вопрос о природе и генезисе спилитов. Г. С. Дзоценидзе (1965) с достаточным основанием предполагает, что «спилитизация происходит не после излияния, а в самом очаге, где минерализаторы, мигрируя к верхней части очага, еще до начала извержений, создают там условия для образования альбита вместо андезина или лабрадора». Высказывая этот взгляд, Г. С. Дзоценидзе основывается на исследованиях Н. И. Хитарова (1961), который находит, что «при продвижении по каналу с глубоких горизонтов в верхние, при постоянной температуре в 900° , магма выходит из условий давления, определяемого нагрузкой вышележащих толщ, и вследствие этого, попадая на горизонты с давлением, меньшим чем 1000 атм повышается вероятность вхождения посторонней воды особенно из водонапорных систем». «Если это допустимо при извержениях на суше, — развивает этот взгляд Г. С. Дзоценидзе, — то можно ли полностью игнорировать влияние морской воды на поднимающуюся по каналу с глубины магму. Морская вода проникает, вероятно, по трещинам, к каналу довольно глубоко и, превращаясь в пар, взаимодей-

ствуется с магмой, вызывая в ней соответствующие изменения». Наблюдения, произведенные в Грузии, в Крыму и др. регионах, показывают, что так называемые спилитовые образования слагают нижние части вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций, где в начале извергается «спилитизированная» магма, дающая богатые альбитом спилитовые породы, затем к ней подмешивается нижележащая частично «спилитизированная» магма, образуя на дне моря покровы частично альбитизированных пород и, наконец, извергаются лавы с нормальным плагиоклазом (андезин или более основной), совершенно лишенные альбита и образуются нормальные порфириты зеленокаменных формаций. Совершенно аналогичную картину имеют разрезы толщи зеленокаменных пород изученной нами петрографической провинции.

Анализируя особенности пространственного распространения и истории юрского вулканизма по простиранию Сомхето-Карабахской тектонической зоны, можно вместе с тем констатировать и некоторые различия в составе отдельных ее участков. Так, на протяжении байосского, а частично и батского этапа эксплозионный тип вулканической деятельности в пределах армянской части зоны играл относительно меньшую роль по сравнению со смежными областями этой зоны, (как, например, азербайджанская часть). По-видимому, интенсивность и частота эксплозионных извержений этой эпохи и соответственно газонасыщенность эффузивной магмы в общем нарастала с запада на восток. Возможно, что это обстоятельство находится в связи и с неравномерной интенсивностью тектонических движений по простиранию данной зоны, амплитуда движения вдоль которой также усиливалась в восточном направлении. Не исключена роль и такого фактора, как глубина залегания домезозойского субстрата, в котором по всей вероятности локализовались вулканические очаги. В зависимости от характера господствовавшего в определенный период тектонического режима, в одних случаях летучие компоненты магмы более длительное время удерживались в ней, способствуя преимущественно эксплозионному или взрывному характеру вулканической деятельности. В других же случаях тектонический режим способствовал более медленной и спокойной отдаче летучих и, тем самым — преимущественно лавовому характеру извержений.

Недостаточно ясным остается вопрос о трещинной или центральной природе извержений на различных участках и для различных этапов юрского вулканизма в пределах той же Сомхето-Карабахской зоны. Имеющиеся данные позволяют пока решать этот вопрос лишь приближенно. Правда, для азербайджанской части описываемой зоны Р. Н. Абдуллаев (1958) решает этот вопрос с большей определенностью, но нужно сказать, что геологических доказательств не всегда бывает достаточно и зачастую отнесение данного участка или зоны распространения эффузивов к какому-нибудь одному из этих типов — к

центральному или к трещинному и притом исключительно к одному из них, недостаточно подтверждается геологическими данными. Скорее следует предполагать, что в пределах деятельности отдельных вулканических очагов должны были проявляться как тот, так и другой типы вулканогенной деятельности, сопровождавшие друг друга и правильно-нее говорить о преобладании того или иного типа. Вопрос этот требует более детальной разработки.

Пирокластическая фация. Продукты вулканических извержений, которые можно отнести к этой фации, весьма разнообразны. Среди них присутствуют образования различной крупности зерна — настоящие туфы — пепловые, тонко- (до 1 мм) и грубообломочные (до 3—5 мм), лапиллиевые (содержащие в пепловой массе мелкие обломки лавы, туфов, шлаков и пр.) туфобрекчии, агломератовые туфы и пр. Встречаются и своеобразные по структуре «лавобрекчии», содержащие остроугольные обломки лавового материала, сцементированные либо чисто лавовым материалом (более поздней фазы излияния), либо лавой в смеси с пепловой массой. Все остальные типы пирокластолитов являются либо переходными разностями между перечисленными главными их типами, либо переходными от них к вулканогенно-осадочным и далее к осадочным породам. Такого рода пестрое чередование материала различного по своему петрографическому составу, крупности обломков, степени отсортированности, измененности и пр. характерно в общем для всех разрезов вулканогенной юры, как в северной, так и в южной зонах юрского вулканизма Армении. Типичные примеры дают некоторые разрезы в Алавердском и Кафанском районах, описания которых приводились выше. Такое разнообразие петрографического состава пирокластолитов, а также тесная их ассоциация с вулканогенно-осадочными отложениями говорит о том, что вулканические извержения характеризовались сложной последовательностью событий и протекали с многократным чередованием эксплозивных и эффузивных фаз, причем неодинаково и неодновременно на различных участках. Материал, выбрасываемый при взрывных извержениях, несомненно, сильно варьировал по крупности, степени раздробленности и т. д. и был представлен либо обломками лав, предшествовавших извержениям, либо обломками боковых пород кратера или жерла, захваченными при вулканическом взрыве. Существенное значение при последующих процессах — уплотнении (литификации) и диагенетическом изменении выброшенного материала имело и то обстоятельство происходило ли отложение выброшенного материала на сушу, в континентальный водный бассейн (озеро и пр.) или в морской водоем (в его прибрежную или более глубокую зону). Большинство мощных толщ вулканогенной юры, включающих агломератовые туфы, туфоконгломераты и туфопесчаники, вероятно, образовывались как в результате непосредственного отложения рыхлого материала вулканических выбросов на дно мелководных водоемов (озера, мелкое море

вблизи островов и пр.), так и за счет перемещения первоначально отложенного на суше рыхлого материала по склонам вулканов водными потоками, осыпями, оползнями и пр. О таком разнообразии условий образования свидетельствуют широкие колебания в форме обломочного материала, в соотношениях между количеством остроугольных и в различной степени окатанных обломков и т. п.

Особым типом пирокластических образований являются так называемые «звонкие туфы» горы Лалвар, тонкообломочные, вероятно первоначально имевшие пепловую природу, уплотненные в результате позднейших преобразований.

По своей исходной (начальной) химической природе большая часть пирокластолитов в разрезе вулканогенной юры Армении связана с основной или средней магмами и в значительно меньшей степени—с кислой магмой, хотя на отдельных участках разреза имеют место и обратные соотношения.

Для отложений Северной Армении, в частности, шахтахтской свиты, характерно местами большое распространение типичных лапиллиевых туфов, содержащих округленные обломки 3—5 см в диаметре, порфиритов и порфиритовых туфов, погруженных в пепловую тонкоструктурную массу местами с большой примесью осадочного материала, в том числе многочисленных обломков кварца. Генезис этих типов пирокластов недостаточно ясен. Возможен выброс нагретых частиц лавы, находившихся в пластическом состоянии, в воду (?).

Тесная пространственная связь лавовых и пирокластических образований, местами с очень тонкой и частой их перемежаемостью, является характерной также и для кератофировой толщи верхнего байоса в Шамлуге.

В разрезе вулканогенной толщи Кафанского района наибольшее развитие пирокластолитов констатируется для отложений средней и верхней юры, причем как и на севере, качественный состав пирокластолитов сильно варьирует по размерам, форме обломочного материала и пр.; для них также характерно частое чередование с вулканогенно-осадочными отложениями.

Вулканогенно-осадочная фация. К этой фации могут быть отнесены породы вулканогенных толщ, образовавшиеся за счет процессов переноса и аккумуляции материала первично-эффузивного происхождения. Процессы переотложения происходили при участии водных потоков, переноса материала вдоль склонов, находившегося в форме осыпей, лавин и т. п.; накопление (аккумуляция) имело место преимущественно в водной среде. Большинство пород, принадлежащих к этой группе—туфопесчаники, туфоконгломераты, обнаруживают более или менее значительную сортированность, местами—чередование с маломощными осадочными отложениями типа аргиллитов и песчаников, изредка известняков и доломитов. Весь этот комплекс пород является постоянным членом стратиграфического разреза вулканогенной юры,

тесно ассоциируя с пирокластолитами. Обычно характерна большая неустойчивость, невыдержанность прослоев вулканогенно-осадочных пород по мощности, частые смены петрографического и фациального состава по простиранию и другие признаки, говорящие о частых колебаниях и изменениях физико-географических условий в период образования этих толщ.

Некоторая часть вулканогенно-осадочных пород, несомненно, образовалась путем непосредственного отложения и накопления первично-пирокластического материала в водной среде (озера, прибрежные зоны морских бассейнов); большая же часть их образовалась, по-видимому, в результате переноса пирокластического материала (пепел, вулканический песок), первоначально отложившегося на суше. Все эти типы отложений также тесно чередуются друг с другом, и более дробное выделение среди них отдельных генетических типов или фаций не всегда может быть проведено с достаточной отчетливостью.

Субвулканическая фация. В последние годы, в период изучения эффузивных образований юры, среди них удалось выделить образования субвулканической фации, представленные в основном пекками и силлами, иногда также линзовидными интрузивными залежами, формирование которых происходило в близповерхностных условиях земной коры.

Условия образования этих различных по своей морфологии тел также, как и их различные размеры и степень насыщенности ими вмещающих толщ на отдельных участках весьма разнообразны. Это разнообразие зависит от доли участия в их генезисе различных факторов, среди которых главную роль играют литологические особенности вмещающих толщ (характер их проницаемости, трещиноватости и пр.), размеры питающего очага и расстояние от него, глубина застывания и другие. Следует отметить, что между продуктами эффузивной и субвулканической фации кислой магмы (кварцевые плагиопорфиры, кератофиры и альбитофиры) не отмечается ни минералогических, ни петрохимических различий. Это обстоятельство показывает, что между образованиями двух фаций имеется непосредственная связь и что питавший их магматический очаг является общим. Субвулканические образования в большинстве случаев принадлежат к образованиям очень небольшой глубины.

Мнение отдельных исследователей (С. И. Баласанян, 1956) об отнесении кварцевых альбитофиров и альбитофиров северной Армении к более глубинным—гипабиссальным фациям не подтверждается.

Для субвулканических образований более основного состава (разнообразные порфиры, диабазы и близкие к ним породы) тесная связь с эффузивными фациями менее характерна. Некоторая часть этих образований, по-видимому, может быть связанной с более глубоко залегающим очагом, другая же часть ближе связана с соответствующим по

составу лавовыми и подводными излияниями и представляет, может быть, корни этих излияний.

Наиболее распространенными формами субвулканических тел являются как для основной, так и для кислой магмы разнообразные по размерам и формам куполообразные и колоколообразные тела. Размеры куполовидных массивов по площади колеблются от нескольких сотен м² (южная часть Армянской ССР) до нескольких км² (северная часть Армянской ССР). В последнее время С. И. Баласанияном обнаружен наиболее крупный в пределах Алавердского антиклинория выход кварцевых альбитофиров, занимающий несколько км² площади. В плане эти массивы обычно имеют неправильную, часто вытянутую в направлении контролирующего разлома форму с многочисленными дайкообразными выступами и углублениями, в результате чего они иногда захватывают крупные ксенолиты вмещающих пород. Кроме того, в Алавердском районе (Шамлуг) в ряде случаев в приконтактной части альбитофирового массива можно наблюдать ксенолиты вмещающих пород, которые нередко сохраняют свои элементы залегания. Последнее обстоятельство—сохранение элементов залегания ксенолитов в альбитофирах—свидетельствует о большой вязкости магмы и ее медленном, спокойном внедрении. Очевидно, магма в силу большой вязкости, не растекаясь, затвердела на месте. Об этом говорит также отсутствие следов механического воздействия субвулканических образований на вмещающие породы. В отдельных местах можно наблюдать только некоторое плавное воздымание пластов вмещающих туфо-осадочных пород, что еще раз подтверждает мнение о том, что подъем магмы происходил под высоким давлением, но в спокойной обстановке без взрывов.

Контакты субвулканических тел с вмещающими породами обычно крутые и резкие. Контактное воздействие на вмещающие породы слабое и в большинстве случаев выражено узкой зоной ореговикования.

Практически полное отсутствие контактовых изменений свидетельствует о бедности магмы летучими компонентами, что, в свою очередь, говорит о близповерхностном формировании этих образований. На это указывает также присутствие многочисленных карбонатных включений в альбитофирах северной Армении.

С куполообразными телами обычно ассоциируют разнообразные по размерам и формам силлы и дайки кислых пород, часто непосредственно связанные друг с другом. Межпластовые интрузии (силлы) альбитофиров, отмеченные только в северной Армении, имеют небольшую мощность и, так же как и субвулканические тела, оказывают очень незначительное контактное воздействие. Дайки кварцевых альбитофиров распространены менее широко, чем купола. Мощность их обычно не превышает нескольких метров при видимой протяженности от первых десятков до первых сотен метров, только иногда они дости-

гают 150 м мощности и 800 м длины (Саяд-дашский хребет в Кафанском районе).

Для значительной части субвулканических образований характерна короткопризматическая или столбчатая отдельность, другие отличаются монолитно-глыбовым строением.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. — Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. Советская геология, № 7, 1958.
- Баласанян С. И. — К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского рудного района. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 2, 1956.
- Гилярова М. А. — Шаровые лавы Суисарского района южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, 268, сер. геол. наук, вып. 10, 1959.
- Дзоценидзе Г. С. — Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. «Недра», 1965.
- Зеленов К. К. — Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Қашқай М. А., Бабаев И. А. — О шаровых лавлах Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, № 5, 1958.
- Мандалян Р. А., Чолахян Л. С. — О шаровых лавлах из верхнеюрских отложений территории междуречья рр. Агстев и Тавуш. ДАН Арм. ССР, т. XXXVIII, № 3, 1964.
- Маслов В. П. — Ископаемые известковые водоросли СССР. Труды ИГиН АН СССР, вып. 160, 1956.
- Тазиев Г. — Вулканы. Изд. Иностран. лит., 1963.
- Хитаров Н. И. — Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
- Szadeczy-Kardoss E. A genetical system of igneous rocks. Report of the XXI Session, Norden, Part XIII. Petrographic provinces, igneous and metamorphic rocks, Copenhagen, 1960.
- Engel C. G., Engel A. E., Composition of basalt cored in Mohole project. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. Volume 45, Number 11, 1961.

А. Г. АКОПЯН, Р. Н. ЗАРЬЯН

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ, РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ АЙОЦДЗОРА

Айоцдзорский рудный район входит в Севанский эвгеосинклинальный пояс Армянского тектонического комплекса среднеальпийской складчатности и Анкавано-Сюникским региональным разломом разделяется на две структурно-фациальные подзоны—Тексарскую и Варденис-Джермукскую (А. Т. Асланян, 1958; А. А. Габриелян, 1959).

Структурно-фациальные особенности геосинклинального развития рассматриваемой области позволяют выделить эоценовый и мио-плиоценовый тектоно-магматические циклы, оторванные до—неогеновой инверсией, охватывающей почти весь олигоцен.

Ранний геосинклинальный этап эоценового тектоно-магматического цикла знаменуется палеоцен-нижнеэоценовым прогибанием почти всей центральной части области и формированием осадочно-вулканогенной литофации с подчиненной ролью собственно вулканических продуктов. Прогибание геосинклинали достигает максимума в среднем эоцене, что одновременно сопровождается повышением интенсивности вулканизма. В разрезе среднеэоценовой эффузивной толщи преобладают породы андезитовой формации.

В верхнем эоцене интенсивность погружения падает и в конце его геосинклиналь полностью замыкается. Верхнеэоценовые эффузивные образования характеризуются более повышенной кислотностью и отвечают породам андезит-дацитовой серии. Таким образом, эоценовый вулканизм в пределах Тексарской структурно-фациальной подзоны характеризуется постепенным изменением кислотности лавовых излияний от основных к более кислым разновидностям пород андезит-андезит-дицитовой серии. Эффузивные породы эоценового магматического комплекса относятся к нормальному типу и отвечает габбро-кварцдиоритовым магмам известково-щелочного ряда (табл. 1).

Породы эффузивного комплекса характеризуются вышекларковыми содержаниями меди (2—7 раз), свинца (до 2,5 раза), цинка (до 4 раза), а также бария, стронция, скандия и циркония (табл.2).

В поздневерхнеэоценовое время в результате интенсивных тектонических подвижек происходит общее вздымание рассматриваемой зоны и формируется Тексарская асимметричная антиклинальная структура общекавказского простиранья, осложненная послескладчатыми на-

Значения среднеарифметических содержаний ($M \pm m$) элементов-примесей в породах эоценового и мио-плиоценового магматических комплексов

Магматические комплексы	Породы	Число спектральных анализов	Содержания элементов-примесей в %												
			Be	Sr	Ba	Ga	Zr	Sc	Y	Yb	Pb	Zn	Cu	M _o	
Эоценовые	Эффузивный	12	0,00012	0,105	0,062	0,0018	0,0064	0,0025	0,0023	0,00022	0,0009	0,0132	0,0260	—	
		23	0,00029	0,260	0,260	0,0020	0,0384	0,0021	0,0039	0,00033	0,0044	0,0280	0,0278	0,00033	
		20	0,00036	0,240	0,228	0,0023	0,0440	0,0020	0,0033	0,00033	0,0035	0,0108	0,0299	0,00022	
	Интрузивный	Эссекситы и эссекситовое габбро	20	0,00014	0,085	0,057	0,0019	0,0109	0,0028	0,0033	0,09033	0,0031	0,0250	0,0294	—
		Монциты	23	0,00027	0,230	0,215	0,0025	0,0250	0,0014	0,0022	0,00022	0,0042	0,0120	0,0071	—
		Диорит-порфириды	18	0,00032	0,280	0,200	0,0025	0,0305	0,0016	0,0034	0,00022	0,0031	0,0110	0,0058	—
		Сиенито-диориты	18	0,00034	0,328	0,220	0,0026	0,0325	0,0912	0,0040	0,00034	0,0072	0,0220	0,0072	—
		Кварцевые сиениты	19	0,00041	0,230	0,190	0,0027	0,0346	0,0019	0,0083	0,00022	0,0081	0,0230	0,0077	0,00046
		Кварцевые диориты	24	0,00044	0,260	0,188	0,0026	0,0254	0,0015	0,0032	0,00033	0,0089	0,0290	0,0077	0,00067
		Граносиениты	21	0,00003	0,230	0,220	0,0029	0,0340	0,0023	0,0033	0,00033	0,0072	0,0249	0,0057	0,00006
Мио-плиоценовый	Эффузивно-экструзивный	19	0,00013	0,167	0,120	0,0020	0,0224	0,0010	0,0022	0,00011	0,00044	0,0067	0,0106	—	
		23	0,00034	0,267	0,200	0,0021	0,0330	0,0015	0,0039	0,00033	0,0009	0,0078	0,0068	0,00077	
		22	0,00038	0,259	0,180	0,0024	0,0290	0,0014	0,0032	0,00022	0,0009	0,0954	0,0056	0,00100	
		17	0,00093	0,070	0,107	0,0031	0,0200	0,00055	0,0022	0,00011	0,0007	0,0052	0,0044	0,00082	
		16	0,00105	0,060	0,106	0,0036	0,0170	0,0003	0,0034	0,00033	0,0013	0,0044	0,0035	0,00105	
		11	0,00099	0,075	0,097	0,0034	0,0155	0,0005	0,0034	0,00034	0,0013	0,0057	0,0034	0,00115	
		14	0,00108	0,080	0,093	0,0034	0,0200	0,0003	0,0023	0,00011	0,00175	0,0052	0,0034	0,00090	

рушениями. Последние контролировали внедрение в эоценовую вулканогенно-осадочную толщу штокообразных и дайкообразных тел гипабиссальных интрузий габбро-монокит-граносиенитовой формации. По данным определения абсолютного возраста (калий-аргоновый метод) возраст интрузивных пород варьирует в пределах 32—29 млн. лет, что хорошо согласуется с геологическими данными. Формирование интрузивного комплекса носит стадийный характер, выразившийся в последовательном внедрении отдельных интрузивных фаз от основных габбро и эссекситов до кислых граносиенитов и гранит-порфиров.

Породы интрузивного комплекса относятся к нормальному типу и отвечают эссексит-лейкомонзонит-кварцдиорит-гранитовым магмам соответственно натрового, калиевого и известково-щелочного рядов (табл. 1). В петрохимическом отношении породы интрузивного комплекса относятся к следующим классам:

1. Эссекситы и эссекситовые габбро-ненасыщенные кремнеземом, умеренно щелочные лейкократовые породы;
2. Монзониты—недосыщенные—слабо пересыщенные кремнеземом, богатые щелачами лейко-мезолитовые породы;
3. Сиенито-диориты, граносиениты—слабо-умеренно пересыщенные кремнеземом, богатые щелачами породы.

Несмотря на наблюдаемые вариации в основных параметрах химизма отдельных порций магматических расплавов, являющихся результатом явлений дифференциации и гибридизма, в целом породы слагающие интрузивный комплекс являются производными единого магматического очага.

В породах интрузивного комплекса установлены вышекларковые содержания (табл. 2): меди (2 раза), свинца (3—5 раз), цинка (до 4 раза), бария, стронция, скандия, циркония (до 8 раз). В пределах Тексарской зоны постмагматические контактово-гидротермальные процессы выражены в развитии различных роговиков и скарнированных зон и широком проявлении сурьмяно-полиметаллической минерализации с повышенной ролью золота, серебра и ряда редких элементов.

Гидротермальный процесс эндогенного рудообразования представлен следующими последовательными стадиями минерализации (Ш. О. Амирян, А. Г. Акопян, 1963):

1. Пирротин-арсенопиритовая.
2. Кварц-пиритовая.
3. Кварц-молибденит-халькопиритовая.
4. Халькопирит-галенит-сфалеритовая.
5. Кальцит-галенит-сфалеритовая.
6. Кальцит-галенитовая.
7. Булацжерит-бурнонитовая.
8. Кварц-антимонитовая.
9. Карбонат-баритовая.

Основными металлогенными компонентами руд являются свинец, цинк, сурьма и медь. Кроме того в рудах сурьмяно-полиметаллической формации присутствуют значительные содержания золота, серебра, кадмия, висмута, теллура и селена.

В период донеогеновой инверсии в связи с интенсивно продолжавшимися тектоническими движениями в краевых частях крупных структурных зон в олигоценовую эпоху происходит локальные прогибания с накоплением пород нормально осадочного характера.

Мио-плиоценовый тектономагматический цикл вновь характеризуется проявлением мощного эффузивного вулканизма, контролирующегося зонами региональных глубинных разломов. Мио-плиоценовый магматический комплекс сложен породами андезит-дацит-липаритовой серии с характерной экструзивной фацией липарито-дацитов. Отличительной особенностью мио-плиоценового эффузивно-экструзивного вулканизма является проявление его в наложенных, более молодых структурно-фациальных зонах—в пределах полосы Ринд-Чива-Элпин и Варденис-Джермук-Амулсар.

Постмагматические гидротермальные образования позднеплиоценового периода в пределах Варденис-Джермук-Амулсарской структурно-фациальной подзоны представлены вторичными кварцитами и зонами алуинитизированных пород. Участки развития вторичных кварцитов по липарито-дацитам сопровождаются молибденовой минерализацией прожилково-вкрапленного типа, характеризующиеся высокой рениентностью. Молибденовое оруденение в пределах Варденисского рудного поля представлено нижеследующими стадиями минерализации (А. С. Фарамазян, А. Г. Акопян, 1963):

1. Кварц-пиритовая.
2. Кварц-молибденитовая.
3. Энаргит-теннантитовая.
4. Халькопирит-галенит-сфалеритовая.
5. Карбонат-баритовая.

Породы мио-плиоценового эффузивно-экструзивного комплекса обогащены глиноземом и отвечают габбро-диорит-кварцдиорит-лейкогранитовым магмам известково-щелочного ряда (табл. 1). Указанный комплекс характеризуется вышекларковыми содержаниями бария, стронция, скандия, меди и молибдена (табл. 2).

Таким образом, в пределах Айюцзорского рудного района выделяются две разновозрастные структурно-фациальные подзоны, характеризующиеся различными магматическими и рудными формациями:

1. Эоценовая магматическая серия эффузивного и интрузивного комплексов предствалена андезитовой и габбро-монцит-граносиенитовой формациями. Сурьмяно-полиметаллическая формация руд связана с поздневерхнеэоценовым—предолигоценным комплексом гипабиссальных интрузий и наиболее интенсивно проявлена в пределах

Тексарской структурно-фациальной подзоны (Газиминское, Каялинское, Гюмушханское рудные поля).

2. Mio-плиоценовый эффузивно-экструзивный комплекс представлен андезит-дацит-липаритовой серией и в пределах более молодых, наложенных зонах региональных нарушений сопровождается своеобразной ренийско-молибденовой минерализацией (Варденисское рудное поле, Элпінское рудопроявление и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Амирян Ш. О., Акопян А. Г. — О золоторудной минерализации на одном сурьмяно-полиметаллическом месторождении Айоцзорского рудного района Армянской ССР. Тезисы докладов I Закавказской конференции молодых специалистов. Ереван, 1963.

Асланян А. Т. — Региональная геология Армении. Ереван, 1958.

Габриелян А. А. — Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, 1959.

Фарамазян А. С., Акопян А. Г. — Рений в некоторых молибденовых рудопроявлениях Айоцзорского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, № 3, 1963.

А. А. ДЖАФАРОВ

НОВЫЙ МЕТОД ПЕРЕСЧЕТА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ГОРНЫХ ПОРОД НА КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

На современном уровне петрографических, минералогических и петрохимических исследований, крайне необходимым является знание истинного количественно-минералогического состава магматических и метаморфических горных пород. Существующие до сих пор методы пересчета химических анализов на количественно-минеральный состав на основании теоретических формул минералов допускают некоторые неизбежные ошибки, искажающие действительные количественные соотношения минералов в горных породах, поэтому автором в данной работе предлагается количественный подсчет минералов под микроскопом заменить химическим анализом данной породы, с последующим пересчетом результатов анализа на минеральный состав.

Предлагаемый метод пересчета химических составов горных пород на реальный минеральный состав позволяет:

1) установить количественные соотношения минералов как в полнокристаллических, так и в эффузивных горных породах со стекловатой, микро и криптокристаллической основной массой.

2) определить количественные соотношения минералов, выражающиеся в весовых процентах окислов горных пород, при помощи одного, двух или трех окислов, определенных химическим анализом;

3) избавиться от трудоемкой работы при проведении количественно-минерального подсчета под микроскопом;

4) снизить себестоимость силикатных анализов и подсчета минерального состава горных пород в шлифах.

Предварительные расчеты по силикатным химическим анализам, проведенные в Центральные лаборатории УГ СМ Арм. ССР в 1966 году показывают, что согласно представленному методу, ежегодная экономия составляет около 20,000 руб., что дает представление о практическом значении предложенного метода.

Некоторые замечания к существующим методам петрохимического пересчета

Как известно, методы петрохимических пересчетов подразделяются на 4 группы (Четвериков, 1956):

I. Пересчет на группы с одним типом формулы окисла (метод Ф. Ю. Левинсона-Лессинга).

II. Пересчет на характерные группы (метод «чисел» П. Ниггли и А. Н. Заварицкого).

III. Методы пересчета, основанные на вычислении количественных соотношений минералогических компонентов (метод CIPW, П. Ниггли, Е. А. Кузнецова и С. Д. Четверикова).

IV. Методы, основанные на сравнении объемных соотношений (кислородный метод Т. Барта).

С. Д. Четвериковым дается исчерпывающий анализ существующих петрохимических методов, вскрываются их положительные и отрицательные стороны и обосновывается эффективность каждого метода в процессе решения различных петрохимических вопросов.

Однако, при глубоком анализе существующих петрохимических методов можно убедиться в наличии еще не вскрытых недостатков, о чем нам хотелось бы отметить ниже:

1. Во многих методах петрохимического пересчета господствует идея «стандартизации»: т. е. в одних системах петрохимических пересчетов, химический анализ представляется как сумма в той или иной степени условных параметров (П. Ниггли, А. Н. Заварицкого), а в других—результаты химических анализов выражаются в виде несколько идеализированных составов определенных порообразующих минералов (П. Ниггли, CIPW и др.).

2. Методы построения петрохимических пересчетов являются по существу односторонними и механическими.

а) Односторонность методов обусловлена тем, что единственным источником для петрохимических пересчетов является химический анализ горных пород, т. е. сумма условных параметров или сумма сочетаний несколько идеализированных составов определенных порообразующих минералов. Разумеется, при решении петрохимических вопросов односторонне, без применения других способов, как например, оптического метода исследования, вероятность получения полноценных результатов имеет не только условный характер, но и ведет к ошибочным заключениям.

Как известно, химический состав горной породы отображает ее минеральный состав; однако эта закономерность не нашла отражения в принципиальных основах существующих методов петрохимического пересчета.

Нам кажется, будет ошибочным рассматривать роль химических и минералогических анализов отдельно, ибо химический состав целиком зависит от минерального состава горных пород.

Комплексное использование результатов химического и минерального состава горных пород является важным критерием, обеспечивающим достоверность результатов петрохимического пересчета.

б) Механический характер существующих методов петрохимичес-

кого пересчета заключается в том, что процесс пересчета не способствует установлению представительности используемых химических анализов.

Общеизвестно, что исследователя интересует, прежде всего, правильность результатов химических анализов. Практически трудно при всех обстоятельствах получить достоверные результаты химического состава горных пород, так как исключена возможность влияния многих факторов на определение весовых процентов того или иного оксида.

Нет сомнения, что некоторые методы химических анализов, определяющие весовые проценты того или другого оксида, еще недостаточно удовлетворяют требованиям петрохимии. Не во всех химико-аналитических лабораториях применяются прямые методы определения оксидов и, особенно следовало бы подчеркнуть, определения окиси и закиси железа.

Нельзя согласиться с «допустимыми расхождениями», установленными для определения весовых процентов каждого оксида. Так например, для Na_2O и K_2O в зависимости от минерального состава горной породы, погрешность анализов принята в пределах 0,03—0,50%, а в среднем— 0,10—0,30%. Это говорит о том, что количество полевых шпатов в породе должно колебаться от 5% (в кислых и щелочных породах) до 10—15% (в основных породах).

Все вышеприведенные факторы подтверждают, что лишь после **тщательной проверки химических анализов** их можно принять за основу при пересчетах, в противном случае можно допустить существенные ошибки.

3. Существующие методы петрохимических пересчетов, по характеру построений, являются весьма сложными, вследствие чего ограничивается их применение во многих петрохимических работах.

Известно, что в элементарном составе минералов, образовавшихся из магмы или в постмагматических условиях, наряду с главными минераллообразующими присутствуют также изоморфные элементы. Кроме того, количественное соотношение химических элементов, входящих в состав пороодообразующих минералов не постоянно и изменяется в зависимости от состава горной породы.

На составленных, по средним составам минералов, диаграммах (фиг. 1), для главных типов пород, легко заметить, что в феррических минералах (оливин пироксен и биотит), содержание оксидов железа, магния и кремния незначительно, а в других случаях оно заметно изменяется при переходе от основных к кислым породам. В силикатных минералах—содержание окиси натрия в плагиоклазе и калия в ортоклазе увеличивается по мере перехода от основных (габбро) к кислым (гранит) и щелочным породам (нефелиновые сyenиты). Поэтому пересчеты химического анализа породы на количественно минеральный состав

с использованием теоретических формул минералов приводит к неизбежным ошибкам.

Предлагаемый метод пересчета не только в известной мере устраняет недостатки существующих петрохимических пересчетов, но и представляет возможность получения близких к истинным данным о минеральном и химическом составах всех типов горных пород, кроме осадочных, которые могут быть использованы при физико-химическом анализе серии изверженных горных пород. при петрохимических исследованиях и классификации интрузивных, эффузивных и метаморфических горных пород; для установления истинного содержания минерала, как полезного ископаемого (апатит, сфен, рутил—в щелочных; магнетит, ильменит, хромит—в основных и ультраосновных горных породах) и т. д.

Основные принципы предлагаемого метода пересчета

Основным положением предлагаемого метода пересчета химического анализа породы на количественно-минеральный состав является переход от теоретических (стандартных) формул к реальным близким к истинным химическим составам породообразующих, вторичных и акцессорных минералов. Изоморфные примеси при пересчете не должны быть исключены из состава минералов, в противном случае из состава породообразующего минерала исключается больше, чем пять окислов, вследствие чего образуются излишки или недостачи того или иного окисла, что приводит к искажению количественных соотношений породообразующих минералов в горной породе.

При пересчете химического состава всех типов пород (интрузивных, эффузивных, метаморфических) нами рассчитаны средние составы для 270 породообразующих, акцессорных и постмагматических (вторичных) минералов, общим числом 1364. При этом использованы химические анализы (2622) породообразующих, акцессорных и вторичных минералов (П. Н. Чирвинский, 1953; В. Ф. Морковкина, 1964; У. А. Дир и др. 1965, 1966 и т. д.).

Таким образом, составлены таблицы в виде приложений* где можно подобрать близкие к истинным химические составы всех установленных под микроскопом минералов для данной горной породы, химический анализ которой пересчитывается на количественно-минеральный состав.

Содержание окислов в минерале приведено к 1,0%, т. е. сумма окислов, входящих в химический состав данного минерала составляет одну единицу.

Принцип построения метода пересчета обеспечивает контроль за

* В виду ограниченности объема статьи приложение средних составов минералов не приводится, однако при пересчетах предлагаемым методом можно пользоваться данными приводимыми в сводках П. Н. Чирвинского (1953), В. Ф. Морковкиной (1964), У. А. Дир и др. (1966).

результатами химического анализа с одной стороны и пересчета — с другой тем самым осуществляется двухсторонний контроль, т. е. оптический метод контролирует представительность результатов химического анализа, а последний проверяет и уточняет данные количественных соотношений минеральных компонентов горной породы.

Принцип определения количественных соотношений минералов основывается на математической достоверности получаемых результатов с помощью разработанных нами формул.

1. Формулы 1 и 2 дают возможность определить соотношения двух минералов (плагноклаз-ортоклаз или плагноклаз-биотит и т. д.).

$$M = \frac{(A \cdot Hb) - (B \cdot Ha)}{(Ma \cdot Hb) - (Mb \cdot Ha)} \quad (1)$$

M — первый минерал
H — второй минерал
A и B — окислы определенные химическим анализом

$$H = \frac{B - (Mb \cdot M)}{Mb} \quad (2)$$

Ma, Mb — содержание окислов
Ha, Hb — A и B в 1 % минералов
M и H.

2) При определении количественных соотношений минералов, нередко весовые количества второго окисла являются неизвестными. Так например, для определения количественных соотношений авгита и хлорита, на основании MgO необходимо определить весовое количество FeO, соответственно известному весовому количеству MgO. Для решения этой задачи следует применять следующую формулу (3)

$$H_{и} = \frac{O(CAa + CBb)}{CAa + CBa} \quad (3)$$

H_и — необходимое количество искомого окисла;

O — весовое количество окисла — известное (опред. хим. анализом)

Aa, Ab — Содержание окислов в минералах, что находится
Ba, Bb — из приложения;

C — соотношение минералов (A:B) (ориентировочно определяется под микроскопом).

3) В эффузивных породах состав плагноклаза во вкрапленниках и в основной массе, как обычно, отличаются между собой, до 10—12 и более номеров.

При таких обстоятельствах следует:

а) под микроскопом, хотя бы ориентировочно, установить количественное соотношение двух разных плагноклазов (1:1; 1:1,5 и т. д.).

При помощи формулы (4) определить общее количество плагноклаза:

$$Пл = \frac{Na \cdot \Sigma c}{СП_1 + СП_2} \quad (4)$$

Na — весовое количество окиси натрия;

П₁ — первая разновидность плагноклаза (напр. андезин)

P_2 —вторая разновидность плагиоклаза (напр. лабрадор)

C — $P_1 : P_2$

Σc —сумма соотношений P_1 и P_2 .

б) на основании формул (5 и 6) определяется количественное соотношение плагиоклазов P_1 и P_2 .

$$P_1 = \frac{\text{Пл. СП}_1}{\Sigma c} \quad (5) \quad \text{№ Пл} = \frac{\text{CaO} \times 100}{1,705 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}} \quad (7)$$

$$P_2 = \frac{\text{Пл. СП}_2}{\Sigma c} \quad (6)$$

4) Состав—(№) плагиоклаза определяется по формуле (7)

Если в принципе существующих методов рассмотрение взаимосвязей между химическими компонентами породы, возможно только использование молекулярных или атомных соотношений элементов, то при предложенном методе, для точного вычисления минерального состава горных пород по данным их химических составов необходимо основываться на весовых процентах содержания окислов, поскольку при пересчете весовых содержаний на молекулярные, уменьшается точность работы и допускается затрата производительного времени.

Способ и порядок пересчета

1. Шлиф, из проанализированной горной породы, изучается под микроскопом. При этом необходимо: определить тип породы и ее полный минеральный состав с указанием, весьма ориентировочно, количественных соотношений породообразующих, аксессуарных и постмаг-

2. В зависимости от характера минерального состава горной по-

матических (вторичных) минералов. породы, а следовательно от сочетаний породообразующих минералов, ход пересчета химического анализа может производиться в один или в два этапа.

Пересчет химического анализа для горных пород с несложным минеральным составом, производится в один этап (см. примеры), а с более сложным сочетанием минералов,—в два этапа (пример 2). При этом, первый этап пересчета, по существу, является предварительным определением количественных соотношений минералов, а во втором этапе—вводится уточнение (корректировка) к количественным соотношениям минералов, определенных при первом этапе.

3. Пересчет химического анализа следует начинать, обычно, с породообразующих минералов, но это не является общим правилом метода, ибо сам метод лишен «стандартных» форм построения.

П Р И М Е Р 1

Пересчет химического анализа гранита на минералы, согласно весовым процентам окислов— MgO , Na_2O , K_2O .

(Анализ заимствован из кн. «Химия земной коры»).

Условия и порядок пересчета

По результатам микроскопического исследования, гранит состоит из ортоклаза (около 40%), плагиоклаза (около 30%), биотита (4—5%), кварца (25—30%). Из аксессуарных — магнетит (1%) и сфен (0,5%).

Как видно, гранит имеет не сложный минеральный состав, поэтому решение задачи изложено в одном этапе.

1. Находим из приложения химический состав породообразующих и аксессуарных минералов, соответствующих граниту (см. табл. 1).

Пересчитываем количество биотита на основании MgO, определенного химическим анализом.

Таблица 1

Химический состав минералов, заимствованных из приложения

Окислы	Минералы—№ анализа в прил.			
	Биотит—470	Ортоклаз—645	Плагиоклаз—774	Сфен—1280
SiO ₂	0,3683	0,6495	0,6224	0,3067
TiO ₂	0,0115	—	—	0,3533
Al ₂ O ₃	0,1693	0,1901	0,2307	0,0086
Fe ₂ O ₃	0,0758	0,0029	0,0081	0,0128
FeO	0,1461	0,0008	—	0,0046
MnO	0,0048	—	—	0,0012
MgO	0,0928	0,0013	0,0016	—
CaO	0,0088	0,0058	0,0414	0,2778
Na ₂ O	0,0112	0,0292	0,0766	0,0019
K ₂ O	0,0815	0,1168	0,0144	0,0015
H ₂ O	0,0344	0,0035	0,0048	0,0015

а) Следует учесть, что окись магния, кроме биотита, принимает участие также в химическом составе ортоклаза и плагиоклаза, поэтому возникает необходимость, прежде всего, выделить долю MgO на образование полевых шпатов. Эта задача решается при помощи формулы (3).

$$Ni = \frac{O(CAб + CBб)}{CAа + CБа} \quad (3) \quad Ni = \frac{3,30(0,0016 + 0,0013)}{0,0766 + 0,0292} = 0,09 \text{ MgO}$$

$$\begin{array}{l} O = Na_2O = 3,30\% \text{ по дан. хим. анал.} \\ A = \text{Пл} \\ B = \text{Ор} \\ a = Na_2O \} \text{ в } 1\% \text{ мин.} \\ b = \text{MgO} \end{array} \quad \left. \begin{array}{l} Aа = 0,0766 \\ Aб = 0,0016 \\ Bа = 0,0292 \\ Bб = 0,0013 \end{array} \right\} \text{ из табл. 1}$$

A : B = 1 : 1 (ориент. под микр.)

б) 0,09% MgO выделяется из общего весового процента для образования полевых шпатов, а остальная часть MgO (0,39—0,09=0,30%) пересчитывается на биотит.

в) Весовое количество биотита определяем:
0,30:0,0928=3,24 (0,0928 содержание MgO в 1% биотита—из табл. 1).

г) Весовое количество биотита 3,24 умножаем по значениям всех окислов таблицы 1 и вносим в таблицу 2.

4. Определяем количественное соотношение ортоклаза и плагио-клаза по остаткам Na_2O и K_2O .

а) Как видно из таблицы 2, для преобразования 3,24% биотита израсходовано 0,04% Na_2O и 0,26% K_2O . Отсюда остаток щелочей ус-танавливается: $\text{Na}_2\text{O} - 3,33 - 0,04 = 3,29$; $\text{K}_2\text{O} - 5,50 - 0,26 = 5,24$.

б) Количественные соотношения ортоклаза и плагиоклаза опре-деляем при помощи формулы 1 и 2.

$$\text{Op} = \frac{(\text{Na} \times \text{Пк}) - (\text{K} \times \text{ПNa})}{(\text{ONa} \times \text{Пк}) - (\text{Ok} \times \text{ПNa})} \quad (1)$$

$$\text{Пл} = \frac{\text{Na} - (\text{ONa} \times \text{Op})}{\text{ПNa}} \quad (2)$$

$$\left. \begin{aligned} \text{Na}_2\text{O} &= 3,29 \\ \text{K}_2\text{O} &= 5,24 \\ \text{ONa} &= 0,0292 \\ \text{Ok} &= 0,1168 \\ \text{ПNa} &= 0,0766 \\ \text{Пк} &= 0,0144 \end{aligned} \right\} \text{из табл. 1}$$

$$\text{Op} = \frac{(3,29 \times 0,0144) - (5,24 \times 0,0766)}{(0,0292 \times 0,0144) - 0,1168 \times 0,0766} = 41,50$$

$$\text{Пл} = \frac{3,29 - (0,0292 \times 41,50)}{0,0766} = 27,13$$

в) Весовое количество ортоклаза (41,50%) и плагиоклаза (27,13%) умножаем по значениям всех окислов таблицы 1 (№ ан. 645 и 774) и вносим в табл 2.

5. Выводим итоги всех окислов по результатам трех минералов. т. с. (Би, Ор, Пл).

6. По данным микроскопического анализа, содержание сфена не превышает 0.50%.

Таблица 2

Пример 1 пересчета гранита

Минералы	Весовые % мине- ралов	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
		—	—	—	—	—	—	0,39	—	3,33	5,50	—
Биотит	3,24	1,18	0,04	0,55	0,25	0,47	0,02	0,30	0,04	0,04	0,26	0,10
Ортоклаз	41,50	26,96	—	7,89	0,12	0,03	—	0,05	0,24	1,21	4,85	0,15
Плагиоклаз	27,31	16,88	—	6,26	0,22	—	—	0,04	1,12	2,08	0,39	0,14
Итого	72,05	45,02	0,04	14,20	0,59	0,50	0,02	0,39	1,40	3,33	5,50	0,39
Сфен	0,50	0,15	0,18	—	—	—	—	—	0,14	—	—	—
Магнетит	0,75	—	—	—	0,51	0,24	—	—	—	—	—	—
Итого	73,30	45,17	0,22	14,20	1,10	0,74	0,02	0,39	1,54	3,33	5,50	0,39
Кварц	26,70	26,70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Итого	100,0	71,87	0,22	14,20	1,10	0,74	0,02	0,39	1,54	3,33	5,50	0,39

а) Ориентировочное количество сфена (0,50%), определенное под микроскопом, умножаем по всем окислам таблицы 1 (№ ан. 1280) и вносим в таблицу 2.

7. Под микроскопом содержание магнетита несколько больше, чем сфена, однако не превышает 0,75% (Fe_2O_3 —0,51, FeO —0,24%).

8. Выводим итоги всех окислов и минералов (см. табл. 2).

9. Как видно из таблицы 2, общее количество минералов (биотит + ортоклаз + плагиоклаз + сфен + магнетит) равно 73,30%.

Содержание кварца в граните, будет $100,00 - 73,30 = 26,70$, что представляет собой избыток кремнекислоты. 26,70 — кварца суммируем с общим количеством SiO_2 образовавшимся за счет Би, Ор, Пл, Сф (табл. 2).

ПРИМЕР 2

Пересчет химического анализа нефелинового сненита на минералы: согласно весовым процентам окислов— MgO , Na_2O , K_2O .

(анализ заимствован из кн. В. Ф. Морковкиной «Химические анализы изверженных горных пород»).

Условие и порядок пересчета

В минеральном составе нефелинового сненита под микроскопом определены: микроклин—(59,9%), альбит—(13,7%), роговая обманка—(14,6%), нефелин—(6,1%), вторичные минералы—карбонат, пирит, эпидот (5,7%), апатит.

Сочетание микроклина, альбита, нефелина и роговой обманки создает некоторое осложнение, поэтому задача решается в двух этапах.

I этап пересчета

1. Из приложения находим химический состав породообразующих и вторичных минералов.

2. Пересчитываем весовой процент роговой обманки на основании MgO , но так как MgO принимает участие также в химических составах альбита и нефелина, то выделяем необходимое количество MgO для образования указанных минералов при помощи формулы 3.

$$\text{Ни} = \frac{\text{O}(\text{CAб} + \text{CBб})}{\text{CAa} + \text{CBa}}$$

$$\text{Ни} = \frac{6,11(2 \times 0,0009 + 0,004)}{2 \times 0,0964 + 0,1573} = 0,04\% \text{ MgO}$$

$\text{O} = \text{Na}_2\text{O} = 6,11$

$\text{Ни} = \text{MgO}?$

$\text{A} = \text{альбит}$

$\text{B} = \text{нефелин}$

$\text{a} = \text{Na}_2\text{O} \text{ в } 1\%$

$\text{б} = \text{MgO} \text{ мин}$

$\text{Aa} = 0,0964$

$\text{Ab} = 0,0009$

$\text{Ba} = 0,1573$

$\text{Bб} = 0,0004$

$\text{A} : \text{B} = 2 : 1$

$$\left. \begin{array}{l} \text{Aa} = 0,0964 \\ \text{Ab} = 0,0009 \\ \text{Ba} = 0,1573 \\ \text{Bб} = 0,0004 \end{array} \right\} \text{из таблиц 3}$$

б) 0,04% MgO вычитаем из общего весового процента, а оставшее пересчитываем на роговую обманку $0,84 - 0,04 = 0,80\%$ MgO.

в) Из таблицы 3 находим содержание MgO в 1% роговой обманки. Это 0,0431. Разделяя весовой процент MgO (0,80%) на 0,0431 находим количество роговой обманки в породе: $0,80 : 0,0431 = 18,50$.

г) Количество роговой обманки (18,50%) умножаем по значениям всех окислов таблицы 3 (№ ан. 399) и вносим в таблицу 4).

4. Определяем количественное соотношение микроклина, альбита и нефелина.

а) Находим остаток Na₂O и K₂O после преобразования роговой обманки. Из таблицы 4 видно, что на долю роговой обманки израсходовано 0,63% Na₂O и 0,36% K₂O. Следовательно на долю полевых шпатов и нефелина приходится 5,48% Na₂O (6,11—0,63) и 5,09% K₂O (5,45—0,36).

б) Следует учесть, что Na₂O и K₂O принимают участие во всех трех минералах. Однако формулы 1 и 2 решают задачу с двумя неизвестными. Поэтому необходимо, во-первых: определить количество одного минерала, а затем двух. В данном примере наиболее правильно определить первым количество альбита, ибо как видно из таблицы 3, в нем содержание K₂O по сравнению с микроклином и нефелином минимальное (0,0151%). Чтобы решить эту задачу, нужно выделить при помощи формулы (3) необходимое количество Na₂O, соответствующее 5,09% K₂O для преобразования микроклина и нефелина.

$$\text{Ни} = \frac{\text{O}(\text{CAб} + \text{CBб})}{\text{CAa} + \text{CBa}} \quad (3)$$

$$\text{Ни} = \frac{5,09(5 \times 0,0239 + 0,1573)}{5 \times 0,1276 + 0,0545} = 2,03$$

O = K ₂ O = 5,09	Aa = 0,1276	} из таб. 1
Ни = Na ₂ O = ?	Ab = 0,0239	
A = микроклин	Ba = 0,0545	
B = нефелин	Bб = 0,1573	
a = K ₂ O	} в 1% мин	A : B = 5 : 1
b = Na ₂ O		

Таким образом, для образования микроклина и нефелина необходимо 2,03% Na₂O лишь при наличии 5,09% K₂O. Остальная часть, т. е. 3,45 Na₂O (5,48—2,03) приходится на определение альбита.

в) Количество альбита определяем путем деления 3,45% Na₂O на 0,0964 (из таблицы 3, что соответствует содержанию Na₂O в 1% альбита).

$$3,45 : 0,0964 = 35,79\%$$

Количество альбита (35,79%) умножаем по значениям всех окислов (табл. 3, ан. № 789), входящих в хим. состав альбита, и результаты вносим в табл. 4.

д) При помощи формулы 1 и 2 определяем количественное соотношение микроклина и нефелина.

$$\text{Op} = \frac{(\text{Na} \times \text{Hк}) - (\text{K} \times \text{HNa})}{(\text{ONa} \times \text{Hк}) - (\text{Ok} \times \text{HNa})} \quad (1) \quad \text{Hф} = \frac{\text{K} - (\text{Ok} \times \text{Op})}{\text{Hк}}$$

Окислы	Минералы—№ анализа в приложении				
	Нефелин—815	Альбит—789	Микроклин—668	Рог. обм.—399	Эпидот—1050
SiO ₂	0,4397	0,6495	0,6156	0,3919	0,4146
TiO ₂	—	—	—	0,0272	0,0015
Al ₂ O ₃	0,3289	0,2133	0,2160	0,0993	0,0053
Fe ₂ O ₃	0,0080	0,0006	—	0,0608	0,0186
FeO	—	—	—	0,2040	0,0044
MnO	—	—	—	0,0057	—
MgO	0,0004	0,0009	—	0,0431	0,0051
CaO	0,0042	0,0172	0,0151	0,0982	0,1766
Na ₂ O	0,1573	0,0964	0,0239	0,0338	0,0035
K ₂ O	0,0545	0,0151	0,1276	0,0192	0,0017
H ₂ O	0,0070	0,0072	0,0038	0,0164	,00657

Пример 2 пересчета нефелинового сиенита

Таблица 4

Этапы пересчета	Минералы	Весовой % мин.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
			—	—	—	—	—	—	—	0,84	—	6,11	5,45	0,15
I	Роговая обм.	18,50	7,25	0,50	1,84	1,12	3,77	0,11	0,80	1,82	0,63	0,36	—	0,30
	Альбит	35,79	23,25	—	7,63	0,02	—	—	0,03	0,62	3,45	0,54	—	0,25
	Микрокл.-перт.	32,14	19,79	—	6,94	—	—	—	—	0,49	0,77	4,10	—	0,12
	Нефелин	8,26	3,63	—	2,72	0,07	—	—	—	0,03	1,30	0,45	—	0,06
	Итого	94,69	53,92	0,50	19,13	1,21	3,77	0,11	0,83	2,96	6,15	5,45	—	0,73
II	Рог. обманка	18,80	7,37	0,51	1,87	1,14	3,84	0,11	0,81	1,85	0,63	0,36	—	0,31
	Альбит	35,38	22,98	—	7,55	0,02	—	—	0,03	0,61	3,41	0,53	—	0,25
	Микроклин-пертит	32,27	19,87	—	6,97	—	—	—	—	0,49	0,77	4,11	—	0,12
	Нефелин	8,26	3,63	—	2,72	0,07	—	—	—	0,03	1,30	0,45	—	0,06
	Итого	94,71	53,85	0,51	19,11	1,23	3,84	0,11	0,84	2,98	6,11	5,45	—	0,74
83	Апатит	0,37	—	—	—	—	—	—	—	0,22	—	—	0,15	—
	Карбонат (кальцит)	1,79	—	—	—	—	—	—	—	0,99	—	—	—	CO ₂ =0,80
	Пирит	0,63	—	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	S=0,33
	Эпидот	2,5	1,04	—	0,88	0,05	0,01	—	—	0,44	—	—	—	—
	Итого	100,0	54,89	0,51	19,99	1,58	3,85	0,11	0,84	4,63	6,11	5,45	0,15	—

$$\text{Op} = \frac{(2,03 \times 0,0545) - (4,55 \times 0,1573)}{(0,0239 \times 0,0545) - (0,1276 \times 0,1573)} = 32,14$$

$$\text{Нф} = \frac{4,55 - (0,1276 \times 32,14)}{0,0545} = 8,26$$

$\text{K}_2\text{O} = 4,55$	$5,45 - (0,36 + 0,54)$	$\text{ONa} = 0,0239$	$\text{HNa} = 0,1573$
$\text{Na}_2\text{O} = 2,03$	$6,11 - (0,63 + 3,45)$	$\text{Ok} = 0,1276$	$\text{Hк} = 0,0545$

е) количество микроклина (32,14%) и нефелина (8,26%) умножаем по значениям всех окислов таблицы 3 (ан., № 688 и 815) и вносим в таблицу 4.

5. Выводим итоги всех окислов по результатам четырех минералов (Ро, Ал, Мк, Нф). При этом, как видно из таблицы 4 появляется некоторый избыток Na_2O (0,04%) и недостача MgO (0,01%).

II этап пересчета

6. Второй этап пересчета, как отметили выше, вносит некоторую корректировку и уточняет количественные соотношения породообразующих минералов соответственно окислам MgO (0,84%), Na_2O (6,11%) и K_2O (5,45), определенных химическим анализом.

а) 0,01 MgO прибавляется на долю роговой обманки: $0,81 : 0,0431 = 18,80$.

б) 0,04% Na_2O снимается с альбита, следовательно
 $3,45 - 0,04 = 3,41 : 0,0964 = 35,38\%$.

в) при этом избыток K_2O равный 0,01% добавляется к микроклину, т. е. $4,10 + 0,01 = 4,11 : 0,1276 = 32,37\%$.

Естественно, изменение количественных соотношений минералов должно отразиться и на весовых процентах окислов указанных минералов, поэтому необходимо весовые количества Ро (18,80%), Ал (35,38%), Мк (32,37%), умножить по значениям всех окислов таблицы 3 (№ ан. 399, 789, 668) и результаты внести в таблицу 4.

г) Выводим итоги по всем окислам и породообразующим минералам (см. табл. 4).

7. Определяем количество апатита на основании P_2O_5 (0,15%).

а) Из приложения находим химический состав апатита (№ 1260), где 1% апатита содержит 0,4098 P_2O_5 и 0,5240 CaO .

Количество апатита определяется: $0,15 : 0,4098 = 0,37\%$.

8. Определяем количественное соотношение вторичных минералов (Кц, Пр, Эп). Общее количество их, как видно из таблицы 4, составляет 4,92%, т. е. $100,0 - (94,71 + 0,37) = 4,92$.

а) Весовое количество пирита устанавливается на основании S (0,33%) определенной химическим анализом. Из приложения находим химический состав пирита (№ ан. 1194) $\text{S} = 0,5261\%$, $\text{Fe} = 0,4611\%$ количество пирита определяется: $0,33 : 0,5261 = 0,63\%$.

0,63% пирита умножаем на 0,4611 и находим весовой процент железа (см. табл. 4).

б) Эпидот составляет 2—3% или в среднем 2,5%. Количество эпидота (2,5%) умножаем по всем окислам таблицы 3 (№ ан. 2050) и вносим в таблицу 4.

в) Карбонат (кальцит) в породе составляет 1,79% т. е. 4,92—(2,5+0,63).

Количество карбоната (1,79) умножаем на 0,5524 (содержание CaO 1% кальцита—№ ан. 1225 в прил.) и вносим в таблицу 4.

8. Вводим итоги всех окислов и минералов (табл. 4.).

ПРИМЕР 3

Пересчет химического анализа оливинового габбро на минералы, на основании MgO и Na₂O (№ ан. 303, заимствован из кн. В. Ф. Морковкиной «Хим. анализы изверженных горных пород».

Условия и порядок пересчета

Результаты исследования габбро под микроскопом показывают следующий минеральный состав: диопсид—37,8%, плагиоклаз—33,2% (№ 50—72), оливин—8,6%, роговая обманка—1,5%, серпентин—2,0%, тальк—1,3%, апатит—1,0%, магнетит—15,6%. Это сочетание минералов позволяет провести пересчет одним этапом.

1. Из приложения находим химический состав минералов, соответствующих оливиновому габбро (табл. 5).

2. Поскольку роговая обманка, серпентин и тальк в породе не имеют существенного значения, то количественные соотношения их можно принять согласно данных микроскопического определения, т. е. Ро—1,5%, Ср—2,0% и Тл—1,3%. Содержания указанных минералов умножаем по значениям всех окислов таблицы 5 (№ № ан. 375, 627, 616) и результаты вносим в таблицу 6.

3. Пересчитываем количественное соотношение диопсида и оливина на основании MgO определенной химическим анализом. При этом: а) следует вычесть израсходованные на Ро, Ср, Тл количества MgO из общего весового процента, т. е. 11,31—(0,28+0,71+0,40) = =9,91% MgO.

б) При помощи формулы 3 находим необходимое количество FeO, соответствующее 9,91% MgO.

$$\text{Ни} = \frac{O(\text{CAб} + \text{CBб})}{\text{CAа} + \text{CBа}}$$

$$\text{Ни} = \frac{9,91(3 \times 0,0207 + 0,3391)}{3 \times 0,1760 + 0,2686} = 4,97$$

$$O = \text{MgO} - 9,91\%$$

$$\text{Ни} = \text{FeO} - ?$$

$$A = \text{Ди}, B = \text{Ол}$$

$$a = \text{MgO} \left. \vphantom{\begin{matrix} a \\ б \end{matrix}} \right\} \text{ в } 1\% \text{ минерала}$$

$$б = \text{FeO}$$

$$Aа = 0,1760 \quad A : B = 3 : 1$$

$$Ab = 0,0207 \quad \left. \vphantom{\begin{matrix} Aа \\ Ab \\ Ba \\ Bб \end{matrix}} \right\} \text{ данные берем из}$$

$$Ba = 0,2686 \quad \left. \vphantom{\begin{matrix} Aа \\ Ab \\ Ba \\ Bб \end{matrix}} \right\} \text{ таблицы } 5$$

$$Bб = 0,3391$$

Таким образом, при наличии 9,91% MgO, для определения количественных соотношений диопсида и оливина необходимо 4,97% FeO.

а) Весовые проценты диопсида и оливина определяем при помощи формулы 1 и 2.

$$D_{ди} = \frac{(M \times O_{Fe}) - (Fe \times O_M)}{(D_M \times O_{Fe}) - D_{Fe} \times O_M} \quad (1) \quad O_{ол} = \frac{Fe - (D_{Fe} \times D_{ди})}{O_{Fe}} \quad (2)$$

$$D_{ди} = \frac{(9,91 \times 0,3391) - (4,97 \times 0,2686)}{(0,1760 \times 0,3391) - (0,0207 \times 0,2686)} = 37,43$$

$$O_{ол} = \frac{4,97 - (0,0207 \times 37,43)}{0,3391} = 12,37 \%$$

M = MgO = 9,91%	}	из табл. 5
Fe = FeO = 4,97%		
D _M = 0,1760		
D _{Fe} = 0,0207		
O _M = 0,2686		
O _{Fe} = 0,3391		

г) Весовое количество диопсида (37,43%) и оливина (12,37%) умножаем по всем окислам таблицы 5 (№№ ан. 176 и 1) и результаты вносим в табл. 6.

4. Пересчитываем количество апатита путем деления весового процента P₂O₅ определенной химическим анализом (2,15%) на весовой % P₂O₅ в 1% минерала, т. е. 0,4072 (из табл. 5).

а) 2,15 : 0,4072 = 5,28%.

б) Количество апатита (5,28%) умножаем по значениям других окислов (см. табл. 5, № ан. 1266) и вносим в таблицу 6.

5. Химическим анализом габбро определено CuO (2,48) и S (0,70%), что свидетельствует о присутствии минералов меди. Можно полагать, что халькопирит и тенорит.

а) Из приложения, в 1% халькопирита содержится: S—0,3550%, Cu—0,3335%, Fe—0,3136%.

б) Весовой процент халькопирита находим: 0,70 : 0,3550 = 1,97%.

в) Тенорит (CuO), это остаток CuO после преобразования халькопирита.

Как видно из таблицы 5, израсходованное количество, CuO для образования халькопирита составляет 0,79%, следовательно количество тенорита находим: 2,48—0,79 = 1,59%.

6. Выводим итоги по 8 минералам. При этом общее весовое количество минералов составляет 88,80%.

7. Весовое количество титансодержащего магнетита (титаномagnetит) определяется:

$$100,00 - 88,80 = 11,20\%$$

Это количество умножается по всем окислам указанных в таблице 5 № ан. 1172 и вносится в таблицу 6.

8. Выводим итоги всех окислов (см. табл. 6).

ПРИМЕР 4

Пересчет химического состава диацита на минералы, согласно весовому проценту K₂O.

Окислы	Минералы—№ анализов в приложении							
	Ди—176	Ол—1	Пл—725	Рог. об.—375	Ср—627	Тл—616	Ап—1266	Мг—1172
SiO ₂	0,5057	0,3558	0,4383	0,4855	0,4254	0,6006	—	0,0048
TiO ₂	0,0018	0,0122	—	0,0070	—	—	—	0,0298
Al ₂ O ₃	0,0248	0,0092	0,3459	0,0838	0,0568	0,0160	0,0068	0,0002
Fe ₂ O ₃	0,0378	—	0,0097	0,0238	0,0106	—	0,0042	0,6340
FeO	0,0207	0,3391	—	0,0932	0,0074	0,0174	—	0,3225
MnO	0,0010	0,0035	—	0,0016	—	—	—	—
MgO	0,1760	0,2686	—	0,1520	0,3557	0,3083	0,0022	0,0039
CaO	0,2200	0,0090	0,1843	0,1159	0,0013	0,0040	0,5416	000023
Na ₂ O	0,0004	—	0,0071	0,0153	—	—	P ₂ O ₅ =0,4072	—
K ₂ O	0,0005	—	—	0,0016	—	—	F=0,0330	—
H ₂ O	0,0112	0,0031	0,0147	0,0177	0,1428	0,0537	Cl=0,0025	0,0025

Пример 3. Пересчет габбро

Таблица 6

Минералы	Весовые % мин.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
		—	—	—	—	—	—	11,31	—	0,19	—	2,15	—
Рог. обм.	1,50	0,83	—	0,13	0,03	0,14	—	0,23	0,17	—	—	—	0,03
Серпентин	2,00	0,95	—	0,11	0,02	0,02	—	0,71	—	—	—	—	0,28
Тальк	1,30	0,78	—	0,02	0,02	0,03	—	0,40	—	—	—	—	0,08
Диоксид	37,43	18,93	0,07	0,93	1,42	0,77	0,04	6,60	8,24	0,01	0,01	—	0,66
Оливин	12,37	4,40	0,15	0,11	—	4,19	0,04	3,32	0,15	—	—	—	0,04
Плагиоклаз	25,36	11,11	—	8,77	0,25	—	—	—	4,67	0,18	—	—	0,37
Апатит	5,28	—	—	0,04	0,02	—	—	0,01	2,89	—	—	2,15	—
Халькопирит	1,97	—	—	—	—	0,75	—	S=0,70%	Cu=0,66%	—	Fe=0,61%	—	F=0,17
Тенорит	1,59	—	CuO=1,59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Итого	88,37	37,00	0,22	10,11	1,76	5,90	0,08	11,27	16,09	0,19	0,01	2,15	1,46
Магнетит	11,63	0,06	0,35	—	7,37	3,75	—	0,04	0,03	—	—	—	0,03
Итого	100,0	37,06	0,57	10,11	9,13	9,65	0,08	11,31	16,12	0,19	0,01	2,15	1,49

(анализ заимствован из кн. «Хим. состав изверженных и метаморфических пород Арм. ССР, № ан. 687).

Условия и порядок пересчета

Под микроскопом дацит характеризуется витрофировой структурой с гиалиновой основной массой. Состоит из плагиоклаза, биотита, кварца и стекла. Как видно, дацит обладает несложным минеральным составом, следовательно пересчет будет проводиться одним этапом.

1. Из приложения выбираем химический состав плагиоклаза и биотита, соответствующих дациту (см. табл. 8).

2. Определяем количественные соотношения плагиоклаза и биотита на основании K_2O (1,37%).

а) Следует найти необходимое количество Na_2O , соответствующее 1,37% K_2O для образования указанных минералов. Эта задача решается по формуле 3.

$$N_{и} = \frac{O(СAб + СBб)}{C_{Aa} + C_{Ba}} \quad (3) \quad N_{и} = \frac{1,37(6 \times 0,0584 + 0,0080)}{6 \times 0,0094 + 0,0790} = 3,54$$

$$\left. \begin{array}{l} O = K_2O = 1,37 \\ N_{и} = Na_2O = ? \\ A = \text{Пл} \\ B = \text{Би} \\ C = A : B = 6 : 1 \end{array} \right\} \begin{array}{l} Aa = 0,0094 \\ Ab = 0,0584 \\ Ba = 0,0790 \\ Bb = 0,0080 \end{array} \left. \begin{array}{l} \\ \\ \\ \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{из табл. 8} \\ \text{содерж. в 1\% мин.} \end{array}$$

б) Количественное соотношение плагиоклаза и биотита определяем при помощи формул 1 и 2.

$$Пл = \frac{(Na \times Bк) - (K \times BNa)}{(ПNa \times Bк) - (Пк \times BNa)} \quad (1) \quad Би = \frac{K - (Пк \times Пл)}{Bк} \quad (2)$$

$$Пл = \frac{(3,54 \times 0,0790) - (1,37 \times 0,0080)}{(0,0584 \times 0,0790) - (0,0094 \times 0,0080)} = 59,20 \quad \left. \begin{array}{l} Na_2O = Na = 3,54 \\ K_2O = K = 1,37 \\ ПNa = 0,0584 \\ Пк = 0,0094 \\ BNa = 0,0080 \\ Bк = 0,0790 \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{из табл.} \\ 8 \end{array}$$

$$Би = \frac{1,37 - (0,0094 \times 59,20)}{0,0790} = 10,25$$

в) Весовые проценты плагиоклаза (59,20) и биотита (10,25%) умножаем по значениям окислов таблицы 8 (№ ан. 471 и 760) и результаты вносим в табл. 7.

Таблица 7

Пример 4. Пересчет дацита

Минералы	Весовой % мин.	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
		—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,37	—
Биотит	10,25	3,54	0,36	1,66	0,35	2,04	0,03	0,84	0,11	0,08	0,81	0,30
Плагиоклаз	59,20	33,94	—	15,76	0,19	0,11	—	0,07	4,97	3,46	0,56	0,13
Кварц и стекло	30,55	30,55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Итого	100,0	68,03	0,36	17,42	0,54	2,15	0,03	0,91	5,08	3,54	1,37	0,43

Таблица 8
Химический состав минералов, заимствованных из прил.

Оксиды	Минералы—№ ан. в прил.	
	Би—471	Пл. 760
SiO ₂	0,3464	0,5733
TiO ₂	0,0348	—
Al ₂ O ₃	0,1630	0,2663
Fe ₂ O ₃	0,0322	0,0033
FeO	0,1994	0,0019
MnO	0,0031	—
MgO	0,0823	0,0012
CaO	0,0103	0,0840
Na ₂ O	0,0080	0,0584
K ₂ O	0,0790	0,0094
H ₂ O	0,0288	0,0022
F	0,0169	—
BaO	—	0,0115

3. Определяем количество кварца и стекла, т. е. кристаллической и аморфной кремнекислоты, представляющей третий компонент минерального состава дацита.

$$100,00 (59,20 + 10,25) = 30,55$$

Количество кремня (30,55 %) вносим в таблицу 7.

4. Выводим итоги окислов в таблицу 7.

ПРИМЕР 5

Пересчет химического анализа базальта на минералы, согласно весовым процентам окислов SiO₂, MgO и Na₂O. (анализ № 1821 заимствован из кн. В. Ф. Морковкиной «Хим. анализ изверженных горных пород»).

Условия и порядок пересчета

Минеральный состав базальта, по результатам микроскопического исследования, представлен плагиоклазом (лабрадор), авгитом, гиперстеном, вулканическим стеклом, магнетитом, редко апатитом и пересчитывается одним этапом.

Пример 5. Пересчет базальта

Таблица 9

Минералы	Весовой % мин.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O
		52,53	—	—	—	—	—	4,18	—	3,14	—	0,20	—
Плагиоклаз № 56	62,71	34,20	—	17,76	0,58	—	—	0,12	6,78	3,06	0,45	—	—
Авгит	20,80	9,79	0,38	1,62	0,27	1,70	0,04	2,81	4,02	0,07	0,02	—	0,03
Гиперстен	4,18	2,27	—	0,11	0,02	0,37	—	1,25	0,10	0,01	—	—	0,04
Вулк. стекло	7,24	7,24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Апатит	0,49	—	—	—	—	—	—	—	0,29	—	—	0,20	—
Рудн.-титано-магнетит	4,58	0,02	—	—	—	3,14	—	—	—	—	—	—	—
	100,0	53,52	0,38	19,49	4,01	5,21	0,04	4,18	11,19	3,14	0,47	0,20	0,07

1. Из приложения выбираем хим. состав породообразующих и аксессуарных минералов соответствующих базальту. см. табл. 10.

2. Определяем весовое количество плагиоклаза на основании Na_2O .

Таблица 10

Химический состав минералов, заимствованных из прил.

Окислы	Минералы—№ ан. в приложении				
	Пл—753	Ав—116	Гп—50	Ап—1266	Мг—1172
SiO_2	0,5454	0,4706	0,5420	—	0,0050
TiO_2	—	0,0182	0,0006	—	0,0003
Al_2O_3	0,2832	0,0777	0,0272	0,0068	0,0013
Fe_2O_3	0,0093	0,0130	0,0054	0,0042	0,6820
FeO	—	0,0815	0,0896	—	0,3110
MnO	—	0,0020	0,0011	—	0,0003
MgO	0,0020	0,1352	0,2983	0,0022	0,0009
CaO	0,1081	0,1933	0,0250	0,5416	—
Na_2O	0,0488	0,0033	0,0026	—	—
K_2O	0,0072	0,0011	—	$\text{P}_2\text{O}_5=0,4072$	—
H_2O	—	0,0020	0,0082	$\text{F}=0,0335$	$\text{Cl}=0,0025$

а) Весовой процент Na_2O химическим анализом определен 3,14%, однако часть его входит в химический состав авгита и гиперстена. Поэтому следует, прежде всего установить необходимое количество Na_2O , соответствующее 4,18 % MgO для образования минералов пироксена. Эта задача решается путем применения формулы (3).

$$\text{Ни} = \frac{\text{O}(\text{CAб} + \text{CBб})}{\text{CAa} + \text{CBa}} \quad (3)$$

$$\text{Ни} = \frac{4,18(5 \times 0,0033 + 0,0026)}{5 \times 0,1352 + 0,2983} = 0,08\% \text{ Na}_2\text{O}$$

$$\text{O} = \text{MgO} = 4,18\%$$

$$\text{Ни} = \text{Na}_2\text{O} = ?$$

$$\text{A} = \text{Av} \quad \text{a} = \text{MgO}$$

$$\text{B} = \text{Гп} \quad \text{б} = \text{Na}_2\text{O}$$

$$\text{A} : \text{B} = 5 : 1$$

$$\text{Aa} = 0,1352$$

$$\text{AB} = 0,0033$$

$$\text{Ba} = 0,2983$$

$$\text{Bб} = 0,0026$$

из таб. 10

б) Установленное количество 0,08% Na_2O отнимается от общего количества Na_2O , т. е. $3,14 - 0,08 = 3,06\%$.

в) Весовое количество плагиоклаза определяем разделением 3,06 на количество Na_2O в 1% плагиоклаза, что берется из таблицы 10, т. е. $3,06 : 0,0488 = 62,71\%$.

г) Весовое количество плагиоклаза умножаем по всем окислам (ан. № 753 из табл. 10) и результаты вносим в таблицу 9.

3. Определяем количественное соотношение авгита и гиперстена на основании MgO и FeO .

а) Из общего весового процента MgO (4,18) вычитываем 0,12% MgO , израсходованное для преобразования плагиоклаза (см. табл. 9).

$$4,18 - 0,12 = 4,06\% \text{ MgO}$$

б) Необходимо найти также весовой процент второго окисла, т. е. FeO, соответствующий 4,06 MgO. Эту задачу решаем по формуле (3)

$$Ni = \frac{O(CAб + CBб)}{CAa + CБа} \quad (3)$$

$$Ni = \frac{4,06(5 \times 0,0815 + 0,0896)}{5 \times 0,1352 + 0,2983} = 2,07\% \text{ FeO}$$

А — Авгит
 Б — гиперстен
 а — MgO
 б — FeO
 O — MgO = 4,06
 Ni — FeO = ?

Аа — 0,1352
 Аа — 0,0815
 Бб — 0,2983
 Ба — 0,0896
 С = А : Б = 5 : 1

в) Количественные соотношения указанных минералов определяем при помощи формулы 1 и 2.

$$Av = \frac{(M \times \Gamma Fe) - (Fe \times \Gamma M)}{(Am \times \Gamma Fe) - (AFe \times \Gamma M)} \quad (1)$$

$$\Gamma_{II} = \frac{Fe - (AF \times Av)}{\Gamma Fe} \quad (2)$$

M = 4,06
 Fe = 2,07
 Am = 0,01352
 AFe = 0,0815
 ΓM = 0,2983
 ΓFe = 0,0896

$$Av = \frac{(4,06 \times 0,0896) - (2,07 \times 0,2983)}{(0,1352 \times 0,0896) - (0,0815 \times 0,2983)} = 20,80\%$$

$$\Gamma_{II} = \frac{2,07 - (0,0815 \times 20,80)}{0,0896} = 4,18\%$$

г) Количество авгита (20,80%) и гиперстена (4,18%) умножаем по окислам таблицы 10 (см. ан. № 116 и 50) и результаты вносим в таблицу 9.

4. Весовой процент стекла устанавливаем вычитанием из общего весового процента кремнекислоты, определенной химическим анализом, количество кремнекислоты, израсходованное на образование плагиоклаза, авгита и гиперстена, т. е. $53,52 - (34,20 + 0,70 + 2,27) = 7,26$

5. Определяем весовой процент апатита на основании P₂O₅ (0,20%), определенной химическим анализом, путем деления 0,20% на 0,4072 (содержание P₂O₅ в 1% апатита — см. табл. 10, № ан. 1266).

$$0,20 : 0,4072 = 0,49\% \text{ апатита}$$

6. Выводим итоги количеств всех минералов (Пл, Ав, Гп, Ап, Вс).

Разница между суммарным количеством минералов и 100,0 будет соответствовать количеству рудного минерала (очевидно магнетиту).

$$100,0 - (62,71 + 20,80 + 4,18 + 7,24 + 0,49) = 4,58$$

Количество магнетита (4,58) умножается по окислам таблицы 10 (см. ан. № 1172) и результаты вносятся в таблицу 9.

7. Выводим итоги всех минералов и окислов таблицы 9.

ПРИМЕР 6

Пересчет химического анализа кварцево-слюдистого сланца на минеральный состав, на основании окислов MgO и K₂O.

(анализ заимствован из кн. «Хим. составы изв. и мет. горных пород Арм. ССР» № 1120).

Условие и порядок пересчета

Микроскопическое исследование кварцево-слюдистого сланца обнаруживает следующий минеральный состав: роговая обманка и кварц (породообразующие), мусковит и хлорит (вторичные) и гранат (акцессорные).

Сланец, как видно имеет не сложный минеральный состав, и поэтому пересчет возможен в одном этапе.

1. Из приложения выбираем химический анализ роговой обманки, мусковита, хлорита и граната. (см. табл. 12).

2. Учитывая то обстоятельство, что K_2O входит в состав роговой обманки мусковита (см. табл. 12), количественные соотношения этих минералов следует определить совместно и на основании K_2O и MgO .

а) Весовой процент K_2O , определенный химическим анализом равен 0,49%, однако весовой процент MgO нам неизвестен. При помощи формулы (3) находим необходимое количество MgO , соответствующее 0,49% K_2O .

$$Ni = \frac{O(CAб + CBб)}{CAa + CBa} \quad (3)$$

$$Ni = \frac{0,49(2,5 \times 0,1207 + 0,0170)}{2,5 \times 0,0036 + 0,0622} = 2,07\% \quad MgO$$

$$O = K_2O = 0,49\%$$

$$Ni = MgO = ?$$

$$A = Po \quad B = Mc$$

$$C = A : B = 2,5 : 1$$

$$a = K_2O \quad б = MgO$$

$$Aa = 0,0036$$

$$Ab = 0,1207$$

$$Ba = 0,0622$$

$$Bб = 0,0170$$

данные берутся из табл. 12

б) На основании весовых процентов K_2O (0,49%) и MgO (2,07%) определяем количественные соотношения Po и Mc . Задача решается при помощи формул 1 и 2.

Таблица 11

Пример 6. Пересчет кварцево-слюдистого сланца

Минералы	Весовой % % мин.	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
		—	—	—	—	—	—	2,38	—	—	0,06	—
Рог. обманка	16,16	7,80	0,13	1,62	0,35	1,72	0,03	1,95	1,73	0,34	0,06	0,43
Мусковит	6,94	3,26	0,04	2,24	0,05	0,13	—	0,12	—	0,07	0,43	0,54
Хлорит	9,45	2,87	0,02	0,26	2,07	0,19	0,24	0,31	1,69	—	—	1,81
Гранат (альм.)	0,50	0,19	—	0,10	0,03	—	—	0,01	0,01	—	—	—
Итого	32,60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	67,40	67,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего	100,0	81,52	0,19	4,22	2,50	2,04	0,27	2,39	3,43	0,41	0,49	2,78

Химический состав минералов, заимствованных из приложения

Окислы	Минералы—№ ан. в прилож.			
	Ро—427	Хл—581	Мс—545	Гр(альм)—957
SiO ₂	0,4828	0,3040	0,4755	0,3826
TiO ₂	0,0080	0,0020	0,0064	—
Al ₂ O ₃	0,1000	0,0271	0,3245	0,1993
Fe ₂ O ₃	0,0220	0,2187	0,0076	0,0487
FeO	0,1065	0,0201	0,0185	0,2040
MnO	0,0017	0,0253	—	0,0004
MgO	0,1207	0,0328	0,0170	0,0394
CaO	0,1069	0,1784	0,0006	0,0202
N ₂ O	0,0212	—	0,0105	—
K ₂ O	0,0036	—	0,0622	—
H ₂ O	0,0266	0,1916	0,0772	0,0054

$$Po = \frac{(M \times Mk) - (K \times Mm)}{(Pm \times Mk) - (Pk \times Mm)} \quad (1) \quad Mc = \frac{K - (Pk \times Po)}{Mk} \quad (2)$$

$$M = MgO = 2,07\% \quad K = K_2O = 0,49\% \quad Pk = 0,0036 \quad Pm = 0,1207 \quad Mm = 0,0170$$

$$Po = \frac{(2,07 \times 0,0622) - (0,49 \times 0,0170)}{(0,1207 \times 0,0622) - (0,0036 \times 0,0170)} = 16,16\%$$

$$Mk = \frac{0,49 - (0,0036 \times 16,16)}{0,0622} = 6,94\%$$

из табл. 12

в) Количество роговой обманки (16,16%) и мусковита (6,94%) умножаем по всем окислам таблицы 12 (ан. № 527 и 545), результаты вносим в табл. 11.

3. Определяем количество хлорита на основании остатка MgO.

а) Остаток MgO находим: $2,38 - (1,95 + 0,12) = 0,31\%$ MgO.

б) Количество хлорита находим путем деления остатка MgO (0,31%) на количество MgO, содержащееся в 1% минерала, что берется из таблицы 12 (№ ан. 581). $0,31 : 0,0328 = 9,45\%$.

в) Количество хлорита (9,45%) умножается по всем окислам таблицы 12 (№ ан. 581) и вносится в таблицу 11.

4. Учитывая, что содержание граната в породе не превышает 0,50%, можно принять весовой процент граната за 0,50%.

Количество граната (0,50%) умножаем по всем окислам таблицы 12 (№ ан. 957) и результаты вносим в таблицу 11.

5. Выводим итоги весовых процентов минералов (Ро, Мс, Хл, Гр). Как это видно из таблицы 11 сумма равна 32,60%. Следовательно часть породы, т. е. $100,00 - 32,60 = 67,40$, представлена кварцем.

6. Выводим итоги весовых количеств всех минералов* и окислов (см. табл. 11).

В заключение нашего сообщения, приводим сравнение результатов химических составов гранита, нефелинового сиенита, сиенита, габбро, дацита, базальта и кварцево-слюдистого сланца, полученных предл.

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА
сравнения результатов химических составов гранита, нефелинового сиенита, габбро, базальта и сланца
полученных химическим анализом и предложенным методом

	№№ при- мера	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
Хим. состав по пересч.	1	71,87	0,22	14,20	1,10	0,74	0,02	0,39	1,54	3,33	5,50	0,39
Хим. состав по анал.		72,86	0,22	13,94	2,02		0,03	0,39	1,41	3,33	5,50	0,30
Отклонение		-0,99	—	+0,26	—	-0,18	-0,01	—	+0,13	—	—	+0,09
Хим. состав по пересч.	2	54,89	0,51	19,99	1,58	3,85	0,11	0,84	4,63	6,11	5,45	1,87
Хим. состав по анализу		53,49	0,57	20,02	1,26	3,40	0,25	0,84	4,33	6,11	5,45	2,76
Отклонение		+1,40	-0,06	-0,03	+0,32	+0,44	-0,14	—	+0,30	—	—	-0,89
Хим. состав по пересчету	3	37,06	0,57	10,11	9,13	9,65	0,08	11,31	16,12	0,19	0,01	1,49
Хим. состав по анализу		37,02	0,59	10,75	5,57	10,03	0,19	11,31	17,07	0,19	0,12	1,46
Отклонение		-0,04	-0,02	+0,66	+3,56	+0,38	-0,11	—	-0,95	—	-0,11	+0,03
Хим. состав по пересчету	4	68,03	0,36	17,42	0,54	2,15	0,03	0,91	5,08	3,54	1,37	0,43
Хим. состав по анализу		67,16	0,22	17,19	0,81	0,87	0,04	0,91	3,69	4,14	1,37	0,70
Отклонение		+0,87	+0,14	+0,27	-0,27	-1,28	-0,01	—	+1,39	-0,60	—	-0,27
Хим. состав по пересчету	5	53,52	0,38	19,49	4,01	3,49	0,04	4,18	11,19	3,14	0,47	0,07
Хим. состав по анализу		53,52	0,63	19,16	5,99	2,34	0,14	4,18	8,87	3,14	0,80	—
Отклонение		—	-0,25	+0,33	-1,98	+1,15	-0,10	—	+2,32	—	-0,37	—
Хим. состав по пересчету	6	81,52	0,19	4,22	2,50	2,04	0,27	2,39	3,43	0,41	0,49	2,78
Хим. состав по анализу		83,00	0,41	5,11	4,20	2,58	0,10	2,38	0,63	0,82	0,49	1,00
Отклонение		-1,48	-0,22	-0,89	-1,70	-0,54	+0,17	+0,01	+2,80	-0,41	—	+1,78

женным методом пересчета и химическим анализом, что наглядно из сводной таблицы (табл. 13).

Отклонения между весовыми процентами окислов, определенных химическим анализом и пересчетом в подавляющем большинстве случаев, незначительны, однако в отдельных случаях наблюдается резкое несоответствие в окислах железа и кальция.

Не останавливаясь на причинах отклонения окислов железа и кальция, считаем необходимым отметить, что весовые проценты окислов полученные предложенным методом пересчета, полностью соответствуют результатам микроскопического исследования, т. е. минеральному составу горной породы.

Результаты пересчета, полученные предложенным методом, могут послужить основой для разработки рациональной системы петрохимических параметров.

ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С. Б., Багдасарян Г. П., Казарян Г. А., Карапетян К. И. — «Химические составы изверженных и метаморфических пород Армянской ССР». Изд. АН Арм. ССР, 1962 г.
- Висьневский Я. С. — «Универсальные таблицы для пересчета состава горных пород», Изд. «Наука» Узбекской ССР, Ташкент, 1965 г.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. — «Породообразующие минералы». том 1, 2, 3, 4, 5. Изд. «Мир» Москва, 1965—1966 г.г.
- Заварицкий А. Н. — «Пересчет химических анализов изверженных горных пород». Госгеолтехиздат, Москва, 1960 г.
- Морковкина В. Ф. — «Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов». Изд. «Наука», Москва, 1964 г.
- Розенбуш Г., (под ред. и с дополнениями В. Н. Лодочникова) — «Описательная петрография». Гос. научно-техн. изд. Ленинград—1934 г.
- Четвериков С. Д. — «Руководство к петрохимическим пересчетам». Госгеолтехиздат, Москва, 1956 г.
- Чирвинский П. Н. — «Средний химический состав главных минералов изверженных, метаморфических и осадочных пород». изд. Харьковский. ГосУнт им. Горького, 1953 г.

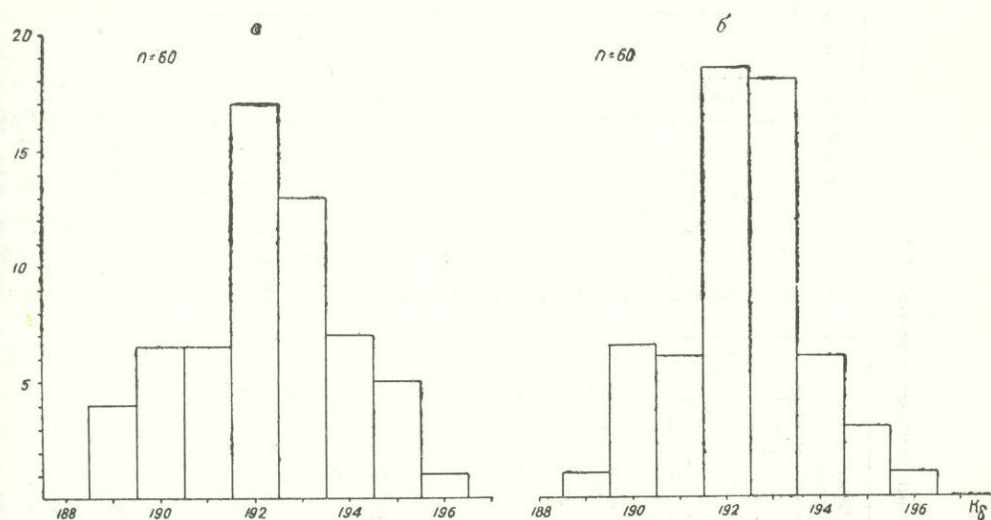
ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА МИНЕРАЛОВ МЕТОДОМ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ДИСПЕРСИИ ДВУПРЕЛОМЛЕНИЯ

При рассмотрении возможностей метода сравнительной дисперсии двупреломления (Кузнецов, 1959) в определении абсолютного возраста минералов (Кузнецов, 1963; Кузнецов, Чибухчян, 1963; Чибухчян, 1963; Алиев, 1965; Riboule, Vachette, 1965 и др.) отмечалась довольно высокая точность замеров, однако важная сторона опробования метода—оценка точности при помощи математической статистики, не производилась. В отношении химического состава минералов (Буриков, 1963), а также абсолютного возраста пироксенов (Рябов, 1966) математическая обработка цифр произведена, однако, нам представляются заслуживающими некоторого интереса и данные по плагиоклазам.

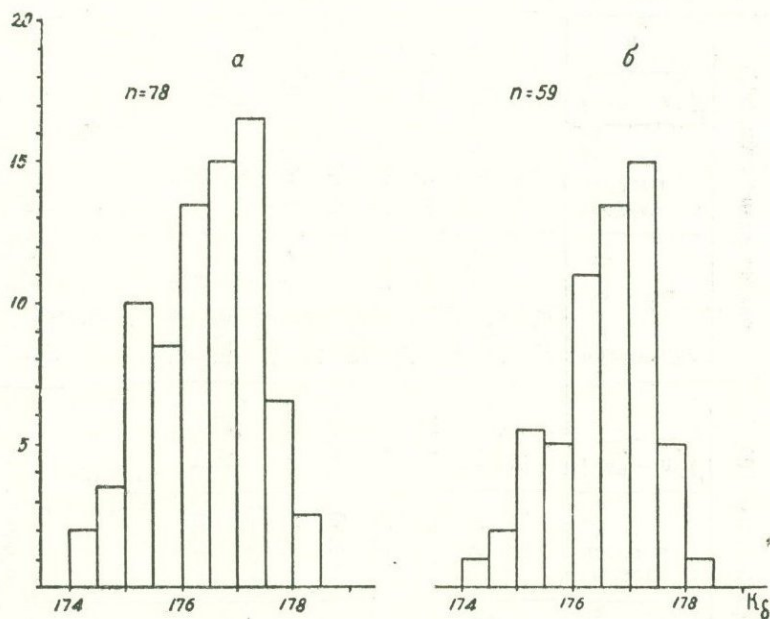
Переходя к существу вопроса, отметим, что на точности определений сказываются толщина шлифа, угол наклона шлифа на федоровском столике и т. д. и для оценки влияния указанных факторов привлечен материал, полученный по абсолютному возрасту плагиоклаза из пород плагиогранитного комплекса средней юры Центральной складчатой зоны Армении (Чибухчян, 1966) и пород основного состава СВ побережья оз. Севан (Мелнкян и др., 1967).

С целью выяснения ошибок исследователя в определении положения компенсации произведены массовые замеры на **одном** зерне плагиоклаза (плагиограниты), причем взяты два образца и изготовлены шлифы с несколько различной толщиной. Правда, толщина шлифа, как таковая, исключается из расчетов, но играет определенную роль, т. к. меняется величина разности хода, определяемой компенсатором. Особенно сильно это влияние начинает сказываться на минералах с небольшим двупреломлением. Действительно, если истинные величины разностей хода, полученные по двум светофильтрам, обозначить через a и b , то $K_0 = \frac{a}{b} \cdot 100\%$. При допущении ошибки величиной z , $K_0 = \frac{a+z}{b+z} \cdot 100\%$. Следовательно, чем больше абсолютные значения a и b , тем меньше сказывается ошибка в определении коэффициента дисперсии.

Коэффициенты в статье не приведены, а даются лишь диаграммы цифр (фиг. 1 и 2). Шлиф из образца № 709 изготовлен несколько тоньше, чем для образца № 692.



Фиг. 1.—Диаграмма распределения значений K_b в плагиогранитах Шахкунянского хребта: а—для обр. № 709, б—для обр. № 692.



Фиг. 2.—Диаграмма распределения значений K_b в габброидном комплексе СВ побережья оз. Севан: а—для всего комплекса, б—для габбро.

Статистическая оценка распределения коэффициента дисперсии двупреломления (K_6)

плаггиогранит (обр. 709)					плаггиогранит (обр. 692)					габброидный комплекс СВ побережья оз. Севан					габбро СВ побережья оз. Севан						
интервалы K_6	частоты n_K^c	теорет. частоты n_K^c	$\left(\frac{n_K^0 - n_K^c}{n_K^c}\right)^2$	n_K^c	интервалы K_6	частоты n_K^0	теорет. частоты n_K^c	$\left(\frac{n_K^0 - n_K^c}{n_K^c}\right)^2$	n_K^c	интервалы K_6	частоты n_K^0	теорет. частоты n_K^c	$\left(\frac{n_K^0 - n_K^c}{n_K^c}\right)^2$	n_K^c	интервалы K_6	частоты n_K^0	теорет. частоты n_K^c	$\left(\frac{n_K^0 - n_K^c}{n_K^c}\right)^2$	n_K^c		
188,5	4	2,27	} 0,68	188,5	1	1,09	} 0,74	188,5	1	1,13	} 0,21	174,0	2	1,13	174,0	1	0,38	} 0,62	174,0	1	0,38
189,5	6,5	5,88			189,5	6,5			4,39	174,5			3,5	3,39		174,5	2			1,53	
190,5	6,5	10,81	1,72	190,5	6	10,66	2,04	190,5	10	7,43	0,89	175,0	5,5	4,34	0,31	175,0	5,5	4,34	0,31		
191,5	17	13,95	0,67	191,5	18,5	16,20	0,33	191,5	8,5	12,67	1,37	175,5	5	8,77	1,62	175,5	5	8,77	1,62		
192,5	13	12,80	0,00	192,5	18	15,02	0,59	192,5	13,5	15,80	0,33	176,0	11	12,73	0,23	176,0	11	12,73	0,23		
193,5	7	8,24	0,19	193,5	6	8,60	0,78	193,5	15	16,37	0,16	176,5	13,5	13,26	0,00	176,5	13,5	13,26	0,00		
194,5	5	3,76	} 0,22	194,5	3	3,06	} 0,02	194,5	16,5	11,40	2,28	177,0	15	9,89	2,64	177,0	15	9,89	2,64		
195,5	1	1,20		195,5	1	0,68		177,5	6,5	6,41	0,08	177,5	5	5,27	0,01						
196,5				196,5				178,0	2,5	2,75	0,06	178,0	1	2,04	0,53	178,0	1	2,04	0,53		
								178,5				178,5				178,5					

$\chi^2=3,48$ $f=3$ $P(\chi^2 \geq 3,48)=0,32$ $\lambda=0,33$ $P(\lambda)=0,999$ $A=-0,07$ $E=-0,46$ Сред. $K_6=192,24$ $\sigma^2=2,78$ $2\sigma=3,34$ $T=157 \pm 15$ млн. лет	$\chi^2=4,50$ $f=3$ $P(\chi^2 \geq 4,50)=0,22$ $\lambda=0,34$ $P(\lambda)=0,999$ $A=-0,01$ $E=-0,07$ Сред. $K_6=192,35$ $\sigma^2=1,98$ $2\sigma=2,82$ $T=157 \pm 12$ млн. лет	$\chi^2=5,27$ $f=5$ $P(\chi^2 \geq 5,27)=0,40$ $\lambda=0,49$ $P(\lambda)=0,967$ $A=-0,30$ $E=-0,60$ Сред. $K_6=176,45$ $\sigma^2=0,90$ $2\sigma=1,85$ $T=88 \pm 8$ млн. лет	$\chi^2=5,96$ $f=5$ $P(\chi^2 \geq 5,96)=0,35$ $\lambda=0,42$ $P(\lambda)=0,991$ $A=-0,55$ $E=-0,23$ Сред. $K_6=176,56$ $\sigma^2=0,72$ $2\sigma=1,70$ $T=88 \pm 7$ млн. лет
--	--	--	--

Статистическая обработка данных (табл.1) произведена согласно схеме Б. М. Щиголева (1962). Рассматривая результаты обработки, отметим, что небольшая величина асимметрии и эксцесса указывает на близость распределения Кб во всем наблюдаемом интервале к нормальной, подтверждаемой также критериями согласия Пирсона и Колмогорова. При нормальном распределении цифр максимальная ошибка достигает $\pm 3\sigma$, при 95%-ной доверительной вероятности $\pm 2\sigma$.

Для плагиоклазов из среднеюрского плагиогранитного комплекса в обоих случаях установлен возраст (среднее) в 157 млн. лет. Если для образца № 709 отклонения от среднего возраста составляют 15 млн. лет, т. е. ошибка достигает 9%, то в случае образца № 692 отклонения составляют 12 млн. лет или 7,5% от возраста. Таким образом устанавливается предпочтительный выбор шлифов с несколько повышенной толщиной, а также факт достаточно высокой точности определений, не выходящих за пределы допустимых $\pm 10\%$ -ных ошибок объемного калий-аргонового метода.

В отношении плагиоклазов из пород верхнемелового интрузивного комплекса СВ побережья оз. Севан (Меликян и др., 1967) следует отметить, что все определения абсолютного возраста также не выходят за пределы $\pm 10\%$ -ной ошибки, хотя замеры производились из пород различных фаз и фаций. Естественно предположить большую точность определений при ограничении замерами лишь одной фазы. С этой целью была произведена выборка цифр лишь габброидов, хотя и здесь нельзя поручиться за очень высокую «чистоту» эксперимента, поскольку замеры получены по различным выходам интрузивов и среди габбро выделяются разновидности, однако лейкократовые отщепления—плагиограниты, из расчетов исключены.

Как видно из таблицы, разброс цифр возраста только габброидов несколько меньше и, естественно, точность определений выше—8% против 9%.

При замере плагиоклаза из пород плагиогранитного комплекса в каждом случае это одно определение положения компенсации, в случае же габброидов отдельные данные получены выводом среднего значения величины Кб из серии определений (в некоторых случаях до 10) положений компенсации.

Таким образом для плагиоклазов различного состава устанавливается точность определений абсолютного возраста не уступающая объемному калий-аргоновому методу.

Сопоставляя полученные данные с результатами статистической обработки материалов по пироксенам (Рябов, 1966), можем констатировать вполне удовлетворительную точность оптического определения абсолютного возраста по различным минералам.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев Э. Б. — Некоторые данные по определению абсолютного возраста методом сравнительной дисперсии двупреломления. «Узбекск. геологич. ж.», № 2, 1965.
- Буриков Е. В. — Дисперсия двупреломления хлоритов и их состав. «Изв. ВУЗ-ов» сер. геология и разведка, № 9, 1963.
- Кузнецов Е. А., Чибухчян З. О. — О возможности измерения абсолютного возраста горных пород методом сравнительной дисперсии двупреломления. «Советская геология», № 2, 1963.
- Кузнецов Е. А. — Абсолютная геохронология и оптика. «Вест. МГУ, геология», № 2, 1963.
- Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. — К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. «Изв. АН Арм. ССР, сер. науки о Земле», № 1—2, 1967.
- Piboule M., Vachette M., — Correlation entre la valeur du coefficient de dispersion de la birefringence et l'age absolu de plagioclases d'origines diverses. „Comptes Rendus de seances de l'Academie des sciences“, 261, № 4, 1965.
- Рябов В. В. — Степень точности определения возраста горных пород методом дисперсии двупреломления. «Вестн. МГУ, геология», № 4, 1966.
- Чибухчян З. О. — Об определении абсолютного возраста плагиоклазов методом сравнительной дисперсии двупреломления. ДАН Арм. ССР, 37, № 4, 1963.
- Чибухчян З. О. — Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). «Изв. АН Арм. ССР, сер. науки о Земле», № 6, 1966.
- Щиголев Б. М. — Математическая обработка наблюдений. М., 1962.

К. А. КАРАМЯН, Э. А. ДЖАНГИРЯН, О. Г. МАДАНЯН

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ СОСТАВА РУД И ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ АГАРАКСКОГО МЕДНО- МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Агаракское медно-молибденовое месторождение находится в Мегринском районе Армянской ССР и принадлежит к месторождениям медно-молибденовой формации, выделенной И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном (1957) и генетически связанный с послесреднеэоценовым циклом интрузивной деятельности, проявившейся в среднеальпийской тектонической зоне складчатости (по схеме А. А. Габриеляна).

Район месторождения сложен интрузивными породами Мегринского плутона и останцами эоценовой вулканогенной толщи. Здесь развиты в основном габбро, габбро-диориты I-й фазы внедрения, монцониты и монцо-диориты II-й фазы и граносиениты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры III-й граносиенитовой фазы. Территориально и структурно оруденение приурочено к штоку гранодиорит-порфиров прорывающих сиенитограниты.

Гранодиорит-порфиры образуют штокообразное тело вытянутое в меридиональном направлении и протягивающееся на 700 м при 200 м ширине.

Гранодиорит-порфиры характеризуются неправильными очертаниями контакта с широким развитием апофиз с многочисленными заливообразными выступами. Шток падает на запад под крутыми углами падения. На западе рудного поля на расстоянии 300—400 метров от штока гранодиорит-порфира протягивается широкая зона дробления Агаракского разлома меридионального простирания с падением на восток 60° .

Мощность разломной полосы местами доходит до 100 метров и характерна интенсивно измененными породами с частой трещиноватостью пород, наличием сравнительно мощных тектонических швов, крупных плоскостей с зеркалами скольжения.

В полосе зоны разлома широко развиты 2 системы трещин. 1) Параллельная общему простиранию зоны дробления, т. е. меридиональная с падением на восток и 2) северо-восточная с падением на СЗ $65-70^\circ$.

Оруденение Агаракского месторождения в основном приурочено

к штоку гранодиорит-порфира и по мере удаления от штока оно постепенно убывает как на восток, так и на запад.

На востоке, оруденение ограничено Спетринским разломом, который имеет северо-восточное простирание с падением на СЗ (30—40°).

Очевидно, Спетринский разлом как пострудное нарушение смешает оруденелые породы и приводит их в соприкосновение с неоруденелыми граносиенитами.

На размытой поверхности минерализованных пород налегают молодые грубообломочные озерные отложения так называемые «красные брекчии», которые представляют собой нормально обломочные породы, нацело пропитанные гидроокислами железа, вследствие чего все породы в том числе и нижележащие сиенито-граниты имеют красный цвет.

Дайковые породы в рудном поле месторождения распространены довольно слабо. В монзонитах отмечаются редкие северо-западные дайки гранодиорит-порфиров и диабазов, а в сиенито-гранитах маломощные диабазы преимущественно северо-западного и северо-восточного простирания.

Нередко контакты между красными брекчиями и граносиенитами тектонические, обусловленные подвижками между двумя породами, надвиганием сиенито-гранитов на «красные брекчии».

Пострудные тектонические нарушения в рудном поле развиты весьма широко и отмечаются как меридиональные, так и северо-восточные и широтные, которые протягиваются на значительные расстояния до 150—200 метров.

Оруденение Агаракского месторождения типично прожилково-вкрапленное характеризуется наличием тесно переплетающихся кварц-сульфидных прожилков и в большей степени развитием вкрапленной минерализации, интенсивность которой варьирует в значительных пределах.

Необходимо отметить, что различные минералогические типы оруденения имеют различный морфологический характер, что в общем в значительной степени осложняют морфологические особенности оруденения в целом по месторождению.

В пределах рудного поля весьма широко развиты гидротермально измененные породы, которые образуют значительные площади охватывающие, распространенные здесь **изверженные породы** — сиенито-граниты и гранодиорит-порфиры.

Территориально, гидротермально измененные породы охватывают намного более значительные площади нежели оруденение и, очевидно, процесс гидротермального изменения во времени значительно оторван от рудного процесса.

Указанные гидротермально измененные породы представляют разновидности вторичных кварцитов широко развитых в районе. По ха-

рактору изменения эти кварц-серицитовые породы являются кварц-серицитовой фазией вторичных кварцитов.

Необходимо указать также и то, что отмечается и околорудное изменение пород связанное с рудным процессом, которое тесно увязывается со стадиями минерализации, но ввиду широкого развития более раннего предрудного изменения интенсивность его проявления не ус-танавливается достоверно.

1. Разновидности минеральных составов прожилков и их возрастные взаимоотношения

На месторождении установлено несколько типов прожилков с разнообразным минеральным составом:

1. Магнетитовые
2. К-полевошпатовые
3. Кварцевые (безрудные)
4. Кварц-молибденитовые
5. Кварц-халькопиритовые
6. Кварц-пиритовые
7. Кварц-сфалерит-галенитовые
8. Карбонатные.

Между указанными прожилками отмечаются четкие возрастные взаимоотношения на основе чего и устанавливается последовательность их образования.

Ниже приводятся факты возрастных взаимоотношений между прожилками различного состава, на основе чего и устанавливается последовательность их образования.

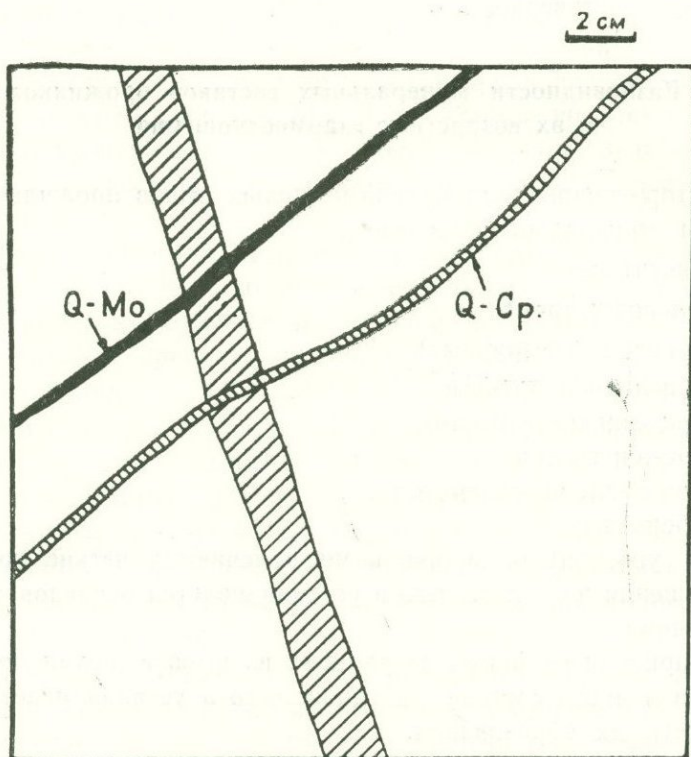
Магнетитовые прожилки и тела с неправильными очертаниями являются одним из наиболее ранних образований постмагматической деятельности. Как в забоях карьера, так и в штуфных образцах отмечаются неоднократные случаи пересечения магнетита прожилками кварц-молибденитового и кварц-халькопиритового состава.

Необходимо отметить, что пока не установлены возрастные взаимоотношения между К-полевошпатовыми и магнетитовыми прожилками и поэтому их место в общей схеме гидротермальной деятельности Агаракского месторождения условно. Однако в силу того, что на других медно-молибденовых месторождениях таких как Каджаран, Джиндара, Дастакерт магнетитовая минерализация предшествует всей остальной минерализации, то и в Агараке мы ее также считаем наиболее ранней.

К-полевошпатовые прожилки являются также одним из ранних образований. Повсеместно устанавливаются пересечения К-полево-

шпатовых прожилков кварц-молибденитовыми, кварц-халькопиритовыми и кварц-пиритовыми прожилками.

На фиг. (1) приведены зарисовки таких пересечений. Пересечения К-полевошпатовых прожилков более поздними кварц-молибденитовыми прожилками устанавливается во многих случаях на штуфных образцах.



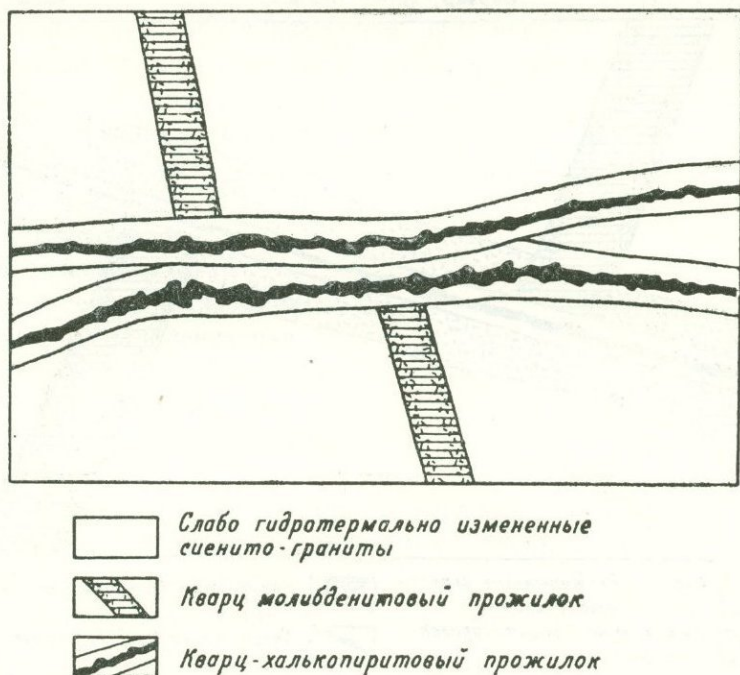
Фиг. 1 Пересечение полевошпатового прожилка кварц-молибденитовым и кварц-халькопиритовым прожилками

По времени образования полевошпатовые прожилки очевидно следуют за магнетитовыми.

Возрастные взаимоотношения прожилков с иным минеральным составом друг с другом довольно отчетливы.

При документации забоя карьера и изучении штуфных образцов устанавливаются многочисленные случаи пересечения кварц-молибденитовых прожилков кварц-халькопиритовыми (фиг. 2), а также пересечение кварц-молибденитовых прожилков кварц-пиритовыми (фиг. 3).

Довольно четко установлено положение халькопиритового оруденения в общей схеме развития гидротермальной деятельности. Халькопиритовые прожилки повсеместно являются более поздними по сравнению с кварц-молибденитовыми и более ранними по отношению к кварц-пиритовым. Как видно из зарисовки (фиг. 4) кварц-пиритовые прожилки пересекают кварц-халькопиритовые прожилки.



Фиг. 2 Пересечение кварц-молибденитового прожилка сдвоенным кварц-халькопиритовым прожилком

Несколько неопределенно положение кварц-халькозиновых прожилков, которые встречаются не часто и проявляются в виде обособленных прожилков различной мощности и их взаимоотношения с прожилками другого состава пока не установлены. Очевидно, указанные образования близко одновременны с кварц-халькопиритовыми прожилками и являются продуктами физико-химических изменений растворов халькопиритовой стадии минерализации.

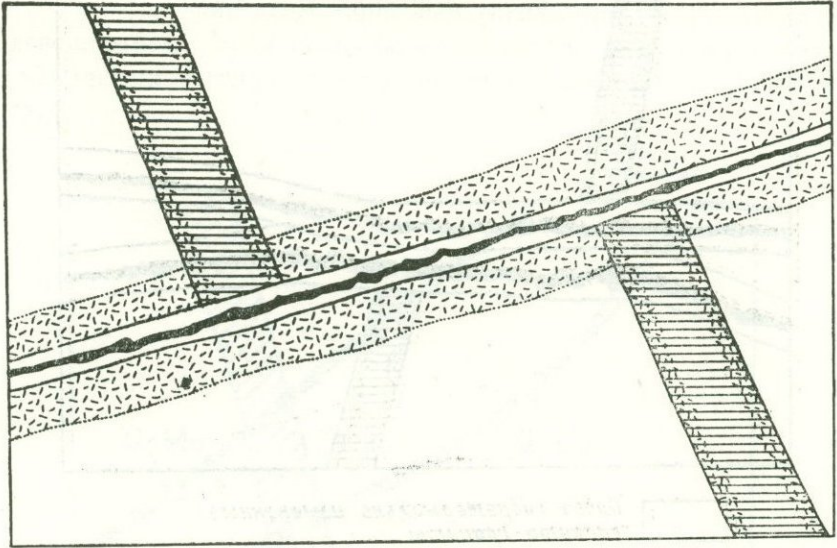
Кварц-пиритовые прожилки являются одними из поздних. Они образовались позже халькопиритовых, но до сфалерит-галенитовых, которые хотя и встречаются значительно реже прожилков другого состава, но их положение в последовательности минералообразования довольно отчетливо.





В штуфных образцах хорошо видно пересечение кварц-пиритовых прожилков сфалерит-галенитовыми.

Карбонатные прожилки являются наиболее поздними и пересекают прожилки всех составов завершая процесс минералообразования.

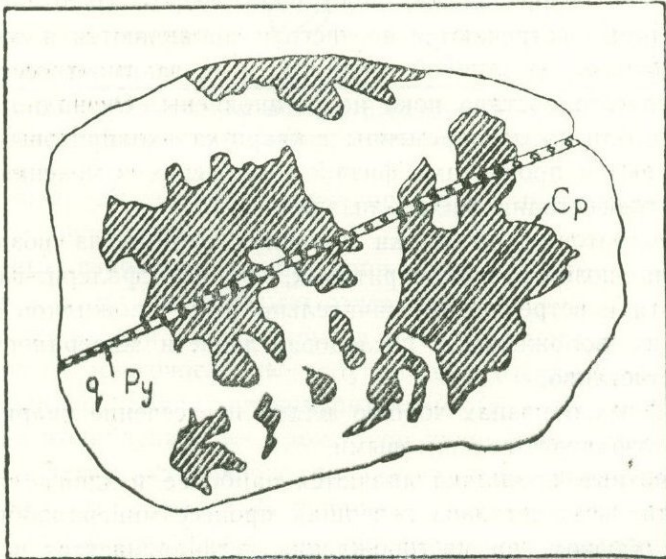
Таким образом, на месторождении устанавливается четкая и постоянная последовательность формирования прожилков определенного состава.

Такое четкое обособление указанных прожилков устойчивого ми-



- | | | | |
|---|---|---|-------------------------------|
|  | Слабо гидротермально измененные сиенито-граниты |  | Кварц-молибденитовый прожилок |
|  | Интенсивно серицитизированные породы |  | Кварц-пиритовый прожилок |

Фиг. 3 Пересечение кварц-молибденитового прожилка кварц-пиритовым прожилком.



Фиг. 4 Пересечение массивного халькопиритового оруденения кварц пиритовым прожилком.

нерального состава во времени свидетельствует о стадийности формирования всей гидротермальной минерализации на месторождении, обусловленной пульсацией источника оруденения в процессе деятельности которого четко отделяются продукты отдельных порций растворов, разобщенные друг от друга промежутком времени в течение которого не происходит циркуляция растворов.

Последовательность стадий минерализации представлена в следующем виде:

1. Магнетитовая
2. К-полевошпатовая
3. Кварцевая (безрудная)
4. Кварц-молибденитовая
5. Кварц-халькопиритовая
6. Кварц-пиритовая
7. Кварц-сфалерит-галенитовая
8. Карбонатная.

Эта последовательность парагенетических ассоциаций соответствует последовательному и постепенному падению температуры их образования от высокотемпературных ассоциаций через среднетемпературные к низкотемпературным.

2. Особенности проявления отдельных парагенетических ассоциаций (стадий минерализации)

Выделенные стадии минерализации помимо отличия по минеральному составу и четкого обособления их во времени характеризуются также различными условиями локализации (характер тектоники, пространственного размещения, режим циркуляции и кристаллизации растворов, характер взаимодействия растворов с вмещающими породами). Ниже приводится описание особенностей проявления отдельных стадий минерализации.

1. **Магнетитовая стадия** является наиболее ранней стадией минерализации. Проявляется в рудном поле довольно слабо и не имеет значительного пространственного распространения. Встречается спорадически в виде небольших массивных гнездообразных и линзовидных тел, размер которых не превышает одного метра в длину и полутора метра в поперечнике.

В основном эти тела образованы метасоматическим путем при активном замещении вмещающих пород.

Структура мономинерального агрегата мелкозернистая гипидиоморфнозернистая.

В некоторых крупных телах отмечаются останцы вмещающих пород.

Указанные магнетитовые тела как правило пересекаются многочисленными прожилками халькопирита и пирита и подвергаются интен-

сивному замещению последними.

Минеральный состав рудных тел указанной стадии довольно простой и представлен в основном магнетитом с редкими пластинками гематита.

По границам изометрических зерен магнетита отмечается кайма мартитизации.

2. К-полевошпатовая стадия является одной из ранних стадий минерализации и также не имеет значительного площадного распространения.

Встречаются в виде отдельных прожилков К-полевого шпата мощностью до 2—2,5 см, а также и метасоматической полевошпатизации вмещающих пород развитой на сравнительно небольшой площади.

Какой-либо четко выраженной системы прожилков для полевошпатовой стадии не отмечается.

Прожилки характеризуются извилистыми очертаниями и нередко разветвлениями.

Участки метасоматической полевошпатизации имеют неправильные очертания. Их контакты с вмещающими неизменными породами обычно резки.

По протяжению прожилки небольшие — несколько десятков сантиметров до метра.

Минеральный состав К-полевошпатовых прожилков довольно прост и состоит в основном из К-полевого шпата и небольшого количества первичного кварца.

Вторичный наложенный кварц более поздних стадий минерализации встречается нередко в больших количествах.

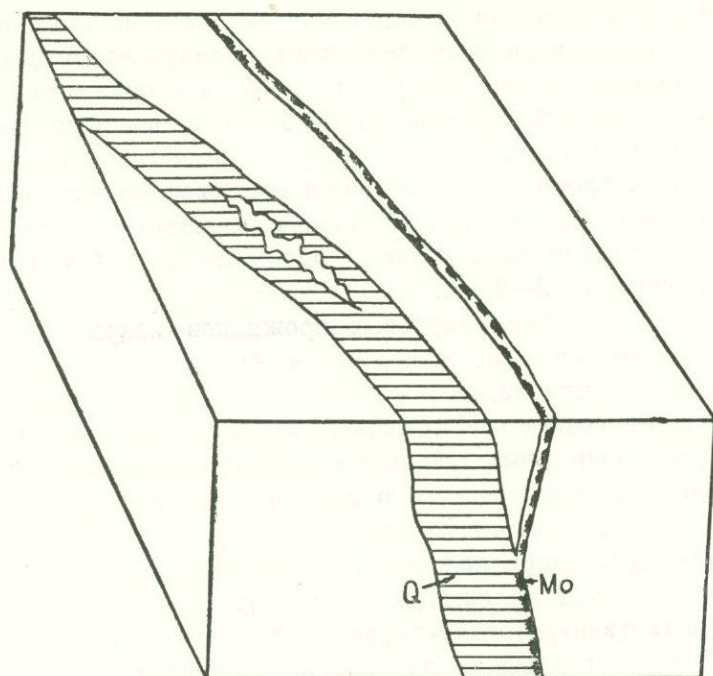
3. Кварцевая (безрудная) стадия хотя и имеет небольшое пространственное распространение, но все же местами образует концентрации в центральной части месторождения. Эта стадия представлена интенсивно выраженным штокверком с многочисленными системами прожилков взаимно пересекающихся, но очевидно заполненных одновременно вследствие одновременности раскрытия разносистемных трещин.

4. Кварц-молибденитовая стадия является одной из важных стадий минерализации Апаракского месторождения, в период которой формируется основное молибденовое оруденение. Кварц-молибденитовая стадия в основном представлена кварц-молибденитовыми прожилками мощность которых варьирует в значительном диапазоне от 10—15 см до миллиметровых, волосяных.

При этом необходимо отметить, что на месторождении хорошо проявляется зависимость между мощностью прожилков и интенсивностью оруденения. Чем меньше мощность прожилков тем больше и интенсивнее представлено молибденовое оруденение в прожилке.

Это хорошо наблюдается в тех случаях, когда от мощного кварц-

молибденитового прожилка отходят миллиметровые волосяные прожилки.



Фиг. 5 Ответвление маломощного обогащенного молибденитом прожилка от мощного бедного молибденитом прожилка.

Как видно из зарисовки (фиг. 5) от довольно мощного (1,0 см) кварцевого прожилка с редкими чешуйками молибденита вдоль зальбанда отходит маломощный волосяной прожилок с превалирующим молибденитом, что свидетельствует о том, что в маломощной апофизе прожилка происходило более интенсивное рудоотложение (выпадение молибденита).

Кварц-молибденитовая стадия имеет широкое развитие в рудном поле и в основном сконцентрирована в центральной и северной частях месторождения.

Для кварц-молибденитовой стадии характерно несколько систем прожилков: 1. Северо-восточного простирания с падением на СЗ 70—75°. 2. Близмеридионального простирания с падением на В. 3. Северо-западного простирания с падением на СВ.

Нередко все эти системы пересекаются друг с другом и образуют отчетливо выраженный штокверк.

Молибденит в кварцевых прожилках обычно образует зальбандовые оторочки, концентрируясь вдоль контакта с вмещающей породой в виде сплошной полосы либо цепочки розеток.

В некоторых случаях в более крупных прожилках отмечаются несколько параллельных прожилкообразных скоплений молибденита во всей массе прожилка.

В некоторых кварц-молибденовых прожилках выделения молибденита настолько мелки (субмикроскопические), что незаметны простым глазом, но хорошо видны под микроскопом и достаточно интенсивно окрашивают кварц в темный серовато-голубоватый цвет.

Размер выделений молибденита в кварцевых прожилках обычно незначительный и редко превышает 2—3 мм, а чешуйки размером 0,5--1,0 см весьма редки.

В некоторых прожилках отмечаются жеодовые пустоты выложенные призматическими кристаллами кварца, в которых отмечаются и хорошо оформившиеся кристаллики молибденита, размер которых обычно не превышает 2—3 мм.

Гребенчатое строение кварцевых прожилков кварц-молибденитовой стадии отмечается нередко и в основном на участках максимального раскрытия прожилка.

Минеральный состав кварц-молибденитовой стадии довольно простой. Это кварц, молибденит и в незначительном количестве халькопирит, который если и встречается в некоторых прожилках, то обычно заполняет друзовые пустотки в кварце.

В остальных случаях халькопирит обычно в кварц-молибденитовых прожилках имеет наложенный характер.

5. Кварц-халькопиритовая стадия имеет весьма широкое развитие в рудном поле и имеет также большое территориальное распространение. В эту стадию формируется основная медная промышленная минерализация.

Оруденение этой стадии представлено несколькими морфологическими типами: 1) Вкрапленностью, 2) Прожилками, 3) Небольшими кварц-халькопиритовыми жилами и 4) метасоматическими телами массивных халькопиритовых руд. 5) Брекчиевидным типом руд.

Из всех перечисленных морфологических типов руд медной минерализации наибольшим распространением пользуется вкрапленный и прожилковый тип оруденения. Другие морфологические типы пользуются небольшим распространением.

В кварц-халькопиритовых прожилках отмечается отчетливо выраженная последовательность отложения минералов — сначала кварц, затем халькопирит, немного борнита (гипогенного).

В таких прожилках халькопирит обычно приурочен к средним участкам прожилка. Здесь отмечается гребенчатая текстура роста кварца друзовые пустоты которых заполнены халькопиритом.

В менее мощных прожилках, как правило, кварц отсутствует и халькопирит полностью заполняет трещинки. В этом случае микротекстура прожилков как правило массивная, сливная.

В ореоле многих прожилков характерно проявление вкрапленной медной минерализации, обусловленной рассеянием. Орел распространения такой вкрапленности обычно небольшой 3—5 см от прожилка.

В некоторых сравнительно крупных кварцевых прожилках и жи-

лах характерна вкрапленная текстура, обусловленная примерно равномерным рассеянием халькопирита в массе кварца. Сравнительно реже отмечается пятнистая текстура крупных кварцевых прожилков.

Для метасоматических гнездообразных и линзовидных тел характерны также массивные текстуры, обусловленные полным замещением вмещающих пород, либо массовым выпадением халькопирита в ранее выщелоченных пустотах.

6. Кварц-пиритовая стадия пользуется значительным развитием в рудном поле месторождения, хотя и не имеет промышленного значения. Распространена указанная стадия в пределах рудного поля весьма неравномерно. Отмечаются участки концентрации рудных тел этой стадии и участки сравнительно слабого развития.

Морфологически пиритовая стадия минерализации представлена на месторождении: 1) небольшими кварц-пиритовыми жилами; 2) прожилками; 3) вкрапленной минерализацией; 4) массивными метасоматическими образованиями сравнительно небольших размеров, развивающимися в интенсивно гидротермально измененных породах; 5) массивными телами заполнения.

Для кварц-пиритовых жил весьма характерно неравномерное распределение рудного материала в кварцевой массе. Рудное вещество—пиритовые агрегаты имеют форму гнезд, пятен и небольших скоплений.

В некоторых жилах и сравнительно мощных прожилках отмечаются хорошо оформившиеся кристаллы пирита кубического габитуна.

Неравномерно распределена также и вкрапленность пирита во вмещающих породах, где отмечаются пятнистые участки интенсивной вкрапленности на фоне более редкой вкрапленности. Помимо общей вкрапленности отмечается также и вкрапленность в ореоле пиритовых прожилков, которая развита на расстоянии 3—5 см, от прожилка. Такая вкрапленность не играет большой роли на месторождении. Текстура метасоматических тел обычно массивная характеризуется крупнозернистым строением.

Для массивных рудных тел заполнения весьма характерны метаколлоидные структуры сложенные моховидным марказитом и коллоидным пиритом. В процессе перекристаллизации метаколлоидного марказита очевидно и в результате собирательной кристаллизации в массе моховидного марказита образуются крупные кристаллы пирита.

7. Сфалерит-галенитовая стадия имеет весьма ограниченное развитие в рудном поле и встречается спорадически в виде отдельных маломощных прожилков пирита.

Сфалерит-галенитовые прожилки обычно пересекают все рудные образования вплоть до кварц-пиритовых. Для указанных прожилков характерно массивное заполнение трещинок. Очень редко среди ука-

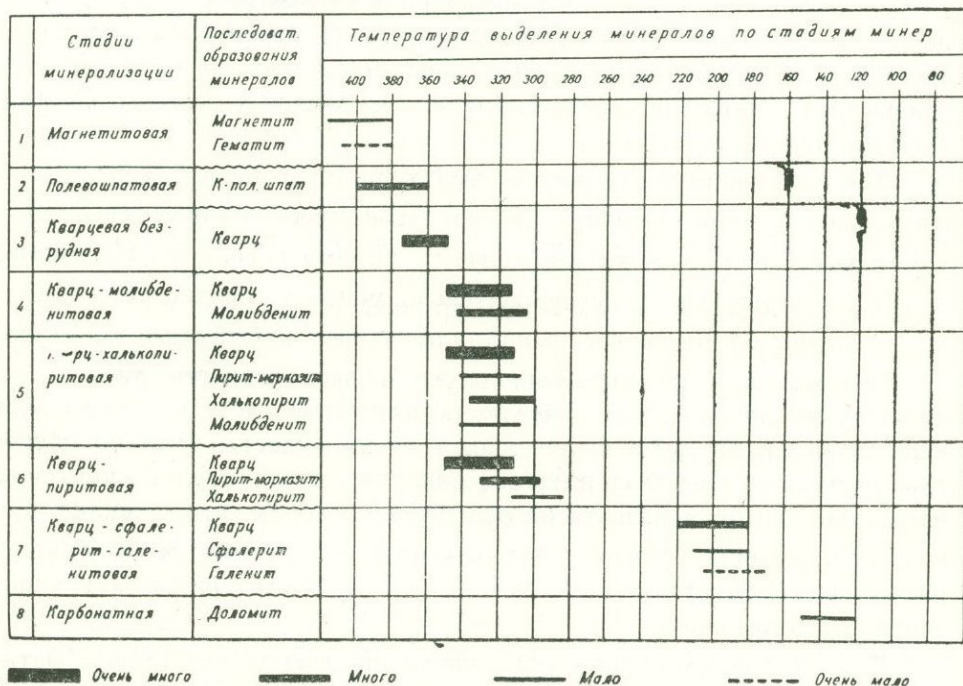
занных образований отмечается и метасоматическая вкрапленность, которая обычно развита на небольших площадях.

8. **Карбонатная стадия** имеет весьма слабое развитие в рудном поле и представлена редкими **маломощными прожилками** пересекающими гидротермально измененные рудоносные породы и продукты ранних стадий минерализации. Карбонатная стадия является наиболее поздней стадией минерализации и нередко ее рудные тела локализируются за пределами контура промышленных руд.

Наиболее крупные тела этой стадии отмечаются на участке Кашнатап.

На фиг. 6 представлены последовательность стадии минерализации и последовательность образования минералов каждой стадии.

Последовательность выделения минералов по стадиям минерализации на Агаракском медно-молибденовом м-нии



Фиг. 6 Последовательность выделения минералов на Агаракском месторождении по стадиям минерализации.

Термометрическое изучение жильного кварца в связи со стадиями минерализации

Рудные тела большинства вышеописанных стадий минерализации, как правило, сопровождаются жильным кварцем. И в тех стадиях минерализации, в которых отмечается проявление жильного кварца последний подвергся термометрическим исследованиям методом гомоген-

низации. Это кварц-молибденитовая, кварц-халькопиритовая, кварц-пиритовая стадии.

Все исследованные образцы содержат первичные газово-жидкие включения, которые не превышают в размере 0,01 мм. Они имеют в большинстве случаев неправильную форму, а местами округлую. Включения, как правило, двухфазовые, состоящие примерно на половину из жидкости в видимой части вакуоли.

Агрегатное состояние растворов и момент гомогенизации в основном жидкое, но в некоторых случаях переходит и в газ.

В нижеприведенной таблице сведены результаты термометрических измерений газово-жидких включений по стадиям минерализации.

Стадия минерализации	Кол-во замеров	Вид гомогенизации	Газ в %	Жидкость в %	Т-ра гомогенизации
Кварц-безрудная	45	В жидкость и в газ	45—50%	55—50%	375°—350°
Кварц-молибденитовая	60	"	40—45%	60—55%	350—315°
Кварц-халькопиритовая	50	"	35—40%	65—60%	350—315°
Кварц-пиритовая	45	"	35—40%	65—60%	350—315°

Как видно из таблицы на Агаракском месторождении происходит постепенное изменение температуры растворов, но характер падения температур по стадиям минерализации существенно отличается от характера падения температуры отдельных порций растворов (стадий) выявленных на Каджаранском месторождении.

На Агаракском месторождении очевидно две первые непромышленные стадии минерализации имеют существенно газовые включения и их образование относятся к области существенно пневматолитового этапа, температуры формирования их выше 360°.

В последующей безрудной кварцевой стадии растворы имели типичный гидротермальный характер, что устанавливается на основе соотношения газа к жидкости, где хорошо видно, что половина вакуоли составляет газ, а половина жидкость.

Далее в последующих промышленных стадиях минерализации происходит постепенное уменьшение доли газа по отношению к жидкости.

Другим существенным отличием температурного режима формирования гидротермальной минерализации Агаракского м-ния является то, что в кварц-молибденитовой, кварц-халькопиритовой и кварц-пиритовой стадиях существенного падения температур не происходит. Все эти стадии формируются при одинаковой температуре, несмотря на четко установленную последовательность образования.

По-видимому, значительное падение температуры будет иметь место в поздней сфалерит-галенитовой стадии.

Гидротермальное изменение вмещающих пород в связи со стадиями минерализации

Гидротермально измененные породы имеют весьма широкое развитие на Агаракском месторождении, охватывая значительные площади распространения.

По генетическим условиям формирования они могут быть подразделены на 1) Изменения предшествующие рудному процессу и 2) Изменения сопровождающие рудный процесс, которые весьма тесно увязываются со стадиями минерализации.

Измененные породы предшествующие рудному процессу развиты на значительной площади и не связаны с конкретными структурными элементами. По характеру изменения они относятся к типу вторичных кварцитов в генетической связи с гипабиссальными интрузиями. В пределах Агаракского месторождения развиты кварц-серицитовая и монокварцитовая фации этой формации.

По времени формирования эти породы оторваны от рудного процесса и зачастую территориально обособлены от участков развития оруденения.

Изменения сопровождающие рудный процесс имеют распространение только на участках развития оруденения и находятся в прямой генетической связи с рудным процессом. Указанные измененные породы, как правило, образуют оторочки вдоль кварц-сульфидных прожилков, а при развитии вкрапленной минерализации, как правило, развиты на этих же участках.

Последовательность стадий минерализации Агаракского месторождения, увязанная с гипсом изменения и интенсивностью его проявления представлена на схеме.

№№ п/п	Стадии минерализации	Тип изменения	Интенсивность проявления
1.	Магнетитовая	не проявляется	
2.	Полевошпатовая	полевошпатизация	
3.	Кварцевая (безрудная)	полевошпатизация	
4.	Кварц-молибденитовая	серицитизация	
5.	кварц-халькопиритовая	серицитизация	
6.	Кварц-пиритовая	серицитизация	
7.	Кварц-сфалерит-галенитовая	не проявляется	
8.	Карбонатная	не проявляется	

ВЫВОДЫ

Как видно из вышеприведенного фактического материала минерализация Агаракского медно-молибденового месторождения весьма сходна с минерализацией аналогичных медно-молибденовых месторождений Армянской ССР (Каджарац, Дастакерт, Джиндара, Айгед-

зор). Карамян К. А. (1958, 1959; 1960; 1964) отличаюсь лишь некоторыми специфическими особенностями.

1. Для Агаракского месторождения характерна, также как и для других медно-молибденовых месторождений многостадийность проявления минерализации, установленная на основе многочисленных случаев взаимного пересечения прожилков с различным минеральным составом (парагенезисом) и различным типом околорудного изменения.

На месторождении установлено восемь стадий минерализации.

2. Последовательность стадий минерализации соответствует а) последовательному изменению химизма растворов; б) последовательному изменению температуры минеральных ассоциаций от высокотемпературных к низкотемпературным несмотря на то, что падение температур кристаллизации не всегда происходит плавно.

Как видно из диаграммы изменения температуры кристаллизации растворов по стадиям минерализации (фиг. 7) три главных стадии минерализации характеризуются одинаковым температурным режимом.

Здесь нужно отметить то, что температура начала кристаллизации последующей стадии выше температуры кристаллизации конца предыдущей стадии, что надо считать фактом подтверждающим начало циркуляции новой порции растворов.

3. Для Агаракского месторождения в отличие от других месторождений (Каджаран, Дастакерт) характерно отсутствие растянутости процесса минерализации, что сказывается в отсутствии преемственности минерального состава от стадии к стадии, как это отмечается в ряде других месторождений (Каджаран, Дастакерт), где основные рудные минералы молибденит и халькопирит постоянно присутствуют во многих стадиях.

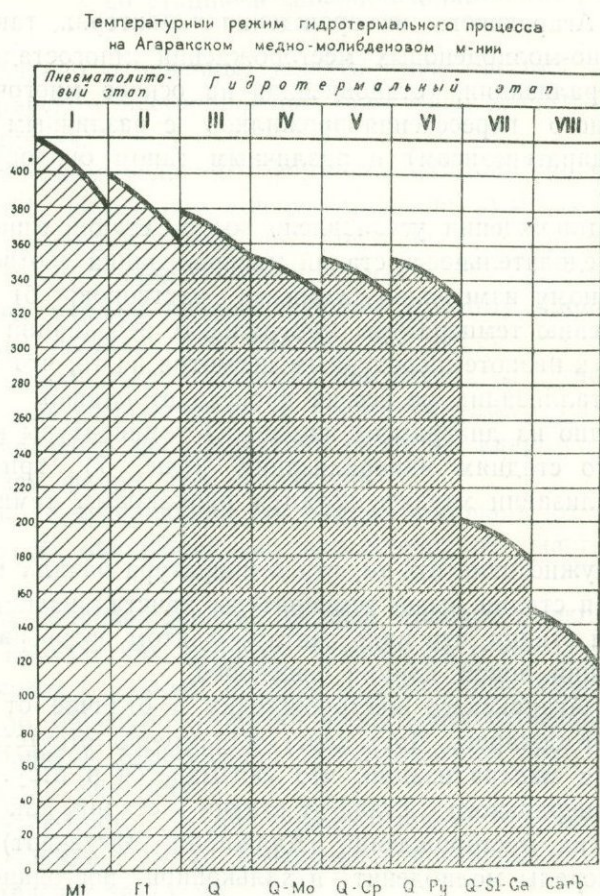
Парагенетические ассоциации отдельных стадий здесь очень четки и резко отличны друг от друга. Вследствии этого здесь основные промышленные стадии минерализации две: 1) кварц-молибденитовая для молибдена и 2) кварц-халькопиритовая для меди.

4) Здесь также как и во многих месторождениях медно-молибденовой формации кварц-пиритовая ассоциация является более поздней по отношению к промышленным стадиям, что очевидно связано с тем, что источник оруденения значительно обедняется полезными компонентами.

5) Намечается четко выраженная последовательность выноса и отложения соединений определенных металлов: Fe (окис.)—Mo—Cu—Fe (сульфидн.)—(Zn—Pb).

6) В отличие от других медно-молибденовых м-ний, где более развиты низкотемпературные ассоциации, на Агаракском месторождении преобладающими являются среднетемпературные ассоциации с рез-

ким падением роли низкотемпературных стадий и незначительным развитием ранних высокотемпературных стадий.



Фиг. 7 Температурный режим гидротермального процесса на Агаракском м-нии.

ЛИТЕРАТУРА

- Карамян К. А. Особенности минерализации Дастакертского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, серия геол., № 3, 1958.
- Карамян К. А. Некоторые особенности развития тектоники и минерализации Личской группы месторождений. Записки Армянского отд. В. М. О. вып. 1959.
- Карамян К. А., Фарамазян А. С. О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., № 3,—4, 1960.
- Карамян К. А. Особенности структуры и минерализации Айгедзорского молибденового месторождения. Сб. Вопросы геологии Кавказа, Ереван, 1964.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., № 4, 1957.

Ш. О. АМИРЯН

К УСЛОВИЯМ ОБРАЗОВАНИЯ МЕГРАДЗОРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Меградзорское месторождение расположено в Памбакском рудном районе, который характеризуется большим разнообразием магматических и постмагматических образований. Участие разновозрастных и различного состава интрузивных образований в геологическом строении района обусловило разнообразие и постмагматических продуктов. Кроме магматического, скарнового и слабо проявленного пегматитового этапов, в районе широкое развитие имеет гидротермальный этап рудообразования, проявляющийся с различными фазами разновозрастных магматических комплексов.

В связи с третичным магматизмом широкое развитие получили апатит-магнетитовый, магнетит-гематитовый, гематит-халькопиритовый, халькопирит-молибденитовый, пиритовый, полиметаллический, медно-мышьяковый, золото-теллуrowый и редкометальный типы минерализации. Среди этих типов медно-молибденовый, железорудный, полиметаллический и золото-теллуrowый имеют практическое значение.

В течение 1963—1966 гг. автором детально изучались минералогеохимические особенности руд золоторудных месторождений и проявлений района. Результаты этих исследований частично опубликованы (Амирян Ш. О., Карапетян А. И., 1964; Амирян Ш. О., Карапетян А. И., 1965; Карапетян А. И., Амирян Ш. О., 1964). В настоящей статье, на основании полученных новых данных и критического анализа имеющихся, излагаются представления автора по некоторым вопросам генезиса золоторудной минерализации.

Золоторудная минерализация аналогичного характера развита также в районе Анкаванского медно-молибденового месторождения (Карапетян А. И., 1961; Котляр В. Н., 1958) и вдоль Маймех-Мегрутского разлома, начиная от Маймехского полиметаллического проявления до Тандзутского серноколчеданного месторождения, в рудах которого также установлена примесь золота. Расположение золоторудных месторождений и проявлений в одних и тех же геолого-структурных условиях и их сходные минералогеохимические особенности позволяют отнести их к образованиям одной металлогенической эпохи. Территория, расположенная между Анкаван-Сюникским и Севано-Амасийским глубинными разломами и примыкающие к ним участки

подвергались активизации в верхнетретичное (олигоцен-миоцен) время. В связи с тем, что к этому времени структурные элементы зоны в основном были оформлены и консолидированы, тектонические движения привели, главным образом, к оживлению древних разломов и образованию новых, вдоль которых внедрялись малые интрузии и дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, граносиенитов, граносиенит-порфиров, диорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов и др., с магматическими очагами которых связана медно-молибденовая и золоторудная минерализация.

Геологическое строение рудного поля

В геологическом строении Меградзорского рудного поля участвуют метаморфические, вулканогенные, осадочные и интрузивные породы.

Метаморфические породы имеют палеозойский возраст (Асланян А. Г., 1958; Габриелян А. А., 1959; Котляр В. Н., 1958) и представлены различными сланцами, слагающими южную половину рудного поля, вдоль правого борта долины р. Мармарик. Осадочные породы представлены меловыми известняками, обнажающимися на восточном фланге рудного поля, на контакте Ахавнадзорской интрузии. Здесь же, в приконтактной полосе известняков с гранитоидами образовались гранат-эпидотовые скарны с наложенной апатит-магнетитовой минерализацией. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования (порфириты, туфы, туффиты, туфобрекчии) имеют эоценовый возраст и слагают северную половину рудного поля, начиная от с. Ахавнадзор до с. Ахундово. Более молодые — миоплиоценовые пемзовые туфы, туфобрекчии, липарито-дацитовые, андезитовые и андезито-базальтовые лавы распространены в районе Кабахлинского, Зарского и Айдиндзорского участков, на южной половине рудного поля.

Интрузивные породы считаются по возрасту палеозойскими, меловыми и третичными (Асланян А. Т., 1958; Багдасарян Г. П., и др., 1962; Габриелян А. А., 1959; Котляр В. Н., 1958). Представлены они плагиогранитами (Pz), кварцевыми диоритами, гранодиоритами, монцонитами, сиенито-диоритами, сиенитами, граносиенитами, габбро-диоритами и жильными гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, сиенит-порфирами, минеттами, диабазовыми порфиритами. Между некоторыми породами наблюдаются постепенные переходы, а другая часть образует резкие секущие контакты или находится в виде ксенолитов. Так, ксенолиты кварцевых диоритов находятся в гранодиоритах, монцонитах (у с. Корчлу), а последние секутся дайкообразной, пластообразной интрузией граносиенита (в р-не штолен 10, 13, 20, 23, 27). Среди жильных пород сиенит-порфиры секутся граносиенит-порфирами (у штольни 22), последние секутся диоритовыми порфиритами. Все они пересекаются кварцевыми и кварцево-рудными жилами.

Вулканогенные породы падают по азимуту СЗ—310—340° под углом

40—45°. Пластовая интрузия граносиенитов и ее апофизы имеют аналогичные элементы залегания под более крутыми углами. Преобладающая часть жильных пород имеет северо-западное (290—320°) простирание с углами падения 45—55°, другая часть — северо-восточное или близмеридиальное простирание.

К структуре рудного поля

По приуроченности оруденения к резко разновозрастным породам с их характерными структурными элементами в рудном поле можно выделить две зоны. Первая из них — южная приурочена к толще метаморфических сланцев с прорывающими интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов, вторая — северная — к району развития эоценовых вулканогенных пород с прорывающими их интрузиями кварцевых диоритов, гранодиоритов, монцонитов, граносиенитов, со всей гаммой жильных пород.

Породы северной половины рудного поля образуют крыло антиклинальной складки эоценового структурного яруса, структурные элементы которой в дальнейшем определили направление рудоконтролирующих структур. Зоны гидротермально измененных пород вместе с кварцево-рудными жилами падают на северо-запад (310—340°) под углами 40—80°. Нередко они используют плоскости напластования пород, обычно пересекая их. Кварцево-рудные тела залегают в зальбандах даек тоже северо-восточного простирания.

Метаморфические породы южной половины, слагая северо-восточное крыло Арзаканской антиклинальной складки, образуют вторичные складки с иными элементами залегания. По-видимому, все это в совокупности и предопределило направление поздних рудоконтролирующих структур на этом участке. Здесь рудовмещающие гидротермально измененные зоны пород и кварцево-рудные тела имеют северо-западное простирание с падением на юго-запад под углами 50—85°. На этом участке аналогичные элементы залегания имеют также жильные дериваты интрузивов.

В обеих частях рудного поля рудоконтролирующими являются разрывные структуры. Форма и характер рудных жил (с раздувами и пережимами), текстурные особенности жильного выполнения (гребенчатые, друзовые, брекчиевые, полосчатые текстуры) свидетельствуют о том, что большая часть рудоконтролирующих структур имеет характер трещин отрыва, вдоль которых в дальнейшем происходили дорудные, интратрудные и пострудные подвижки с образованием глиники трения нередко мощностью 10—15 см с зеркалами скольжения. Часто кварцево-рудные тела находятся в зонах брекчирования и изменения, которые от вмещающих свежих пород отбиваются четкими контактами с глиной трения. В иных случаях жильное вещество выполняет трещины отрыва без последующих перемещений, в таких случаях вдоль зальбандов жил наблюдается постепенный переход от сильно измененных по-

род к свежим, при этом в жильной массе наблюдаются интенсивно измененные обломки пород всевозможной ориентировки.

Судя по имеющимся минеральным ассоциациям, приуроченности их к различным структурам и их возрастным взаимоотношениям, трещинообразование и рудоотложение происходили в результате нескольких тектонических импульсов. На месторождении нами впервые выявлены молибденовая и медно-мышьяковая ассоциации минералов, которые по-видимому несколько оторваны по времени образования от остальных. Это типичные для Анкаванского медно-молибденового месторождения ассоциации, проявляющиеся здесь в виде единичных включений в кварцевых жилах. Собственно рудный процесс в свете новых данных, происходил в следующих стадиях: кварцевой, кварц-пиритовой, кварц-карбонат-полиметаллической (с золотом), золото-теллуровой и кварц- (нередко халцедон)-карбонатной.

В предыдущих работах (Амирян Ш. О., Карапетян А. И., 1964, 1965) выделялась предкварцевая пиритовая стадия; по новым данным пиритизация считается предрудным образованием, она имеет площадное развитие и достаточно часто встречается почти во всех породах, сопровождая эпидотизацию, хлоритизацию и окремнение пород. К этому этапу мы относим редкие кварц-полевошпатовые невыдержанные прожилки, установленные в штольне 27, в устьевой части штрека № 2. В отмеченных работах золото-теллуровая ассоциация минералов считалась конечным продуктом полиметаллической стадии только по наблюдениям полированных шлифов. В настоящее время мы располагаем новым материалом, который показывает, что золото и теллуриды образуют секущие прожилки и гнезда в катаклазированных кварцевых и полиметаллических жилах. Кроме того, часть полиметаллических жил лишена теллуридов. Особенно это относится к южной половине рудного поля. Это объясняется нами локальной наложенностью золото-теллуровой ассоциации.

Характерные особенности минеральных ассоциаций

Парагенетическими ассоциациями минералов определенного минерального состава, химизма и по приуроченности к различным структурам, являются: кварц-полевошпатовая, кварцевая (ранняя), кварц-молибденитовая, халькопирит-энаргит-борнитовая (медно-мышьяковая), кварц-пиритовая, полиметаллическая, золото-теллуровая, кварц (халцедон)-карбонатная (жальцит, анкерит, сидерит).

Кварц - полевошпатовая ассоциация имеет ограниченное развитие и представлена маломощными прожилками в зонах наибольшего изменения пород, или же приконтактных частях гранитоидов с порфиритами и туффитами. В составе прожилков наряду с кварцем и альбитом присутствуют также эпидот, хлорит, серецит и пирит. Альбитизация нередко имеет площадное развитие. По всей вероятности она

является наиболее ранним образованием гидротермального метаморфизма пород.

В составе отмеченных прожилков спектральным анализом установлены: Ti—0,01 %, Cu—0,001 %, Pb—0,003 %, Zn—0,1 %, It—0,003 %, Ib—0,0003 %, Nb—0,003 %, Sr, Ba—0,1 %. Состав прожилков является промежуточным между составом пород и рудных жил, т. е. в них устанавливаются характерные и для пород, и для руд элементы.

Кварц — молибденитовая ассоциация образует небольшие прожилки, гнезда и вкрапленность в зонах изменения сиенит-порфиров и граносиенитов. Молибден установлен металлометрической съемкой в количестве 0,0003—0,001 % в породах Шакарбашского и Ближнего участков месторождения. В минеральном составе этих руд установлены кварц, молибденит, и в виде примеси пирит и халькопирит.

Спектральный анализ молибденитовых руд показывает следующие содержания элементов (в %): Fe—0,3—1; Ni—0,0003; Co—0,01; Ti—0,1; V—0,003; Cr—0,0003; Mo—0,3; Cu, Pb—0,01; Ag, Bi—0,0003; Ga—0,003; Sr, Ba, Li—0,0003—0,1; Be—0,0002; Si, Ca, Mg, Mn, Al—3—10.

Халькопирит - энаргит - борнитовая ассоциация установлена в виде включений в кварцевой жиле штрека 4 шт. 29. По-видимому, она была захвачена из нижних горизонтов, так как в имеющихся выработках отмеченная ассоциация до сих пор не наблюдалась.

В минеральном составе этих руд установлены: энаргит, халькопирит, люционит, борнит, халькозин, ковеллин, теннантит, пирит, сфалерит, марказит, кварц. Спектральными анализами в медно-мышьяковых рудах определены: Fe—15 %; Ni—0,001 %; Co—0,01 %; Ti—0,02—0,04 %; V—0,0025—0,003 %; Mo—0,006—0,015 %; W—0,006—0,008 %; Pb—0,004—0,03 %; Ag—0,02—0,2 %; Sb—0,2—1 %; Bi—0,025—0,05 %; As—1,5—4 %; Zn—0,1—2 %; Cd—0,025—0,04 %; Hg—0,001—0,003 %; Ge—0,0003—0,0025 %; Zr—0,0025 %; Ga—0,0003—0,0004 %; Sr—0,01—0,04; Ba—0,08—0,15 %; Li—0,0005—0,008 %. По скудности материалов более детально характеризовать этот тип руд пока невозможно.

Кварцевые жилы (ранние) имеют самое широкое развитие. Пересекают они как вулканогенные, так и интрузивные и жильные породы рудного поля. Жилы прослеживаются на сотни метров при мощности 0,1—0,5 м (1,0—1,5 м в раздувах). На глубине установлены они до 350—400 м. Жилы сложены молочно-белым массивным кварцем с включениями серицитизированных, каолинизированных, пиритизированных пород.

В отдельных жилах кварц сильно катаклазирован и сцементирован продуктами более поздних порций растворов. Жилы четковидные с неровными контактами. Местами по контактам жил развивается пострудная глинка трения мощностью 10—15 см. Нередко тонкие швы глиники развиваются также в самом кварце. В ряде случаев кварцевые жилы секут дорудную глинку. Это происходит, по-видимому, следующим об-

разом: сперва происходят смещения противоположных блоков пород, в результате образуется глинка трения, а затем при раскрытии этих трещин туда проникают высококонцентрированные кремнекислые растворы с отложением кварца.

В кварце спектральными анализами установлены: Fe, Mn, Mg, Ca—0,3—1 %, Co, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba—0,001—0,01 %.

Кварц - пиритовая ассоциация образует прожилки и гнезда в приконтактных частях кварцевых тел и нередко в обособленных структурах.

Часть пиритовых прожилков, совместно с широко распространенной вкрапленностью, образовалась до формирования кварцевых тел. Этот тип имеет площадное развитие, сопровождая эпидотизацию, хлоритизацию и серицитизацию пород. Мощность таких прожилков составляет до 1 см. Мощность кварц-пиритовых жил, образованных после кварцевой стадии, составляет 15—20 см, в раздувах доходя до 50—60 см. По простиранию они прослеживаются на 150—200 м. В таких жилах 60—70 % жильного выполнения составляет пирит, редко встречаются также марказит, пирротин, халькопирит, сфалерит и галенит. Пирит сильно катализирован и по трещинам катаклаза развиваются продукты полиметаллической и золото-теллуровой стадий минерализации. В местах наложения они содержат значительное количество ценных компонентов (Au, Ag, Bi, Se, Te и др.).

В пиритовых рудах химическими анализами установлены: Bi—0,001—0,15 %; Se—0,0006—0,006 %; Te—0,0014—0,037 %; Ag—0,005—0,011 %; Ge—сл—0,00011 %. Спектральным анализом установлены следующие содержания (в %): Si, Al, Fe—3—10; Mg, Ca, Mn—0,03—0,3; Ni, Co, V, Ti—0,001—0,03; Cu, Pb, As, Zn—0,01—0,03; Ag, Bi, Ga, Li, Be—0,0001—0,001; Sr, Ba—0,03.

Как следует из результатов анализов, пиритовые руды представляют определенный интерес по содержанию селена, теллура, висмута и серебра. С наложением последующих стадий их ценность намного повышается.

Полиметаллическая ассоциация одна из наиболее продуктивных и распространенных. Представлена она выдержанными жилами четковидной формы, мощность которых варьирует в пределах 2—20 см. Жилы по простиранию и падению прослеживаются на сотни метров. Приурочены они к трещинам скола и отрыва. Полиметаллическая ассоциация главным образом развивается по катаклазированным кварцевым жилам, которые более выдержаны по простиранию и падению. В редких случаях она образует прожилково-вкрапленный тип минерализации в зонах гидротермально измененных брекчированных пород.

Эта ассоциация довольно сложна по составу. В ней установлены: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, теннантит, тетраэдрит, энаргит, висмутин, золото, виттихенит, эмплектит, арсенопирит, кварц, кальцит,

анкерит, сидерит, родохрозит, а в местах наложения золото-теллурических руд — силванит, гессит, калаверит, алтаит и др. минералы.

По высокому содержанию благородных и редких элементов эта ассоциация представляет промышленный интерес. Химическими анализами в этом типе руд установлены: Bi—0,0003—0,015%; Se—0,0005—0,006%, Te—0,001—0,066%, Ge—0,0001—0,0002%, пробирными анализами — золото 21,3 г/т (по 22 пробам), нередко несколько сот г/т, серебро—25,4 г/т, нередко 1 кг/т. Спектральным анализом установлены: Sb—0,003—0,1%; As—0,01—1%; Cd—0,003—0,03%; Ga—0,0003—0,005%; Cu, Pb, Zn—1—10%, редко, Hg—0,0003%. Содержание перечисленных элементов значительно повышается в концентратах и минералах. В полиметаллическом концентрате содержание Au составляет до 0,1%; Ag—0,3%, Te—0,3%, Bi—0,034%, Hg—0,003%; Cd—0,1%; Ge—0,0042% и т. д. Последнее обстоятельство обусловлено приуроченностью минералов носителей к полям основных сульфидов.

Золото — теллурическая ассоциация является второй промышленно-ценной. Она имеет весьма неравномерное развитие. Встречается в виде маломощных прожилков и гнезд в раздробленной кварцевой массе, главным образом в северной половине рудного поля. Прожилки сложенные золотом и теллуридами секут, замещают и цементируют также полиметаллические руды.

В составе этих руд установлены: золото, калаверит, креннерит, силванит, петцит, гессит, эмпрессит, теллуриовисмутит, алтаит, колорадоит, нагнаит, кварц кальцит, сидерит.

В золото-теллурических рудах установлены высокие содержания золота (до 0,1%), серебра ($>0,1\%$), а также ртуть (0,001—0,01%), селен (0,0056%), теллур (0,037%) и висмут (0,012%) и другие элементы.

Кварц - карбонатная ассоциация завершает рудный процесс. Имеет широкое распространение. Представлена кварцем, халцедоном, кальцитом, анкеритом, которые в виде жил и прожилков секут все ранее описанные ассоциации минералов.

В этой ассоциации установлена примесь меди, свинца, цинка (0,001—0,003%), серебра (0,0001—0,0003%), стронция, бария (0,03—0,1%) и др. элементов.

Характер гидротермальных изменений

Характерным типом изменения является пропилитизация пород, которая пользуется площадным развитием и выражается альбитизацией эпидотизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, пиритизацией и окремнением. Наиболее интенсивное проявление пропилитизации наблюдается вдоль северо-восточных разрывных нарушений, по которым отлагались продукты поздних порций гидротермальных растворов. В таких участках главным образом развиты кварцевые, кварц-эпидот-хлорит-пиритовые прожилки.

Другим характерным типом изменения является аргиллизация пород, представленная мощными зонами (до 10—15 м) осветленных пород, выражающаяся образованием каолинита, серицита, кварца и пирита. Такие зоны прослеживаются на 450—500 и более метров. К этим зонам приурочены кварцево-рудные тела.

В строении зон наблюдается зональность, выражающаяся в преимущественном развитии кварца и каолинита на верхних горизонтах и серицита, кварца, пирита — на нижних. Зональность по мощности зон выражается в интенсивном развитии кварца около рудных тел, а затем каолинита и еще дальше серицита и хлорита.

Зоны аргиллизации интенсивно развиты вдоль разрывных нарушений и контактов пород. Довольно часто она проявляется вдоль даек сиенит-порфира, граносиенит-порфира, минетт или же контактов граносиенитов с порфиритами.

В одних случаях зоны изменения от свежих пород отбиваются чегкими контактами, представленными глиной трения, в других переход между ними постепенный без глины. В первом случае растворы, по-видимому, свободно мигрировали по зоне брекчирования пород не имея доступ к свежим (мешала глина), а во втором — изменения шли параллельно с образованием трещин отрыва и отложением руд, при отсутствии вертикальных перемещений пород. В таких случаях растворы свободно проникали по оперяющим трещинам и порам пород и их влияние затухало по мере удаления от основных рудоподводящих и рудо-контролирующих структур.

Фациальные особенности и взаимоотношения околорудных изменений указывает на то, что они происходили в изменчивых физико-химических условиях. Развитие альбитизации, эпидотизации, хлоритизации, пиритизации и окварцевания (пропилитизация) и их последовательное образование (смена сильных оснований слабыми) указывает на возрастание кислотности растворов. Отложение серицита позже каолинита указывает на щелочной характер растворов в начальные периоды и кислотный — в поздние. Завершение рудного процесса с образованием карбонатных и кварц-карбонатных жил и прожилков происходит уже в условиях пониженной кислотности и нейтрализации растворов.

Наблюдения показывают, что пропилитизация имела место, главным образом, в прерудный этап, а аргиллизация — в рудный, сопровождая полиметаллическую и золото-теллутовую стадии минерализаций.

В прозрачных и полированных шлифах ясно видно замещение пиритовых руд серицитом, каолинитом и кварцем, а последних халцедоном и карбонатами.

Многостадийность рудообразования и гидротермального изменения и их наложенность несколько затрудняют задачу выделения самостоятельных типов изменения, сопровождающих отдельные стадии

минерализации. Выполнение этой задачи требует проведения систематических и специальных детальных исследований. Выяснение этих вопросов облегчит работу поисковиков и разведчиков.

Структурно-текстурные особенности руд

Микроскопическое изучение руд и наблюдения над рудными телами показывают, что строение руд характеризуется довольно большим разнообразием. В структурно-текстурных особенностях отражается вся сложность рудообразовательных процессов, которые представлены рядом последовательных стадий минерализации, сопровождающихся разложением и замещением ранее отложенных руд последующими порциями растворов, изменением физико-химического состояния растворов, перекристаллизацией и переотложением первоначально отложенных руд.

Структурно-текстурные рисунки руд выражают закономерности образования, сочетания и распределения разнородных минеральных ассоциаций и агрегатов. Выяснение этих особенностей дает возможность создать представления об условиях образования месторождения.

В рудах значительным распространением пользуются текстуры пересечения и цементации, выполнения и нарастания, брекчиевые и массивные, пятнистые и полосчатые, друзовые и другие. Среди структур часто встречаются аллотриоморфнозернистые, двойниковые, графические, мirmekитовые, катакластические, интерстициальные, замещения, распада твердых растворов (в медно-мышьяковых рудах) и др.

Перечень существующих на месторождении текстур и структур руд дает представление о многогранности и сложности процессов минерализации. Структурно-текстурные рисунки руд и их детальное описание будут даны в отдельной работе.

Характер гидротермальных растворов

Описание гидротермально измененных пород и ассоциаций минералов показывает, что различные периоды дифференциации и остывания магматического очага характеризуются выделением различных по составу порций гидротермальных растворов. В предрудный этап растворы были кислого характера, на это указывает пропилитизация пород, где из пород выносятся почти все основания. Порядок образования кварц-альбитовых, кварц-пирит-хлорит-эпидотовых, а затем серицитовых, пиритовых и кварцевых прожилков указывает на возрастание кислотности растворов (в отмеченных ассоциациях сильные основания замещаются слабыми). По всей вероятности с этим этапом связана слабо проявленная молибденовая и медно-мышьяковая минерализация. В этот этап часть элементов (Si, S, Mo, As, Cu, Ge, Pb, Zn, Sb, Ag, Bi) по-видимому привносится растворами.

Предрудный этап завершается образованием мощных и выдержан-

ных кварцевых жил. В эту стадию кислотность растворов достигает своего максимума. Растворы были обогащены ионами SiO_4^{4-} , S_2^{2-} , меньше Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Cu^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+}

В следующую стадию растворы по-видимому уже имели щелочной характер, так как в эту стадию образуются довольно мощные пиритовые жилы в сопровождении серитизации вмещающих пород. В эту стадию привносятся: Fe, Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Se, Te, Si, S. Концентрация перечисленных элементов в различных порциях растворов варьировала в широких пределах в зависимости от чего происходило образование того или иного минерала, в том или ином количестве.

Высокие концентрации указанных элементов устанавливаются в полиметаллических и золото-теллурических рудах, где они образовали довольно много минералов и в ощутимых количествах. Эти стадии сопровождаются серцитизацией, каолинизацией, карбонатизацией и окремнением (аргиллизацией) пород, что совместно с последовательностью выделения минералов указывает на изменения характера растворов даже в пределах отдельных стадий минерализации. В полиметаллическую стадию основная часть рудных компонентов (Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Ag, Au, Te, Se, Si, K, Mg, Ca, S) привносится.

В золото-теллурическую стадию в основном привносятся катионы: Au^{3+} , Ag^{1+} , Bi^{3+} , Hg^{2+} , Ca^{2+} , K^{1+} , и анионы: Te_2^{2-} , Se^{2-} , SiO_4^{4-} , CO_3^{2-} частично S^{2-} . Эта порция растворов была лишена или бедна серой, в противном случае образовались бы сернистые соединения Pb, Bi и Ag. Золото в основном отлагалось в двух стадиях минерализации — полиметаллической и золото-теллурической.

Последние порции растворов имели нейтральный, слабокислый характер. Из них образовались кварц-карбонатные маломощные прожилки с примесью Cu, Pb, Zn, Ag.

В рудных телах, начиная от кварцевой стадии, устанавливается ряд элементов, который частично или целиком заимствован из боковых пород. Такими элементами являются: Mg, Mn, Ca, Ni, Co, Ti, V, Zr, Ga, It, Ib, Nb, La, Li, Be, Sr и Ba. Перечисленные элементы в более высоких концентрациях и почти всегда устанавливаются в сопутствующих оруденению породах.

Температура и глубина образования руд

При отнесении месторождения к какому-либо генетическому типу важное значение имеют температура и глубина образования месторождения. Правильное определение генетического типа месторождения позволяет с большой вероятностью определить масштабы оруденения и его перспективы, возможности комплексного извлечения всех ценных компонентов из руд и с большой эффективностью планировать и организовать поисково-разведочные и эксплуатационные работы.

Для определения глубины отложения минералов необходимо учесть мощность пород перекрывающих месторождение в период рудообразования. Для средней части Памбакского хребта, где расположено рудное поле, максимальная мощность средне-верхнеэоценовых вулканогенных образований по В. Н. Котляру (Котляр В. Н., 1958) и О. А. Саркисяну (Габриелян А. Р., 1964), составляет 1400—1500 м, при этом мощность среднего эоцена 1000—1100 м, а верхнего—350—400 м. Эоценовые образования покрываются кислыми эффузивами, их пирокластолитами и андезитовыми, андезито-базальтовыми лавами постсреднемиоцен-плиоценового времени. Возраст оруденения посленижнеолигоценовый до верхнемиоценовый (о возрасте ниже). Оруденение размещено в толще вулканогенных пород среднеэоценового времени. Амплитуда оруденения, с учетом эродированной части составляет 550—600 м, и доходит до верхов среднего эоцена. Таким образом, мощность надрудной покрывки составляет верхнюю часть среднего эоцена, мощностью около 500 м и верхний эоцен мощностью 350—400 м — всего 850—900 м, что указывает на принадлежность месторождения к образованиям малых глубин (приповерхностных). Это лишний раз подтверждает мнение А. Т. Асланяна (Асланян А. Т., 1958) о глубине формирования месторождения в пределах от 0 до 2000—3000 м. По А. Т. Асланяну «...Если предположить, что оруденение произошло в самую последнюю стадию инверсии Присеванской и Ахтинской тектонических зон — в олигоцене или нижнем миоцене (Майкоп), то месторождения окажутся приповерхностными». Здесь автор имеет в виду и Зодское месторождение.

О небольшой глубине образования месторождения говорят также следующие признаки: 1) фация глубинности сопутствующих оруденению магматических пород. По структурным и петрохимическим особенностям граносиениты, граносиенит-порфиры, сиенит-порфиры и другие породы щелочного-субщелочного комплекса считаются (Б. М. Меликсетян и Г. С. Саркисян, 1964) образованиями малых глубин; 2) редкость пегматитовых образований; 3) форма рудных тел—жилы выполнения трещин отрыва, скорее всего говорит о малых глубинах их образования; 4) наложенный характер минерализаций. 5) структурно-текстурные особенности (друзовые, гребенчатые, брекчиевые текстуры, структуры замещения руд) и прочие.

По температуре образования основных продуктивных ассоциаций минералов месторождение следует считать среднетемпературным. Признаки показывающие на среднетемпературные условия рудообразования являются: 1) характер изменения пород—пропилитизация и аргиллизация считаются (Константинов Р. М., Жариков Р. А., 1965) среднетемпературными процессами. 2) ассоциации минералов (полиметаллическая и золото-теллуровая) — считается, что сульфиды и теллуриды главным образом образуются при средних и низких температурах, поскольку концентрация S_2^{2-} и Te_2^{2-} в растворах возрастает с охлаждением растворов, где создаются благоприятные условия для

электрической диссоциации водородных соединений этих элементов. 3) наличие в рудах анизотропного гессита. В высокотемпературных условиях он кубический, при низких — моноклиальный или ромбический. Температура инверсии по Борхерту 155° , а по данным Маркгам в зависимости от избытка в системе Ag или Te— $105-145^\circ$, 4) наличие в жильных минералах халцедона, обилие карбонатов, которые устойчивы при температуре $100-250^\circ$. Наличие двух разновидностей петцита с температурой превращения по Красек и Ксанда $210 \pm 10^\circ\text{C}$ и температурой обратного превращения $150-250^\circ$. 5) наличие двойных солей, в частности Cu_2S и Bi_2S_3 , Cu_2S и As_2S_3 , Cu_2S и Sb_2S_3 . 6) низкое содержание (1%) железа в сфалерите и другие.

Говоря о температуре образования руд, следует учесть наличие на месторождении медно-мышьяковых и молибденовых руд, которые совместно с кварцевыми телами образовались при сравнительно высоких температурах. В этих рудах отмечаются структуры распада халькопирита и борнита. Для определения температуры образования золоторудной минерализации важное значение имеет ее место в общей колонке постмагматических гидротермальных образований (третьего возраста) установленных в рудном районе.

На Ахавнадзорском участке, на контакте гранодиоритов и кварцевых диоритов с известняками образовались эпидот-гранат-магнетитовые скарны, на которые наложены магнетитовая и апатит-магнетитовая минерализации, которые предшествуют кварц-пиритовой. На небольшом удалении от скарновой зоны, за пиритовой минерализацией следует убогая полиметаллическая с примесью золота, а затем редкометалльная и халцедон-карбонатная. Пиритовая и следующие за ней ассоциации, по-видимому также как на Меградзорском м-нии связаны с наиболее молодой фазой интрузивной деятельности района.

В районе Анкаванского месторождения гранат-магнетит — эпидотовые скарны секутся жилами гранодиорит-порфира (Котляр В. Н., 1958), а последние медно-молибденовыми, медно-мышьяковыми, полиметаллическими, а затем золото-теллурувыми жилами и прожилками. Рудный процесс завершается образованием халцедон-карбонатных прожилков. Оруденение связывается с малыми интрузиями гранит-порфира олигоцен-миоценового возраста.

Сходная картина наблюдается и на Гамзачиманском месторождении (Амирян Ш. О., 1966), находящемся в соседстве с Меградзорским, на северном склоне Памбакского хребта. Как видно, золотоносные ассоциации минералов во всех объектах завершают (предшествуя халцедон-карбонатной) рудный процесс и при этом являются среднетемпературными с переходом к низкотемпературным.

Изложенное позволяет считать Меградзорское месторождение среднетемпературным образованием малых глубин.

Возраст оруденения и его связь с магматизмом

Большинство исследователей (Асланян А. Г., 1958; Багдасарян Г. П. и др., 1962; Габриелян А. А., 1959; Котляр В. Н., 1958) внедрение интрузий щелочного-субщелочного комплекса района связывают с постскладчатым этапом развития зоны. Внедрение пород этого комплекса происходило по разломам, образовавшимся в эпоху постскладчатого поднятия и растрескивания уже сформированных к этому времени пликвативных структур. К этому этапу развития А. А. Габриеляном (Габриелян А. А., 1959) относятся многочисленные жильные породы кварц-порфирового, диорит-порфирового, кварцево-диорит-порфирового состава, прорывающие вулканогенную толщу эоцена Севано-Ширакского синклинория. По возрасту эти образования относятся к олигоцен-нижнемиоценовому времени, что является завершающим этапом развития Севано-Ширакской зоны.

Наиболее молодыми породами рудного поля, с которыми ассоциируют рудные тела, являются пластообразные, дайкообразные тела граносиенитов и дайки граносиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров, диорит-порфиров и минетты.

Кварцево-рудные жилы и зоны прожилково-вкрапленной минерализации приурочены к контактам этих пород, нередко развиваясь по ним.

Возраст граносиенитов и гранит-порфиров по радиологическим определениям составляет 27—34,5 млн. лет (Багдасарян Г. П., 1962; Чибухчян З. О., 1966). Если учесть, что они пересекаются отмеченными выше жильными породами, а последние — кварцево-рудными жилами, то приходится возраст оруденения считать более поздним, т. е. после нижнеолигоценным. В связи с этим следует отметить, что в Анкаванском рудном поле медно-молибденовое оруденение связывается (Котляр В. Н., 1958) с малыми интрузиями гранит-порфиров с абсолютным возрастом 27 млн. лет (Багдасарян Г. П. и др., 1962). Развитая здесь золото-теллуровая минерализация (сходная с Меградзорской) несколько оторвана от медно-молибденовой, наложена на нее и развивается по секущим молибденовые руды структурам близширотного, северо-восточного простирания. Наличие характерных для Анкавана, молибденовой и медно-мышьяковой минерализации в Меградзорском месторождении и аналогичное взаимоотношение с небольшими интрузиями и жилами граносиенитов, граносиенит-порфиров, сиенит-порфиров позволяют как молибденовую, так и золоторудную минерализацию считать после нижнеолигоценной. Аналогичный возраст имеет также медно-гематитовая минерализация развитая по граносиенитам обнажающимся севернее с. Ахундово.

Генетическая (парагенетическая) связь золоторудной минерализации с сопутствующими породами доказывается наложенностью рудной гидротермальной измененности (альбитизация, эпидотизация,

хлоритизация, серицитизация, пиритизация), а затем и кварцево-рудной минерализации непосредственно на эти породы, пространственной и возрастной связью оруденения с ними, приуроченностью пород и оруденения к одним и тем же структурным горизонтам, наличием в породах аксессуарных рудных минералов (пирита, халькопирита, галенита, сфалерита), присутствием в рудах характерных для пород элементов Sc, Ba, Li, It, Ib, Nb, Be, Na, K и, наоборот, высокой и по сравнению с кларками концентрацией рудных элементов в граносиенитах и жильных породах (Cu—0,01—0,5 %, Pb—0,03—0,1 %; Ag—0,0001—0,01 %; Zn—0,3—1 %, иногда As, Sb, Au, Te—0,01—0,03 %).

По-видимому, в различные этапы становления интрузивных образований, в разных местах, магматический очаг характеризовался особыми физико-химическими условиями, поэтому в одних местах в гидротермальных продуктах преобладающими являются медно-молибденовые и медно-мышьяковые руды, в других — полиметаллические и золото-теллуrowые, в третьих — медно-гематитовые, в четвертых — редкометальные.

Заключение

Изложенный выше материал дает основание золотое оруденение Меградзора, медно-молибденовое — Анкавана и редкометальное — Ахавнадзора считать одним генетическим рядом рудных формаций, характеризующихся близостью геологического возраста, общностью минерального и химического составов и связью с одним и тем же магматическим очагом, различные периоды активности которого дали преобладающие ассоциации минералов, определившие основной облик отдельных формаций.

Золоторудная минерализация следовала за формированием жильных пород граносиенитовой, сиенитовой ветви и по возрасту считается после нижнеолигоцен-доверхнемиоценовой. По глубине и температуре стложения минералов месторождение относится к гидротермальным образованиям средних температур и малых глубин. Формирование месторождения происходило в результате ряда последовательных стадий минерализации, среди которых продуктивными по концентрации благородных и редких элементов являются полиметаллическая и золото-теллуrowая.

ЛИТЕРАТУРА

- Амирян Ш. О. К минералогии и золоторудной минерализации Гамзачиманского месторождения. Вопросы мин. и петр. Арм. ССР, зап. арм. отд. ВМО, вып. 3, Ереван, 1966.
- Амирян Ш. О., Карапетян А. И. Минералого-геохимическая характеристика руд Меградзорского золоторудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, науки о земле. Т. XVII, № 2, Ереван, 1964.

- Амирян Ш. О., Карапетян А. И.** Минеральный состав руд Меградзорского золоторудного месторождения. В кн. «Экспериментально-методические исследования рудных минералов». Изд. «Наука», Москва, 1965.
- Асланян А. Т.** Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и др.** Итоги определения абсолютного возраста отдельных магматических комплексов Арм. ССР. Тр. X сессии комиссии по опред. абсолют. возраста геол. формаций. Изд. АН СССР, Москва, 1962.
- Габриелян А. А.** Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Габриелян А. А.** Геология Арм. ССР, т. II, стратиграфия. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1964.
- Карапетян А. И.** Характер оруденения золота на одном медно-молибденовом месторождении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о земле, т. XIV, № 4, Ереван, 1961.
- Карапетян А. И.; Амирян Ш. О.** Об обнаружении теллуридов золота, серебра, висмута и свинца в рудах Меградзорского золоторудного месторождения. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXVIII, № 1, Ереван, 1964.
- Константинов Р. М., Жариков В. А. и др.** Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. Изд. «Недра», Москва, 1965.
- Котляр В. Н.** Памбак. Геология, интрузивы и металлогения. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
- Чибухчян З. О.** Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). Изв. АН Арм. ССР, науки о земле, т. XIX, № 6, Ереван, 1966 г.

Г. Б. МЕЖЛУМЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ГЕНЕЗИСА СКАРНОВОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ФОРМАЦИИ ПАМБАКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В отношении промышленной концентрации, своеобразия оруденения и геологических условий образования скарновые или так называемые контактово-метасоматические железные руды представляют определенный практический и теоретический интерес среди железных руд различных генетических типов и формаций Памбакского рудного района.

В пределах рассматриваемого рудного района известно более десяти скарновых железорудных месторождений и проявлений, к числу которых относятся Разданское и Ахавнадзорское месторождения, Уляшикское, Сарыкаинское, Анкаванское, Казнахлинское, Моллакишлагское, Алаварское, Кемдарасинское, Карачобанское и др. проявления.

При оценке перспектив железорудных месторождений и проявлений Памбакского рудного района скарновой формации железные руды нами были подразделены на магнетитовый, апатит-магнетитовый, халькопирит-гематитовый типы руд.

Согласно предлагаемой классификации скарновых железных руд к магнетитовому типу относятся Разданское месторождение, Анкаванское (Главный участок), Казнахлинское, Алаварское, Кемдарасинское проявления; апатит-магнетитовому типу—Ахавнадзорское месторождение; халькопирит-магнетитовому типу — Уляшикское, Сарыкаинское, Анкаванское (участки Ближний и Дальний Дамир-магара) проявления; халькопирит-гематитовому типу—Моллакшилагское и Карачобанское проявления.

Закономерности размещения и характер оруденения перечисленных железорудных месторождений и проявлений обусловлены, главным образом, структурно-тектоническим фактором района, петрографическим составом и петрохимическими особенностями железоносных интрузивов, составом и строением вмещающих осадочных и вулканогенных толщ и т. д.

Памбакский район отличается сложным геолого-структурным строением; в его геологическом строении принимают участие эопалеозойские метаморфические сланцы, верхнемеловые конгломераты, известня-

ки, песчаники, глинистые песчаники, аргиллиты, эоценовые порфириты, туфопесчаники, туфобрекчии, туффиты, известняки, известковые песчаники и мергели, миоплиоценовые лавы андезитобазальтового состава, липариты, перлиты и другие вулканогенные образования. Четвертичные отложения занимают значительную площадь (главным образом в юго-восточных частях района) и представлены потоками лав андезитового и андезито-базальтового составов, древними речными галечниками и др. наносными образованиями.

В геотектоническом отношении Памбакский рудный район входит в складчатую Центральную зону Армении. Основными пликративными структурными элементами Памбака являются две сопряженные структуры: крупная Анкавано-Арзаканская антиклиналь и Памбакская синклиналь, которые составляют одну общую структурно-металлогеническую зону.

Памбакский рудный район рассматривается как отдельный тектономагматический комплекс, входящий в Памбак-Зангезурскую структурно-металлогеническую зону Армянской ССР (Магакьян, 1954).

По тектонической схеме А. Т. Аслаяна рассматриваемый район входит в Разданскую мегаантиклинальную зону Севанского оротектонического пояса.

На северо-востоке района Анкавано-Арзаканская антиклиналь сочленяется с Памбакской синклиной, причем ось последней совпадает с осевой линией Памбакского хребта. Иначе говоря Памбакская синклиналь является границей сочленения двух смежных крупных пликративных элементов: Севано-Ширакского синклинория и Анкавано-Арзаканского антиклинория. По стыку этих структурных элементов проходит Анкаванский региональный разлом являющийся северо-западным продолжением Анкавано-Зангезурского крупного разлома глубокого заложения (Габриелян, 1959).

В формировании Памбака, а частности, развития интрузивного магматизма большую роль играли дизъюнктивные тектонические нарушения. Наряду с вышеотмеченным региональным разломом в районе зафиксированы многочисленные разрывные нарушения северо-западного, в отдельных случаях северо-восточного простираний. Крупными и четко выраженными являются также Уляшикский, Сарыкаинский, Маймех-Мегрутский нарушения, которые приурочены к Анкаванскому глубинному региональному разлому. Зона разломов представляет собой ярко выраженную проницаемую зону. К этим структурам (некоторые из них являются неоднократно обновленными впоследствии) и опережающим их тектоническим нарушениям приурочены многочисленные вытянутые штокообразные интрузивные тела гранитоидов и щелочных пород, а также эндогенная рудная минерализация, в том числе и железорудная.

Для выяснения особенностей минерализации и генезиса железорудных скарновых месторождений и проявлений рассматриваемого райо-

на весьма важное значение имеет установление роли магматического фактора, в контроле оруденения, тем самым выяснение генетической или парагенетической связи оруденения с интрузивными комплексами определенного состава и возраста.

В пределах Памбака интрузивные породы имеют широкое распространение; они разнообразны как по петрографическому составу, так и по геологическим условиям формирования.

В Памбакском рудном районе можно выделить три интрузивных цикла или комплекса: древний (палеозойский), верхнемеловой и верхнеэоценовый, которые отличаются также петрографическим составом, петрохимическими особенностями, типом и характером связанного с ними оруденения.

В отношении оруденения железа наиболее продуктивным является верхнеэоценовый интрузивный комплекс.

Верхнеэоценовые интрузивные породы по петрографическому составу подразделяются на три большие группы: основная, умереннокислая (гранитоиды) и щелочная, которые формировались в результате одновременных последовательных интрузивных фаз внедрения в различных тектонических условиях.

К Верхнеэоценовому интрузивному комплексу относятся Разданский, Ахавнадзорский, Меградзорский, Атарбежянский, Тежлерский (Тежсарский), Цахкашатский, Анкаванский, Моллакишлакский, Маймехский, Алаварский, Кемадзорский, Оюхлинский, Ванадзорский и др. интрузивы.

Возраст этих интрузивов* датируется как послесреднеэоценовый, так как они прорывают фаунистически охарактеризованную вулканогенно-осадочную толщу среднего эоцена и перекрываются миоплиоценовыми лавами.

С верхнеэоценовыми интрузивными породами связано оруденение золота, железа, молибдена, алюминия, меди, свинца, цинка, мышьяка, висмута редких и редкоземельных элементов, большинство которых представляют определенный научный и практический интерес.

Скарново-железорудное оруденение развито в приконтактных частях Разданского, Ахавнадзорского, Цахкашатского, Анкаванского, Моллакишлакского и др. интрузивов диоритового, кварцдиоритового, монцонитового и гранодиоритового составов. Для этих интрузивов характерными являются разнообразие петрографического состава и наличие постепенных переходов между отдельными интрузивными породами и фациями. Главной причиной разнообразия их состава, по всей вероятности, является магматическая дифференциация на месте (после внедрения в верхние горизонты), процессы ассимиляции и гибридизма, развитые в пределах рассматриваемых интрузивов. Эти ще-

* В последнее время Г. П. Багдасарян верхнеэоценовые интрузивы диоритового, кварцево-диоритового и гранодиоритового составов Памбака относит к предверхнеэоценовому возрасту.

дочно-земельные и субщелочные гранитоидные интрузивы сопровождаются такими характерными послемагматическими процессами, какими являются ороговикование, скаполитизация, скарнирование, эпидотизация, мраморизация, амфиболизация, окварцевание и карбонатизация. Эти процессы несомненно обусловлены воздействием интрузивов на вмещающие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования.

В результате контактового воздействия диоритов, кварцевых диоритов—пород краевой фации Разданского интрузива— на вмещающие верхнемеловые известняки, известковистые песченики, вдоль по контакту интрузии в виде полосы и удлинённых линз образовались железорудные скарны и роговики. Железорудные скарны Разданского месторождения по простиранию прослеживаются на расстоянии 1,5 км и по паданию—500 м. Эти контакт-метасоматические (скарновые) образования состоят из магнетита, граната (андрадит), эпидота, реже пироксена, амфибола, хлорита, скаполита, кальцита, кварца, мартита, пирита, халькопирита, гидроокислов железа и др.

По минеральной ассоциации и количественному соотношению главных скарн составляющих минералов можно выделить три основные разновидности скарнов: гранатовая, гранат-эпидотовая и гранат-эпидот-пироксеновая, которые находятся в тесном парагенезисе с магнетитом. Проведение границы между этими разновидностями практически невозможно, они связаны между собой постепенными переходами. Среди выделенных скарнов скопления железных руд образуют линзы, гнезда, жилы и невыдержанные по простиранию пласты.

По минеральному составу, характеру оруденения и геологическим условиям образования железорудные залежи Разданского месторождения относятся к контактово-метасоматическому (скарновому) генетическому типу. По петрографическому составу и геологическим условиям образования Ахавнадзорский интрузив очень сходен с Разданским. Контактные воздействия Ахавнадзорского интрузива на вмещающие вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования выражаются интенсивным ороговикованием, мраморизацией, эпидотизацией, окварцеванием и скарнированием.

В отношении железорудного оруденения практический интерес представляет скарновый процесс, который обычно сопровождается минерализацией магнетита, реже гематита.

Железорудные скарны в виде полосы приурочены к интрузивным породам диоритового и кварц-диоритового составов—породам краевой интрузивной фации. Скарны широкое развитие имеют в южном контакте интрузива и прослеживаются на расстоянии более 1 км. при ширине, в среднем, 30—40 м.

Скарново-железорудные образования Ахавнадзорского интрузива характеризуются следующими парагенезисами минералов: апатит-

магнетит, апатит-гранат-магнетит и эпидот-гранат-магнетит (с подчиненным значением апатита).

Основной отличительной чертой скарново-железорудных образований Разданского и Ахавнадзорского месторождений являются:

а) почти постоянное присутствие эпидота, граната, магнетита и отсутствие апатита в составе скарново-железорудных образований Разданского месторождения,

б) подчиненное значение эпидота и наряду с магнетитом и гранатом постоянная характерная примесь апатита в железных рудах Ахавнадзорского месторождения.

Уляшикское и Сарыкаинское проявления халькопирит-магнетитовых руд приурочены к диоритам, кварцевым диоритам и гранодиоритам Цахкапатского (Такарлинского) интрузива. Железорудные образования развиты среди скарнов эпидот-гранатового состава.

Скарновые магнетитовые (Кемдарасинское, Алаварское проявления и Главный участок Анкаванского проявления), халькопирит-магнетитовое (участки Ближний и Дальний Дамир-магара Анкаванского проявления), халькопирит-гематитовое (Моллакишлагское и Кара-чобанское проявления) оруденения развиты также в приконтактных частях ряда верхнеэоценовых интрузивов диоритового, кварцевого диоритового и гранидиоритового составов Памбакского рудного района. Вмещающими оруденение породами являются вулканогенно-осадочная и осадочные толщи верхнего мела. Эти скарновые железорудные проявления по своим геологическим условиям образования очень сходны с Разданским и Ахавнадзорским месторождениями, Уляшикскими и Сарыкаинскими проявлениями. В их минеральном составе, наряду с главными минералами железорудных скарнов, принимают участие также пирит, кальцит, кварц, скаполит, азурит, малахит, мартит, мушкетовит, халькозин и гидроокислы железа.

Общей характерной чертой формации скарновых магнетитовых, апатит-магнетитовых, медно-магнетитовых и медно-гематитовых руд являются:

1) пространственная приуроченность этих типов скарновых железных руд к контактам верхнеэоценовых щелочно-земельных и умеренно-кислых гранитоидов,

2) тесная парагенетическая ассоциация магнетита, гематита, а также халькопирита с гранатом (андрадит), эпидотом, апатитом, реже амфиболом, пироксеном, скаполитом и другими минералами,

3) постоянное присутствие и количественное преобладание граната во всех типах скарновых железных руд.

Условия образования формации скарновых железных руд в контактных и приконтактных частях верхнеэоценовых гранитоидов Памбакского интрузивного комплекса в свою очередь говорит в пользу принадлежности скарново-железорудных образований к ранним стадиям среднего этапа альпийской металлогении Малого Кавказа. Нами

допускается, что скарновые железные руды образовались в результате ассимиляции умеренно-кислой магмой вмещающих верхнемеловых известняков, мергелистых известняков и ниже-среднеэоценовых порфиритов путем заимствования кальция и частично железа из них. По всей вероятности железо, в основном, привносилось из магматического очага пневматолито-гидротермальными растворами в поздних стадиях скарноворудного процесса.

Парагенезис минералов скарново-железорудных образований, взаимоотношение скарнолагающих рудных и нерудных минералов, а также текстурно-структурные особенности различных типов скарновых железных руд позволяют контактово-метасоматический скарново-железорудный процесс считать единым прерывистым во времени процессом с тремя этапами и несколькими стадиями минерализации.

Проведенное исследование показало, что скарново-железорудный процесс Памбакского рудного района имел место в три этапа в следующей последовательности: собственно скарновый, собственно рудный и послерудный. Каждый из выделенных этапов минерализации характеризуется своими специфическими физико-химическими и структурно-геологическими условиями локализации и играет определенную роль в процессе образования железорудных месторождений и проявлений.

Собственно скарновый этап минерализации является наиболее ранним и высокотемпературным и в то же время интенсивно проявленным, широко распространенным процессом по сравнению с двумя остальными.

Надо подчеркнуть, что степень интенсивности проявления собственно рудного этапа в различных месторождениях, проявлениях и отдельных участках различна. Так, например, собственно рудный этап интенсивно проявлен в Разданском и Ахавнадзорском месторождениях и Моллакишлагском проявлении и слабо проявлен в Уляшикском, Сарыкаинском и др. проявлениях.

Собственно скарновый этап минерализации характеризуется гранатовой, пироксен-гранатовой, эпидот-гранатовой, магнетит-гранатовой, амфибол-гранат-магнетитовой, магнетит-эпидот-гранатовой фацитами—собственно рудным и послерудным.

ями.

В собственно скарновом этапе значение магнетита весьма подчиненное; он обычно распространен неравномерно и то в виде вкрапленников в массе сплошного гранатового скарна. Эти факты свидетельствуют о том, что скарнообразующие метасоматические растворы в начальной стадии послемагматической деятельности имели щелочный характер с повышенной растворимостью кремнезема на обширной площади в контактовых частях интрузива. Магнетит-андрадитовые скарны собственно скарнового этапа образовались контактово-инфильтрационным путем в результате взаимодействия известняков с кремнеземом и железом, привнесенным послемагматическими растворами.

Скарновые процессы характеризуются следующим рядом подвиж-

ности компонентов: CO_2 , H_2O , CaO , SiO_2 , Fe_2O_3 , частично FeO . Судя по характеру и масштабу продуктов собственно скарнового этапа минерализации скарновый порцесс относится к наиболее интенсивно проявленным и широко развитым процессам на всех железорудных месторождениях и проявлениях Памбакского рудного района. Этот этап носит Ca-Si-Fe характер метасоматоза. Очевидно здесь скарны образовались в результате привноса кремния и железа, а кальций и, вероятно, часть железа заимствованы из вмещающих пород, куда поступали растворы.

Собственно рудный этап является продолжением скарнового этапа общего скарново—рудного процесса минерализации Памбакского рудного района. Собственно рудный этап является единственным продуктивным этапом в отношении железорудного оруденения. Этот этап характеризуется магнетитовым, халькопирит-магнетитовым, апатит-магнетитовым и халькопирит-гематитовым типами руд среди эпидот-гранатовых скарнов.

В ходе общего скарново-железорудного процесса эти типы руд следует рассматривать как отдельные стадии минерализации; они пространственно разобщены и поэтому вопросы их взаимоотношений остаются пока открытыми.

На данной стадии изученности установлено, что во всех скарновых железорудных месторождениях и проявлениях (Моллакишлагском, Анкаванском, Уляшикском, Сарыкаинском и др. проявления, Ахавнадзорском месторождении) медное оруденение является наложенным на железорудное. В этом отношении на медно-железорудных месторождениях и проявлениях можно выделить две стадии минерализации в последовательности: магнетитовая или же гематитовая, как ранняя стадия и поздняя—пирит-халькопиритовая.

Взаимоотношение продуктов собственно скарнового и собственно рудного этапов показывает, что постмагматические рудные растворы богатые железом и летучими компонентами (фосфором, фтором и др.) проникают по тектонически ослабленным и трещиноватым зонам в верхние горизонты гранатовых и эпидот-гранатовых скарнов. Последние представляют химически неравновесную среду с рудными растворами, где и отлагаются привнесенные компоненты, главным образом, железо. Эти рудоносные растворы частично вступают в реакцию с вмещающими скарнами, образуя реакционные скарновые (андрадитового состава) перекристаллизационные оторочки вокруг рудных образований.

При формировании собственно рудного этапа минерализации, тем самым в деле локализации различных типов железных руд важную роль играл также структурный фактор. Среди скарновых железных руд Памбакского рудного района широко развиты брекчиевые, брекчиевидные и жильные текстурные свидетельства о существовании тек-

тонических подвижек после завершения собственно скарного этапа минерализации.

Собственно рудный этап минерализации интенсивно проявлен на Разданском и Ахавнадзорском железорудных месторождениях, Моллакишлагском проявлении и слабо проявлен на Уляшикском, Сарыкаинском, Анкаванском и др. проявлениях.

Послерудный этап минерализации является завершающим этапом скарново-железородного процесса рассматриваемых месторождений и проявлений. Отличительной чертой данного этапа является многостадийность. На основании взаимоотношения различных продуктов послерудных образований на Ахавнадзорском месторождении выделяют три безрудные стадии: кварцевая, халцедоновая и карбонатная, которые в виде секущих жил и прожилков широко распространены в пределах скарновой полосы района месторождения.

Таким образом, анализ фактического материала в свете современных представлений относительно скарново-рудных образований однозначно свидетельствует о метасоматическом контактово-инфильтрационном способе образования скарновых железных руд Памбакского рудного района.

Из вышеизложенного вытекают следующие основные выводы:

1. Контактново-метасоматические скарновые железные руды Памбакского рудного района являются результатом единого прерывистого скарно-рудного послемагматического процесса, протекающего в следующие, отчетливо обособленные во времени три этапа минерализации: собственно скарновый (ранний), собственно рудный и послерудный.

2. Каждый из выделенных этапов минерализации характеризуется своими специфическими структурно-геологическими и физико-химическими условиями формирования и играет определенную роль в процессе образования скарновых железорудных месторождений и проявлений района.

Степень интенсивности проявления того или иного этапа минерализации в различных месторождениях, проявлениях и участках различна. Собственно рудный этап является единственным продуктивным в отношении железорудного оруденения. Собственно рудный этап интенсивно проявлен на Разданском и Ахавнадзорском железорудных месторождениях, Моллакишлагском проявлении и слабо—на Уляшикском, Сарыкаинском, Анкаванском и др. проявлениях.

3. Послерудный этап минерализации носит многостадийный характер и является завершающим этапом скарново-железородного процесса.

Решающее влияние на процессы распределения и локализации скарново-железородных образований оказали послескарновые-дорудные и внутрирудные тектонические нарушения.

4. Скарны Памбакского рудного района представляют собой из-

весткого - железистые высокотемпературные контактово - инфильтрационные образования и возникли в результате контактового воздействия щелочно-земельных гранитоидов и связанных с ними послемагматических рудоносных растворов на вмещающие вулканогенно-осадочные породы.

5. Собственно скарновый этап минерализации, как правило, сопровождается оруденением железа. Эта закономерность дает основание рассматривать скарны как надежный поисковый критерий для обнаружения новых концентраций железных руд контактово-метасоматического происхождения.

ЛИТЕРАТУРА

- Аслаян А. Т. — Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Багдасарян Г. П. — К истории тектонического развития Памбакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, № 2, т. 3, 1950.
- Багдасарян Г. П. — Интрузивные породы Базумо-Памбакской области. Геология Арм. ССР. Т. II, петрография, интрузивные породы. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1956.
- Габриелян А. А. — Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. — Железорудные месторождения Армении. Изд. ИНТИ. Ереван, 1963.
- Котляр В. Н. — Памбак (геология, интрузивы и металлогения памбакского хребта и смежных районов Армении). Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
- Магакьян И. Г. — Основные черты металлогении Армении. Сов. геол. № 7, 1959.
- Магакьян И. Г. — Закономерности размещения и прогноз оруденения на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, серия науки о Земле, т. XIX, № 4, 1966.
- Междумян Г. Б. — О находке апатита в магнетитовых рудах Ахавнадзорского месторождения. ДАН Арм. ССР, т. XII, № 2, 1965.
- Хачатурян Э. А. — Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1953.

А. Х. МНАЦАКАНЯН, Э. Х. ХУРШУДЯН, Н. В. РЕВАЗОВА

ЦЕОЛИТЫ ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Широко развитая на территории северо-восточной части Армянской ССР верхнемеловая базальт-липаритовая вулканическая серия отличается сложностью внутреннего строения и сформировалась в своеобразных тектонических условиях (А. Х. Мнацакян, 1961, 1964). На стадии поствулканического метаморфизма верхнемеловых вулканических пород интенсивные гидротермальные процессы привели к образованию специфического комплекса минеральных новообразований, среди которых ведущую роль играют минералы группы цеолитов.

Первые упоминания и краткие описания цеолитов из верхнемеловых вулканических пород северо-восточной части Армянской ССР содержатся в работе А. Е. Ферсмана «материалы к изучению цеолитов России» (1922). По сборам Г. И. Касперовича А. Е. Ферсманом были, в частности, описаны из «разрушенных порфиритов в окрестностях с. Кульп» (ныне Кохб) анальцит, натролит, мезолит, гейландит и ряд сопутствующих минералов. Из Саригюхского месторождения агатов Я. А. Драновским и Р. З. Левковским приводятся морденит и гейландит (определения Д. П. Григорьева). М. А. Сатианом (1960) описан из верхнемеловых брекчий и туффитовых песчаников томсонит, для которого выполнены также химические анализы и термограмма.

Особенности процесса цеолитизации и пространственного распределения ассоциаций цеолитов рассмотрены в специальной статье одного из авторов данной статьи (Мнацакян, 1965). В настоящей статье приводятся результаты комплексного исследования цеолитов названного региона, выполненного в основном в Институте геологических наук АН Арм. ССР.

Нами при изучении цеолитов широко применялись оптические методы; почти для всех минералов выполнены также химические, спектральные, термические и рентгенометрические анализы. В результате кроме упоминавшихся в разное время в литературе анальцита, натролита, мезолита, гейландита, морденита и томсонита, установлены также сколецит, десмин, брюстерит, бариогейландит, стеллерит, леонгардит и шабазит.

Химические анализы всех описываемых цеолитов (аналитик А. А. Петросян) рассчитывались по методу В. С. Соболева (1949) на соот-

вествующее число атомов кислорода, без учёта воды (на «сухое вещество»).

Часть термических исследований цеолитов выполнена в ВИМСе, в лаборатории В. Ф. Сыромятникова, другая часть в ИГН АН Арм. ССР, И. Х. Петросовым.

Рентгеновское исследование описываемых минералов проведено в лаборатории рентгеновского анализа ИГН АН Арм. ССР методом Дебая в камере РКД—57,3 мм.

При диагностике дебаеграмм использовались многочисленные литературные данные (В. И. Михеев, 1947, В. П. Шашкина, 1958, Э. Н. Елисеев, И. В. Кавич, М. Г. Мирончук, 1962; С. J. Peng, 1955, И. Костов и Л. Филизова, 1959, И. Костов, 1962, Д. Чунев, 1960, Хауи, Дир, Зусман, 1966 и др.).

Широко развитый изовалентный и гетеровалентный изоморфизм в группе цеолитов весьма затрудняет диагностику отдельного минерала, когда отсутствует комплекс исследований для него. Авторы думают, что описанные в статье минералы, при той полноте исследований, которая приведена для них, могут служить эталонами.

Ниже приводится описание основных цеолитов по кристаллохимическим группам (Михеев В. И., 1947, Штрунц, 1963): группа лейциты (анальцим); группа натролита (натротит, мезолит, сколецит, томсонит); группа гейландиты (гейландит, десмин, брюстерит, бариогейландит, стеллерит, морденит); группа ломонтит-жисмондина (леонгардит); группа гмелиниты (шабазит).

Анальцим наряду с палагонитом присутствует в интерстициальных участках долеритов и диабазов и нередко в виде неправильных пятен замещает вкрапленники плагиоклаза. Не менее часто встречается в крупных мономинеральных миндалинах мандельштейновых базальтов. В брекчиях анальцим вместе с кальцитом и натролитом образует крупные гнезда. Хорошо образованные кристаллы его исключительно редки и представлены тетрагон-триоктаэдрами (211); обычно образует сплошные массы. Водянопрозрачен, с неровным изломом. Удельный вес (d) 2,26. Под микроскопом бесцветен, изотропен, но нередко имеет слабое двупреломление. В этих случаях ясно видны характерные клиновидные полисинтетические двойники. Показатели преломления $N=1,483; 1,489 \pm 0,001$.

Ниже приведен химический состав анальцима, выделенного из миндалин.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	Сумма
54,40	24,40	0,15	0,36	12,50	0,20	8,08	100,09

Кристаллохимическая формула, рассчитанная по безводному ве-

шеству на 6 атомов кислорода, почти точно отвечает теоретической и имеет следующий вид: $(Mg_{0.02}Ca_{0.01}Na_{0.90}K_{0.01})_{0.94}[Si_{1.97}Al_{1.03}O_6] \cdot 0.98H_2O$
 Дебаеграмма аналцима (табл. 1) снята на медном излучении с никелевым фильтром (Cu—Ni) при выдержке 12 час.

Табл. 1

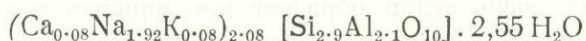
№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$
1	9	5,67	18	3	1,592	35	6	1,026
2	5	4,85	19	4	1,496	36	6	1,007
3	3	3,657	20	5	1,480	37	2	0,997
4	10	3,447	21	4	1,448	38	5	0,957
5	9	2,916	22	8	1,418	39	4	0,949
6	5	2,800	23	9	1,359	40	3	0,922
7	6	2,686	24	5	1,311	41	4	0,906
8	6	2,515	25	6	1,289	42	4	0,876
9	5	2,421	26	6	1,265	43	4	0,862
10	6	2,224	27	8	1,224	44	3	0,842
11	4	1,998	28	6	1,187	45	3	0,836
12	8	1,899	29	5	1,170	46	4	0,813
13	7	1,863	30	2	1,154	47	3	0,810
14	9	1,746	31	1	1,138	48	4	0,807
15	6	1,718	32	7	1,123	49	6	0,804
16	6	1,688	33	4	1,093	50	4	0,790
17	3	1,633	34	2	1,042			

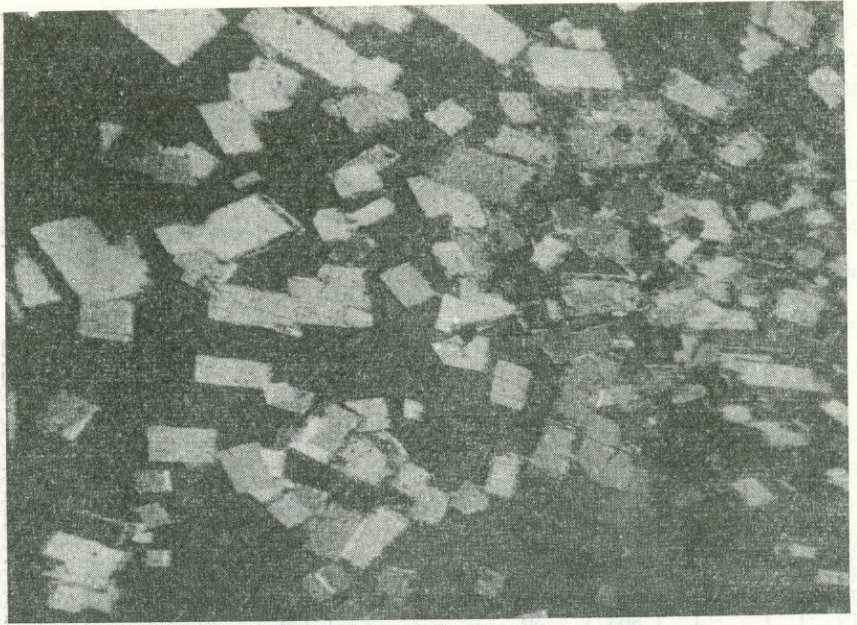
Натролит наиболее часто встречается в цементе вулканических брекчий и выполняет с аналцимом и кальцитом крупные гнезда и жилки. Выделения натролита—белого цвета, имеют радиально-лучистое строение при длине лучей до 5—6 см. $d=2,20$. Под микроскопом агрегаты натролита состоят из параллельных сростков удлиненно-призматических индивидов. В сечениях, перпендикулярных (001), минерал даёт характерные квадратные, ромбовидные разрезы или параллелограммы (фиг. 1). Хорошо выражена спайность по призме (110). Удлинение положительное, погасание прямое; (+) $2V=60-62^\circ$, $Ng'=1,490$; $Nm=1,483$, $Np'=1,479$; $Ng-Np=0,012-0,013$.

Химический состав натролита и кристаллохимическая формула, рассчитанная на 10 атомов кислорода, приводятся ниже.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	Сумма
	43,90	27,80	1,04	14,86	0,07	11,36	1,04	100,07

Кристаллохимическая формула:





Фиг. 1 Выделения натролита (светлое) в кальците.

На дифференциально-термической кривой (фиг. 2) четко выражен характерный для натролита эндотермический эффект между 400° — 500° с максимумом при 405° — 410° . Небольшой эндотермический эффект, связанный уже с распадом кристаллической решетки при 850° , за ним следует крутой экзотермический подъем с максимумом в точке, отвечающей 1000° .

Дебаеграмма натролита (табл. 2) снята на железном излучении при выдержке 10 часов.

№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{p}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$
1	8	6,39	5,79	10	4	2,548	2,309
2	8	5,84	5,29	11	4	2,396	2,172
3	6	4,52	4,10	12	6	2,167	1,964
4	4	4,27	3,87	13	6	1,787	1,620
5	6	4,08	3,70	14	6	1,456	1,320
6	3	3,45	3,13	15	4	1,301	1,179
7	8	3,12	2,83	16	6	1,214	1,100
8	10	2,827	2,562	17	2	1,186	1,075
9	3	2,650	2,402				

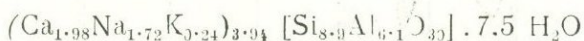
Мезолит очень редко образует мономинеральные скопления и встречается в виде прожилков в вулканических брекчиях, где образует

плотные радиально-лучистые агрегаты беловатого цвета. Наиболее же частым случаем является совместное нахождение мезолита со сколецитом в миндалинах, гнездах и прожилках. Под микроскопом устанавливается, что оба минерала прорастают друг друга или образуют закономерные срастания — двойники; реже можно наблюдать, как в одном луче-кристалле сколецит от основания (прозрачной части с двупреломлением примерно 0,007—0,009) к верхушке переходит в мезолит (мутноватый со слабым двупреломлением). $d=2,40$. Под микроскопом имеет волокнистое строение или представляет агрегат лапчатых неправильных зерен. Оптические константы следующие: (+) $2V=75-76^\circ$, $N_m=1,505 \pm 0,001$; N_g-N_p —примерно 0,003—0,004. Характерны вретенообразные, линзовидные или крестообразные двойники с плоскостью срастания (100); координаты двойниковой оси: $N_g=26^\circ$, $N_m=87^\circ$, $N_p=64^\circ$, $cN_p=12^\circ$.

Химический состав и кристаллохимическая формула мезолита, рассчитанная на 30 атомов кислорода, приведены ниже.

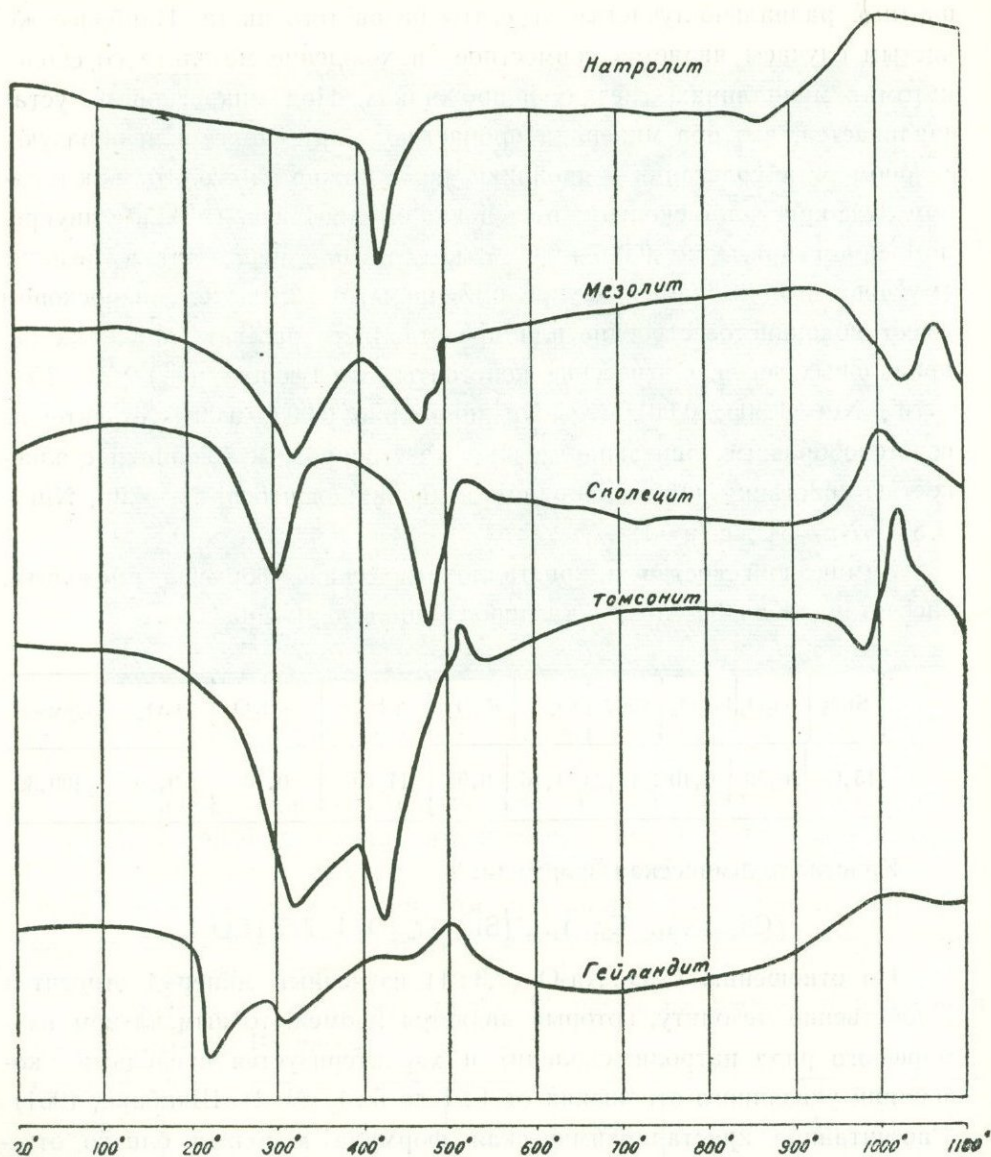
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	CO ₂	Сумма
45,68	26,50	0,10	10,23	4,46	0,92	11,70	0,10	0,70	100,39

Кристаллохимическая формула:



По отношению CaO : Na₂O (2,3 : 1) изученный минерал относится к собственно мезолиту, который является промежуточным членом изоморфного ряда натролит-сколецит и характеризуется пределами колебаний указанного отношения от 1 : 1 до 5 : 1 (М. Н. Шкабара, 1951). Рассчитанная кристаллохимическая формула мезолита близко отвечает теоретической; отмечается лишь изоморфное замещение части атомов натрия атомами калия.

Дифференциально-термическая кривая мезолита (фиг. 2) обнаруживает эндотермические эффекты дегидратации при 310°, 460° и слабый—при 540°; резко выражен эндотермический пик при 1030°, после которого отмечается экзотермический подъём до 1060°. Термограмма изученного мезолита близка к полученным для этого минерала Пенгом (1955) и В. А. Нырковым и А. Г. Кобилевым (1962) кривым.



Фиг. 2 Дифференциально-термические кривые цеолитов из верхнемеловых вулканических пород.

Рентгенограмма мезолита (табл. 3) снята на Fe излучении при выдержке 19 часов.

Сколецит один из самых распространенных цеолитов и встречается повсеместно в миндалинах, прожилках и других выделениях в лавах и брекчиях. Обычно также замещает вкрапленники плагиоклаза в мандельштейновых базальтах. Его белые удлиненные кристаллы об-

№№ линий	I	$\frac{dz}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	№№ линий	I	$\frac{dz}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$
1	2 дв	7,26	6,76	30	2	1,712	1,551
2	3	6,78	6,14	31	3	1,682	1,524
3	6	6,47	5,86	32	4	1,639	1,486
4	3 разм	5,95	5,40	33	2	1,585	1,437
5	5	5,80	5,33	34	3	1,542	1,399
6	1 разм	(4,81	4,36	35	3	(1,525	1,382
7	2	4,613	4,18	36	2	1,489	1,350
8	6	4,348	3,941	37	7	1,474	1,336
9	4	4,142	3,755	38	4	1,431	1,297
10	2	3,530	3,199	39	2	1,405	1,273
11	1	3,405	3,086	40	4	1,380	(1,250
12	5	3,207	2,907	41	2 дв	1,331	1,206
13	6	3,146	2,852	42	2 дв	1,309	1,187
14	4	3,072	2,784	43	3	1,290	1,169
15	6	2,911	2,639	44	1	1,273	1,153
16	10	2,855	2,588	45	5	1,236	1,120
17	1	2,717	2,463	46	4	1,216	1,102
18	2	2,662	2,413	47	1	1,206	1,093
19	3	2,559	2,320	48	1	1,193	1,081
20	2	2,455	2,225	49	1	1,186	1,075
21	3	2,415	2,185	50	1	1,158	1,050
22	2	2,267	2,055	51	2	1,148	1,040
23	6	2,198	1,992	52	2	1,134	1,028
24	1	2,053	1,861	53	1	1,105	1,001
25	2	1,994	1,808	54	1	1,093	0,909
26	2	1,958	1,774	55	2	1,080	(0,079
27	2 дв	1,848	1,675	56	3	1,058	0,959
28	7	1,805	1,636	57	3	1,028	0,932
29	4	1,745	1,582				



Фиг. 3 Радиально-лучистые агрегаты скотцага. Вид в шгупе.

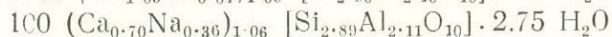
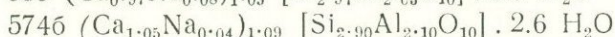
разуют лучистые агрегаты (фиг. 3). Размеры некоторых миндалин, сложенных сколецитом, достигают иногда 8—10 см. в поперечнике. О тсных срastаниях сколецита с мезолитом уже упоминалось, d—2,42.

Под микроскопом радиально-лучистые агрегаты сколецита представляют параллельные сростки удлиненных клиновидных кристаллов с тонким двойникованием внутри индивидов. Плоскость двойникования (100); двойниковая ось имеет коррдинаты: $Ng=90^\circ$, $Nm=20^\circ$, $Np=70^\circ$. Видна отчетливая призматическая спайность по (110). Удлинение отрицательное, $cNp=15^\circ$. $-2v=36^\circ$, 38° , 40° . Показатели преломления: $Ng'=1,519^\circ$, $Nm=1,516$, $Np'=1,510$; $Ng'=1,516$, $Nm=1,513$, $Np'=1,504$.

Химический состав и кристаллохимические формулы сколецита, рассчитанные на 10 атомов кислорода, приведены ниже.

Окислы * Образец	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mgo	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	Сумма
559	45,84	26,70	—	—	14,00	0,68	н. о.	12,96	н. о.	100,28
5746	44,52	27,00	—	—	15,00	0,27	н. о.	13,56	н. о.	100,37
100*)	45,48	27,50	0,10	0,79	9,80	2,66	0,06	11,60	0,56	99,54

Кристаллохимические формулы:



Как можно видеть из приведенных кристаллохимических формул различия в составах сколецитов связаны с изоморфизмом по типу $Ca^{2+} \rightarrow 2Na^{+}$ обычным для ряда натролит-сколецит (М. Н. Шкабара, 1951), в то время как содержания атомов Si и Al в каркасе и молекулы воды довольно постоянны.

Термограмма сколецита (обр. 559), приведенная на фиг. 2 аналогична эталонной кривой по В. П. Ивановой (1961). Первый резкий эндотермический эффект дегидратации отмечается при 300° , второй, ещё более резкий—при 490° ; небольшой эндотермический пик при 1000° отвечает уже распаду кристаллической решетки.

Ниже приводится (табл. 4) рентгенограмма образца 5746, снятая на Fe-ом излучении при выдержке 19 часов.

Томсонит, как и сколецит, является широко распространенным цеолитом и особенно часто встречается в миндалинах обломков мандельштейновых лав в брекчиях и в верхних частях лавовых потоков.

* Заимствован у М. А. Сатиана (1960).

Таблица 4

№№ линий	l	$\frac{dz}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	№№ линий	l	$\frac{dz}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$
1	8	6,47	5,86	31	2дв	1,588	1,440
2	7	5,77	5,32	32	2дв	1,533	1,390
3	1	(5,137)	4,656	33	4	1,494	1,354
4	4	4,651	(4,216)	34	1	1,477	1,339
5	7	4,315	3,911	35	4	1,467	1,329
6	3	4,157	3,768	36	4	1,431	1,297
7	3	3,618	3,280	37	4	1,382	1,252
8	6ш	(3,163)	2,867	38	2	1,344	1,218
9	3	3,064	2,777	39	3—4	1,324	1,200
10	6ш	2,855	(2,588)	40	3	1,308	1,186
11	2	2,680	2,429	41	2дв	1,272	1,153
12	3	2,565	2,325	42	6	1,244	1,128
13	3	2,460	2,230	43	2	1,218	1,104
14	4	(2,411)	2,185	44	2	1,208	1,095
15	2ш	2,301	2,086	45	2	1,190	1,09
16	1	2,238	2,029	46	1	1,186	1,075
17	8	2,198	(1,992)	47	2	1,174	1,064
18	2	(2,160)	1,958	48	2 ш	1,154	1,046
19	2	2,056	1,864	49	1	1,139	1,032
20	2	2,023	1,834	50	3	1,130	1,024
21	3	(1,988)	1,802	51	1	(1,122)	1,017
22	3—4	1,952	(1,769)	52	2	1,107	1,003
23	2	1,888	1,712	53	1	1,000	0,997
24	2	1,851	1,677	54	3ш	1,084	0,982
25	4ш	1,800	1,631	55	2ш	1,565	0,965
25	3ш	1,750	1,586	56	2ш	1,051	0,952
27	3	1,720	1,559	57	3	1,039	0,942
28	3	1,651	1,497	58	3ш	1,032	0,936
29	4	1,630	1,477	59	2ш	1,024	0,928
30	5	1,610	1,460	60	2ш	1,016	0,921

В цементе вулканических брекчий образует крупные гнезда, до 4—5 см в диаметре. Цвет томсонита ярко-белый. Для него очень характерны сростки радиально-лучистых агрегатов, расходящихся из разных центров на стенках пустот, $d=2,43$. Под микроскопом (фиг. 4) имеет веерообразное строение; видны параллельные сростки отдельных удлиненно-призматических кристаллов по (010); в сростках оси N_x отдельных индивидов совпадают.

Нередко развита спайность по (001) и (100). Погасание прямое.

Оптические свойства томсонита, приведенные ниже, резко варьируют в зависимости от состава, определенного по диаграмме Неу (Винчелл, 1953).

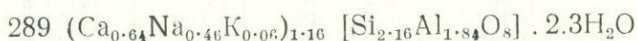
Наиболее распространенной разновидностью томсонита является томсонит с $+2v=+58-55^\circ$; томсонит с отрицательным углом оптических осей встречается в породах верхнемеловой серии очень редко и его следует относить к богатым Si и Na разновидностям — Метатомсонитам (Винчелл, 1953).

Для характеристики химического состава томсонитов мы располагаем двумя анализами; ниже приводятся результаты анализов и рассчитанные на 8 атомов кислорода кристаллохимические формулы.

№ образцов	2V	Ng'	Nm	Np'	Молекул. содерж.		Число молекул H ₂ O в ячейке
					в % Na ₂ Ca ₉ Al ₂₁ Si ₁₉ 080	24H ₂ O	
289	+55°	1,532	1,525	1,522	60		21,5
544	+58°	1,526	1,519	1,516	50		20,5
350	+64°	1,522	1,516	1,513	45		19,5
30	-65°	1,520	1,512	1,508	40		18,5
550	-60°	1,516	1,510	1,508	30		17,5

Образец	Оксиды									
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	Сумма
289	41,35	29,98	—	—	11,44	4,62	0,13	8,48	4,40	100,40
98*)	43,40	28,94	0,06	0,99	11,00	2,15	0,04	12,48	0,44	99,50

Кристаллохимические формулы:



Полученные кристаллохимические формулы отвечают теоретическим; во второй формуле наблюдается недостаток катионов и избыток Si и Al, который компенсируется молекулами воды.



Фиг. 4 Двойниковые ростки сколецита. Николы скрещены.

Дифференциально-термическая кривая томсонита (обр. 98), приведенная на фиг. 2, обнаруживает три резких эндотермических эффекта дегидратации: при 310°, 410° и 980°; экзотермические пики при

* Заимствован у М. А. Сатиана.

380°, 515 и 1020° отвечают фазовым превращениям минерала. Характер кривой нагревания томсонита близко соответствует эталону (В. П. Иванов, 1961) и полученной А. А. Нырковым и А. Г. Қобилевым (1962) кривой.

Рентгенометрически исследован образец 289, в котором обнаружены линии, принадлежащие натролиту и гоннардиту (табл. 5). Последние присутствуют, по-видимому, в форме субмикроскопических вrostков. Съёмка велась на Си-излучении с Ni-фильтром при выдержке 7 часов.

Гейландит широко распространен в верхнемеловых вулканических породах. По нахождению в различных типах пород, ассоциаций с другими цеолитами, а также по форме выделений обособляются два типа гейландитов:

1. Первый в виде листоватых, лучисто-листоватых и пластинчатых сростков выполняет прожилки в брекчиях базальтового состава или в ассоциации со сколецитом слагает крупные миндалины и гнезда. Очень характерны цвет—розовый, желтовато-розовый и блеск-стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Удельный вес—2,18.

Таблица 5

№№ линий	I	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	I	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1	8	7,15	19	4	2,125	37	5	1,272
2	8	6,55	20	6	2,059	38	3	1,256
3	7	6,07	21	7	1,956	39	7	1,212
4	8	4,89	22	5	1,884	40	7	1,189
5	8	4,64	23	9	1,810	41	8	1,137
6	6	4,39	24	7	1,709	42	2	1,075
7	7	4,12	25	3	1,683	43	6	1,058
8	7	3,51	26	2	1,649	44	5	1,024
9	7	3,21	27	7	1,619	45	4	0,977
10	7	3,18	28	7	1,579	46	3	0,945
11	10	2,94	19	6	1,540	47	2	0,914
12	10	2,865	30	9	1,462	48	2	0,904
13	2	2,800	31	4	1,436	49	2	0,894
14	8	2,670	32	7	1,387	50	2	0,873
15	5	2,581	33	5	1,329	51	2	0,862
16	6	2,434	34	6	1,313	52	2	0,853
17	7	2,257	35	4	1,304	53	2	0,839
18	9	2,175	36	4	1,281	54	4	0,815

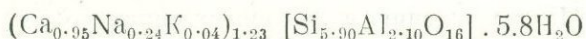
Под микроскопом видны длинно-волокнистые агрегаты с пятнистым погасанием. Наблюдаются веретенообразные двойники, нередко двойники типа «микроклиновой решетки».

Двойниковая плоскость—(001); координаты двойниковой оси: $Ng=90^\circ$, $Nm=0^\circ$, $Np=90^\circ$. Спайность четкая, по (010). В иммерсии минерал раздавливается по спайности на вытянутые пластинки с отрицательными удлинением. Показатели преломления: $Ng'=1,496$, $Nm'=1,489$, $Np'=1,486$, $+2v=30-34^\circ$.

Ниже приводится химический состав гейландита первого типа; кристаллохимическая формула рассчитана на 16 атомов кислорода.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	п. п. п.	Сумма
56,00	17,00	8,40	1,20	0,26	14,68	1,92	1,32	100,78

Кристаллохимическая формула:



По содержанию основных окислов описываемый гейландит относится по М. Н. Шкабра (1951) к «низкотемпературному типу (бомониту)» с теоретической формулой $Ca [Si_6 Al_2 O_{16}] \cdot 6H_2O$.

Многие исследователи (М. Н. Шкабра, 1951; Г. В. Гвахария, 1952 и др.) указывают на резкие колебания в составе гейландитов, обусловленные заменой катионов $Ca^{+2} \rightarrow 2Na^{+1}$ и $Ca^{+2} \rightarrow Sr^{+2}$ и изоморфизмом по типу $CaAl \rightleftharpoons NaSi$ с одновременным изменением количества воды.

Термическая кривая гейландита (фиг. 2) обнаруживает сходство с эталонной (В. П. Иванова, 1961) и с приведенной А. А. Нырковым и А. Г. Кобилевым (1962). Характерны, в частности, двойной эндотермический эффект выделения воды с максимумами при 205° и 300° и экзотермический пик в точке 500°. По данным В. П. Шашкиной (1958), уже при 400—450° обезвоживание вызывает значительные изменения в кристаллической структуре гейландита и вода полностью выделяется из неё после разрушения кристаллического каркаса, в интервале температур 600—850°.

На дебаграмме анализированного образца гейландита (табл. 6) часть линий принадлежит брюстериту. Рентгенограмма снята на Fe излучении при выдержке 19 часов.

2. Второй тип гейландита встречается на Саригюхском месторождении агатов и образует обычно тонкие корочки на стенках жезд и жил, а также тончайшие прожилки, секущие андезитовые порфиры. Из других цеолитов здесь с гейландитом ассоциирует морденит. Для этого гейландита очень характерны густой кирпично-красный цвет и параллельно-пластинчатые агрегаты. В иммерсии пластинки гейландита содержат многочисленные сгустковые и пластинчатые включения гематита и гетита. Показатели преломления: $Ng' = 1,500$, $Np' = 1,489$.

Барийгейландит встречается исключительно в липаритовых порфирах, где образует мономинеральные выделения в виде примазок вдоль трещин или неправильных прожилков, мощностью от 2—3 см до 0,5 см. Из минералов поствулканического комплекса с ним ассоци-

Таблица 6

№№ линий п. п.	I	$\frac{dx}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	№№ линий п. п.	I	$\frac{dx}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$
1	2	5,41	4,90	31	6	1,587	1,438
2	3	5,02	4,55	32	6	1,547	1,402
3	8	4,63	4,20	33	1	1,511	1,369
4	5	(4,43	4,02	34	1	1,492	1,352
5	4	4,23	3,84	35	2	1,464	1,327
6	10	3,997	(3,623	36	3ш	1,445	1,310
7	6	3,712	3,365	37	2	1,405	1,273
8	4	(3,487	3,161	38	1	1,387	1,257
9	6	3,365	3,050	39	2	1,372	1,244
10	8	3,154	(2,859	40	4	1,358	1,231
11	10	2,985	2,706	41	3	1,344	1,218
12	7	2,761	2,503	42	2	1,329	1,204
13	3	2,704	2,451	43	4	1,303	1,181
14	5ш	2,548	2, '10	44	4	1,274	1,154
15	3ш	2,445	2,216	45	4	1,252	1,135
16	4	2,341	2,122	46	2 разм.	1,239	1,123
17	2	2,271	2,059	47	1	1,219	1,105
18	5	2,206	1,999	48	2	1,208	1,095
19	3ш	2,108	1,911	49	2	1,185	1,074
20	3	2,053	1,861	50	3	1,166	1,057
21	3	2,017	1,828	51	1	1,153	1,045
22	1	1,955	1,772	52	1	1,142	1,035
23	3	1,888	1,712	53	1	1,123	1,018
24	1	1,830	1,659	54	1	1,112	1,008
25	5	1,815	1,645	55	1	1,101	998
26	4	1,773	1,607	56	2ш	1,093	0,904
27	2	1,727	1,565	57	1	1,073	0,972
28	1	1,703	1,544	58	2	1,067	0,967
29	4	1,665	1,509	59	2	1,058	0,959
30	4	1,629	1,477	60	1 разм.	1,043	0,945

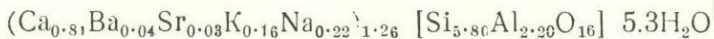
ирует хлорит (прохлорит). Присутствует бариогейландит в форме мелкочешуйчатых, лучистых и листоватых агрегатов, розоватого или красноватого цвета. $d=2,25$.

Под микроскопом видны удлиненные пластинки с четкой спайностью по (010) и характерными сгустковыми или пластинчатыми выделениями тонкодисперсного гематита. По сравнению с описанным выше гейландитом имеет несколько повышенные показатели преломления: $Ng'=1,508$, $Nm=1,504$, $Np'=1,497$; $Ng'=1,505$, $Nm=1,501$, $Np'=1,497$.

Химический состав и кристаллохимическая формула бариогейландита приведены ниже; формула рассчитана на 16 атомов кислорода.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	BaO	SrO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	Сумма
56,00	18,20	7,34	1,02	0,50	1,10	1,09	12,40	3,00	100,65

Кристаллохимическая формула:



По этим данным описываемый гейландит относится к богатой барием—разности—бариегейландиту (Х. Штрунц, 1963), особенности состава которой обусловлены изоморфизмом по схеме $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Ba}^{2+} \rightarrow \text{Sr}^{2+}$.

В диффракционной картине бариегейландита (табл. 7) часть линий диагностируется, как линии жисмондина. Рентгенограмма снята на Си—излучении с Ni фильтром при выдержке 6 часов.

Таблица 7

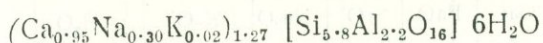
№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$
1	4	9,10	15	3	2,492	29	2	1,560
2	3	8,05	16	2	2,378	30	2	1,518
3	3	6,87	17	2	2,288	31	4	1,487
4	5	5,22	18	2	2,208	32	3	1,454
5	1	4,90	19	3	2,118	33	3	1,432
6	2	4,65	20	2	2,009	34	4	1,360
7	10	3,96	21	6	1,964	35	3	1,275
8	1	3,76	22	2	1,865	36	5	1,235
9	5	3,41	23	2	1,820	37	2	1,189
10	5	3,22	24	6	1,770	38	2	1,131
11	2	3,133	25	2	1,720	39	2	1,059
12	10	2,970	26	2	1,692	30	3	1,037
13	7	2,778	27	2	1,645	41	3	0,986
14	5	2,720	28	3	1,590			

Десмин часто встречается в миндалинах мандельштейновых лав и в виде гнезд и прожилков—в цементе вулканических брекчий. Ассоциирует со сколецитом, реже—с леонгардитом и образует сноповидные, лучистые агрегаты или сростки пластинчатых индивидов. Цвет десмина—розовый, розовато-желтый. $d=2,15$. В шлифах десмин представлен волокнистыми и пластинчатыми формами, вытянутыми по (001); в сечениях, перпендикулярных (001), наблюдаются характерные шестиугольные или удлиненные ромбовидные сечения с крестообразными, секториальными двойниками прорастания. Двойниковая плоскость—(100); координаты двойниковой оси: $\text{Ng}=3^\circ$, $\text{Nm}=90^\circ$, $\text{Np}=87^\circ$. Отчётливая спайность по пинакоиду (010). Оптически отрицательный с $2V=36-38^\circ$. Удлинение отрицательное: $c\text{Np}=10-12^\circ$. Показатели преломления: $\text{Ng}'=1,501$, $\text{Nm}=1,497$, $\text{Np}'=1,489$; $\text{Ng}'=1,499$, $\text{Nm}=1,493$, $\text{Np}'=1,485$.

Химический анализ и кристаллохимическая формула десмина, рассчитанная на 16 атомов кислорода, приведены ниже.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	Сумма
	55,30	17,30	0,10	0,01	8,43	1,50	0,12	13,90	3,82	100,48

Кристаллохимическая формула:



Приведенная формула десмина соответствует предложенной В. И. Вернадским, Гротом, Винчеллом и другими авторами теоретической формуле. Как отмечает М. Н. Шкабара, состав десминов значительно варьирует в результате изоморфных замещений типа. $\text{Ca}^{2+} \rightarrow 2\text{Na}^{+1}$ или $\text{SiNa} \rightarrow \text{AlCa}$ и содержание молекул воды в элементарной ячейке в зависимости от условий образований минерала изменяется от 4 до 8, причем с понижением температуры оно увеличивается. По содержанию воды изученный нами десмин относится, таким образом, к относительно низкотемпературному образованию.

Рентгенограмма десмина (табл. 8) снята на Cu аноде при выдержке 6 часов.

Таблица 8

№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$
1	3	5,46	12	4-5	2,35	22	5	1,439
2	6	4,92	13	4	2,22	23	5	1,357
8	6	4,681	14	7	2,04	24	7	1,302
4	10	4,08	15	5	1,901	25	2	1,276
5	4	3,64	16	6	1,823	26	3	1,253
6	6	3,45	17	4	1,781	27	7	1,236
7	6	3,22	18	2	1,728	28	2	1,092
8	10	3,03	19	4	1,672	29	2	1,067
9	7-8	2,78	20	7	1,593	30	1	1,002
10	6	2,58	21	7	1,550	31	3	0,923
11	5	2,50						

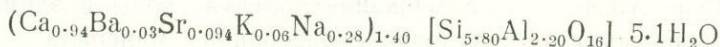
Стеллерит редок и встречен в прожилках в вулканических брекчиях реки Тауш совместно с леогардитом. По внешнему виду, характеру агрегатов, как и по оптическим свойствам, очень близок к десмину ($\text{Ng}' = 1,498$, $\text{Nm} = 1,492$, $\text{Np}' = 1,483$). Отличие от десмина, выявленное при спектральном анализе, состоит в отсутствии или весьма незначительном содержании Na_2O и K_2O .

Брюстерит, являющийся стронциево-бариевой разновидностью десмина, встречается в аналогичных десмину выделениях в ассоциации со сколецитом. Встречен в мандельштейнах и брекчиях в виде розовато-желтых пластинчатых агрегатов. Удельный вес—2,32. Оптически положителен. Показатели преломления по сравнению с приводимыми в справочниках (Винчелл, 1953) понижены: $\text{Ng}' = 1,504$, $\text{Nm} = 1,487$, $\text{Np}' = 1,485$.

Химический состав и рассчитанная на 16 атомов кислорода кристаллохимическая формула брюстерита приведены ниже.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	Сумма
	56,00	17,00	8,40	0,80	1,64	1,36	0,40	10,02	4,72	100,36

Кристаллохимическая формула:



Дифференциально-термическая кривая брюстерита обнаруживает характерные для эталонов десминов эндотермический эффект дегидратации при 240° и экзотермический подъём—при 490°. Вместе с тем, для изученного брюстерита отмечается также двойной эндотермический пик при 350° и 380°, отсутствующий на кривых десмина (Иванова, 1961; Нырков и Кобилев, 1962).

Рентгенограмма (табл. 9) снята на Си аноде с Ni фильтром при выдержке 6 часов.

Таблица 9

№№ линий	I	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	I	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	I	$\frac{d\alpha}{n}$
1	9	6,3	9	5	2,792	17	6	1,557
2	5	4,77	10	3	2,574	18	2	1,444
3	5	4,26	11	4	2,364	19	4	1,362
4	10	4,16	12	3	2,223	20	6—7	1,308
5	5	3,47	13	4ш	2,063	21	3	1,281
6	4	3,226	14	5	1,828	22	5	1,235
7	4	3,116	15	4	1,788	23	2	1,160
8	10	3,033	16	7—6	1,597			

Морденит исключительно редок и встречается лишь совместно с минералами группы кремнезёма, кальцитом и гейландитом в жеодах и жилородных телах в верхнесантонских андезитах с Саригюх. Образует светлорозовые или розовато-оранжевые пушистые агрегаты и слагает внутренние части жеод, нарастая на кристаллы кварца и кальцита. Встречаются также тонкие мономинеральные прожилки морденита.

Под микроскопом виден агрегат сложно переплетенных тончайших игольчатых, волосовидных или удлинённо-призматических выделений. Погасание их прямое; удлинение отрицательное. Показатели преломления морденита: $N_g' = 1,474$, $N_p' = 1,471$; двупреломление—0,003.

Принадлежность описанного цеолита к мордениту подтверждается результатами рентгенометрического анализа (табл. 10), который проведён на Си—Ni при выдержке 6 часов.

Таблица 10

№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$
1	7	8,74	12	6ш	2,898	23	3	1,300
2	8	6,65	13	4ш	2,702	24	2	1,267
3	4	5,98	14	5ш	2,518	25	3	1,240
4	4	5,64	15	2	2,432	26	3	1,212
5	5	4,64	16	5ш	2,032	27	3	1,185
6	5	4,48	17	3	1,938	28	2	1,146
7	9ш	3,97	18	5	1,885	29	3	1,128
8	4	3,83	19	6	1,794	30	2	1,042
9	10	3,474	20	2	1,590	31	2	0,952
10	4	3,371	21	4	1,521	32	2	0,908
11	8ш	3,204	22	5	1,446			

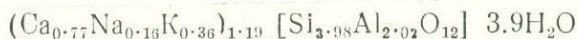
Леонгардит по ряду очень близок к ломонтиту, отличается значительным содержанием щелочей и пониженным количеством воды. Этот минерал относится к числу цеолитов, редко встречающихся в меловых вулканических породах. Беловатые, легко рассыпающиеся агрегаты леонгардита в ассоциации со стеллеритом и селадонитом слагают в цементе брекчий гнезда и крупные прожилки.

В иммерсионном препарате леонгардит раскалывается по спайности вдоль (010) на пластинки и таблички с положительным удлинением. Угол погасания (cNg) составляет 40—42°. Показатели преломления: $Ng' = 1,523$, $Nm = 1,519$, $Np' = 1,516$.

Ниже приведен химический состав леонгардита.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	+H ₂ O	-H ₂ O	Сумма
50,48	21,55	9,11	1,12	3,80	14,7	=	100,76

Кристаллохимическая формула:



Рассчитанная на 12 атомов кислорода кристаллохимическая формула леонгардита отвечает выведенной А. Е. Ферсманом (1952) и М. Н. Шкабара (1951) формуле. Как видно по приведенной формуле, значительная часть катионов Ca⁺² изоморфно замещена в леонгардите Na⁺¹ и K⁺¹. Это приводит согласно исследованиям многих авторов, к уменьшению количества воды по сравнению с ломонтитом, нарушению кристаллической решетки и рассыпанию минерала.

Приведенная рентгенограмма леонгардита (табл. 11) близка к ломонтиту по В. И. Михееву (1957) и Э. Н. Елисееву и др. (1962), снята на Fe излучении с выдержкой 19 часов.

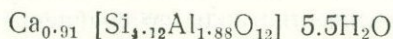
Таблица 1

№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$
1	6	7,61	6,90	27	1	1,651	1,497
2	2	(4,91)	4,45	28	9	1,571	1,424
3	7	4,468	(4,050)	29	6	1,540	1,396
4	3	(4,266)	3,867	30	5	1,489	1,350
5	9	3,888	(3,524)	31	3	1,471	1,333
6	7	3,530	3,199	32	2	1,459	1,323
7	2-3	3,307	2,998	33	3-3	1,414	1,282
8	2-3	(3,270)	2,964	34	2	1,345	1,219
9	2-3	3,138	2,844	35	1	1,343	1,217
10	2-3	3,001	2,720	36	2	1,313	1,190
11	10	2,955	(2,679)	37	1	1,289	1,168
12	4	(2,723)	2,463	38	4	1,279	1,160
13	3	2,656	2,407	38	2	1,271	1,152
14	9	2,475	(2,243)	40	2	1,251	1,134
15	5	2,415	2,189	41	4	1,239	1,123
16	2	2,314	2,098	42	2	(1,200)	1,087
17	2	(2,198)	1,992	43	1	1,177	1,067
18	2	2,145	1,944	44	3	1,150	1,042
19	8	2,094	1,898	45	4	1,117	1,012
20	7	1,995	(1,808)	46	3ш	1,101	0,998
21	2	(1,940)	1,758	47	9	1,085	(0,984)
22	1	1,900	1,722	48	1	1,068	0,968
23	1	1,869	1,694	49	1	1,055	0,956
24	2	1,780	1,614	50	2дв	1,044	0,946
25	8	1,759	(1,594)	51	3	1,028	0,932
26	2дв	1,671	1,515	52	2	1,001	0,908

Шабазит встречается в обломках мандельштейнов в вулканических брекчиях и в виде сплошных масс выполняет мелкие миндалины пород совместно с томсонитом и более поздним кальцитом. Цвет минерала—ярко-оранжевый, желтовато-красный. В иммерсионных препаратах шабазит бесцветен и имеет ясное двойниковое строение. Двупреломление очень слабое; показатели преломления— $N_g' = 1,495$, $N_p' = 1,489$.

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	+H ₂ O	-H ₂ O	Сумма
48,70	18,80	2,00	10,00	1,05	17,30	2,10	99,95

Кристаллохимическая формула:



Судя по химическому составу и рассчитанной на 12 атомов кислорода кристаллохимической формуле изученный шабазит относится к существенно кальциевой разновидности. Присутствие заметных количеств Fe₂O₃ и MgO является для шабазитов характерным и обязано, по мне-

пию некоторых исследователей, обменной форме их нахождения. Недостаток катионов Ca^{+2} в приведенной нами формуле компенсируется, по-видимому, магнием и железом.

Рентгенограмма шабазита (табл. 12) снята на Fe аноде с выдержкой 10 часов.

Таблица 12

№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$	№№ линий	l	$\frac{d\alpha}{n}$	$\frac{d\beta}{n}$
1	5	5,60	5,07	5	4	3,54	3,21
2	3	5,9	4,63	6	6	(3,215)	2,914
3	4	4,31	3,91	7	10 _ш	2,904	2,632
4	8	3,95	3,58	8	7	1,799	1,631

В заключение, авторы считают приятным долгом выразить глубокую благодарность за тщательно выполненные химические анализы цеолитов аналитику А. А. Петросян, И. Х. Петросову за любезно выполненные термические анализы, а также Б. М. Меликсетяну за советы и помощь при выполнении исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Винчелл А. Н., Винчелл Г. — Оптическая минералогия ИЛ, Москва, 1953.
- Гвахария Г. Б. — Цеолиты Грузии. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1952.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. — Породообразующие минералы, Изд. ?, т. 4, 1966 г.
- Елисеев Э. Н., Кавич И. В., Мирончук М. Г. — Рентгенометрическое исследование некоторых алюмосиликатных и сульфидных минералов Норильского месторождения. Рентгенография минерального сырья. Сб. 2. Гостгеолтехиздат, 1962.
- Иванова В. П. — Термограммы минералов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 90, вып. 1, 1961 г.
- Костов Иван, Филизова Людмила — Цеолите в България: ломонтит. Годишник на Софийския университет, биол.-геол.-геогр. факультет, т. 11, кн. 2, Геология 1857/1958 (1959).
- Костов Иван — Цеолите в България: анацим, хабазит, хармотом. Годишник на Софийския университет, биол.-геол.-геогр. факультет, т. 55, кн. 2, Геология София, 1962.
- Михнев В. И. — Рентгенометрический определитель минералов. Изд. ?, М., 1957.
- Мнацакян А. Х. — Некоторые черты верхнемелового вулканизма Северной Армении. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XIV, № 3, 1961.
- Мнацакян А. Х. — Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореферат кандидатской диссертации, Ереван, 1964.
- Мнацакян А. Х. — О цеолитизации верхнемеловых вулканических пород севера Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, том XVIII, № 5, 1965.
- Нырко А. А., Кобилев А. Г. — Термоаналитическое изучение цеолитов. Тр. 6-го совещания по эксперимент. и техн. минерал. и петрографии, 1961. Изд. АН СССР, 1962.
- Сатиан М. А. — Литология и палеогеография меловых отложений междуречья р

- Инджа-су, среднего течения р. Агстев и р. Гаран-су (Северная Армения). Автореферат кандидатский диссерт., Ереван, 1960.
- Ферсман А. Е. — Цеолиты России и их минералогия. ч. IV, 1922. Избранные труды, т. 1, 1952.
- Чуев Димитр Люб. — Томсонит-нов минерал за България. Софийски державен ун-т, 1960.
- Шашкина В. П. — Цеолиты из базальтов Вольни. Минералогический сборник. № 12, Изд. Львовского ун-та, 1958.
- Шкабара М. Н. — Минералогия крымских и некоторых других месторождений цеолитов, Автореферат докторской диссертации, Харьков, 1951.
- Штрунц Х. — Минералогические таблицы. ИЛ. Госоптехиздат, 1963.
- Peng C. J. Thermal analysis of the potrolite group. Amer. Mineral. vol. 40 № 9 and 10, 1955.

ТЕЛЛУРИДЫ В РУДАХ АГАРАКСКОГО, ДАСТАКЕРТСКОГО И
ДЖИНДАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Минеральный состав руд медно-молибденовых месторождений Армянской ССР (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Анкаван и др.) изучается долгие годы многими исследователями. Однако, только в последнее десятилетие, благодаря применению более совершенных рудных микроскопов и новейших методик диагностики минералов, удалось обнаружить в рудах указанных месторождений целый ряд очень ценных и интересных минералов редких и благородных элементов (теллура, висмута, серебра, золота и др.).

Впервые мельчайшие выделения минералов теллура (алтаит, самородный теллур, гессит и др.) были установлены в рудах Каджарана (А. С. Фарамазян, 1958). В дальнейшем, через несколько лет, многочисленные теллуриды (теллуровисмутит, тетрадимит, алтаит, гессит, иетцит, сильванит и др.) мелкими и крупными выделениями были обнаружены в рудах Анкавана (А. И. Карапетян, 1961). В последние годы автору удалось установить минералы теллура (теллуровисмутит, тетрадимит, гессит, алтаит), также в рудах Агарака, Дастакерта и Джиндары. Таким образом, к настоящему времени в рудах почти всех главнейших медно-молибденовых месторождений Армении выявлены минералы теллура, которые по всей вероятности, кроме микроскопических выделений образуют также дисперсно-тонкие вкрапленности в полях рудообразующих сульфидов и сульфосолей (Г. О. Пиджян, 1967).

Главные рудообразующие сульфиды Агарака, Дастакерта и Джиндары характеризуются повышенными, а иногда и высокими содержаниями теллура (табл. 1), что объясняется во первых наличием в их полях микроскопических выделений минералов теллура и во вторых изоморфным вхождением теллура в кристаллическую решетку сульфидов, где по-видимому он замещает серу совместно с селеном. Обычно высокие содержания теллура в сульфидах, главным образом связаны с наличием минералов теллура.

Из табл. 1 видно, что наиболее высокими содержаниями теллура характеризуются пириты Дастакерта и халькопириты Джиндары. Микроскопическими исследованиями, именно в полях указанных сульфидов, нами более часто и в сравнительно крупных выделениях были встречены минералы теллура.

Средние содержания теллура в главнейших рудообразующих сульфидах

№№ п/п	Минералы	Среднее содержание теллура в %		
		Агарак	Дастакерт	Джиндара
1.	Молибденит	0,0037(7)	0,0035(7)	0,0076(4)
2.	Халькопирит	0,0032(6)	0,0037(10)	0,0121(6)
3.	Пирит	0,0016(3)	0,0194(6)	0,0015(3)

Примечание: в скобках указано количество химических анализов.

В медно-молибденовых месторождениях Армении теллуриды выделяются главным образом в поздних стадиях минерализации гидротермального этапа рудообразования. На отдельных месторождениях (Дастакерт, Джиндара и др.) выделение минералов теллура начинается в кварц-халькопирит-молибденитовой, кварц-халькопиритовой, кварц-пиритовой стадиях минерализации, но как правило обогащаются теллуrom руды поздних стадий минерализации — полиметаллической (Каджаран, Анкаван и др.) и в особенности медно-мышьяковой (Анкаван), где и обнаружено наибольшее количество и наиболее крупные выделения теллуридов.

Ниже приводится краткое описание теллуридов*) установленных в рудах Агарака, Дастакерта и Джиндара.

Теллуровисмутит (Bi_2Te_3) — установлен в рудах Агарака и Дастакерта. Он обнаруживается в прожилках кварц-халькопирит-молибденитовой, кварц-пиритовой, кварц-халькопиритовой и кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой стадий минерализации.

В рудах Агарацкого месторождения теллуровисмутит обнаружен в полях халькопирита, малахита и лимонита в виде мельчайших удлиненных пластинок и выделений с размерами 0,005—0,02, редко до 0,1 мм. В рудах Дастакерта установлен в полях халькопирита, редко пирита и галенита в виде мельчайших выделений в ассоциации с висмутином, виттихенитом, эмплектитом и тетрадимитом.

В отраженном свете теллуровисмутит из Дастакерта и Агарака имеет кремово-белый цвет со слабым розоватым оттенком. Отражательная способность для желтых лучей колеблется в пределах: 53—55% (Агарак) и 52—56% (Дастакерт). Минерал заметно анизотропный и слабо двуотражает в кремово-белых тонах. Рельеф отчетливо ниже халькопирита и галенита. Микротвердость теллуровисмутита из Агарака составляет 60—65 кг/мм². Микрхимические и микроспектральные анализы на выделениях теллуровисмутита из Дастакерта и Агарака показали наличие висмута и теллура.

* Измерение отражательной способности и микротвердости теллуридов проведено в ИМГРЭ и ИГЕМ. Микроспектральные анализы произведены в ИМГРЭ.

Тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) — обнаружен в рудах кварц-халькопиритовой (Агарак) и кварц-пиритовой (Дастакерт) стадий минерализации. На Агаракском месторождении тетрадимит установлен в полях халькопирита, борнита, малахита, лимонита в виде отдельных мельчайших пластинчатых и удлиненных выделений, а на Дастакерте в полях пирита в ассоциации с халькопиритом, висмутином, теллуrowисмутитом и алтантом.

В отраженном свете тетрадимит из Агарака и Дастакерта характеризуется белым цветом с желтовато-кремовым оттенком. Отражательная способность высокая и для желтых лучей составляет 51—53% (Агарак). Минерал отчетливо анизотропной со слабым цветным эффектом в серых и фиолетово-коричневатых тонах. Двухотражение четко заметно только в иммерсии. Рельеф ниже халькопирита, микротвердость тетрадимита из Дастакерта составляет 32—36 кг/мм². Микроспектральным анализом на зернах тетрадимита получены сильные линии висмута и теллура (Агарак, Дастакерт).

Гессит (Ag_2Te) — установлен в рудах Дастакерта и Джиндары. Он выделяется в кварц-халькопирит-молибденитовой (Дастакерт), кварц-халькопиритовой (Джиндара) и кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой (Дастакерт, Джиндара) стадиях минерализации. В рудах Дастакерта гессит встречается в полях халькопирита, галенита и пирита в виде мельчайших неправильных выделений, а в рудах Джиндары — в полях халькопирита, борнита и галенита в последнем случае в ассоциации с самородным серебром и тетраэдритом.

В отраженном свете цвет минерала светлосерый с коричневатым оттенком. Отражательная способность для желтых лучей колеблется в пределах 38—41% (заметьно выше тетраэдрита и несколько ниже галенита). При скрещенных николях отчетливо анизотропен с цветными эффектами коричнево-сиреневого и зеленовато-синего тонов. Двухотражение четко заметно в иммерсии. Рельеф ниже халькопирита и галенита. Микротвердость гессита из Дастакерта составляет 30—35 кг/мм². Микроспектральным анализом обнаружены сильные линии серебра и теллура (Дастакерт).

Алтант (PbTe) — относится к числу очень редко встречающихся минералов. Он установлен в рудах кварц-халькопиритовой (Джиндара) и кварц-пиритовой (Дастакерт) стадий минерализации. На Джиндаринском месторождении алтант обнаружен в полях халькопирита и борнита в виде мельчайших изометрических (треугольники) и неправильных форм выделений, иногда в ассоциации с гесситом. В рудах Дастакерта встречен в полях пирита.

В отраженном свете алтант из Джиндары имеет белый цвет с нежно-зеленоватым оттенком. Отражательная способность в желтых лучах составляет 60—62%. Рельеф ниже халькопирита и борнита. Микрорхимические и микроспектральные анализы дали положительные результаты на теллур.

Таким образом, проведенные исследования показали следующее:

1. Наличие минералов теллура во всех главнейших медно-молибденовых месторождениях Армении. Причем, в рудах Дастакерта, Агарака и Джиндары теллуриды развиты в меньшей степени чем в Анкаване и Каджаране.

2. Выделение теллуридов происходило в ранних (кварц-халькопирит-молибденитовой, кварц-халькопиритовой), средних (кварц-пиритовой) и поздних (кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой) стадиях минерализации. В Агараке и Джиндаре теллуриды большей частью приурочены к кварц-халькопиритовым прожилкам а в Дастакерте—кварц-пиритовым и полиметаллическим. Эти данные свидетельствуют о проявлении теллуридов в весьма различных парагенетических ассоциациях минералов и о значительном температурном диапазоне их образования.

3. В Агараке, Дастакерте и Джиндаре теллуриды выделяются в следующей последовательности: тетрадимит — теллуровисмутит — гессит-алтаит.

4. Главнейшие рудообразующие сульфиды Агарака, Дастакерта и Джиндары характеризуются повышенными содержаниями теллура (с развитием собственных минералов теллура), что повышает ценность руд и открывает перспективы извлечения из них редких металлов (теллура, висмута, селена и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Карапетян А. И. — Теллуриды в рудах Анкаванского месторождения. Изв. АН Арм. ССР (серия геологическая) № 6, 1961.
- Пиджян Г. О. — Закономерности распределения селена и теллура в рудах медно-молибденовых месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле № 5—6, 1967.
- Фарамазян А. С. — К минералогии полиметаллических руд Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, серия геологическая № 6, 1958.

К. Г. ШИРИНЯН

О КРИСТАЛЛИЗАЦИИ АПАТИТА В ЛАВАХ СЮНИКСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО НАГОРЬЯ

Первые и пожалуй единственные сведения об апатите, в лавах Сюникского нагорья, мы находим в одной из работ Т. Ш. Татевосяна (1956), который занимаясь петрографическим изучением андозито-базальтов Ереблурского плато указал на наличие этого минерала в составе порфириновых вкрапленников лав. По его данным апатит в андезит-базальтовых лавах представлен короткопризматическими зернами размерами не более 2 мм, в виде бесцветных или слегка окрашенных зерен, плеохроирующими в слабо-синих тонах и с совершенной спайностью по удлинению. О составе апатита Т. Ш. Татевосян выражается двусмысленно. Он пишет, что «Изучив этот своеобразный апатит мы склонны были отнести его к свабиту. Однако химический анализ образца не показывает следов As. По видимому это скорее всего своеобразная разновидность хлорапатита».

Занимаясь изучением вещественного состава лав не только Ереблурского плато но и всего Сюникского нагорья в целом, нам невольно пришлось обратить внимание на необычное, для некоторых вулканитов этой области, высокое содержание апатита и сделать новую попытку, с применением химических и других методов исследований, для определения состава этого минерала.

Кроме того нас заинтересовала также петрологическая сущность вопроса т. е. природа порфириновых вкрапленников апатита в лавах и условия их кристаллизации.

Остановимся сначала на характеристике самого минерала.

Апатит в шлифах встречается в виде идиоморфных бипирамидальных призм в продольных разрезах и шестиугольников в поперечных. Окраска зерен розовато-серая с отчетливым плеохроизмом. Некоторые кристаллы обнаруживают слабую двуосность. Характерным является тонкая совершенная спайность по удлинению. Средние размеры зерен составляют $0,4 \times 0,3$ мм, а наиболее крупные достигают $0,8 \times 0,6$ мм. Светопреломление равно: $1,633 \pm 0,001$ по Nm и $1,636 \pm 0,001$ по Np.

Показатели двупреломления по данным четырех измерений таковы: шлиф 92—0,0033, шлифы 97 и 120—0,0018 и шлиф 159—0,0022.

Для выяснения состава апатит исследовался химическим путем.

Для этой цели под бинокляром, из протолок, была отобрана двухграммовая навеска чистого минерала.

Результат анализа оказался следующим: Mn 0—0,06, TR —1,75, CaO —55,95, P_2O_5 —39,67, F —1,60, Cl —0,27, Na_2O —0,43, K_2O —0,08. Сумма 100,96. (Анализ выполнен в ИГН АН Арм. ССР, аналитик В. Бабанян) .

Полуколичественный спектральный анализ выполненный в спектральной лаборатории ИГН АН Арм. ССР, выявил следующий дополнительный состав элементов: Al —0,01, Mg —0,3, Ca —10, Fe —0,3, Mn —0,3, Ti —0,01—0,03, Cu —0,003—0,01, Pb —0,01, Y —0,03, La —0,3, Sr —0,3—1, Na —0,3, Li —0,0006—0,001, Yb —0,01, Ce —1—3, $F(CaF)$ —0,3.

Приведенные характеристики свидетельствуют о некоторой своеобразности свойств апатита и указывают на отсутствие полной его идентичности с каким-либо известным эталонным типом. Скорее всего мы имеем дело не с чистым конечным членом минерала этой группы а с близким к фторапатиту твердым раствором в сложном изоморфном замещении различных ионов.

Некоторые дополнительные сведения о составе апатита дают нижеприведенные данные, полученные при его исследовании методом дисперсии двупреломления, любезно выполненным Е. А. Кузнецовым на представленном нами шлифе роговообманкового андезито-базальта: P_2O_5 —41,08, SiO_2 —0,63, F —3,45, Cl —0,00, SO_3 —0,00, H_2O —0,77, CaO —50,06, Al_2O_3 —0,00, Fe_2O_3 —0,00, MnO —0,00, MgO —0,00, Na_2O —0,70, K_2O —0,59, TR_2O_3 —2,41, UO_2 —0,63(?), ThO_2 —0,14.

Имея ввиду приведенный состав можно допустить возможные взаимные замещения фтора, стронция, гидроксильной группы, замещение кальция редкими землями и преимущественно церием.

Довольно интересным оказался состав группы элементов TR выявленный тем же методом: La_2O_3 —0,52, Ce_2O_3 —0,80, Sm_2O_3 —0,1, Nd_2O_3 —0,56, Gd_2O_3 —0,13, Er_2O_3 —0,03, Tb_2O_3 —0,00, Yb —0,00(4), Y_2O_3 —0,08, Dy_2O_3 —0,01, Pr_2O_3 —0,15.

Следует отметить, что порфиновые вкрапления апатита характерны не только для андезито-базальтовых лав но и для андезитов. Кроме того область распространения лав с апатитом, не ограничивается пределами Ераблурского плато и включает все Сюникское нагорье, однако апатит обнаруживается лишь в тех лавах где одним из главных породообразующих минералов является базальтическая роговая обманка. Среднее содержание апатита в роговообманковых андезито-базальтах и андезитах составляет 1 %, а по отношению к общему объему всех порфиновых выделений минералов около 3,2 %.

Изучение условий распространенности апатита в лавах Армении указывает на то, что связь их с роговообманковыми лавами закономерна, и объясняется общими причинами кристаллизации двух минералов.

Изучение апатитосодержащих роговообманковых лав Сюникского нагорья показало, что апатит в них кристаллизовался при содержании P_2O_5 в расплаве равной в среднем 0,91-весовых процента в роговообманковых андезито-базальтах и 0,54% в роговообманковых андезитах, что в пересчете на нормативный апатит составляет соответственно 1,22 и 0,73 процента.

Приведенные данные указывают на то, что цифры соответствующие модальному и нормативному апатиту в указанных типах лав очень близки или иначе говоря из магматического расплава выделялся в виде кристаллов максимально возможное количество апатита.

В то же самое время другие типы лав Сюникского нагорья представленные оливином и пироксеном, даже при более высоком значении приведенных выше характеристик, как правило апатита не содержат.

Так например в оливно-пироксеновых базальтах области содержание нормативного апатита равняется 2,40%; это самое высокое значение не только для лав данной области но и всех новейших лав Армении вообще. В пироксеновых андезито-базальтах и андезитах апатита. в пересчете на нормативное количество, содержится в среднем 1.50%.

В соответствии с приведенными цифрами, казалось указывающими на более благоприятные условия кристаллизации апатита, последний как это не странно в оливиновых и пироксеновых типах лав как мы уже указали не констатируется.

Прежде чем обобщить наши мысли считаем нужным обратить внимание на обстоятельство отсутствия апатитосодержащих лав в других районах развития молодых лав Армении, а вместе с этими и на ограниченное распространение роговообманковых лав вообще. Кроме Сюникского нагорья последние известны в соседнем Айоцзорском районе и очень ограничено в двух-трех небольших участках других районов Республики. Однако апатит в них не является таким характерным спутником, как в вулканитах Сюника. Так например по неопубликованным данным К. И. Карапетяна в основной массе роговообманковых лав Айоцзора лишь редко присутствуют игольчатые кристаллики апатита длиной в 1,8 мм. В одном образце из Гидевазского вулкана им встречено зерно длиной в 1,8 мм, причем тоже с розоватым оттенком и тонкой штриховкой ориентированной по удлинению кристалла. В отдельных образцах пород вулканов Кармир-глуха, Гетика, Смбакасара им же констатируются игольчатые вроски апатита в роговой обманке.

Следует отметить, что не только апатита но и роговой обманки в лавах Айоцзора содержится во много раз меньше чем в лавах Сюника.

К сожалению в анализах пород Айоцзора нет определений P_2O_5 . Лишь в двух анализах приводимых К. Н. Паффенгольцем (1931) имеются данные указывающие на низкое содержание фосфора в лавах этого района; в одном случае—в роговообманковом андезито-базальте

вулкана Горшакар он равен 0,48% а в другом—в роговообманковом андезите р-на с. Шатен 0,35%.

Вообще нельзя не заметить, что по сравнению с Сюником, однотипные лавы всех остальных районов Республики, заметно бедны P_2O_5 . Так например в базальтах Лорийского плато P_2O_5 в пересчете на нормативный апатит составляет с средним 1,45% (против 2,40% в Сюнике), в базальтах бассейна р. Раздан 0,42%, в базальтах области горы Арагац 0,60%, а андезито-базальтах той же области 0,29%, в андезиго-базальтах и андезитах Гегамского нагорья 0,45% и 0,29% соответственно.

Приведенные и другие данные которыми мы располагаем свидетельствует также о постепенном снижении P_2O_5 при переходе от основных лав к кислым. Наиболее низкие содержания P_2O_5 мы наблюдаем в крайних кислых сериях лав. Так например, в пределах той же Сюникской области и в других районах липаритовые лавы, за отдельными исключениями содержат P_2O_5 от 0,01% до 0,09%.

Суммируя вышезложенное легко заметить, что вулканиты Сюникского нагорья, по сравнению с однотипными породами других районов Армении, отличаются довольно высоким содержанием P_2O_5 , что однако еще недостаточно для выделения апатита из расплава. Связь апатита с роговообманковыми типами лав указывает нам на не менее важное условие необходимое для его кристаллизации.

Известно, что кристаллизация роговой обманки имеет место лишь в условиях обогащенности магматического расплава летучими компонентами главными из которых являются ОН, О, F. Вместе с указанными компонентами имеет газовый перенос Na, K, Cl, S и др: большинство из перечисленных компонентов и в первую очередь ОН и F, в одинаковой мере могут входить как в кристаллическую решетку роговой обманки, так и апатита.

По имеющимся данным (Дир, Хауи, Зусман, 1966) в общей формуле минералов группы $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$ возможны не только взаимные замещения фтора, хлора и гидроксила но и иона кальция марганцем и стронцием, группы PO_4 , группой SO_4 .

Таким образом обогащение магматического расплава водою и другими летучими веществами создало благоприятные условия для кристаллизации как апатита так и роговой обманки и обусловило их совместное нахождение в лавах.

В литературе имеются сведения о кристаллизации апатита в лавах Этны (Klagks J. 1965—1966) согласно чему в трахиандезитах этого вулкана апатит кристаллизуется при обогащении верхних частей магматической камеры летучими, в течение длительного времени магматической стадии, причем формирование апатита объясняется уменьшением его растворимости при сокращении растворенной в магме H_2O за счет кристаллизации роговой обманки.

Нам представляется, что последнему обстоятельству нельзя при-

дать большое значение т. к. оливиновые и пироксеновые лавы Сюника, как было указано, будучи довольно богатыми P_2O_5 апатита не содержит, хотя по сравнению с роговообманковыми типами лав они довольно бедны водою. Кроме того мы часто наблюдаем включения апатита в роговой обманке, что свидетельствует о его более ранней кристаллизации.

В каких глубинах происходило обогащение магмы водою и летучими компонентами?

Ответ на этот вопрос дают некоторые косвенные данные. Как роговая обманка так и апатит присутствуют в породе в виде вкрапленников. В основной массе мы не встречаем не только апатита но и роговой обманки. Можно даже указать на обратное явления т. е. на широко наблюдаемую диссоциацию интрателлурических вкрапленников роговой обманки, которая судя по глубоким изменениям минерала и новообразованиям по ним начиналось в определенных глубинах и продолжалось в постэруптивную стадию кристаллизации лавы.

Указанные данные говорят о том, что кристаллизация роговой обманки и апатита следовательно и обогащение магмы водою и другими летучими компонентами имело место на сравнительно больших глубинах и вероятнее всего в верхних частях магматической камеры.

Такой вывод хорошо согласуется с экспериментальными данными (Хитаров 1963) согласно которым основная магма в противоположность кислой, при отсутствии насыщения водой преимущественно усваивает ее в нижних горизонтах, и что она при постепенном продвижении в верхние структурные этажи стремиться сбросить преобладающую часть воды.

Сравнения химических свойств роговообманковых и пироксеновых типов лав и также особенностей общих для них минералов позволяет нам рассматривать их как производные единого магматического расплава и как его гетероморфные продукты.

Учитывая способность основных расплавов сбросить преобладающую часть воды в верхних частях разреза можно полагать, что формирование роговообманковых лав было связано с очагами расположенными более глубоко чем очаги с которыми связаны пироксеновые лавы.

Какова же наиболее вероятная глубина поступления воды в расплав основного состава, следовательно и глубина залегания очагов роговообманковых лав?

Ссылаясь на экспериментальные данные (Хитаров 1963) можно полагать, что она порядка 10—12 км. ниже которой, в связи с вхождением в зону пластичности, водонапорные системы практически исчезают, а выше скорее всего имеет место постепенный сброс воды в окружающую среду.

В связи с этим в близповерхностных уровнях имеет место постепенное обезвоживание расплава, что сопровождается диссоциацией ранее образованных кристаллов роговой обманки.

ЛИТЕРАТУРА

- Дир У. А., Хау Р. А., Зусман Дж. — Породообразующие минералы. Изд. «Мир», М., 1966.
- Паффенгольц К. Н. — Стратиграфия изверженных лав Восточной Армении «Зап. Рос. Мин. об-ва» ч. 60, вып. 2, 1931.
- Татевосян Т. Ш. — К петрографии андезито-базальтов Ераблурского плато. Изв. Ак. наук Арм. ССР, серия естеств. науки, том 9, № 8, 1956.
- Хитаров Н. И. — Магма и ее взаимоотношение с водой. В Тр. Инстит. геологич. наук. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1963.
- Klarksdean la cristallisation de l'apatite dans les lawaes de l'Etna «Ann. Soc. geol. Belg.» 1965—1966 89, № 5—10.

А. А. АДАМЯН

К ГЕОХИМИИ ПЛАГИОКЛАЗОВ ИЗ БАЗАЛЬТОВЫХ ЛАВ ЛОРИЙСКОГО ПЛАТО

Для генетически родственных магматических образований очень характерно тождество рассеянных и особенно аксессуарных элементов и их взаимоотношений с петрогенными элементами главных породообразующих минералов; с этой целью нами изучены плагиоклазы Лорийского плато.

Автором, в верхнеплиоценовой вулканогенной фации Лорийского плато, устанавливается трехкратное излияние базальтовых лав; с первыми из них было связано образование оливиновых базальтов; в результате второго и третьего излияний образовались покровы долеритов, именуемые нами—нижний и верхний покровы и нижние и верхние долериты соответственно.

Из нижних долеритов были проанализированы 5 образцов (№ № 38, 40, 42, 44, 54) плагиоклаза и 3 образца (№ № 27, 33 и 51) из верхних долеритов.

Результаты анализов и пересчеты на структурные формулы приведены в таблице 1, по которой ясно видно, что все проанализированные плагиоклазы представлены лабрадором, подтверждаемые также данными оптических констант (табл. 1а).

В целях выявления геохимической природы плагиоклазов основных эффузивов, в 23 плагиоклазах из протолочек пород Лорийского плато (одна проба из оливинового базальта, 14—проб из нижних долеритов и 8 проб—из верхних долеритов) определены редкие и рассеянные элементы, приближенным количественным спектральным методом с ориентировочной чувствительностью для Mg, Na, Mn, V, Cr, Mo, Ga, Li—0,0003%, для Cu и Be—0,0001%, Zn и Sr—0,003%, для Co, V, Zr и Ti—0,001 и Ba—0,01.

Результаты спектральных анализов плагиоклазов сведены в (табл. 2). Замечено, что почти во всех пробах плагиоклазов, за исключением двух-трех, обнаружены из малых петрогенных элементов: Li, Be, Sr, Ba, из элементов группы железа за исключением V—который встречается лишь в 7 пробах, остальные Ti, Mn, Cr, Ni и Co встречаются во всех образцах; из металлогенных элементов медь встречается повсюду; не во всех пробах обнаружены Pb и Zn; из группы редких элементов в исследуе-

Таблица 1

Состав плагиоклазов из долеритов Лорийского плато

№№ пп	№ ебр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	Структурные формулы плагиоклазов
1.	38	49,02	—	28,66	0,84	—	12,78	0,68	0,01	4,50	0,75	Na _{0,41} K _{0,04} Ca _{0,63} Mg _{0,04} [Al _{1,6} Fe _{0,03} ³⁺ Si _{2,3} O ₈]
2.	40	52,05	—	28,79	1,26	—	10,50	0,90	—	5,00	0,87	Na _{0,44} K _{0,05} Ca _{0,5} Mg _{0,06} [Al _{1,5} Fe _{0,05} ³⁺ Si _{2,4} O ₈]
3.	42	43,00	—	23,86	0,84	—	17,00	1,17	0,01	3,25	0,81	Na _{0,3} K _{0,05} Ca _{0,9} Mg _{0,03} [Al _{1,5} Fe _{0,02} ³⁺ Si _{2,26} O ₈]
4.	44	50,20	0,20	25,56	1,3	1,5	14,48	1,27	—	4,30	0,65	Na _{0,39} K _{0,03} Ca _{0,73} Mg _{0,09} [Al _{1,41} Fe _{0,08} ²⁺ Fe _{0,04} ³⁺ Si _{2,37} O ₈]
5.	54	43,20	—	26,26	0,84	—	18,30	0,57	0,01	4,50	0,75	Na _{0,44} K _{0,05} Ca _{1,0} Mg _{0,04} [Al _{1,5} Fe _{0,03} ³⁺ Si _{1,7} O ₈]
6.	27	55,97	0,11	25,33	1,2	1,07	9,4	3,91	—	4,0	1,25	Na _{0,35} K _{0,06} Ca _{0,44} Mg _{0,25} [Al _{1,3} Fe _{0,04} ³⁺ Fe ²⁺ Si _{2,46} O ₈]
7.	33	50,35	—	30,16	0,84	—	12,33	1,97	—	4,50	0,79	Na _{0,22} K _{0,05} Ca _{0,66} Mg _{0,06} [Al _{1,68} Fe _{0,02} ³⁺ Si _{2,3} O ₈]
8.	51	50,32	—	28,81	0,84	—	13,00	0,72	0,01	4,50	0,75	Na _{0,40} K _{0,04} Ca _{0,65} Mg _{0,05} [Al _{1,5} Fe _{0,08} ³⁺ Si _{2,34} O ₈]

Оптические свойства плагиоклазов лав Лорийского плато

№№ обр. и прот	Порода	Координаты двойниковой оси			Двойниковая ось.	Координаты плоскостности			Плоскостность спайности	Показатель преломления с точ. $\pm 0,001$		2 γ (по одной оси)	% — An по кривой для высокотемпературного плагиоклаза (Заварицкий и др. 1958)
		BN _g	BN _m	BN _p		Ng	Nm	Np		Ng	Np		
46,—	Оливиновый баз.	63,0	64,5	39,0	[001]	37,0	59,0	72,0	(010)	1,564	1,558		53—57
44/542	Нижний долер.	33,5	61,0	75,0	$\pm(010)$	—	—	—	—	1,565	1,563		52—53
45/—	" " "	—	—	—	—	—	—	—	—	1,565	1,558		55
39/—	" " "	—	—	—	—	—	—	—	—	1,563	1,558		55
50/—	" " "	—	—	—	[001]	—	—	—	—	1,565	1,561	+80	55
—/494	" " "	61,0	75,5	33,0	—	—	—	—	—	—	—	+80	57
—/46	" " "	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+80	52—53
—/493	" " "	—	—	—	—	54,0	46,6	66,0	(001)	—	—	—	51—52
44 542	Палагонитизированный нижн. дол.	33,5	61,0	75,0	$\pm(010)$	53,0	46,0	68,0	(001)	1,565	1,563	+76	52—55
—/640	" " "	60,0	67,0	39,0	[001]	—	—	—	—	—	—	—	54—55
41/571	" " "	60,0	69,5	37,5	$\pm(010)$	—	—	—	—	1,564	1,556	—	56—57
42/572	" " "	64,0	59,5	42,5	[001]	—	—	—	—	1,567	1,564	+79	51—55
33/647	Верхний дол.	72,0	35,5	61,0	$\pm[001]$	—	—	—	—	1,565	1,558	—	55—58
37	— " —	—	—	—	(010)	—	—	—	—	1,563	1,558	—	55
52/516	— " —	75,0	39,0	55,0	$\pm[001]$	—	—	—	—	1,565	1,558	—	55—56
47/—	— " —	—	—	—	(010)	—	—	—	—	1,565	1,563	—	55
57/—	— " —	—	—	—	—	—	—	—	—	1,565	1,557	—	55
—/559	— " —	72,5	34,0	62,0	$\pm[001]$	—	—	—	—	—	—	—	59—60
—/565	— " —	—	—	—	(010)	—	—	—	—	—	—	—	57—58
54/—	— " —	74,0	35,0	61,0	$\pm[001]$	—	—	—	—	1,563	1,558	—	55
55/—	— " —	—	—	—	(010)	—	—	—	—	1,563	1,558	—	55
35/—	— " —	—	—	—	(010)	—	—	—	—	1,565	1,560	—	55

Примечание: В числителе показывается № протоочки.
В знаменателе—№ образца по работам 1958 г.

мых пробах встречены Zr и Ga. Встречены также редкие земли La и Y за исключением двух образцов.

Стронций. Сравнивая состав и содержание элементов-примесей в плагиоклазах основных пород всех трех покровов следует отметить, что присутствие Sr довольно постоянно и составляет 0,0—0,3%. редко опускаясь до 0,03%. Наблюдаемое постоянное и выдержанное присутствие Sr в плагиоклазах, наводит на мысль, что Sr в основном маскируется в кальций содержащих минералах, в данном случае в анортитовой молекуле, хотя по данным (Таусон, 1961) Sr не характерен для плагиоклазов. Нокколдс и Митчелл (1952) считают, что Sr имеет меньший ионный радиус, но более высокий электростатический заряд, чем ион калия (K) и, что Sr должен иметь **тенденцию концентрирования** в кальцийсодержащих минералах, которые могут удерживать Sr. На нашем примере эта точка зрения не подтверждается; в нашем распоряжении 8 химических анализов плагиоклазов, в которых содержание K_2O колеблется от 1,25 до 0,65% (табл. 1); казалось бы что в образце 27, в котором содержание K_2O завышенное и равно 1,25% должно было бы быть больше и Sr⁺², но замечено, что содержания Sr во всех случаях остаются постоянными и не зависят от содержания калия; в нашем случае получается, что стронций не связан с калием и что вероятно концентратом стронция является плагиоклаз: ион Ca⁺², входящий в решетку лабрадора, (согласно второго правила Гольдшмидта 1952) может быть легко замещен ионом того же знака, и близким по размерам, но обладающим более высоким электростатическим зарядом; в нашем случае таковым является ион стронция.

Барий, относительно стронция, содержится почти в 10—13 раз меньше и в некоторых случаях в равном количестве с ним; в большинстве же случаев содержание Ba в плагиоклазах, из нижних и верхних долеритов равное и в среднем колеблется от 0,025 до 0,026% (табл. 2). По данным (Нокколдс, Митчелл, 1952), в силу близости величин ионных радиусов Ba и K—1,33 и 1,43 Å соответственно, Ba может дать концентрацию по отношению K. Нашими исследованиями данное предположение подтверждается; в плагиоклазе из верхнего долерита— в обр. 27, по данным химического анализа, содержание K немного завышено (1,25%); в этой пробе завышено также содержание Ba и равняется 0,03% тогда как в других пробах при содержании K—0,65% и чуть больше—соответственно и понижается содержание Ba—0,01%. Вхождение элементов Ba и K в решетку плагиоклаза по предположениям тех же исследователей, происходит без значительного изменения последней т. к. кальций и натрий заполняют «отверстия» в полевошпатовой структуре и имеют скорее неправильную координацию.

Литий. Во всех анализированных плагиоклазах, за исключением образцов 31 и 39, был выявлен элемент Li в выдержанном количестве от 0,0006 до 0,001%, в одном случае—в обр. 45 количество его возрастает до 0,003%. По данным (Нокколдс, Митчелл, 1952), обнаружение ли-

Таблица 3

Среднее содержание микроэлементов в глаукоклазах
(по данным полуколичес в ного сп ктрального анализа)
(в %)

Поро- да	элемент																
	Be	Sr	Ba	Mn	Ti	V	Cr	Co	Ni	Ga	Cu	Mo	Pb	Zn	Zr	Y	Li
ниж- ний доле- рит	0,00012	0,16	0,025	0,027	0,02	0,002	0,0017	0,0015	0,0006	0,003	0,0014	—	0,006	0,003	0,003	0,0025	0,0014
верх- ний доле- рит	0,00001	0,16	0,016	0,037	0,02	0,002	0,0015	0,0010	0,0007	0,003	0,0013	0,0005	0,004	0,004	0,008	0,0014	0,0014

тия в плагиоклазах каледонских интрузивных пород—объясняется его связью со вторичной слюдой и считают, что Li не является первичной составной частью плагиоклаза. По нашим исследованиям в 20 проанализированных пробах, совершенно свежих зерен плагиоклаза без каких-либо следов серицитизации, был выявлен Li, причем надо отметить, что наблюдается прямая зависимость между количеством Na и Li и это не случайное явление—на эту связь лития и натрия в природных процессах впервые обратил внимание еще А. Е. Ферсман, (Таусон, 1961), при балансировании лития по мономинеральным фракциям гранитоидов Сусамырского батолита, он показал, что среди светлых минералов пород наиболее высоким содержанием Li отличаются плагиоклазы.

Бериллий. Относительно Li содержится в подчиненном количестве. Бериллий установлен, в преобладающем большинстве случаев, в пробах плагиоклазов как из долеритов нижнего, так и верхнего покрова и из оливинового базальта в выдержанном количестве. Присутствие бериллия в плагиоклазах можно считать вполне понятным, т. к., являясь литофильным элементом, Be изоморфно входит в структуры силикатных порообразующих минералов, в нашем случае в плагиоклазы в количестве 0,0001%, в редких случаях повышаясь до 0,0003% (пр. 45 а).

Цирконий и галлий. Из редких элементов, в плагиоклазах всех изученных основных эффузивных пород, постоянно присутствуют в равных количествах Zr и Ga. Цирконий в количестве 0,001—0,003, реже достигая до 0,01% (пр. 52,30 а) верхнего долерита и (41, 42, 44) — нижнего долерита; галлия чуть больше, обычно содержание его в 60% анализированных проб, 0,003%, а в остальных от 0,003 до 0,01, причем приведенные данные (табл. 4) показывают, что отношение галлия (умнож. на 1000) к алюминию остается практически постоянным; во всех исследованных образцах содержание алюминия меняется незначительно, изменение количества галлия при этом тоже оказывается незначительным. Очевидно, также, что минералом—носителем этого редкого элемента—Ga в базальтоидах, также как и в гранитоидах, является плагиоклаз, что объясняется возможностью замещения галлием алюминия, находящегося в четверной координации решетки плагиоклаза. Тесная геохимическая связь галлия и алюминия определяется близостью их химических и кристаллохимических свойств, что обусловлено близостью их ионных радиусов $Al^{3+} - 0,75\text{Å}$, $Ga^{3+} - 0,62\text{Å}$, сходным строением атомов и одинаковой валентностью как уже выявлен Таусоном (1961). Присутствие циркония в довольно выдержанных количествах во всех исследованных плагиоклазах из лав трех покровов, наводит на мысль, что он входит в минерал в виде изоморфной примеси. Изоморфное вхождение циркония в порообразующие минералы, согласно литературным данным, еще не доказано (Таусон, 1961) и в ряде случаев обнаружение циркония в минералах гранитоидов приписывает-

Содержание элементов-примесей в плагиоклазах Лорийского плато

Таблица 2

№№	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Pb	Zn	Ga	Y	La	Sr	Ba	Na	K	Li	P	Be
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
О л и в н о в ы й б а з а л ь т																									
46	>10	3-10	~0,1	≥3	~0,3	~0,01	0,0003-0,001	0,0001	>0,1	~0,003	≥0,0003	~0,0	0,001-0,003	≥0,003	—	~0,003	~0,001	—	≥0,1	~0,03	1-3	0,3-1	≥0,001	0,03	~0,0001
Н и ж н и й д о л е р и т																									
28a	>10	3-10	>0,3	3-10	0,3-1	~0,01	0,003	0,0001-0,003	0,1-0,3	~0,003	~0,03	~0,003	≥0,003	0,001-0,003	≥0,01	0,003-0,01	0,001-0,003	≥0,01	0,1-0,3	0,03	3-10	~0,3	0,0006-0,001	~0,03	~0,0001
28	~10	3-10	0,3-1	≥10	0,3	~0,1	0,0003-0,001	—	0,1-0,3	~0,001?	0,001-0,003	≥0,003	≥0,001	—	—	0,001-0,003	0,001-0,003	~0,03	≥0,1	≥0,01	≥3	~0,3	~0,0006	~0,0001	
31	3-10	~3	~1	≥10	0,1-0,3	≥0,1	—	—	0,1-0,3	—	0,0003	≥0,001	~0,0003	—	—	≥0,001	~0,001	0,03-0,1	0,03-0,1	0,003-0,01	0,3-1	~0,03	×	—	
39	~10	3-10	~3	≥10	~1	≥0,03	0,0003-0,001	—	0,1-0,3	—	0,003	0,001-0,003	≥0,001	—	—	0,001-0,003	—	~0,01	0,1	≥0,01	0,3-1	0,003-0,1	×	~0,0001	
40	~10	3-10	0,1-0,3	3-10	0,3-1	0,003-0,01	~00003	—	0,1-0,3	—	~0,003	~0,003	0,001-0,003	~0,003	—	0,003-0,01	0,003-0,01	≤0,1	≥0,1	≥0,03	3-10	~1	0,0006-0,001	~0,03	
44	~10	3-10	0,1-0,3	~3	0,3-1	0,003-0,01	~00003	≥0001	0,1-0,3	~0,003	~0,003	0,003-0,01	~0,003	~0,003	—	0,003-0,01	0,003	~0,01	≥0,1	≥0,03	3-10	~1	0,0006-0,001	~0,03	
45a	~10	~10	≥0,3	3-10	~1	0,003-0,01	—	—	0,1-0,3	~0,001	~0,003	0,003-0,01	~0,003	~0,003	—	0,003-0,01	0,003	~0,01	≥0,1	≥0,01	1-3	≥0,3	~0,0006	~0,03	
50	~10	~10	~0,1	3-10	~1	~0,01	~00003	0001	0,1-0,3	~0,001	~0,003	0,003-0,01	~0,003	~0,003	—	0,003-0,01	0,003-0,01	×	~0,3	≥0,03	3-10	~1	~0,003	~0,1	
51	~10	~10	0,1-0,3	3-10	0,3	0,003-0,01	≥00003	0001	0,1-0,3	0,001	0,003-0,01	≥0,003	0,001-0,003	~0,003	0,01-0,03	0,001-0,003	≥0,03	≥0,03	0,3	0,01	1-3	≥0,3	~0,0006	≥0,01	
54a	~10	~10	~0,3	~10	~1	0,003-0,01	~00003	~0001	~0,3	~0,001	0,003-0,01	≥0,003	0,001	—	—	0,003-0,01	≥0,03	≥0,03	0,3	0,01	1-3	0,3	0,0001	—	
56	~10	~10	≥0,1	3-10	0,3-1	0,003-0,01	~00003	≥0,001	0,1-0,3	—	≥0,0003	≥0,003	0,001-0,003	~0,003	—	0,003-0,01	—	×	≥0,1	≥0,03	3-10	≥0,3	~0,0006	0,03	
44a	~10	0,1-0,3	3-10	~1	0,003-0,01	0,0003	0,001	0,1-0,3	0,1-0,3	0,0003	00003-0,001	≥0,003	≥0,003	~0,001	—	0,003-0,01	—	×	0,1-0,3	≥0,03	3-10	~0,3	0,0006	0,03	
42	~10	3-10	0,3	~10	0,3-1	~0,03	0,001	0,001?	—	—	≥0,003	≥0,003	≥0,003	0,003	—	0,001-0,01	≥0,001	—	≥0,1	~0,03	3-10	~0,3	0,0003	0,03	
41	~10	3-10	0,3-1	3-10	≥1	0,01-0,03	~0,001	—	0,1-0,3	—	~0001	0,003-0,01	0,001-0,003	~0,003	~0003	≥0,001	~0001	~0,01	0,1-0,3	0,03-0,1	~1	0,1-0,3	~0,0006	0,03	
42a	~10	~10	0,3-1	3-10	~3	0,01-0,03	~0,003	0,001-0,003	0,1-0,3	?	~0,0003	0,003-0,01	0,003	0003	0,01-0,03	0,003	0,001-0,003	~0,03	≥0,1	0,01-0,1	≥1	~1	~0,0003	0,1	
В е р х н и й д о л е р и т																									
32	~10	~10	~0,3	3-10	~1	0,003-0,01	0,0003	≥0001	0,1-0,3	0,003	0,003	0,001-0,003	~0003	0,003-0,01	—	0,001-0,01	0,001	—	≥0,1	0,01-0,03	3-1	0,3	0,0006	0,03	
33	~10	~10	~0,3	3-10	0,3-1	0,003-0,01	~0,001	≥0001	0,1-0,3	—	0,001-0,003	0,001-0,003	~0003	0,003-0,01	0,003z	0,003-0,01	0,001	~0,01	≥0,2	≥0,03	3-1	0,3	?	0,03	
34	~10	~10	~0,3	3-10	~1	~0,01	~0,0003	≥0001	0,1-0,3	—	0,001-0,003	~0,003	≥0001	≥0,003	—	0,003-0,01	≥0,001	0,01	≥0,03	≥0,03	3-1	0,3-1	0,003	0,1	
36	3-10	~1	0,3-1	~10	≥1	≥0,1	—	—	~0,1	—	~0,0003	~0,003	0,0003-0,001	—	—	0,003-0,01	~0001	~0,01	~0,03	≥0,03	3-1	0,3-1	0,003	0,0001	
36a	~10	3-10	0,3	3-10	≥1	~0,03	~0003	≥0001	0,1-0,3	~0,01	~0,003	~0,003	0,0003-0,001	—	—	~0001	~0,01	~0,01	~0,03	≥0,01	0,3	~0,3	0,0006	×	
52	~10	~10	0,3-1	~10	≥1	0,01-0,03	≥00003	≥0001	~0,03	~0,01	~0,003	0,001-0,003	~0,001	0,003	—	~0003	~0,01	~0,01	≥0,1	~0,03	3-	~0,3	0,001-0,003	—	
30	03-1	01-03	~0,3	~10	0,1-0,3	~0,3	—	—	0003	≥0001	~0,003	0,003-0,01	≥0,003	0,001-0,003	~0003	0,001-0,01	~0,003	×	~0,3	≥0,03	3-	~0,3	0,0006-0,001	0,03	
30a	0,3-1	~0,1	~1	3-10	0,3	≥0,3	~0001	—	≤0,03	—	—	0,0001-0,0003	—	—	—	—	—	0,03	~0,01	×	~0,03	—	—	—	
48	10	3-10	~0003	1-3	0,3-1	0,003-0,01	~00003	~0001	0,1-0,3	—	~0,0003	~0003	0,0003-0,001	—	—	—	—	~0,01	0,3	×	0,00-0,01	—	—	—	
27	10	~10	0,1-0,3	3-10	—	0,003-0,01	~00003	~0001	0,1-0,3	—	~0,0003	~0003	0,0003-0,001	~0001	≥0003	—	—	—	0,3	×	—	—	×	—	
						0,003-0,01	~00003	~0001	0,1-0,3	—	~0,0003	~0003	0,003	0,003-0,01	—	0,003-0,01	~0,001	≥0,01	≥0,3	≥0,03	3-1	0,3-1	0,0006-0,001	0,1	0,0001

ся включениям циркона, видимых под микроскопом. В нашем случае, при максимальном увеличении (объектов 60) включения циркона в плагиоклазах не обнаружены, так что причина отсутствия циркония в плагиоклазах (в среднем 0,002 %), пока что остается не объяснимой.

Таблица 4

Отношение Ga/Al в плагиоклазах эффузивных пород Лорийского плато

№ пр.	Порода и покров	Ga/Al*) . 1000
40	Нижний долерит	0,35
44a	" — " — "	0,24
51	" — " — "	0,20
54	" — " — "	0,23
27	Верхний долерит	0,39
33	" — " — "	0,36

*) Содержание Al взято из данных хим. анализов, содержание Ga по данным спектральных анализов.

Как было сказано выше, из элементов группы железа, во всех пробах почти равномерно встречены Ti, Mn, Cr, Ni, Co, V; последний элемент встречен только в 7 пробах. По данным (Нокколдс, Митчелл, 1952) присутствие V и Cr можно объяснить возможностью изоморфной примеси с Al в связи с близостью ионных радиусов $V=0,61-0,65$

Å, $Cr=0,65$ Å и $Al=0,57$ Å. Что касается остальных элементов, то, вероятно, их присутствие можно объяснить включениями зернышек рудных минералов, наблюдаемые в зернах плагиоклаза. Замечено, что количество Co в плагиоклазах из нижних долеритов чуть больше, чем в плагиоклазах верхних долеритов.

Из металлогенных элементов интересно присутствие меди, поведение которой более или менее равномерно. Количество меди в плагиоклазах из нижних и верхних долеритов 0,001—0,003%. Поведение цинка по отношению к свинцу более неравномерное. Цинк встречен лишь в трех пробах, из проанализированных 13 проб, нижних долеритов и в 3 образцах из 6—верхних долеритов, а в плагиоклазе оливиновых базальтов его совершенно нет. Замечен значительный разброс в содержании Zn в плагиоклазах исследуемых пород (0,003 до 0,01%), в одном случае даже до 0,03, что, вероятно, можно объяснить неравномерным включением зернышек самородного цинка, который встречается повсеместно в протолочках исследуемых пород.

Частота встречаемости свинца в плагиоклазах, при отсутствии в них включения сульфидных минералов, с которыми частично мог быть связан Pb, объясняется тем, что этот элемент по своим кристаллохимическим особенностям может быть связан с K, который в малом количестве, но во всех случаях, был обнаружен в плагиоклазах (табл. 1).

В отношении содержания редких земель замечено, что La и Y

присутствуют во всех изученных плагиоклазах, в количествах, доступных определению.

Таблица 5

Среднее содержание иттрия и лантана в плагиоклазах из основных эффузивов Лорийского плато
(в частях на миллион)

Порода	Содержание Y в плагиоклазе в γ/Γ	Содержание La в плагиоклазе в γ/Γ
1. Оливиновый базальт	10	—
2. Нижний долерит	10—100	100—300
3. Верхний долерит	10—100	100

Как видно из приведенных данных (табл. 5), содержание La в плагиоклазах превышает над Y, и максимальное его содержание наблюдается в наиболее ранних образованиях. La и Y в плагиоклазах, вероятно, изоморфно замещают Ca.

Для выяснения геохимической природы плагиоклазов изверженных пород, в таблице № 6, приводятся данные распределения редких и рассеянных элементов в плагиоклазах эффузивных пород Лорийского плато и аналогичные данные для интрузивных пород других областей. Ввиду скудности литературных данных, мы ограничиваемся материалами Нокколдс и Митчелл (1952) и Т. А. Аревшатыан по дайковым породам Мегринского плутона Арм. ССР.

При рассмотрении табл. 6 с ясной очевидностью выступает то положение, что Ga содержится почти в одинаковых количествах в плагиоклазах пород в количестве 2—4 десятков γ/Γ .

Хром—не является характерным элементом для плагиоклаза; встречается он в малых количествах и то не во всех пробах.

Ванадий встречен в выдержанном количестве от нескольких до 11 γ/Γ в плагиоклазах рассматриваемых пород, несколько особняком стоят диориты Мегринского плутона, в которых он встречен приблизительно в количествах раз 5—6 больших. По меди данные не однозначны.

По содержанию Li заметны также небольшие отклонения: обычно он содержится в небольших количествах от 1 до 7 γ/Γ .

Как кобальт, так и никель не являются характерными элементами для плагиоклазов. В содержании циркония заметно 5-кратное обогащение в плагиоклазах эффузивного комплекса Лорийского плато. Несколько особняком стоят плагиоклазы Лорийского плато по содержанию Mn, которым они обогащены им 3—4 кратном размере. По содержанию Sr заметна некоторая закономерность, (пока что она определена ориентировочно)—положение содержания Sr по мере уменьшения кислотности плагиоклаза. В содержании свинца плагиоклазы

Таблица 6

Распределение рассеянных элементов в γ/γ в плагиоклазах эффузивных пород Лорийского плато и в различных породах других областей

Расс. элементов	Долериты комплекса эффузивных пород Лорийского плато	Пироксеново-слюдаый диорит комплекса Гарабал-Хили Грейнфайн (Нокколдс. Митчелл 1952)	Средне-зернистый гранодиорит Гарабал-Хили Гленфайн	Порфиroidный гранодиорит там же	Гранодиорит Сусамырского батолита (Таусон, 1961)	Дайковые породы Мегринского плутона Армянской ССР		
						Монцонит	Диорит	Гранодиорит
Ga	17	14	19	18	25	21	43,7	10,5
Cr	9	—	—	3	—	0,47	6,8	—
V	11	9	7	5	—	1,2	57,5	—
Cu	9	—	нет дан.	нет дан.	—	7,8	63	—
Li	7	1	1	—	—	1,2	5,8	3,5
Ni	3	—	—	—	—	3,9	—	—
Co	5	7	—	—	—	—	5,8	—
Zr	30	7	—	—	—	2,3	5,8	—
Mn	148	38	23	—	—	22,7	43,7	—
Y	11	—	—	—	—	—	5,7	—
Sr	880	1410	1410	1380	нет данных	391	575	1050
Pb	27	5	5	5	—	23	26,6	—
Ba	146	94	564	460	—	297	575	—

*) Цифры получены в результате минерального балансирования долеритов Лорийского плато.

Армении несколько обогащены по сравнению с плагиоклазами других областей.

З а к л ю ч е н и е.

1. Плагиоклазы основных лав Лорийского плато, по своему составу, сравнительно однообразны, и в основном принадлежат к ряду лабрадора.

2. В исследованных плагиоклазах установлены: из малых петрогенных элементов Li, Be, Sr и Ba; из группы элементов железа Ti, Mn, Cr, Ni, Co; из металлогенных—Cu; не во всех пробах встречены Pb и Zn. Из редких элементов встречены Zr и Ga, и из редких земель обнаружены La и Y.

3. На нашем материале доказывается, что в лабрадорах концентратом Sr является кальций.

4. Наблюдается тесная геохимическая связь Li и Na, Al и Ga.

5. В содержании цинка замечается значительный разброс, объясняемый неравномерным распределением включений зернышек самородного цинка в кристаллах плагиоклаза.

6. Плагиоклазы Лорийского плато по сравнению с плагиоклазами других областей обогащены Zr в 5 кратном, Mn в 3-кратном размерах, несколько свинцом, и обеднены ванадием по сравнению с плагиоклазами Мегринского плутона.

7. Ni и Y встречены в плагиоклазах из основных эффузивных пород Лорийского плато и из монцитов и диоритов Мегринского плутона.

Следует подчеркнуть предварительный характер полученных выводов и необходимость их проверки и уточнений на более широком фактическом материале.

Химические и спектральные анализы произведены в лабораториях ИГН АН Арм. ССР аналитиками А. А. Петросян и Г. М. Мкртчяном, за что приношу им благодарность.

Считаю своим долгом выразить глубокое признание профессорам Е. А. Кузнецову, Л. А. Варданяцу и В. В. Ляховичу за ценные замечания при обсуждении рукописи.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Гольдшмидт В. М. Геохимические принципы распределения редких элементов. В сб.: «Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах», М., ИЛ, 1952.
- Заварицкий А. Н. Новые диаграммы для определения состава высокотемпературных плагиоклазов. В кн.: «Записки ВМО», вторая серия. Изд. АН СССР, М., 1958.
- Залешкова Н. Е. Закономерности распространения бериллия, лития и рубидия в гра-

нитах восточного Забайкалья. Доклад на XXI сессии Международного Геологического конгресса, 1960.

Нокколдс С. Р., Митчел Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. В сб. Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., И ИЛ. 1952.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во Академии Наук СССР, М., 1961.

ВЕЗУВИАН ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ПЕГМАТИТОВ ПАМБАКА

В период полевых работ 1961—1962 гг. на Тежсарском эффузивно-интрузивном щелочном комплексе, представленном щелочными трахиандезитами, трахитами и эпилейцитовыми фонолитами, а также щелочными, нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами, среди нефелин-полевошпатовых альбитизированных пегматитов эндоконтактной гибризированной зоны на восточном склоне г. Тежсар установлены несколько необычные по своим свойствам везувианы. Следует отметить, что везувиан в щелочных нефелин-сиенитовых пегматитах в ассоциации с нефелином, ферригастингситом, меланитом является большой редкостью и насколько нам известно из литературы описан Inoue T., Miyashiro A. (1951) в нефелиновых сиенитах Кореи, а в СССР Э. А. Багдасаровым и А. А. Кухаренко в ультраосновных щелочных породах Африканды (1959). Поэтому полная минералогическая характеристика натрового везувиана, образующего исключительно редкие для этого минерала радикально-лучистые агрегаты представляют определенный интерес. Интересны также своеобразные метамиктные редкоземельные везувианы черного цвета.

В процессе изучения пегматитовых образований щелочного комплекса обнаружены две разновидности везувианов.

1. Радиально-лучистый натровый везувиан желтовато-зеленоватого и желтовато-серого цвета, который образует довольно крупные до 2—3 см в поперечнике шпировидные выделения в полях альбита в виде тонкошестовых агрегатов. Здесь он ассоциирует с альбитом, калишпатом, нефелином, ферригастингситом, меланитом, сфеном, флюоритом, бритолином, эпидотом и др. Внешне он очень напоминает клиноцоизит. В шлифах везувиан имеет серовато-желтую окраску и удлиненные игольчатые, часто прерывистые кристаллы, замещающие альбит. Размеры удлиненных выделений колеблются от 0,04 до 0,1 мм; изредка наблюдаются тонкие волосовидные выделения в сплошной массе альбита. Блеск шелковистый. Хрупок. Показатели преломления: $N_g=1,726$; $N_p=1,721 \pm 0,003$. Двупреломление низкое—0,003—0,005; цвета интерференции аномальные.

2. Черный темно-серо-буроватый редкоземельный везувиан образует мелкие до 0,12 мм игольчатые кристаллы с хорошо выраженными

гранями тетрагональной призмы. В ассоциации с ним кроме минералов, указанных выше, встречаются пироклор, лопарит, алюмобритолит, циртолит, монацит, и содалит. Показатели преломления несколько выше первой разновидности, однако двупреломление очень низкое 0,001—0,002. Местами минерал изотропен вследствие метамиктного распада. В осколках эта разновидность по цвету и блеску очень напоминает ортит, который нередко ассоциирует с ним.

В иммерсионных препаратах везувиан просвечивает зеленовато-бурым цветом. Измеренные показатели преломления: $N_g=1,730$. $N_r=1,728 \pm 0,003$.

Рентгенограммы изученных везувианов (табл. 1), выполненные Э. Х. Хуршудян, хорошо совпадают с эталонной дебаграммой по В. И. Михееву (1) для желтовато-серой разновидности ($x=10$) и с дебаграммой редкоземельного везувиана, взятого за эталон из Енисейского края по Ю. Л. Орлову и Н. Н. Мартьянову [2] для черного везувиана (табл. 1). Некоторые различия первой разновидности связаны с высоким содержанием натрия в составе везувиана, а второй с высоким содержанием редких земель (по химическому анализу $\Sigma Tr_2O^3=3,6\%$), а также ввиду непрокаленности частично метамиктизированной образца. Черные разновидности везувиана характеризуются высоким содержанием радиоактивных элементов в составе: $Th=0,3\%$, $U=0,03\%$.

Таблица 1

Рентгенометрическая характеристика везувианов*)

№ п/п	Желтый радиально-лучистый везувиан ($x=10$)		Черный редкоземельный везувиан ($\tau=30$)		Редкоземельный везувиан, Енисейский край	
	l	d	l	d	l	d
1	2	3,30	4	3,32	5	3,31
2	1—2	3,20	—	—	5	—
3	3	2,916	—	—	—	2,95
4	2	2,853	—	—	—	—
5	10	2,726	10	2,75	10	2,75
6	9	2,578	9	2,59	9	2,60
4	6	2,445	8	2,45	8	2,46
8	2	2,111	6	2,116	3	2,13
9	2	1,957	4	1,994	2,5	1,769
10	3	1,755	2	1,759	—	—
11	3	1,713	—	—	—	—
12	2—3	1,672	—	—	1,5	1,680
13	3	1,655	—	—	—	—
14	8	1,616	10	1,615	8	1,626
15	2	1,566	—	—	3	1,557
16	3	1,553	—	—	—	—
17	2—3	1,534	—	—	—	—
18	3	1,516	—	—	—	—
19	3	1,490	—	—	2	1,499
20	3	1,345	—	—	2,5	1,346
21	2—3	1,297	3	1,295	3	1,296
22	2	1,280	—	—	2,5	1,283
23	2	1,102	5	1,102	4	1,108
24	2	1,074	5	1,072	3	1,080
25	2	1,068	—	—	1	1,042

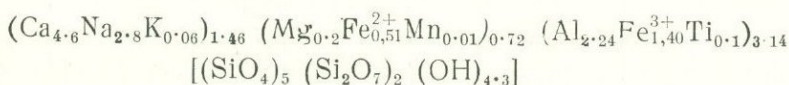
* Рентгенограммы выполнены в лаборатории ИГН АН Арм. ССР
Э. Х. Хуршудян

Химический состав и расчет кристаллохимической формулы приведены в табл. 2. Пересчет химического анализа проведен на 38 атомов кислорода. При сравнении с теоретической формулой, предложенной Уоррен и Моделл (1962) — $\text{Ca}_{10} (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2 (\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_4 [\text{SiO}_4 (\text{Si}_2\text{O}_7 (\text{OH})_4)]$ наблюдается некоторый недостаток в группе кальция, замещением и значительный дефицит двухвалентных катионов. Это, по-видимому, связано с погрешностями химического анализа.

Таблица 2
Химический состав и расчёт кристаллохимической формулы везувияна из неФелинового пегматита (обр. х—10)

Аналитик З. Гаспарян

Окислы	Весовой %	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 38	Атомное количество кислорода	Число атомов катионов
SiO_2	41,30	688	1376	18,20	668	9,0
TiO_2	0,45	6	12	0,16	6	0,1
Al_2O_3	16,15	159	477	6,35	318	2,24
Fe_2O_3	8,10	51	153	2,10	102	1,40
FeO	2,66	38	38	0,51	38	0,51
MnO	0,12	1	1	0,01	1	0,01
CaO	18,32	330	330	4,60	330	4,6
MgO	0,62	15	15	0,20	15	0,2
Na_2O	6,59	106	106	1,40	212	2,8
K_2O	0,22	2	2	0,03	4	0,06
+ H_2O	5,80	322	322	4,35	644	8,7
- H_2O	0,12	—	—	—	—	—
Сумма	100,45	—	2831	38,0	—	—



Однако при пересчете на кристаллохимическую формулу Махачки [2]: для анализируемого образца получается следующая формула.

$\text{X}_{19} \text{Y}_{13} \text{Z}_{18} (\text{O}, \text{OH})_{16}$, где $\text{X}=\text{Ca}, \text{Na}, \text{K}$; $\text{Y}=\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ti}, \text{Mn}$; $\text{Z}=\text{Si}$

Кроме приведенных в химическом анализе элементов, устанавливается спектральным анализом табл. 3, высокое содержание марганца (0,3—1%), ниобия (0,01—0,03%), германия (0,001%), Ga (0,003—0,006%), лития (0,003%), особенно бериллия (0,03—0,01%). Характерно, что в черном образце везувияна по сравнению с желтоватым со

Таблица 3

Состав элементов-примесей в везувиа

Аналитик М. Мартиросян

№ обр.	Содержание в процентах																	
	Mn	V	Zr	Nb	Cu	Pb	Zn	Ge	Ga	Y	La	Li	Be	Yb	Th	Ce	F	U
x-10	0,3	0,1	0,03	0,01	0,02	0,003	0,03	0,001	0,006	0,01	0,1	0,003	0,03	0,01	—	0,1	0,1	—
т-30	1	0,2	0,03	0,03	0,003	0,01	0,03	0,001	0,003	0,3	0,5	0,003	0,01	0,03	0,3	0,3—1	—	0,03

x-10—радиально-лучистый везувиан; т-30—редкоземельный везувиан

держатся более высокие значения редкоземельных и радиоактивных элементов, в частности Ge, La, V, Yb, а также фтора.

Таким образом, как по рентгенометрическим, оптическим, физическим, свойствам, а также по химическому составу исследованные образцы везувианов заметно отличаются: первая разновидность относится к натровым везувианам, а вторая — к редкоземельным. Характерным для везувианов щелочных пегматитов является связь с процессом альбитизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Михеев В. И. Рентгеновский определитель минералов Гос. геолтехиздат, 1957.
Орлов Ю. Л., Мартьянов Н. Н. Редкоземельный, везувиан из Енисейского края. вып. 11, 1961.
Штрунц Н. Минералогические таблицы, 1962.
Inoue T. Miyashiro A. Occurrence of vesuvi anite in nepheline—suenitic rocks of the Fukushinzun clistrict, Korca jurn. Geol. Soc. Japan 57, 51, 1951.

А. Г. КАЗАРЯН, Н. С. КОРЧАГИНА

О ЩЕЛОЧНОМ АМФИБОЛЕ ИЗ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ СТЕПАНАВАНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

При предварительном петрографическом изучении метаморфических сланцев, разятых в Степанаванском районе, был обнаружен минерал синего цвета, с резким плеохроизмом, принятый первоначально за кианит (Акопян и др., 1962). На основании комплексных детальных исследований, проведенных позже, этот минерал диагностирован как щелочной амфибол ряда глаукофан-родусит. Приведенная заметка посвящена обоснованию диагностики первой находки в Армянской ССР названного минерала.

Изученный минерал встречается в ассоциации с эпидотом, мусковитом, карбонатом и гематитом; образует вытянутые черные призмы, с заметной спайностью, обычно размером 0,25—0,1 см, изредка достигающим в длине 0,5 см.

Под бинокляром тонкие обломки кристаллов просвечивают чистым синим цветом.

Пеперечные разрезы дают характерную для амфиболов форму ромба, иногда сложенного дополнительными гранями. По трещинам спайности и отдельности часто наблюдаются вторичные образования гематита и карбоната.

Показатель преломления, замеренный в иммерсии, показал значения $n_g=1,658$ и $n_r=1,642$. В шлифе минерал слагает идиоморфные кристаллы с совершенной спайностью и четкой поперечной отдельностью (фиг. 1).

Поперечные разрезы дают характерную для амфиболов призматическую спайность под углом 56° . Минерал резко плеохроирует: по N_g —темно-индигово-синим, по N_m —фиолетовым и N_r —бледно-желтым цветом. Схема адсорбции $N_g > N_m > N_r$ —нормальная. Удлинение положительное. Интерференционная окраска часто аномальная розовосиреневая и синеватая (Лодочников, 1955).

В коноскопе интерференционная фигура близка к кресту, с небольшим расхождением изогир. Знак минерала отрицательный. Дисперсия оптических осей $\rho > \nu$.

Оптические константы, замеренные на федоровском столике З. О. Чибухяном, следующие:

$$(-) 2V = 10^\circ - 12^\circ (x)$$

$$\begin{array}{l} \text{Ng}62^\circ \\ \diagdown \\ \perp (110) - \text{Nm}81^\circ \\ \diagup \\ \text{Np}30^\circ \\ \text{cNm} = 9^\circ \end{array}$$

Приведенные данные по таблицам В. С. Соболева (1954) отвечают константам кроссита. Плоскость оптических осей перпендикулярна к плоскости симметрии (010), угол угасания измерен для с и Nm (2, 3).

Ввиду недостаточности чистого материала химанализ минерала сделан неполный—только на основные его окислы (без определения FeO) из навески в 0,5 гр. (табл. 1).

Таблица 1

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O(*)	K ₂ O(*)
53,40	8,16	3,93	10,81	1,06	16,86	4,70	0,50

(*) щелочи определены методом пламенной фотометрии в ИГН АН Арм. ССР Аналитик Г. В. Гаспарян.

Данные химанализа показывают, что минерал довольно богат трехвалентным железом.

Спектральный анализ, произведенный в лаборатории ИГН АН Арм. ССР дал следующий состав элементов (табл. 2).

Таблица 2

Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V
~10	3-10	~10	1-3	~10	>0,1	~0,1	~0,01-0,03	0,3-1	0,03

Zr	Y	Zn	Ga	Sr	Na	K	Zl
>0,003	>0,01	>0,03	0,001-0,003	>0,003	1-3	>0,3	~0,02

Be	Sc
~0,0003	0,003-0,01

Состав элементов основы соответствует приведенному химанализу.

Рентгенограмма, приведенная ниже, получена в лаборатории ВИМСа и идентифицируется с эталоном глаукофана.

Условия съемки: трубка БСВ-4; Fe—анод, D=57,3 мм, d=0,5 мм.

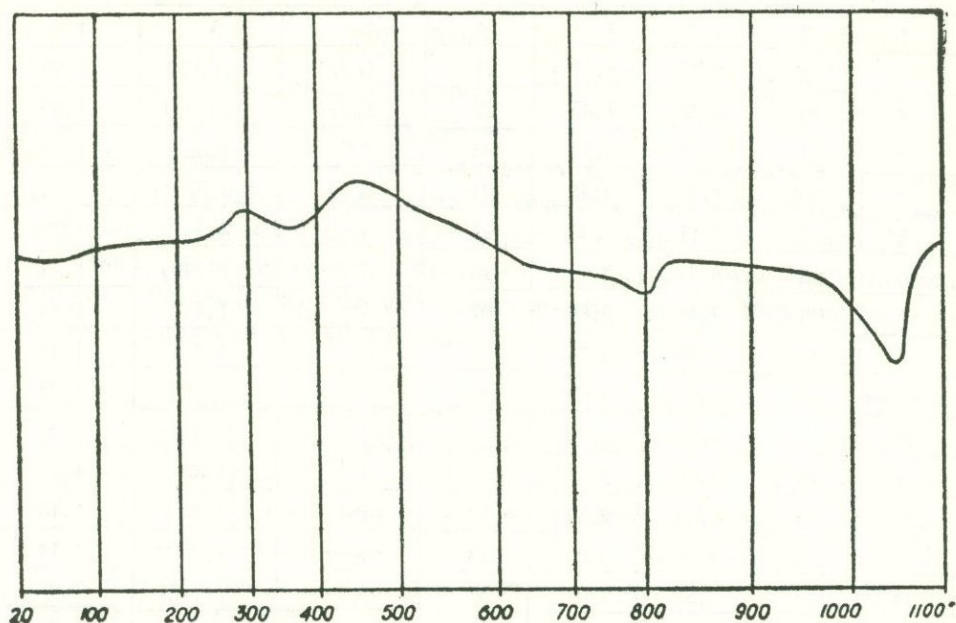
№№	l	da/n	$d\beta/n$	№№	l	da/n	$d\beta/n$
1	2	3	4	1	1	3	4
1	2	8,95	8,11	21	1(2)	(1,67)	1,52
2	10	8,22	7,45	22	1(2)	(1,67)	1,52
3	4	4,78	4,34	23	7(8)	1,62	1,47
4	5(6)	4,39	3,98	24	5	1,57	1,43
5	1	3,81	3,45	25	5	1,54	1,39
6	8	3,35	3,04	26	5	(1,49)	1,35
7	3	3,18	2,88	27	5	1,47	1,33
8	10	3,02	2,74	28	10	1,39	1,26
9	4	(2,91)	2,63	29	5	(1,35)	1,22
10	1	2,71	2,46	30	3	1,33	1,20
11	10	2,66	2,41	31	4	1,30	1,18
12	5	2,54	2,30	32	8(7)	1,27	1,15
13	5(6)	2,50	2,26	33	3	1,25	1,14
14	5	2,26	2,05	34	3	(1,16)	1,06
15	7	2,13	1,93	35	2	1,07	0,97
16	5	2,03	1,84	36	3	1,04	0,94
17	5	1,98	1,79	37	2	1,02	0,93
18	2(3)	(1,83)	1,66	38	2	1,02	0,92
19	2	(1,79)	1,62	39	1	1,01	0,91
20	3	1,76	1,59				

Приведенные выше данные позволяют остановиться на группе щелочных амфиболов. Нормальная схема адсорбции и другие данные (в первую очередь показатель преломления) исключают из этой группы арфведсонит и рибекит. Принадлежность минерала к ряду глаукофан-кроссит-родусит подтверждается также и рентгенографически. Оптические константы минерала в большое содержание Fe_2O_3 в химанализе приближают его к промежуточному члену этого ряда — к кросситу. Приведенная ниже термограмма минерала, полученная в лаборатории НИГМИ (аналитик Р. С. Галстян), дает следующую кривую (фиг. 1).

Так как в доступной литературе по щелочным амфиболам не было обнаружено термического эталона кроссита, то приведенную термограмму можно принять как характеризующую этот минерал.

Кроссит — промежуточный член ряда глаукофан-родусит. Поэтому надо полагать, что в районе развития метаморфических сланцев должны находиться и остальные члены этого ряда — глаукофан и родусит. Это покажет более детальное изучение амфиболов указанного района.

Сланцы, содержащие кроссит целесообразнее назвать общим названием ряда — глаукофановыми.



Фиг. 1 . Термограмма изученного амфибола.

Последние перемежаются с известняками, алевролитами, туфами и туфопесчаниками. Возраст этих сланцев определен В. Т. Акопяном фаунистически как нижнемеловой (Акопян и др. 1962). В районе отмечаются многочисленные мелкие тела серпентинизированных ультраосновных пород. Все эти данные хорошо соответствуют геологическому положению глаукофановых сланцев во многих районах мира: «Глаукофановые сланцы часто пространственно связаны с серпентинитами... они распространяются в виде узких зон, среди неметаморфизованных или диафторированных отложений... типичным является образование их в относительно молодых формациях, преимущественно в мезозое и кайнозое (Судовиков, 1964).

Таким образом, мы имеем дело с типичным районом развития метаморфических глаукофановых сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

- В. Т. Акопян, А. Г. Казарян. Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Степанаванского района Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, 1962 г, № 4
- Б. З. Коленко. Кроссит в зеленокаменных сланцах С. Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1939 г., № 5.
- Н. И. Наковник. Синие амфиболы магнетитовых кварцитов Курской магнитной аномалии (Старо-Оскольский р-он). ЗМО (2), 1934, 63 в № 106.

- Н. Г. Судовиков. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, Ленинград, 1964 г.
- В. Н. Лодочников. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолтехиздат, М., 1955 г.
- В. С. Соболев. Федоровский метод. Госгеолтехиздат, М., 1954 г.

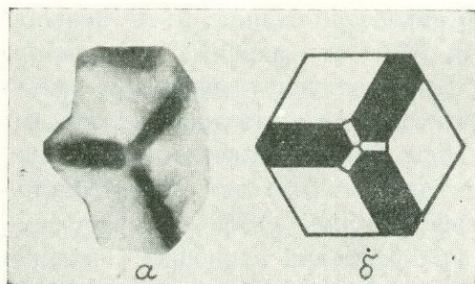
Т. М. АРУТЮНЯН, А. Г. КАЗАРЯН, Г. Е. КОЧИНЯН

ОБ ОКРАСКЕ СЕКТОРАЛЬНОГО КАЛЬЦИТА ИЗ АХТАЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Секториальный рост кристаллов является одним из наиболее малоизученных типов роста. Нами исследованы секториальные кристаллы кальцита из Ахтальского месторождения, которые являются первой находкой в Армении.

Друзы исследованных кристаллов секториального кальцита образовались на гематит-пиритовом субстрате. Присубстратные части представлены исключительно темной разновидностью, а с удалением от него наряду с темным наблюдается постепенное увеличение доли белого кальцита. Кристаллы кальцита по тройной оси имеют длину 3—5 см. Отчетливо выражен геометрический отбор.

В поперечном разрезе хорошо наблюдается секториальное распределение красящего компонента в кристаллах кальцита. (фиг. 1).



Фиг. 1 а) Поперечный разрез кристаллов секториального кальцита, б) принципиальная схема кристалла

Тщательный отбор и изучение большого числа индивидов позволило установить, что кристаллы секториального кальцита состоят из комбинации трех простых форм— 10^{-11} , 10^{-12} , 01^{-12} , 10^{-11} —спайный ромбоэдр. Ромбоэдр с индексами 10^{-12} имеет одинаковую со спайным ориентировку с той разницей, что здесь от оси Z отсекается более короткий отрезок. Оба ромбоэдра представлены белым кальцитом (не прозрачным), а ромбоэдр 01^{-12} представлен темной разновидностью.

Под микроскопом в темном кальците наблюдаются эмульсионные

выделения вещества неправильной формы, просвечивающие местами в буроватых тонах. Встречаются редкие осколки пирита размером до 0,02 мм.

Предполагалось, что причиной окраски может быть наличие органического вещества, которое четко фиксируется термическим методом анализа проявлением эндотермического эффекта в пределах 300—500°C. Однако на термограммах обеих разновидностей (аналитик Галстян Р. С., НИГМИ) наблюдается лишь одинаковый эндотермический эффект при 960°C, характерный для кальцита.

Кальцит подвергнут нагреванию до 500—600°C, что однако, не повлияло на окраску темной разновидности.

Белый и темный кальциты подвергнуты полуколичественному спектральному анализу (аналитик Мартиросян М., ИГН АН Арм. ССР).

Таблица 1

Элементы	К а л ь ц и т		Элементы	К а л ь ц и т	
	Белый	Темный		Белый	Темный
Si	0,03—0,1	0,1—0,3	Pb	≥0,01	0,03—0,01
Al	0,03—0,1	≥0,1	Ag	0,001—0,0	0,003
Mg	~0,3	≥0,3	Bi	~0,03	0,03—0,1
Ca	≥10	≥10	Cd	—	~0,003
Fe	≥0,3	≥0,3	Y	0,003—0,01	~0,01
Mn	0,3—0,1	0,3—1	Na	~0,03	≥0,03
Ti	~0,003	≥0,003	Sr	0,01—0,03	0,01—0,03
Cr	≤0,001	≤0,001	Ba	~0,03	0,01—0,03
Cu	~0,003	≥0,003			

Сопоставление спектрограмм белого и темного кальцита наглядно показывает на их большое сходство.

Темная разновидность кальцита подвергнута разложению разбавленной соляной кислотой (1:5) с целью изучения получаемого при этом нерастворимого остатка. Разложением 10 гр. темного кальцита*) получен нерастворимый остаток, вес которого после удаления влаги составил 0,0034 гр.

Данные спектрального анализа нерастворимого остатка темного кальцита приведены в таблице 2.

* Нерастворимый остаток белого кальцита при этом состоял из кварца и редких зерен пирита размером 0,002—0,004 мм.

Таблица 2

Элементы	Нерастворимый остаток, % %	Элементы	Нерастворимый остаток, % %
Si	> 10	Mg	~0,8
Al	~ 3	Ca	~ 1
Fe	3—10	V	0,03
Mn	0,025	Cr	0,008
Ag	0,001—0,003	Sc	0,003—0,01
Ni	0,01	Pb	~0,03
As	0,05	Mo	0,003—0,01
Zn	0,1	Y	~0,01
Ge	0,001	Na	0,3—1
Ga	0,003—0,005	K	0,3—1
Be	0,0001—0,0003	Li	~0,003
Co	0,001	Sr	0,03—0,05
Ti	0,15	Ba	~0,1

Отмечается резкое преобладание Si (10%) и Fe (3—10%). Наличие Si объясняется присутствием кварца, что устанавливается и при изучении шлифов.

Нерастворимый остаток подвергнут рентгенометрическому исследованию в НИГМИ (г. Ереван) и в соответствующих лабораториях Института геологии и геофизики им. X. М. Абдуллаева (г. Ташкент) и КИМС (г. Тбилиси). Результаты исследования сведены в таблицу 3.

Примечание: Условия съемки: трубка БСВ-4, Fe—анткатод, $D=57,1$ мм, $d=0,5$ мм, $V=40$ кВ, $j=10$ мА, экспозиция 10 часов.

Из 55 линий расшифрованы 37, которые распределены следующим образом: гематит—12, гидрогематит—5, кварц—11, пирит—4, кальцит—5 линий.

В составе нерастворимого остатка темного кальцита преобладают гематит и кварц. Наличие кальцита здесь можно объяснить его нерастворимостью.

Проведенные исследования свидетельствуют о наличии в кальците в качестве пигмента-красителя гематита (а возможно и гидрогематита), которые участвовали в процессе кристаллизации.

Авторы признательны профессору Д. П. Григорьеву за консультации.

№№	Ин-т геологии и геофизики (г. Ташкент)		КИМС (г. Тбилиси)		НИГМИ (г. Ереван)		НИГМИ (г. Ереван)	
	J	d/n	J	d/n	J	d/n	J	d/n
1	9	7,17						
2			2	6,00				
3			1	4,73				
4	3	4,65						
5			2	4,36				
6	10	4,21						
7			3	4,18				
8	2	3,98						
9	3	3,73						
10			4	3,67	4(5)	3,66	2	3,67
11	7	3,59						
12	7	3,41						
13			10	3,33	10	3,34	10	3,32
14	1	3,18						
15	10	3,07						
16			1	2,99	1	3,01	3	2,98
17	3	2,76						
18			8	2,68	4	2,65	7(8)	2,68
19	4	2,59						
20	5	2,50						
21			7	2,41	4	2,41	6	2,40
22	5	2,36						
23	7	2,29						
24			3	2,27	2	2,26	4	2,27
25	1	2,21	5	2,19	3	2,19	4	2,18
26	5	2,10	4	2,11	4	2,10	4	2,10
27	3	2,00	1	1,99	2	1,98	2	1,98
28	6	1,92	6	1,91				
29	5	1,88			5(6)	1,89	5	1,89
30			8	1,81	8	1,80	7	1,81
31	1	1,78						
32	5	1,67			1	1,66		
33			9	1,63	8	1,62	10	1,62
34			1	1,60				
35			5	1,53	7	1,53	4	1,52
36	7	1,49	1	1,49			4	1,49
37	2	1,44	7	1,44	4(5)	1,44	6	1,44
38	2	1,42						
39	1	1,38	9	1,37	9(10)	1,37	8	1,36
40	4	1,34						
41	3	1,30			1	1,29		
42	3	1,24	1	1,25	3	1,25	3	1,24
43	3	1,23	2	1,21	2	1,22		
44			3	1,19	6	1,19	3	1,20
45	1	1,18	8	1,18	8	1,17	6	1,17
46	6	1,15	6	1,15	5	1,15	4	1,15
47	3	1,14						
48	1	1,08	4	1,10	3	1,10	4	1,10
49	1	1,06	5	1,07	7(8)	1,07	4	1,07
50					1(2)	1,06		
51	7	1,04	9	1,04	8	1,04	10	1,04
52	3	1,03	6	1,03	4(5)	1,03	2	1,03
53	6	1,01	2	1,01	4	1,01	2	1,01
54			8	1,00			3	1,00
55			8	0,98			3	0,98

Р. А. МАНДАЛЯН, Л. С. ЧОЛАХЯН

О КАЛЬЦИТИЗАЦИИ ВУЛКАНИТОВ В ВЕРХНЕЮРСКОЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ СЕРИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Изучение особенностей строения и типизация вулканогенно-осадочных формаций показывает, что они характеризуются не только определенным составом осадочных и вулканических членов, но и характером некоторых вторичных преобразований.

Для формаций вулканогенно-известняковой подгруппы, представляющих парагенетическую ассоциацию вулканических и карбонатных пород, очень характерно общее обогащение продуктов вулканизма карбонатным материалом (Хворова, 1963), причем кальцитизация наблюдается и в эффузивах, и в туфах. Классическим примером этого обогащения являются девонские шальштейны (сильно кальцитизированные разности туфов) Герцинской полосы Центральной Европы (Формозова, 1963).

К указанной подгруппе формаций принадлежит верхнеюрская вулканогенно-карбонатная серия северо-восточной части Арм. ССР, имеющая широкое распространение в бассейнах рек Агстев, Ахум, Тавуш, Хндзурот. Она формировалась в условиях ярко выраженного вулканогенно-осадочного типа литогенеза; вулканизм и осадкообразование протекали в неглубоководном бассейне (Мандалян, 1966). Лишь в конечном этапе (титон-нижний неоком) имели место локальные проявления наземного вулканизма.*

Основные типы пород, слагающие формацию, следующие:

1. вулканические, представленные преимущественно основными и средними лавами, их пирокластолитами;
2. карбонатные—известняки, доломиты и их промежуточные разности.

Среди продуктов вулканической деятельности наибольшим распространением пользуются базальтовые и диабазовые миндалекаменные порфиристы, а также плагиоклазовые и пироксен-рогово-обманковые андезитовые порфиристы.

Пирокластический материал представлен агломератами, шлаковы-

* Среди продуктов наземного вулканизма (Артаминская свита) процессы кальцитизации проявлены слабо.

ми, литокластическими, витрокластическими, витро-литокристаллокластическими туфами порфиритов и др.

На облик отмеченных вулканических образований наложили отпечаток аутометаморфические и гидротермальные поствулканические изменения, а также процессы диагенеза. Они выражаются в кальцитизации, хлоритизации, опализации, альбитизации, цеолитизации.

Процесс кальцитизации вулканитов хорошо устанавливается химическими анализами и в шлифах.

По данным анализов, содержание CaCO_3 (пересчитанные величины) в наиболее кальцитизированных лавах составляет от 12% до 22%; несколько меньшие величины отмечаются в туфах.

Морфологические типы проявления процесса кальцитизации сводятся к следующим: 1. Выполнение миндалин в лавах. 2. Отложение в пустотах, трещинах туфов, межшаровых пространствах потоков лав и т. д. 3. Замещение с образованием псевдоморфоз по темноцветным минералам лав и туфов.

1. Миндалины в отдельных потоках составляют около 40% объема потока. Хотя отмечаются скопления хлорита, халцедона, образующих вместе с кальцитом агрегаты зонального строения, основная роль в выполнении принадлежит кальциту. Избыток кальцита, устанавливаемый анализами, иногда в значительной мере обусловлен этим процессом.

2. Кальцитизация проявляется в образовании вторичного цемента в туфах, выполнении пустот между шаровыми отдельностями диабазовых порфиритов и др. Наибольшее распространение этот тип кальцитизации имеет место в шлаковых лавах, в особенности на участках, где последние перемежаются по разрезу с известняками.

В результате интенсивной кальцитизации первоначально пористая, губчатая лава цементируется кальцитом и приобретает плотное, массивное строение. Кальцитизация этого типа связана с изливанием лавы в рыхлые известковые осадки, в результате чего поровое пространство заполняется кальцитом, в дальнейшем раскристаллизованным в крупные кристаллы. Кальцитизация этого типа могла продолжаться в связи с перекрытием шлаковых лав новыми слоями карбонатных осадков.

3. Замещению подвергаются оливин и пироксены вкрапленников и основной массы. Кальцитизации подвергаются преимущественно ромбические пироксены, моноклинные обычно слабо изменены. Процесс протекает настолько интенсивно, что о принадлежности минералов к вышеуказанным можно судить лишь по кристаллографическим очертаниям и реликтам. Кальцитизация этого типа иногда сопровождается слабой хлоритизацией и окремнением, но протекает также независимо от них.

Кальцитизация темноцветных, в данном случае богатых магнием минералов, свидетельствует о выносе магния из лавово-пирокластического материала. Это явление имеет определенное литологическое зна-

чение, поскольку выносимый из вулканитов магний может явиться дополнительным источником при доломитизации известковых осадков.

Приведенные примеры показывают многообразие процессов кальцитизации вулканитов в верхнеюрской вулканогенно-осадочной серии северо-восточной части Армянской ССР.

В одних случаях явление связано с разными стадиями поствулканических процессов, в других—с диагенезом, в третьих—имеет место механический захват седиментационных продуктов. Таким образом, в ряде случаев намечается определенная взаимосвязь рассматриваемого процесса со средой и продуктами осадкообразования. Несомненно, в протекающих поствулканических процессах должен был участвовать также кальций седиментационного источника (карбонатные илы, поровые воды, выжимающиеся из карбонатных осадков в процессе уплотнения и т. д.).

Вышеизложенное показывает, что рассматриваемый процесс кальцитизации верхнеюрской вулканогенно-осадочной серии и по времени проявления тесно сближен с ним. Этот пример показывает сложную взаимосвязь процессов вулканизма и осадкообразования и свидетельствует о влиянии процессов осадкообразования на состав и облик лавово-пирокластического материала.

ЛИТЕРАТУРА

- Хворова И. В. — Задачи и некоторые результаты изучения формации. Труды ГИН, вып. 81, 1963.
- Формозова Л. Н. — Эксгальционно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-дилль и геологическая обстановка их образования. Труды ГИН, вып. 81, 1963.
- Мандалян Р. А. — Структурно генетические типы известняков и некоторые черты осадкообразования в верхнеюрской вулканогенно-карбонатной серии с-в части Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, 1—2, 1966.

А. К. БАБАДЖАНИАН

РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА АРМЯНСКОЙ ССР

При проведении поисковых работ на редкие и рассеянные элементы в пределах Мегринского плутона в 1959—1964 годах автором статьи был установлен ряд редких минералов: берилл, хризоберилл, сподумен, лепидолит, представляющие минералогический интерес и являющиеся единственными бериллиевыми и литиевыми минералами в Армянской ССР.

Район исследования приурочен к восточному контакту Мегринского плутона и сложен вулканогенно-осадочными и метаморфическими породами нижнего и среднего девона, представленными известняками, порфиритами, туфобрекчиями, амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми, кварц-полевошпатовыми роговиками и кварц-содержащими сланцами.

В результате контактово-метасоматического воздействия интрузивных пород Мегринского плутона на вмещающие породы, последние интенсивно скарнированы и ороговикованы, а местами образовали полосы гранатовых скарнов (Бабаджанян, 1955 г.) .

В Мегринском плутоне широким распространением пользуются также жильные породы. В тоже время наиболее благоприятными для образования пегматитовых тел явились ослабленные зоны на контактах интрузива, вулканогенно-осадочной и метаморфической толщ.

В юго-восточной части плутона в районе разв. с. Ернадзор и с. Ньюади, а также в районе разв. с. Тос были выявлены небольшие участки кварцитов, скарнов и слюдисто-полевошпатовых пегматитов, обогащенных редкими минералами, которые приурочены к приконтактной полосе.

Редкометалльные пегматитовые тела имеют северо-восточное простирание с углом падения $80-85^\circ$. Мощность таких тел 0,2—1,5 м. и прослежены они от 20 м. до 80 м.

Минеральный состав указанных редкометалльных пегматитов довольно разнообразен и представлен: бериллом, хризобериллом, сподуменом и лепидолитом; порообразующие минералы-плаггиоклаз (альбит-олигоклаз), калиевый полевой шпат, кварц, мусковит; второстепенные минералы-биотит, роговая обманка, турмалин, корунд, серицит;

аксессуарные—сфен, циркон, апатит, топаз; рудные—магнетит, пирит, халькопирит, касситерит и другие.

Ниже приводим результаты исследования редких и редкометаллических минералов.

Берилл встречается очень редко в слюдисто-полевошпатовых телах и приурочен к маломощным телам в тесной ассоциации с полевым шпатом, мусковитом и биотитом. Берилл розовато-белого цвета, короткостолбчатый, прозрачный, длиной до 0,5 мм. Кристаллы неправильной формы. На гранях берилла наблюдаются вросстки шерла, мусковита и биотита.

Удельный вес 2,72, твердость 8, излом раковистый. В кислотах нерастворим, Сингония гексагональная. Грани призмы покрыты вертикальной штриховкой. Интерференционная окраска берилла серая, серовато-белая. Удлинение отрицательное, погасание прямое. Оптические константы— $N_g=1,581\pm 0,002$; $N_p=1,574\pm 0,002$; $N_g-N_p=0,007$.

Минерал одноосный в изотропном гексагональном сечении.

Рентгенометрическое изучение берилла проведено порошковым методом в камере РКД 16 mA 30 KV при экспозиции 7 часов. Образец дает четкую и богатую отражениями дебаеграмму № 109, рассчитанные по ней значения межплоскостных расстояний совпадают с эталонным бериллом (Михеев, 1957 г.).

Таблица № 1

Порошкограммы берилла пробы—109
(Си-излучение, 2R—57, 32, 2r—0,4мм)*

l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$
4	4,780	7	1,521	6	1,050
4	4,064	5	1,460	1	1,026
10	3,320	6	1,434	4	1,014
5	3,070	6	1,368	1	1,003
10	2,900	2	1,329	5	0,995
6	2,550	1	1,304	3	0,973
3	2,336	8	1,280	3	0,967
2	2,239	8	1,266	5	0,960
4	2,167	8	1,203	4	0,920
1	2,072	1	1,177	6	0,914
6	2,002	5	1,152	3	0,902
4	1,796	3	1,139	7	0,893
8	1,748	5	1,117	3	0,880
4	1,717	3	1,105	1	0,869
7	1,632	3	1,085	5	0,854
3	1,598	2	1,075	5	0,835
4	1,578	2	1,067	10	0,824

*) Рентгенометрические анализы выполнены в Центральной лаборатории Управления геологии Совета Министров Арм. ССР, аналитик В. К. Мкртчян.

Сопоставление химического состава Мегринского берилла и натриевого берилла по А. А. Беусу

Компоненты	Мегринский берилл	Берилл натриевый по А. А. Беусу	Компоненты	Мегринский берилл	Берилл натриевый по А. А. Беусу
SiO ₂	63,24	63,76	MnO	0,03	нет
Fe ₂ O ₃	0,34	0,37	K ₂ O	0,41	0,44
FeO	4,87	—	Na ₂ O	2,73	1,76
TiO	0,06	—	P ₂ O ₅	0,08	—
Al ₂ O ₃	18,28	18,83	H ₂ O	0,38	1,67
CaO	0,57	0,24	BeO	12,21	12,78
MgO	0,15	0,10			

Как видно из таблицы исследованный нами берилл и натриевый белый берилл сходны. Кроме того, содержание окиси берилла в четырех борзодовых пробах, отобранных из пегматитов, колеблется от 0,012—0,044%, в десяти пробах, отобранных из кварцитов, варьирует от 0,010—0,55%. Спектральным анализом обнаружено также присутствие Ga—0,03%, Y, Cu, V,—0,001, Zn—0,3% и Nb—0,1%.

Согласно классификации А. А. Беуса (1956 г.) исследованный нами берилл относится к натриевой белой разновидности щелочного берилла. Высокое содержание Na и светопреломление указывает на его щелочность.

Анализы всего материала показывают, что наиболее высокое содержание щелочей и фосфора в берилле характерны для заключительной стадии пегматитового процесса Мегринского плутона.

Берилл в большинстве случаев связан с слюдястыми пегматитами, а реже со скарнами и ассоциируется с полевым шпатом, мусковитом, биотитом.

Хризоберилл зеленовато-желтого цвета, прозрачный, блеск стеклянный, излом раковистый. Размеры кристаллов от 0,2—0,5 см. Удельный вес 3,7, твердость 8,5, в кислотах нерастворимый.

Сингония ромбическая, 2V—положительный. Показатели преломления определены иммерсионным методом Ng—1,754, Np—1,645, Ng—Np=0,009. Плехроизм: по Np—желтый, по Ng—оранжево-желтый. Наряду с кристаллами призматического габитуса, в одинаковой мере развиты пинакоиды I и II порядков, создающие ложное впечатление гексагонального призматического кристалла. С хризобериллом сростается тонкая белая слюда.

Спектральный полуколичественный анализ хризоберилла показал присутствие следующих элементов: Be и Al—10,0%, Fe—1,0%, Si—0,3—1,0%, Mg—0,03%—1,0%, Sn—0,001—0,002%, Ia—0,003%, Nb—0,001%, Ti—0,03—0,1%, Ca—0,001—0,03% и Cu, V, Ba—0,001%.

* Химанализы производились в Центральной лаборатории СЗГУ г. Ленинграда.

Межплоскостные расстояния, согласно расшифровке дебаграмм 791 и 872, характеризуются наиболее сильными линиями, камера РКД при экспозиции 9 час. 30 мин., что соответствует эталону хризобрилла (Михеев, 1957г.). Ассоциация хризоберилла наблюдается, особенно с корундом и слюдой, установленных среди кварцитов, скарнированных известняков и пегматитов. Хризоберилл был изучен Меликсетяном (1963 г.) только в нефелин-сиенитовых пегматитах Мегринского района.

Сподумен встречается очень редко в слюдистых пегматитах в виде гнездообразных скоплений среди чешуек мусковита. Сподумен имеет форму неправильных табличек размером 2×3 мм, на которых видна параллельная штриховка. Цвет сподумена серовато-белый с зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный. Твердость 6—6,5. В кислотах не растворяется.

Угол оптических осей минерала составляет 66—67°, C : Ng—23—25°. Оптически положительный.

Таблица № 3

Порошкограмма хризоберилла (FeK α 3 излучение, 2 R—57,3 мм, 2r—0,4 мм).

Проба № 791				Проба № 872			
l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$	l	$\frac{d}{n}$
1	4,3096	5	1,3992	4	4,0206	6	1,2862
3	4,0349	8	1,3715	2	3,3296	6	1,2514
3	3,7160	8	1,3597	6	3,2367	1	1,2353
3	3,5996	4	1,3335	2	2,8273	2	1,2072
3	3,3587	2	1,3119	2	2,6269	2	1,1994
5	3,2367	5	1,2981	6	2,5484	2	1,1517
4	3,0032	6	1,2862	2	2,3851	2	1,1384
2	2,9064	7	1,2502	6	2,3040	2	1,1244
4	2,8571	5	1,2370	4	2,2490	6	1,1087
4	2,6269	6	1,2105	10	2,0919	4	1,0991
5	3,5430	4	1,6903	2	2,0310	7	1,0788
2	2,3821	3	1,1771	6	1,7779	5	1,0688
4	2,3315	5	1,1491	2	1,7467	2	1,0557
7	2,2614	3	1,1366	4	1,6585	8	1,0433
5	2,1967	4	1,1227	10	1,6149	4	1,0024
10	2,0884	5	1,1065	1	1,5927	—	—
4	2,0180	5	1,0986	3	1,5505	—	—
5	1,9176	6	1,0769	3	1,5107	—	—
4	1,0684	4	1,0684	3	1,4623	—	—
6	1,7684	7	1,0415	2	1,4031	—	—
7	1,7353	8	1,0296	7	1,3679	—	—
3	1,6545	2	1,0187	6	1,3574	—	—
9	1,6168	1	1,0161	1	1,3346	—	—
3	1,5964	4	1,0032	1	1,2992	—	—
22	8,5588	8	1,9973	—	—	—	—
4	1,5138	4	1,99497	—	—	—	—
4	1,4875	2	1,98197	—	—	—	—

Порошкограммы сподумена (Си—излучение,
2R—57,3 мм, 2r—0,4)

1	$\frac{d}{n}$	1	$\frac{d}{n}$	1	$\frac{d}{n}$	1	$\frac{d}{n}$	1	$\frac{d}{n}$
6	4,447	7	2,450	3	1,74	7	1,464	8	1,214
6	4,21	4	2,35	1	1,688	5	1,40	3	1,168
4	3,48	1	2,22	1	1,648	3	1,361	2	1,123
4	3,21	5	2,12	8	1,608	3	1,344	4	1,079
10	2,921	5	2,05	9	1,568	5	1,329	4	1,041
10	2,795	4	1,92	6	1,526	6	1,313	5	,030
2	2,673	8	1,86	2	1,492	3	1,256	7	1,014
2	2,55	1	1,80						1

Химическим анализом в бороздовой пробе № 110 установлено содержание LiO_2 —1,80%, BeO —0,006%, Ia —0,005% и Rb_2O —0,16%.

Спектральным анализом, кроме элементов, установленных химическим путем, обнаружено присутствие Be —0,03%, Si , Al , Fe , Ca , Na , 1,0%, Sn , Mn , Ti —0,1% и Nb , Mg , Cu , Zn —0,03%.

Рентгенометрическое изучение сподумена проведено порошковым методом в камере РКД, при экспозиции 9 часов под 16 ку. Образец дает четкую отражениями дебаеграмму № 110, рассчитанные по ней значения межплоскостных расстояний соответствуют эталонам (Михеев, 1957 г.).

Лепидолит встречается очень редко в тесном сростании с мусковитом размерами $0,2 \times 0,3$ см.

Под микроскопом лепидолит имеет форму вытянутых листочков, длина пластинок достигает от 0,2—0,4 мм. Замещение лепидолита мусковитом идет параллельно спайности. Прозрачный. Показатель преломления низкий, $N_g=1,556$, $N_p=1,532$, $N_g-N_p=0,024$ среднее $2V$ меняется от 0 до 50° , $r > v$. Оптически двуосный, отрицательный, иногда дает псевдоморфную фигуру. Наблюдается отчетливый плехроизм N_p —бесцветный; N_g и N_m —сиреневый или розовый.

Спектральным анализом в лепидолите установлен Li —10%, Si , Al —10%, Fe , $\text{Mg} > 1,0\%$ и Mn , Ca , Na , Ti , Cu —0,001%.

Мусковит является более распространенным минералом в пегматитах, чем биотит. Пачки крупнопластичатого мусковита обладают бледно-зеленым цветом различных оттенков, в тонких пластинках хорошо просвечивают, бесцветны. Размеры пластинок 1—3 см в поперечнике. Мусковит в агрегате с лепидолитом образует чешуи и таблички до 3 мм в длину. Показатель преломления мусковита низкий, изменчивый. $N_g=1,588-1,600$; $N_p=1,552-1,591$; $2V$ $40-45^\circ$; $r > v$. Двупреломление высокое $N_g-N_p=0,036$, но при наблюдении пластинок по спайности (001) оно низкое с $N_g-N_p=0,0056$. Оптически двуосный, отрицательный, плоскость оптических осей N_g N_p (010); острая бис-

сектриса практически \perp (001), вследствие чего пластинки по спайности дают всегда хорошую интерференционную окраску, которая у данного мусковита несколько аномальная зеленая с более блеклым оттенком по сравнению с обычным мусковитом. Спектральным анализом в мусковите установлены $\text{Li}-0,5\%$ и $\text{Be}-0,3\%$, Si , Al , $\text{Fe}>10\%$, Mg , Ca , $\text{Na}-1,0\%$, Mn , Ti , $\text{Cu}-0,1\%$.

Биотит является распространенным минералом. Оптические свойства от прозрачного до непрозрачного. Показатель преломления низкий. $n_g=1,60-1,66$; $n_p=1,56-1,60$. Двупреломление высокое $n_g-n_p=0,04-0,06$. Оптически двуосный, отрицательный. $2V$ обычно весьма мал и минерал часто дает одноосную интерференционную фигуру. Плеохроизм сильный; n_p —бесцветный, светложелтый, n_m-n_g —темно-бурый, красно-бурый, зеленый.

Спектральным анализом в биотите установлено: $\text{Li}>0,1\%$, Si , Al , $\text{Fe}>10,0\%$, Mg , Ti , Na , $\text{Mn}-0,001\%$.

Корунд желтого цвета, размеры кристаллов до $0,8-1,0$ см. Твердость 9, удельный вес 3,95. Сингония гексагональная. Грани призм покрыты кривой штриховкой. Под микроскопом оптические константы $n_g=1,774$, $n_p=1,765$, $n_g-n_p=0,009$. Интерференционная окраска бледно-синяя. Угасание прямое, оптически отрицателен. Спектральным анализом в корунде обнаружены примеси:

$\text{Be}>0,5$, $\text{Ga}-0,001\%$, $\text{Mn}-0,03\%$ и V , Cu следы. Корунд ассоциирует с хризобериллом, топазом, турмалином, полевым шпатом, которые встречаются среди кварцитов, скарнированных известняков и пегматитов.

Турмалин присутствует в пегматитовых жилах в виде синевато-черной железистой разновидности—шерла, образующего призматические кристаллы размером от $1,5$ до $2,0$ см и радиально-лучистые агрегаты с характерной штриховкой на гранях призмы. Под микроскопом оптические константы таковы: $n_m=1,689$, $n_p=1,652$, $n_m-n_p=0,037$. Плеохроизм по n_m более сильный, чем по n_p . Одноосный, отрицательный, с высоким рельефом.

Спектральным анализом в турмалине обнаружены примеси: $\text{Be}>0,3\%$, $\text{Li}>0,2\%$, $\text{B}>3,0\%$, $\text{Ga}-0,002\%$, V , Nb —следы, Cu , $\text{Zn}-0,01\%$.

Турмалин в пегматитах встречается в виде своеобразных, кварцево-турмалиновых агрегатов, метасоматически развивающихся по калиевому полевому шпату.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Наличие ряда редких минералов в кварцитах, скарнах и пегматитах свидетельствует об образовании указанных минералов в высокотемпературную постмагматическую стадию формирования. Мегринского плутона.

2. В редкометальных пегматитах указанные минералы образуют-

ся в конечном периоде формирования пегматитов и, как правило, замещают основные минералы пегматитов (полевоы шпат, мусковит, биотит, корунд, турмалин).

3. Геолого-минералогические особенности Мегринского плутона свидетельствуют о возможности выявления здесь концентраций редких минералов.

ЛИТЕРАТУРА

- А. К. Бабаджян — О находке гранато-воластонитового скарна в Газмиском интрузивном комплексе. Сб. научн. трудов ЕрПИ, 1955, № 11, вып. 2.
- А. А. Беус — Бериллий (оценка месторождений при поисках и разведках). Госгеолтехиздат, 1956.
- Б. М. Меликсетян — О находке хризоберилла в щелочных пегматитах Мегринского района. Записки Арм. отд. Всесоюзн. мин. общ. АН Арм. ССР, 1963, вып. 2.
- В. И. Михеев — Рентгенометрический определитель минералов. Госгеотехиздат, 1957.

К. М. МУРАДЯН

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ БАЗУМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ АРМЯНСКОЙ ССР)

За последние годы при выявлении характерных особенностей акцессорных минералов и металлоносности магматических комплексов (вулканогенных, субвулканических, интрузивных) широко применяются минералого-геохимические методы исследования. И естественно, что в настоящее время только правильное сочетание геологических и петрографо-минералого-геохимических исследований различных и разновозрастных магматических комплексов дает возможность достаточно полно и обоснованно решать коренные вопросы связи минерализации с магматизмом.

В этом отношении изучение закономерностей распределения акцессорных минералов разновозрастных магматических комплексов нашей республики представляет актуальную задачу.

В области исследования закономерностей распределения акцессорных минералов в интрузивных породах Советского Союза большие успехи были достигнуты В. В. Ляховичем (1964, 1965, 1966), С. Д. Турэвским (1953, 1964), Б. М. Меликсетяном (1960—1965) и др., в то время как минеральный состав субвулканических пород исследован сравнительно слабо.

В связи с этим, В. Н. Котляром (1960—1966), М. А. Фаворской (1963—1965), В. В. Ляховичем (1964, 1965, 1966) подчеркивается необходимость изучения акцессорных минералов субвулканических комплексов.

Изучение минерального состава пород субвулканического комплекса значительно расширяет наши представления об особенностях их минерального состава. Проведенные исследования Базумского субвулканического комплекса позволили нам, в частности, установить наличие в них ряда минералов: окислов и сульфидов, силикатов и карбонатов, фторидов и самородных металлов. В особенностях своего состава и видового содержания эти минералы несут обильную информацию о геохимических особенностях и рудоносности магмы субвулканического комплекса. При этом полученные впервые автором новые данные по морфологии, геохимии, оптике дали основание объединить отдельные

фации кислой магмы Базумского хребта в единый экструзивно-вулканогенный (субвулканический) комплекс и наряду с изучением аксессуарных минералов вулканогенных и интрузивных образований, решить ряд важных петрологических задач (комагматичность всех разностей, выделение вулканогенно-интрузивных ассоциаций эвгеосинклинального этапа и т. д.), а также использовать эти данные для разрешения генетических вопросов; взаимосвязь оруденения с теми или иными магматическими комплексами (в частности выяснения вопроса генетической взаимосвязи пород кислого субвулканического комплекса и колчеданной минерализации).

Мы не останавливаемся здесь на отдельных вопросах детальной характеристики разных групп аксессуарных минералов, ибо им посвящена отдельная статья; в данном сообщении приведены лишь основные закономерности и выводы вытекающие из фактического материала, которые сводятся к следующему:

1. В породах кислого субвулканического комплекса Базумского рудного района установлено более 40 аксессуарных минералов: титаномагнетит, магнетит, ильменит (гейкилит), гематит (и мартит), рутил, анатиз, лейкоксен, иоцит, циркон (циртолит), наэгит, апатит, сфен, гранат (гроссуляр), эпидот (цоизит-тулит, клиноцоизит), ортит, шеллит, пирит, скрученный пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, реальгар, аурипигмент, киноварь, самородное железо, самородная медь, самородный свинец (с пленкой церуссита), самородный цинк (с пленкой смитсонита), золото, флюорит, барит, феррофранклинит и вгоричных минералов: лимонит, марказит, пирротин, ковеллин, халькозин, борнит, малахит, азурит, кальцит, диаспор, хлорит, серицит, алунит, пирофиллит и др. Такое разнообразие минералов субвулканического комплекса обусловлено сложностью физико-химических условий формирования разных фаций в близповерхностных и поверхностных (ранняя порция магмы изливалась на поверхность) условиях.

2. Исследованиями выявляется, что аксессуарные минералы разных фаций: покровных, экструзивных, жерловых и субвулканических рассматриваемого комплекса обладают сходными особенностями (на примере изучения титаномагнетита, магнетита, ильменита, иоцита, циркона, апатита и др.), которые выражаются в аналогичном видовом составе, сохранении преобладающих форм кристаллов, цвета и состава элементов-примесей. Это позволило считать вышеуказанные фации комагматичными и объединить их в единый кислый субвулканический комплекс Базумского рудного района.

Подобная же общность минерального состава была выявлена при детальном изучении отдельных фации Дилижанского, Тапдзутского, Пушкинского, Чибухлинского рудных полей и при описании типоморфных аксессуарных минералов. Так, например, для отдельных образований всего Базумского рудного района всегда характерны титаномагнетит и магнетит (I генерация) с октаэдрическими формами и шерохо-

ватыми гранями, сглаженными вершинами; они образуют гломеропорфировые скопления и тесно ассоциируют с апатитом и цирконом (1 генерации). Ильменит-толстотаблитчатый, с пинакоидами (0001) и лейкоксенновыми оторочками. Черные шарики иоцита с сердцевинами самородного железа. Апатит (фторапатит): с соотношением удлинения 1:2, размером 0,01 до 0,09 мм с комбинациями граней ($10\bar{1}0$), бипирамид ($10\bar{1}1$) и пинакоида (0001). Циркон: розоватый, размером 0,03—0,05 до 0,1 мм короткопризматический с преобладанием граней (100), более слабо развиты (110), грани дипирамиды (111) и (131), удлинение 1:1, 5:2. Пирит (1 генерация с формами кристаллов—пентагональные додекаэдры (210), реже октаэдры (111, 110), кубоктаэдры, кубы (100) и др.

3. Изучение морфологических особенностей акцессорных минералов кислого субвулканического комплекса и их парагенетических взаимоотношений с породообразующими минералами дало возможность высказать мысль о том, что акцессорные минералы выделяются в ходе кристаллизации расплава в широком температурном и временном диапазоне. Выделяются раннемагматические акцессории, которые образовались одновременно с кристаллизацией вкрапленников в интрателлурических условиях (ранний титаномагнетит-магнетит, ильменит, апатит, циркон, иоцит, самородное железо и др.), и позднемагматические образования, которые связаны с процессами амфиболизации, биотитизации, мусковитизации (образование каплевидного магнетита II генерации, части иоцита, апатита II генерации, циркона II генерации, эпидота и др.), а также постмагматические (поствулканические): флюорит, реалгар, аурипигмент, барит и др.

4. Для субвулканического комплекса характерна акцессорноминеральная специализация, которая выражается широким развитием первичных рудных акцессорных минералов: пирит (скрученный пирит), халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин, титаномагнетит-магнетит, ильменит, иоцит и др.

5. Металлогеническая и геохимическая специализация субвулканического комплекса находит своё отражение в составе и в повышенных содержаниях элементов-примесей в акцессорных и породообразующих минералах. Присутствие в первичных рудных акцессориях и породообразующих минералах кислого субвулканического комплекса характерных элементов-примесей: Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, As, Hg, (Fe, S, Ga, Ge, Se, Te), а также Ni, Co, Cr, Mn, Ti, 0,3—1—3% (Д. С. Штейнберг, В. Г. Фоминых, 1961, Mg (Co>Ni>Cr В. В. Ляхович 1963, 1967), говорит, с одной стороны о металлогенической и геохимической специализации этого комплекса, и с другой—об их родстве с базальтоидной магмой (как крайних членов дифференциации).

6. Одинаковая минеральная и геохимическая специализация руд и пород кислого субвулканического комплекса, является вместе с геолого-структурными и петрохимическими особенностями дополни-

тельным критерием, доказывающим генетическую связь колчеданного оруденения рассматриваемого рудного района с субвулканическим комплексом и их единство во времени и в пространстве.

7. Унаследованность ассоциации акцессорных минералов (и элементов-примесей) в разных фациях субвулканического комплекса отдельных рудных полей рудного района, с одной стороны, вулканогенного и интрузивного (плутонического) комплекса, с другой стороны, указывает на их связь с единой эпохой магматизма геосинклинальной стадии развития. Все это дало основание для выделения эвгеосинклинальных вулканогенно-интрузивных (вулкано-плутонических по В. Н. Котляру, Е. К. Устиеву, Г. Ф. Яковлеву (1965—1966) ассоциации и магматических комплексов. Несмотря на общность черт многих минералого-геохимических особенностей отмеченных комплексов, наблюдается некоторая специфичность, что подтверждает правильность выделения нами магматических комплексов и выявления их первичной (материнской) минералогической и геохимической специализации.

8. Комплексное изучение акцессорных минералов разных фаций субвулканического комплекса исследуемых рудных полей дает возможность сделать вывод о том, что данную методику, разработанную советскими учеными, можно успешно применять не только при изучении интрузивных, но и субвулканических и вулканогенных комплексов. Однако, ввиду мелких размеров акцессорных минералов и незначительного количества их, первоначальный вес проб следует увеличить до 50 кг.

Вышеизложенный материал дает основание говорить о необходимости применения минерально-геохимического метода при исследовании сложных вулканогенных формаций (магматических комплексов) классической страной которой является Армянская ССР. Минералогеохимический метод даст возможность получить дополнительные, достаточно объективные и надежные данные, способствующие правильному пониманию развития магматизма и связанного с ним оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Котляр В. Н. — Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. высших уч. зав. Геология и разведка № 9, 1960.
- Котляр В. Н. — Оруденение, и вулканизм (типы вулканогенных месторождений). «Проблемы генезиса руд». Док. сов. геологов на межд. геол. конгрессе XXII сессии. Изд. Недра, 1964.
- Котляр В. Н. — О некоторых вопросах и аналогиях проявления минерализации в связи с нео- и палеовулканизмом. Тр. II вулк. сов. «Современный вулканизм», М., 1966.
- Ляхович В. В. — Акцессорные минералы как индикаторы геохимических процессов. В кн. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения». Госгеолиздат. М., 1963.

- Ляхович В. В. — Акцессорные минералы эффузивных и субэффузивных пород. Изв. АН СССР, серия геол. № 12, 1963.
- Ляхович В. В. — Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967.
- Меликсетян Б. М. — Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского Плутона (Армянская ССР) в кн. «Металлог. спец. магм. комплексов» Изв. Недр. М., 1964.
- Туровский С. Д. — О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами. Изв. АН СССР, серия геол. № 6, 1953.
- Туровский С. Д. — Минералого-геохимические особенности изверженных пород как индикатор металлогенической специализации интрузивных комплексов (на примере северного Тянь-Шаня). В книге «Металлоген. спец. магм. комплексов», Изд. Недр. М., 1964.
- Штейнберг Д. С. и Фоминых В. Г. — Состав акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, том 139, № 5, 1961.

А. А. АВАКЯН

О МОРФОЛОГИИ КРИСТАЛЛОВ ПИРИТА ИЗ МЕДНОКОЛЧЕДАНЫХ РУД АРМ. ССР

Изучение связи морфологии кристаллов с условиями их образования имеет большое значение как самостоятельно, так и для решения обратной задачи—восстановления условий образования кристаллов по их морфологии.

Одним из главных вопросов морфологических исследований кристаллов является выяснение частоты появления той или иной простой формы в конкретных условиях минералообразования, т. е. при определенной температуре, давлении, концентрации кристаллообразующего вещества, концентрации примесей и других химических особенностей кристаллообразующей среды.

Данный вопрос для большого числа минералов, в том числе и пирита далеко не решен. Попытки теоретически обосновать частоту появления на кристаллах пирита тех или иных простых форм пока не имеют успеха. Во всех случаях обнаруживаются существенные расхождения между теоретической и реальной частотой появления простых форм, статистически рассчитанной на основании литературных данных по всем известным описаниям.

Так по статистическим расчетам (G. Imrech, 1962) простые формы на кристаллах пирита в порядке уменьшения частоты их появления располагаются следующим образом: {100}, {210}, {111}, {113} и т. д., в то время как рентгенометрически обосновывается порядок {100}, {210}, {112}, {113}, а по Доннею и Харкеру—порядок {111}, {100}, {112}, {113}

Столь же противоречивы результаты сравнительного изучения кристаллов пирита различных форм, выросших в заведомо разных генетических и минералогических условиях.

В связи с этим интересны результаты наших исследований морфологии кристаллов пирита из медноколчеданных руд месторождений Шамлуг (жила 5, линза 9, жила 7, рудная зона 1) и Кафан (жила 5 рудника 7—10). В отличие от большинства подобных работ нами наряду с закономерностями распространения простых форм изучалась также их эволюция в процессе роста кристаллов.

Ниже, в качестве примера, приведены результаты исследований пирита из ж. 5 месторождения Шамлуг. Морфологические особенности

пирита из остальных рудных тел от приведенного примера принципиально не отличаются.

На кристаллах пирита с помощью гониометрических измерений обнаружены следующие простые формы: $\{100\}$, $\{210\}$, $\{111\}$, $\{110\}$ ряд пентагональных додекаэдров — $\{430\}$, $\{540\}$, $\{750\}$, $\{410\}$, $\{510\}$ и грани $\{211\}$, $\{331\}$, $\{321\}$. Из них габитусными являются только $\{100\}$, $\{111\}$, $\{210\}$ т. к. частота появления и степень развития остальных граней незначительна. В подавляющем большинстве случаев простые формы присутствуют в комбинации друг с другом. Характер распространения этих граней и их комбинаций по простиранию и падению жилы закономерно изменяется (табл. 1).

Таблица 1
Относительное развитие простых форм (в проц.)

Горизонт	Простые формы					
	западная часть			восточная часть		
	$\{100\}$	$\{111\}$	$\{210\}$	$\{100\}$	$\{111\}$	$\{210\}$
—60	30	30	40	30	30	40
—90	75	10	15	40	25	35
—115	75	20	5	50	20	30
—140	55	40	5	50	30	20

В таблице приведена средняя степень развития простых форм в комбинациях, ограничивающих кристаллы пирита. Степень развития каждой формы определялась по суммарной поверхности ее граней в процентах от всей поверхности кристалла.

В западной части жилы на нижних горизонтах преобладает комбинация куба с октаэдром. Относительное развитие октаэдра выступающего в комбинации с кубом к верхним горизонтам уменьшается. На горизонте—140 м. грани куба лишь немногим более развиты, чем октаэдра, а кристаллы принимают все габитусы от кубического до октаэдрического. На горизонте—115 м. в комбинациях поверхность граней октаэдра не превышает 20%, а на горизонте—90 м.—10% поверхности кубических граней. Исключением является центральная часть жилы на гориз.—90 м., где на небольшом участке встречаются октаэдрические кристаллы. Описанное уменьшение развития октаэдра сопровождается лишь незначительными изменениями частоты его появления.

При рассмотрении эволюции простых форм* в процессе роста кристаллов наблюдается почти полная тождественность ее схемы с вышеописанными изменениями форм в пространстве (рис. 1). Кристаллы в ранние стадии роста ограничены октаэдрическими гранями, иногда в комбинации с гранями куба и пентагонального додекаэдра $\{210\}$. По-

* Эволюция простых форм изучалась на ориентированных срезах кристаллов с помощью электролитического травления.

следние большей частью до средних этапов роста кристаллов зарастают. Начиная со средних стадий роста грани октаэдра постепенно зарастают и вновь образуются вторичные грани куба. В зависимости от того, как глубоко заходит эволюция по этой схеме кристаллы в конце роста оказываются ограненными гранями куба, октаэдра или их комбинаций с различным соотношением их поверхностей.

В восточной части жилы наряду с кубом и октаэдром в комбинациях участвуют также пентагональные додекаэдры (табл. 1). Из последних существенно более часты и развиты грани $\{210\}$.

Степень развития этих граней на гориз.—140 м почти одинакова со степенью развития граней октаэдра, оставаясь меньше куба. К верхним горизонтам развитие пентагональных додекаэдров $\{210\}$ увеличивается. На горизонте 115 м уже часто встречаются кристаллы пентагонально-додекаэдрического габитуса, хотя в комбинации по-прежнему преобладает развитие кубических граней. На гориз.—90 м относительное развитие всех трех простых форм в комбинации на большинстве кристаллов почти одинаковое. Наряду с этим встречаются кристаллы всех габитусов.

Жила на гориз.—60 м вскрыта в своей небольшой части, в связи с чем невозможно проследить характер распространения простых форм по простирацию. Кристаллы здесь также ограничены комбинацией граней $\{100\}$, $\{111\}$, $\{210\}$ с некоторым преобладанием развития последних.

Эволюция простых форм в восточной части жилы несколько иная, чем в западной. Кристаллы в начальной стадии роста ограничены пентагональными додекаэдрами со сложными индексами и менее развитыми $\{210\}$. Затем в процессе роста кристаллов пентагональные додекаэдры разрастаясь переходят в $\{210\}$. Этот переход происходит путем смены одних пентагональных додекаэдров другими таким образом, что отношение символов $h:k$ стремится к отношению $2:1$, а грань $\{hko\}$ —положению грани $\{210\}$ в свою очередь в качестве вторичных образуют грани $\{100\}$ и $\{111\}$. По этой схеме, кроме наиболее распространенных кристаллов, ограненных комбинацией $\{100\}$, $\{111\}$, $\{210\}$ образуются также кубические и кубооктаэдрические кристаллы.

Пентагонально-додекаэдрические кристаллы вырастают без смены граней $\{hko\}$ гранями $\{100\}$ и $\{111\}$ т. е. при отсутствии последней стадии эволюции.

Таким образом, наблюдаются две основные схемы эволюции простых форм в процессе роста кристаллов пирита из медноколчеданных руд жилы 5 Шамлугского месторождения: 1. $\{111\}$, $\rightarrow \{111\}$, $\{100\}$ и 2. $\{hko\} \rightarrow \{210\}$, $\rightarrow \{210\}$, $\{100\}$, $\{111\}$, соответствующие пространственно обоим морфологическим группам кристаллов. Все габитусы кристаллов

полностью вытекают из этих двух схем и являются результатом различной степени проявления их в силу различия условий роста в отдельных частях рудного тела по падению, так и по простиранию.

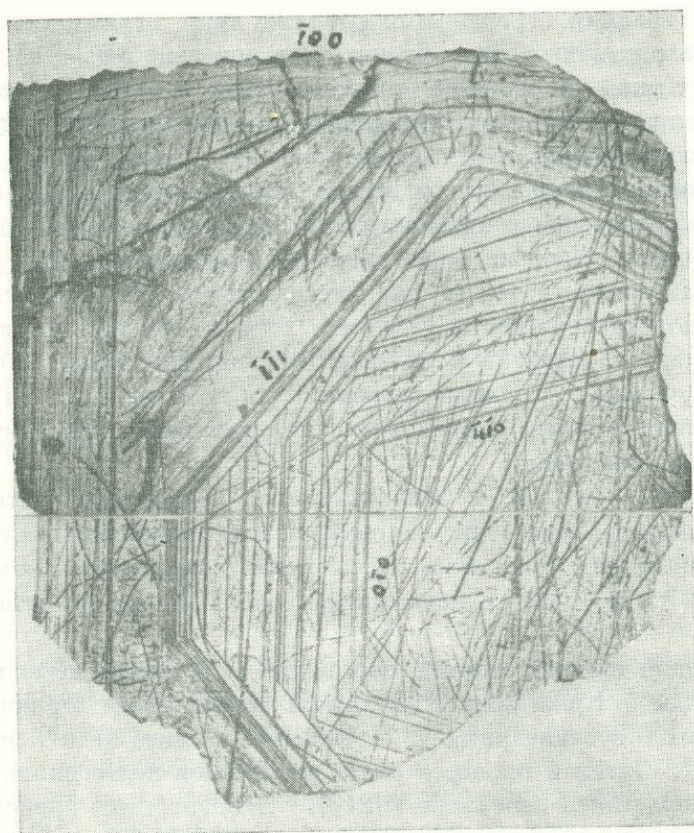


Рис. 1. Смена пентагонально—додекаэдрических граней октаэдрическими и кубическими.
Срез кристалла перпендикулярен оси L_2

Одновременно заметим, что схемы эволюции кристаллографических форм во времени — от начала к концу кристаллизации и в пространстве — от нижних горизонтов к верхним совпадают, за исключением последней части второй схемы эволюции. С другой стороны, известно, что во времени и в пространстве в указанных направлениях происходит уменьшение температуры, давления кристаллизации и концентрации кристаллообразующего вещества. Следовательно, уменьшение этих параметров кристаллообразующего раствора возможно, способствует переходу октаэдрических граней в кубические и смене пентагональных додекаэдров со сложными символами пентагональными додекаэдрами $\{210\}$. Происходящая в процессе роста кристаллов

смена граней $\{210\}$ гранями $\{100\}$ казалось бы также вызвана уменьшением вышеуказанных параметров. Однако, к верхним горизонтам эта смена задерживается, о чем свидетельствует увеличение в этом направлении развития граней $\{210\}$ в комбинациях. По С. Д. Шер и А. В. Демченко (1960) грани $\{210\}$ легче образуются при быстром схлаждении рудообразующего раствора. Возможно этим объясняется большее распространение $\{210\}$ в близповерхностных частях рудного тела, где, естественно, падение температуры происходит быстрее, чем на нижних горизонтах.

ЛИТЕРАТУРА

С. Д. Шер и А. В. Демченко. Значение формы метакристаллов пирита для поисков золоторудных месторождений в Ленском районе. Геология рудных месторождений, № 4, 1962.

Imrech si Gabriela Imrech, Studii si sercetari de geologie, 2 tomul, VII, 1962.

Э. С. ХАЛАТЯН

О ХИМИЗМЕ УГЛЕКИСЛЫХ ВОД И ТРАВЕРТИНОВ ЧАТМИНСКОГО ПРОГИБА

Субширотный Чатминский синклинальный прогиб простирается от Арташата до Гелайсора. На западе этот прогиб расширяется и соединяется с Арташатским.

В восходящем геологическом разрезе Чатминского прогиба и его обрамления участвуют метаморфические и метаморфизованные породы докембрия — нижнего палеозоя, верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования. Выполнен этот прогиб преимущественно верхнемеловыми и нижнепалеогеновыми отложениями. Геологическое строение территории, как и смежных областей, освещено в работах К. Н. Паффенгольца (1959), А. Т. Асланяна, (1958), А. А. Габриеляна (1964) и других исследователей.

А. А. Садомяном (1965) детально изучены литология и коллекторские свойства даний-палеогеновых отложений, выполняющих прогиб и смежные области. Благодаря средне- и верхнеальпийским тектоническим движениям отложения верхнего мела и палеогена дислоцированы единым планом.

В южной прибортовой части Чатминской структуры линейно выходят щелочные экструзии. Они постскладчатые и относятся к верхнемиоценовому возрасту (А. Т. Асланян, 1958).

С запада и юга прогиб ограничивается нарушениями. По ущелью р. Гарни проходит Джанатлинский взброс. Он осложняет северо-западное крыло антиклиналии второго порядка, расположенной на северо-западном крыле Ераносской антиклиналии. Плоскость нарушения круто падает на северо-запад, а местами пласты вертикальны. У с. Зовашен разлом скрыт под наносами, а к северо-востоку уходит под андезитобазальты.

Вдоль нарушения наблюдаются мощные купола травертинов. К этой полосе тяготеет Гарнийский углекислый источник.

По южному склону Ерахского (Боз-Бурунского) хребта проходит одноименный субширотный разлом в направлении — Веди-Даргалу. Южное крыло Ерахской антиклиналии сброшено и южнее его развит мощный покров наносов. Под наносами иногда обнажаются карбонатные фации эоцена или же глины олигоцена — нижнего миоцена.

(выходы на берегах Арташатского канала, на южном склоне г. Бердасар и др.). Нарушению сопутствуют выходы травертиновых отложений. Очевидно, с разломом связана крутизна южных склонов Ераховской антиклинали, а также мелкие складки с вертикальными крыльями.

С востока, юга и севера Чатминский прогиб хорошо очерчивается выходами верхнемеловых карбонатных образований в антиклинальном залегании, а на севере также незначительными выходами докембрийских (?) метаморфических сланцев (г. Еранос).

За пределами Чатминской структуры, на север от нее, обнажаются эффектные столбчатые отдельности базальтов и андезито-базальтов четвертичного возраста.

Чатминский синклинальный прогиб является артезианским бассейном, в котором наиболее водоносны верхнемеловые известняково-мергелистые образования, подстилаемые терригенными меловыми фациями и водоупорными метаморфическими породами палеозоя — докембрия (?), а сверху перекрытые флишевыми и флишеидными терригенно-карбонатными отложениями даний — палеоценового времени, эоценовыми, а также олигоценowymi и нижнемиоценовыми отложениями (глины, песчаники, конгломераты). Как было упомянуто наиболее водоносны карбонатные фации верхнемелового возраста, которые благодаря трещиноватости являются хорошими коллекторами выпадающих осадков. В верхнемеловых карбонатных образованиях формируются углекислые минеральные источники, отличающиеся большими дебитами, чем воды, заключенные в водоносных горизонтах более молодых образований. Приводимый график Н. И. Толстихина иллюстрирует химический состав углекислых минеральных источников Чатминского прогиба и его обрамления. Отобранные нами пробы анализировались в гидрохимической лаборатории ИГН АН Арм. ССР химиками Э. А. Кюрегян и Ц. О. Эксузян (см. график Н. И. Толстихина; рис. 1).

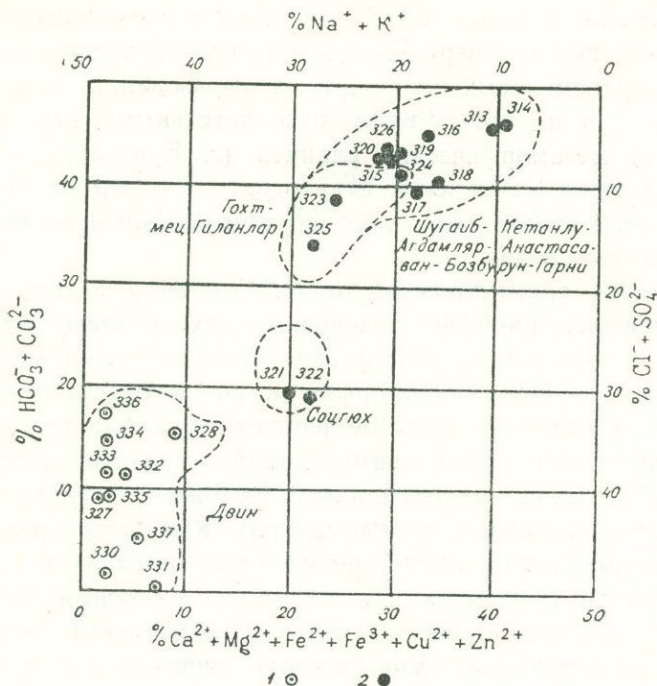
Области питания Чатминского бассейна находятся преимущественно на север — северо-восточных приподнятых участках его обрамления, в областях выходов верхнемеловых пород.

Если в этих областях выпадает атмосферных осадков до 450 мм/год и несколько выше, то остальная часть территории отличается более засушливым климатом (осадков менее 300 мм/год). Аридная климатическая обстановка накладывает свой отпечаток на химизм поверхностных вод (они отличаются относительно повышенной минерализацией и хлоридно-гидрокарбонатным натриевым составом).

С удалением от областей питания возрастает общая минерализация вод, очень четко проявляется горизонтальная и вертикальная гидрохимическая зональность.

Наиболее минерализованные углекислые воды, относимые к сла-

бым или некрепким рассолам, выходят близ с. Двин. Они выходят севернее древней столицы Армении — Двин, пережившей несколько периодов расцвета.



1. Высокominерализованные воды наиболее прогнунтой части Чатминской синклинали
2. Менее минерализованные воды обрамляющих структур

Как известно, Двинская крепость основана во II в. до н. э., а в IV в. Хосров Котак построил здесь столицу. Второй расцвет Двина относится к VII веку. Очевидно, в это время и были приготовлены многие украшения из травертинов, обнаруженные в последние годы при раскопках в Двине. Третий расцвет Двина наблюдался к концу XII века при Захаридах. В 1236 году при нашествии тюрков город был уничтожен и на его обширной территории образовалось несколько сел.

В своей книге «Минеральные источники Армении» Л. А. Оганесов (1936) приводит следующие сведения о Двинских или Дегюнских источниках. По его данным Струве (1894) Двинские источники отнес к соленым водам минеральных грязей. Андриасов в 1914 г. отмечал, что Двинский источник бьет ключом из трещин, причем главный источник располагался в овраге у подножья предгорья, а другие выходы — на травертиновом плато. Приводимый Л. А. Оганесовым дебит всех выходов, по В. Ф. Захарову (1927), составлял около 42000 литров в сутки (дебит одного главного источника около 28000 литров/сутки). Observations, проведенные самым Л. А. Оганесовым осенью того же 1927 года, уже показали незначительность дебита. Всего отмечалось

более двадцати выходов источников, часть которых ныне пересохла.

В дальнейшем источники у с. Двин изучались в разное время А. П. Демехиным, В. А. Аветисяном, нами и другими исследователями. Надо отметить, что во всех работах почти не приводилось сведений по микрокомпонентному составу этих источников.

Только в шестидесятых годах началось изучение микрокомпонентного состава этих минеральных вод. На Двинском участке проводилось бурение и на поверхность были выведены углекислые слабые рассолы, в которых были обнаружены бром, бор, йод, фтор, мышьяк, литий и другие элементы*. Упомянутые микроэлементы установлены в водах, формирующихся преимущественно в даний-палеоценовых и третичных образованиях.

Приводимый график Н. И. Толстихина для углекислых вод Чатмы показывает, что воды наиболее минерализованных углекислых источников (327—337) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые. Эти воды отличаются богатым микрокомпонентным составом. Упомянутые источники пространственно тяготеют к наиболее прогнута́й части Чатминского артезианского бассейна.

Большинство минеральных источников Чатминского синклинального прогиба и его обрамления сопровождается травертиновыми щитами, покровами и куполами. Как известно, выпадение травертинов вызвано изменениями газового режима подземных вод.

Травертины являются немymi свидетелями более мощной деятельности углекислых минеральных вод в недалеком прошлом. Обнажения травертинов очень часто сопровождают зоны нарушений. Микроскопически травертины различных щитов отличимы друг от друга. Внутри одного и того же щита также наблюдаются разновидности, отличающиеся структурными, текстурными особенностями и химизмом. К примеру, большой травертиновый щит в районе с. Двин в основании сложен белесоватыми арагонитами, сменяющимися выше по разрезу аморфными рыхлыми травертинами. Увенчен щит заохренными разновидностями травертинов, богатых окисью железа. Известно, что при выпадении извести в осадок, при изменении окислительно-восстановительной обстановки среды, одной из первых выпадает в осадок гидроокись железа. Вместе с последней происходит осаждение и других элементов, преимущественно рудных.

Травертины, или вернее арагониты, у с. Двин вблизи Арташатского канала в центральной части представлены уплотненными образованиями, которые в краевых частях щита переходят в желтовато-рыхлые разновидности. Травертины здесь кремовые, желтовато-белые, зеленые. Хорошо выражена ясная, тонкая слоистость. Среди арагонитов различаются плотные, мутноватые арагониты с примесью глинистого мате-

* Скважины на Двинском участке бурились конторой «Нефтеразведка» (скв. 2, 3) и несколько скважин геологами УГ при Совете Министров Армянской ССР.

Таблица 1

Место отбора	Описание породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	влага	п. п. п.	Сумма
Двин	Розоватая кальцитовая разность	3,03	н. обн.	1,04	0,76	н. обн.	0,01	53,10	0,28	0,24	0,08	41,67	100,21
Двин	Чистые арагониты у канала	0,28	"	0,80	0,33	2,86	0,04	51,85	н. обн.	н. обн.	н. обн.	43,60	99,76
Двин	Арагониты с глинистым прослоем	1,76	"	1,72	0,84	0,73	0,03	47,85	0,18	0,30	0,40	40,54	99,35
Двин	Арагонит с глиной	0,53	"	1,19	0,06	н. обн.	1,01	53,53	0,15	0,23	н. обн.	43,57	99,28
Двин	Белая корка карбоната	5,97	сл.	1,90	1,13	н. обн.	0,89	48,70	0,45	0,24	0,13	39,81	99,22
Двин	Сахаровидные арагониты	0,20	н. обн.	0,52	н. обн.	н. обн.	н. обн.	54,70	н. обн.	0,19	н. обн.	44,02	99,63
Двин	Рыжеватый травертин	1,05	0,07	0,46	1,97	н. обн.	0,03	53,30	0,35	0,13	н. обн.	42,80	100,16
Двин	Белый травертин	0,09	н. обн.	1,26	1,97	н. обн.	0,02	53,40	0,45	0,15	0,20	42,86	100,40
Агдамляр	Пористый желтый травертин	5,42	н. обн.	3,50	16,50	н. обн.	0,16	37,25	0,58	0,45	1,80	33,92	99,58
Шугаиб	Серый травертин	7,00	0,15	1,66	1,24	н. обн.	0,07	49,25	0,60	0,45	0,26	39,30	99,72
Шугаиб	Черный травертин	4,15	0,5	1,29	1,61	н. обн.	0,15	50,50	0,35	0,31	0,39	41,02	99,92
Шугаиб	Белесоватый современ. травертин	0,50	н. обн.	0,15	0,50	н. обн.	0,09	54,50	0,18	0,22	0,03	43,16	100,03

риала. При отложении последних углекислая минеральная вода содержала значительную взвешенную примесь. Травертины с глинистым материалом характерны повышенными содержаниями некоторых микроэлементов, в частности бора. Заслуживает внимание то, что в некоторых травертинах спектральные определения показали до 0,001—0,003% германия. Обычно наличие германия в углекислых водах связывают с глубинными процессами, но здесь он, по-видимому, выносится из далий-палеоценовых образований, где его более, чем в травертинах.

Помимо Двинских обнажений травертинов, последние известны в окрестностях сс. Геташен, Агдамляр, Шуганб. Ниже приведена таблица химических анализов травертинов из этих щитов (анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР, химиком-аналитиком Г. В. Навасардян).

Изменения в химическом составе травертинов подчинены соответствующим физико-химическим изменениям в ранее действующих углекислых источниках. К подобным изменениям относятся температурные колебания, отражаемые на содержаниях кремнезема в водах и травертинах, а также изменения окислительно-восстановительных условий. Как известно, последние влияют на поведение и распределение многих рудных элементов в подземных водах, особенно элементов с переменной валентностью. По аналогии с современными действующими углекислыми водами изменения обстановки сказывались и на микрокомпонентном составе вод и их отложений. Нами совместно с О. А. Бозояном на Двинском участке проводилось определение свободной углекислоты и впервые были произведены замеры окислительно-восстановительного потенциала.

Количество свободной углекислоты из вод буровых скважин достигает 2,2 г/л; наименьшие значения Eh равны +263,8 мв, а наивысшие +275,8 мв (Двинский участок). Как известно, при величине окислительно-восстановительного потенциала, достигающего +0,4 вольта, происходит переход трехвалентного железа в двухвалентное, четырехвалентного марганца в двухвалентный и пр. В подобной обстановке обычно хорошо мигрируют такие рудные элементы как железо, марганец, уран, цинк, серебро и другие металлы. Естественно, что на поверхности с изменением физико-химических условий происходит травертиноосаждение и элементы эти накапливаются в травертинах. Накопление многих элементов в травертинах, как и первоначальное присутствие их в углекислых минеральных водах, позволяет использовать воды и травертины в сельском хозяйстве в качестве удобрений.

ЛИТЕРАТУРА

- А. Т. Аслянян. Региональная геология Армении, 1958.
А. А. Габриелян. Палеоген и неоген Армении, 1964.
Л. А. Оганесов. Минеральные источники Армении, 1936.
К. Н. Паффенгольц. Геологический очерк Кавказа, 1959.
А. А. Садоян. К литологии дат-палеоценовых отложений левобережья р. Азат. Известия АН Арм. ССР, т. XVIII, № 1, 1965.

Э. А. КЮРЕГЯН

РТУТЬ В НЕКОТОРЫХ ВОДАХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Разработанные чувствительные химико-аналитические методы определения различных элементов позволяют вести гидрохимические поиски мало распространенных, в земной коре элементов, к числу которых, в частности, относится и ртуть.

Содержание ртути в земной коре по данным, приводимым А. А. Сауковым (5), составляет $77 \cdot 10^{-6}\%$ в гидросфере $3 \cdot 10^{-9}\%$.

На территории Армении гидрохимические поиски ртути не проводились. Лишь в 1962 г. Н. Х. Айдиньян (1) произведено определение ртути в 8-ми пробах речной воды (рр. Раздан, Дебед, Арпа, Воротан, Аракс, Вохчи) и в пробах, отобранных из оз. Севан. По данным автора, содержание ртути в этих пробах колеблется от $2,0 \cdot 10^{-5}$ до $2,0 \cdot 10^{-6}$ г/л.

В 1965 г. экспедициями сектора гидрогеологии Института геологических наук АН Арм. ССР проводились гидрохимические исследования ряда элементов. В ряде отобранных проб воды нами произведено и определение ртути. При определении последней применен дитизоновый метод, основанный на получении комплекса двухвалентной ртути—дитизоната ртути, окрашивающего зеленый цвет раствора дитизона, при рН — 1,5—2,0, в четыреххлористом углероде — в желтый цвет, (4), с дальнейшим колориметрическим титрованием. Чувствительность метода—1 мкг. Опробованию подверглись пробы рудничной воды, воды родников и рек с территории различных месторождений. тех или иных соединений ртути в природных условиях.

Всего было проанализировано 37 проб.

В нижеследующей таблице приводятся данные содержания ртути по отдельным типам вод.

В отобранных пробах, вероятно, содержится больше ртути, однако, вследствие двухмесячного стояния бутылок с водой произошла адсорбция ртути стеклом бутылок (а адсорбция происходит быстрее и легче из нейтральных растворов).

В некоторой степени это относится к содержанию ртути в слабо кислых пробах рудничной воды (величина рН — 6,0—6,8), так как разбавленные кислые растворы, содержащие соли ртути, при стоянии меняют свой состав.

Содержание Hg⁺ в водах месторождений.

№№	Месторождения	Hg ⁺ мг/л	pH
Р у д н и ч н ы е в о д ы			
1—5	Алавердское	0,0020—0,0050	6,5—6,8
6—7	Шамлугское	0,0040—0,0050	6,4—6,5
8—14	Кафанское	0,0020—0,175	6,2—6,6
15—16	Анкаванское	0,115—0,117	6,0—6,2
Р о д н и к о в ы е в о д ы			
4—9	Шамлугское	0,0015—0,0050	7,0—7,2
5—12	Кафанское	0,0020—0,0075	7,2—7,4
1—2	Карнутское	0,0002—0,00025	7,2—7,3
3—4	Каджаранское	0,0004—0,00042	7,4—7,5
Р е ч н ы е в о д ы			
2—4	Алавердское	0,0015—0,0025	7,5—7,6
6—12	Ахталское	0,0025—0,0050	7,5—7,6
1—7	Карнутское	0,0005—0,0030	7,5—7,6

Рассмотрим, в каких соединениях можно ожидать перенос водами тех или иных соединений ртути в природных условиях

Ниже приводится степень растворимости некоторых соединений ртути:

HgBr₂ (бромистая)—5,0 г/л при 20°C

HgI₂ (иодная)—0,0054 г/л при 20°C

HgO₂ (окись)—0,050 г/л при 20°C.

Hg₂Cl₂ (хлористая)—0,002 г/л при 20°C

Hg₂SO₄ (сернокислая закисная)—0,058 г/л при 20°C.

HgCl₂ (хлорная)—66,0 г/л при 20°C

HgS (сернистая)—0,0001 г/л при 20°C

Hg (NO₃)₂ (азотнокислая окисная)—хорошо растворимая при 20°C.

Хорошо растворимые соединения ртути (азотно-кислая, окисная и хлорная) в природных водах верхней части земной коры не могут долго сохраняться.

Природные воды, несущие в своем составе нитраты и хлориды различных элементов—нитраты калия, натрия, кальция, магния и др., могут образовать с ионами ртути растворимые соединения—нитраты и хлориды ртути, которые хорошо удерживаются в водном растворе.

Другую возможность миграции ртути в природных условиях может осуществить, как это ни странно—хлористая ртуть, труднорастворимое соединение (растворимость Hg₂Cl₂—0,002 г/л при 20°C). Дело в том, что хлористая ртуть в присутствии избытка каких-либо других хлоридов—KCl, NaCl, CaCl₂ и др., хорошо растворяется и удерживается в растворе.

Еще один вероятный фактор переноса соединений ртути природными водами—наличие кислорода. Растворимость (5) ртути в воде,

откуда удален весь растворенный в ней кислород — составляет ничтожную величину: при 30°C — $3 \cdot 10^{-5}$ г/л; однако при доступе кислорода воздуха растворимость сильно возрастает.

И, наконец, сильно возрастает растворимость ртути в щелочных растворах (5): даже в 5% растворе КОН растворимость ртути составляет 0,055 г/л, а уже в 10% растворе — доходит до 0,135 г/л. Происходит, очевидно, окисление $\text{Hg} \rightarrow \text{HgO}$, потому что величина растворимости ртути совпадает с величиной растворимости окиси ртути (растворимость HgO в 5% растворе КОН = 0,057 г/л, а в 10% растворе КОН = 0,145 г/л).

Следовательно, природные воды со щелочной или даже со слабощелочной реакцией, также являются источником переноса ртути.

Таким образом, ртуть принадлежит к тем немногим элементам земной коры, которые могут переноситься как нейтральными, щелочными, так и кислыми природными растворами.

Дальнейшее изучение гидрогеохимии ртути представляет несомненный интерес для понимания условий миграции ее в природных условиях, вопросов выщелачивания, поведения ртути в водной фазе, в почвах, в водных вытяжках.

Работы эти продолжаются.

ЛИТЕРАТУРА

- Н. Х. Айдинян. Содержание ртути в некоторых водах Арм. ССР, Известия АН Арм. ССР. Том XVI, № 2, 1963.
- Лурье Ю. Ю. Расчетные и справочные таблицы для химиков. Госхимиздат, 1947.
- В. М. Перельман. Краткий справочник химика. Госхимиздат, 1955.
- А. А. Резников, Е. П. Муликовская, И. Ю. Соколов. Методы анализа природных вод. Гостгеоиздат, М., 1963.
- А. А. Сауков. Геохимия ртути. Труды ИГН АН СССР, вып. 78, мин.-геохим. секция № 17, 1964.

И. Х. ПЕТРОВСОВ, П. П. ЦАМЕРЯН

ОСОБЕННОСТИ БЕНТОНИТИЗАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД НА САРИГЮХСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Саригюхское месторождение бентонитовых глин находится в северной части Армянской ССР и в геологическом отношении приурочено к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям поздне-мелового возраста. Непосредственно на участке месторождения развиты в основном верхнесантонские порфириды (базальтовые и андезитовые), кислые туфы и лавы. В соответствии с этим на месторождении выделяются бентонитовые глины с реликтовой пепловой, лавовой, а также и с реликтовой порфировой структурами.

Бентонитовые глины с реликтовой пепловой и лавовой (перлитовой) структурами состоят в основном (97—98%) из перерожденного стекла и небольшого количества (2—3%) вкрапленников. В глинах с реликтовой порфировой структурой вкрапленники составляют около 50% породы. Последние (плаггиоклазы, моноклинные и ромбические пироксены, псевдоморфный оливин, апатит, магнетит) в процессе бентонитизации породы сохраняются свежими, либо изменяются (оливин, ромбический пироксен), образуя иддингсит, хлорит, мелкозернистый кремний, селадонит, кальцит, цеолиты; таким образом, бентонитизация вулканогенных пород происходит лишь за счет стекловатой их части. В бентонитовых глинах породообразующим и единственным глинистым минералом является монтмориллонит; из неглинистых минералов в качестве второстепенной примеси в них присутствуют: кристобалит, цеолит, полевые шпаты. При этом глинистая фракция глин и сами глины почти не отличаются между собой по составу глинистых и неглинистых минералов.

Глинистая фракция измененных базальтовых и андезитовых порфиритов имеет аналогичный с глинами минеральный состав, однако сами измененные порфириды (нефракционированная порода) содержат значительное количество неглинистых минералов (главным образом плаггиоклазы), которые и являются основными компонентами. Кроме того, в измененных базальтовых порфиритах установлен минерал, близкий к селадониту.

Туфопесчаники существенно отличаются по минеральному составу от глин и измененных порфиритов; часто монтмориллонит присутствует в них как примесь; в этих случаях основными минералами являются смешанно-слоистый минерал типа слюда — монтмориллонит и богатая железом гидрослюда, по структуре и составу приближающаяся к глаукониту. Каких-либо промежуточных или стадийных глинистых ми-

уралов не обнаружено ни в глинах, ни в различной степени измененных порфиритах. Вместе с тем, микроскопические исследования показывают, что в процессе бентонитизации стекло довольно интенсивно хлоритизируется; очевидно, этот хлорит, как промежуточный продукт, неустойчив, и сравнительно быстро перерождается в более стабильный продукт — монтмориллонит.

Превращение туфов и лав в бентонитовые глины происходит в результате воздействия гидротермальных растворов. Основными признаками гидротермального происхождения бентонитовых глин Саригюхского месторождения являются:

1) Превращение в бентонитовые глины не только пирокластических, но и эффузивных пород (порфиритов и др.).

2) Наличие в глинах барита, цеолитов, кристаллического кальцита, кристобалита, халцедона, пирита, пиролюзита, родохрозита.

3) Пространственная и генетическая связь месторождения бентонитовых глин с месторождениями агата и марганца, гидротермальное происхождение которых принимается большинством исследователей.

4) Наличие селадонита как продукта изменения пироксенов в порфиритах.

Проявление гидротермальных растворов связано с общим циклом верхнемелового эффузивного вулканизма: на стадии его завершения область превращается в арену деятельности термальных вод. Генетически они непосредственно связаны с различно ориентированными крупными дайкообразными телами двупироксеновых базальтовых порфиритов, прорывающими на территории месторождения вулканогенно-осадочную толщу, в которой локализованы месторождения бентонитовых глин, агата и марганца.

Можно предположить, что повышенная проницаемость пород на этом участке была обусловлена совокупностью разломов и оперяющих их трещин. Эти тектонические нарушения явились, по-видимому, также и путями проникновения магмы: вслед за формированием дайкообразных тел порфиритов, гидротермы, пользуясь приконтактными ослабленными зонами, поднимались в верхние горизонты. Именно поэтому наиболее интенсивная бентонитизация порфиритов наблюдается вдоль эндоконтактов этих тел.

О составе и свойствах гидротермальных растворов можно сказать следующее. Прежде всего, это были не типичные рудоносные гидротермы, о чем свидетельствуют содержание и состав микроэлементов и характер общей минерализации в измененных породах, а скорее походили на термальные воды, развитые в областях современного вулканизма.

О температуре растворов можно судить по данным А. Х. Хакимова (1966), который методом гомогенизации газовой-жидких включений в зернистом кварце, аметисте и горном хрустале из Саригюхского месторождения устанавливает следующие температурные интервалы их об-

разования: для горного хрусталя и аметиста—80—180°C, кристаллического кварца—180—250°C, халцедона — около 250°C. Нам кажется, верхний температурный предел несколько завышен (автор, по-видимому, не мог учесть фактора всестороннего давления, точнее—его величину), но тем не менее можно допустить, что температура растворов в областях разгрузки колебалась в пределах 60—200°C.

Гидротермальные растворы характеризовались гидрокарбонатно-хлоридным составом, слабокислой реакцией и слабовосстановительным-слабоокислительным значением Eh. Об этом свидетельствуют следующие факты:

А. В процессе бентонитизации происходит не только полная перегруппировка компонентов, но и значительный их вынос; в числе других элементов выносятся также железо и марганец, хотя не в столь значительном количестве как это имеет место при ультракислом типе выщелачивания, но все же достаточно интенсивно для щелочных растворов.

Б. Почти полностью отсутствуют сульфидная или сульфатная минерализация: железо выпадает в виде гидроокислов; пирит, барит, целестин встречаются чрезвычайно редко; марганец осаждается в окисной и гидроокисной форме.

В. В районе месторождения отсутствуют продукты кислотного выщелачивания (вторичные кварциты, каолиниты и др.).

Г. Имеет место более или менее выраженная карбонатизация пород.

Перечисленные факты согласуются с данными исследования областей современного вулканизма, в которых массовая монтмориллонитизация вулканогенных пород происходит под воздействием слабокислых гидрокарбонатных поровых растворов в зоне разгрузки щелочных вод.

Гидротермальный процесс приводит к изменению не только пород, но и самих растворов: в результате обменных реакций они резко обогащаются щелочами, щелочными землями, кремнием, марганцем, железом.

По мере продвижения растворов к поверхностной зоне и изменения (повышения) их pH, Eh и концентрации, указанные элементы фиксируются в породах в виде тех или иных минеральных новообразований; новые минералы образуются также в результате полной перегруппировки остаточных компонентов.

Обнаруженные в бентонитовых глинах и вмещающих породах минеральные новообразования генетически подразделяются на метасоматические и гидротермальные.

К метасоматическим мы относим минералы, возникшие в результате перегруппировки остаточных компонентов; к ним принадлежат: иллингит, хлорит, некоторые цеолиты, селадонит, монтмориллоцит; встречаются главным образом в интенсивно измененных порфиригах, а также в бентонитовых глинах.

К гидротермальным минералам (выпавшим непосредственно из

растворов) относятся: пирит, окислы и гидроокислы железа и марганца, опал, халцедон, кристобалит, кварц, цеолиты, барит, кальцит; встречаются в глинах и измененных порфиритах.

Образование тех или иных метасоматических минералов зависит от свойств исходного вулканогенного материала и степени (интенсивности) его изменения.

Рассмотрим какие именно метасоматические минералы возникают по разнородным составляющим вулканогенного материала. Моноклинный пироксен почти всегда (даже вблизи очагов гидротерм) остается свежим. Лишь в наиболее интенсивно измененных породах плагиоклазы подвергаются слабой кальцитизации и пелитизации.

Гиперстен замещается селадонитом, цеолитом, карбонатом; часто вокруг такого измененного зерна образуется хлоритовая оторочка.

По оливину развиваются хлорит, иддингсит, мелкозернистый кремнистый минерал, иногда кальцит.

В слабо измененных породах по вулканическому стеклу развиваются хлорит, кристобалит, очень редко—адуляр.

В интенсивно измененных породах стекло нацело замещается монтмориллонитом.

В зависимости от степени изменения породы, поры выполняются селадонитом, тонкочешуйчатым хлоритом, кальцитом, халцедоном, цеолитом, монтмориллонитом, кристобалитом, кварцем.

По степени убывающей устойчивости минералы можно расположить в следующий ряд: моноклинный пироксен (наиболее устойчивый), плагиоклазы, ромбический пироксен, вулканическое стекло, оливин.

Минералы гидротермального происхождения образуются в результате осаждения растворенного вещества в различных термодинамических средах; на Саригюхском месторождении это обстоятельство проявляется в четко выраженной стадийности минерализаций и их стратификации.

Процесс осаждения кремнезема в природных водах весьма сложен, но в общем случае, если концентрация молекулярно-диспергированного SiO_2 достигает критического значения, то происходит его полимеризация с образованием коллоидального раствора, что следует рассматривать как начальную стадию осаждения кремнезема (Докі а. о., 1961). Привнос SiO_2 на Саригюхском месторождении был достаточно обильным и нет сомнения, что часть кремнезема находилась в растворе в коллоидальном состоянии. Проникая в зону дробления, пересыщенные кремнеземом растворы заполняют здесь крупные поры и другие полости, что сопровождается уменьшением давления и температуры; из первых порций пересыщенных растворов кремнезем осаждается в аморфной форме, а затем, возможно под влиянием трехвалентных катионов, образуются кристаллические фазы SiO_2 . Так образуется апатовая минерализация на Саригюхском месторождении, которая локализуется непосредственно над горизонтом бентонитовых глин.

Несмотря на большое родство Mn и Fe в гипогенном и гипергенном цикле, все же существуют геохимические барьеры, которые приводят к сепарации этих элементов и отдельному их осаждению. Об этом свидетельствует характер распределения окислов и гидроокислов марганца и железа и на Саригюхском месторождении. Первоначально, при слабокислом типе выщелачивания, Mn^{+2} и Fe^{+2} переходят в раствор почти с одинаковой интенсивностью, однако при последующем постепенном его ощелачивании и повышении окислительно-восстановительного потенциала, железо быстрее переходит в неустойчивую форму. В результате, оно, по-видимому, в основной массе, выпадает на месторождении в виде гидроокислов уже в пределах горизонта бентонитовых глин, тогда как марганец осаждается стратиграфически выше и даже выносится за пределы месторождения.

Таким образом, на примере Саригюхского месторождения подтверждается мнение о том (Гаррелс, 1960), что при любом данном РН окислы и гидроокислы Fe выпадают в осадок при более низких значениях окислительно-восстановительного потенциала, а при постоянном Eh они начинают осаждаться при более низком значении РН, чем окислы и гидроокислы марганца.

Очевидно, важным в процессе разделения Mn и Fe является фактор постепенного повышения РН и Eh растворов.

В процессе бентонитизации вулканогенных пород Mg полностью захватывается монтмориллонитом; значительная часть его фиксируется в поглощенном комплексе, возможно некоторое количество идет на замещение Al в октаэдрических слоях.

Некоторая часть кальция также фиксируется в поглощенном комплексе, но в основном он выпадает в виде тонкорассеянного кальцита. Часть щелочей фиксируется в поглощенном комплексе, однако, в силу высокой подвижности, калий и, отчасти, натрий участвуют в образовании минералов поздней генерации, в частности, цеолитов (гейландита, люсатита, морденита), возможно некоторое количество этих элементов выносится за пределы поля гидротермальной деятельности.

Пирит и барит образуются в сравнительно позднюю стадию гидротермальной деятельности; встречаются очень редко, что косвенно указывает на отсутствие сколько-нибудь существенного содержания в растворах сульфат-иона.

Таким образом, в процессе бентонитизации минералогическая специализация контролируется природой исходного вулканогенного материала, интенсивностью его изменения и термодинамикой гидротермальных растворов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаррелс Р. Т. — «Термодинамика геохимических процессов». Изд. иностр. лит., 1960.
Хакимов А. Х. — Особенности образования агата в основных эффузивах. Автореферат диссертации. Москва, 1966.
Aoki I., I. Chem Soc Japan. Puie Chem Sect, 71, 634.

Ю. В. САДЯН

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ДРЕВНЕОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ШИРАКСКОЙ КОТЛОВИНЫ

В советской литологии и палеогеографии, главным образом, благодаря работам Н. М. Страхова и предшественников его школы развивается направление, которое можно определить как сравнительно-фациально-геохимическое. Оно связано с изучением закономерностей распространения и концентрации химических элементов в осадочных толщах, причем ведется на базе комплексного фациального и палеогеографического анализа и рассматривает условия формирования осадков.

Мы рассмотрели намечающиеся геохимические закономерности условий осадконакопления в древнем Ширакском озере, возможные источники поступления материала в зону седиментации и т. д. с точки зрения указанного направления.

Как известно в разных климатических и фациальных условиях распределение элементов обладает определенной спецификой. Ниже рассмотрены специфические стороны геохимии осадков озерного комплекса (Саядян, 1968) четвертичных озерных отложений Ширакской котловины.

Нами исследован ряд скважин и естественных обнажений, расположенных как по периферии, так и в центральной части древнеозерных отложений. Определение химических элементов производилось методом полуколичественного спектрального анализа (около 300), и только для сопоставления небольшое число (15) анализов было выполнено химическими методами в соответствующих лабораториях ИГН АН Арм. ССР. Исследования показали полную сходимость спектральных и химических анализов.

В первую очередь, нами использованы малые элементы, которые, как известно, являются хорошими индикаторами условий седиментации. Для наиболее полной характеристики физико-географической обстановки древнеозерного бассейна Ширакской котловины использованы три геохимических показателя.

Первым из них является характер распределения элементов по

петрографическому профилю пород: песчаники-алевролиты-глины*. Критерием является поведение ряда элементов, взятых в совокупности, очень хорошо реагирующих на особенности физико-географической среды осадконакопления (Страхов, 1959).

Распределение микроэлементов по этому профилю пород (фиг. 1) подчиняется закону пестроты (по Н. М. Страхову), согласно которому не существует связи между химическими свойствами элементов и характером кривой их распределения. Так, максимум содержания одних элементов (разрез № 9: Sr, V, Mn, Ti) наблюдается в песчаниках, у других—в алевролитах (скв. № 6: Cu, V), количество третьих (Co, Ca, Ba, Pb, Zn, Ni) почти не изменяется по всем трем типам пород.

Несогласное распределение микроэлементов, характерное для рассматриваемого комплекса отложений, является следствием, во-первых, преобладания механической дезинтеграции пород над химической, что возможно в условиях холодного или аридного климата, во-вторых, близости источников сноса и малой гидродинамической активности водоема, а отсюда и слабой сортировки материала.

Однако, следует отметить, что в общем характере распределения элементов наблюдается некоторая упорядоченность, которая не дошла до своего логического конца и сохраняет черты пестроты—разность между минимальными содержаниями одних элементов в песчаниках и максимальными в глинах ничтожна или иногда едва улавливается. Н. М. Страхов (1959) такой тип упорядоченного распределения элементов относит к сглаженной модификации, которая возникает при условии, когда наряду с механической дезинтеграцией пород на водосборной площади возрастает роль механического эффекта выветривания. Последнее, по видимому, связано с влажностью климата. Под его действием часть микроэлементов мигрирует в форме истинных растворов, в коллоидальной форме и сорбируется на глинистых минералах твердого стока, повышая их содержание в тонкозернистых разностях пород. Процессы эти не были достаточно сильными, сортировка материала, хотя и играла значительную роль, но еще не дошла до той стадии, когда вся песчаная фракция очищается от тонкозернистых частиц. Отсюда и незначительное различие в содержаниях микроэлементов по петрографическому профилю.

В качестве второго геохимического показателя было использовано отношение стронция к барию в глинистых породах для суждения о солености бассейна. Во всех случаях (фиг. 1) это отношение оказалось меньше единицы, что говорит о пресноводности бассейна (Катченков, 1959).

Как известно, наиболее полно физико-химическая обстановка осадкообразования отражается в глинах. Поэтому в качестве треть-

* Пробы песчаных пород тщательно очищались от глинистого раствора, применяемого при бурении.

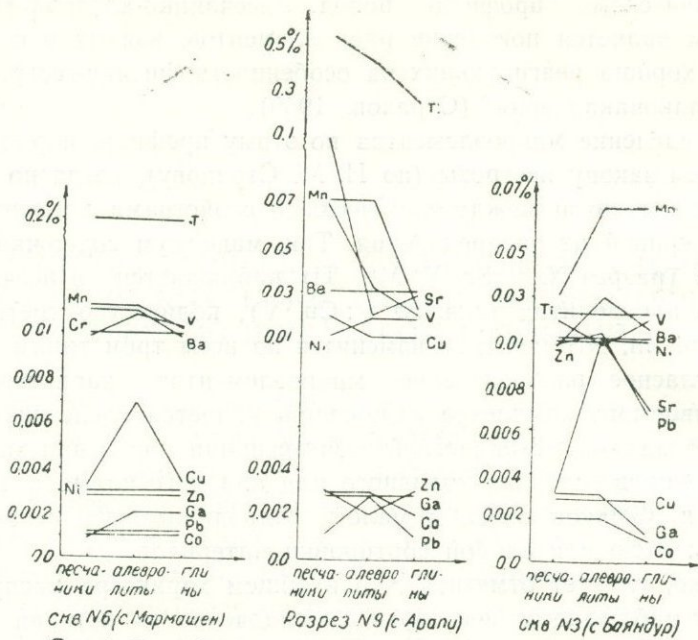


Fig. 1. Распределение малых элементов по петрографическому профилю пород озераго комплекса древнеозерных отложений Ширакской котловины

его геохимического показателя мы приняли сравнительную характеристику среднего содержания некоторых химических элементов в глинах нашего озерного комплекса отложений (по данным анализов наших проб), среднего содержания тех же элементов в континентальных пресноводных глинах холодного и умеренно-холодного климатического пояса и в глинах засоленных озер аридной зоны (по данным, заимствованным из работы А. Б. Ронова и З. В. Хлебникова (1957), (табл. 1).

Таблица I

Компоненты	Континентальные пресноводные глины холодного и умеренно-холодного климатического пояса	Континентальные пресноводные глины древнего Ширакского озера (по 15 анализам средних проб, составленных из 75 образцов глин).	Глины засоленных озер аридной зоны
SiO ₂	63,06	55,00	51,72
TiO ₂	0,69	0,58	0,82
Al ₂ O ₃	13,53	14,62	15,44
{ + Fe ₂ O ₃	5,25	6,59	6,72
+ FeO			
MnO	—	0,10	0,07
MgO	1,57	2,42	3,31
CaO	3,16	4,62	6,18
Na ₂ O	1,98	1,59	0,75
K ₂ O	3,97	1,84	3,71

Из приведенной таблицы ясно, что по химическому составу глины озерного комплекса древнего Ширакского озера (по большинству

компонентов) занимают промежуточное положение между континентальными глинами холодного пояса и глинами аридной зоны.

Как известно, при образовании глин из продуктов разрушения горных пород химический состав тонкого материала (особенно коллоидной его части) подвергается значительным изменениям. Направленность этих изменений отчасти определяется исходным материалом, но вместе с тем сильно зависит от условий выветривания и особенностей среды, в которой происходит миграция и осаждение частиц. Известно, также, что химический состав глины холодного и аридного климатических поясов формируется при слабом химическом выветривании, свойственном климату этих поясов.

Промежуточное положение химического состава глин озерного комплекса также должно говорить об их формировании в условиях слабого химического выветривания. Однако, пониженное содержание SiO_2 , Na_2O и K_2O и несколько повышенное количество Al_2O_3 и почти равное количество TiO_2 по сравнению с глинами холодного пояса говорит о некоторой более или менее значительной роли химического выветривания, связанной с влажностью климата. Кроме того, об этом свидетельствует и заниженный процент MgO , CaO и $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ по сравнению с глинами аридной зоны.

Таким образом, можно установить, что за время накопления озерного комплекса осадков, древнее Ширакское озеро было пресноводным, а климатические условия относительно влажными.

Эти выводы хорошо согласуются с ранее полученными нами данными по анализу конхилиофауны, пыльце, спорам и диатомовым рассматриваемого древнего водоема.

ЛИТЕРАТУРА

- Катченков С. М. — Малые химические элементы в осадочных породах и нефти. Гостоптехиздат, 1959.
- Ронов А. Б., Хлебников И. К. — Химический состав важнейших генетических типов глин. Геохимия, № 6, 1957.
- Саядян Ю. В. — Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения). Автореферат диссертации, Ереван, 1968.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. — Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Труды Геологического ин-та, вып. 23, 1959.

А. И. КАРАПЕТЯН, М. Т. БОЯДЖЯН

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ РУД РАЗДАНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

Среди многочисленных месторождений и проявлений железных руд, известных к настоящему времени на территории Армянской ССР, Разданское месторождение является одним из главнейших, уступая только Сваранцкому и Абовянскому месторождениям по разведанным запасам руд.

Железные руды горы Судагян были известны и частично разрабатывались еще в глубокой древности. О наличии здесь древних горных выработок указывалось еще в 1917 г. Меллером. Дальнейшее изучение месторождения связано с именами И. Г. Магакьяна, Г. П. Багдасаряна, Э. А. Хачатряна, Э. Х. Гуляна и др. Усилиями большого коллектива геологов под руководством М. Г. Гаспаряна и Ц. М. Айвазяна завершена разведка и подсчитаны запасы руд на базе которых намечается строительство металлургического комбината для получения специальных сталей. Однако, несмотря на это, многие вопросы формирования руд Разданского месторождения остаются еще недостаточно освещенными. Последнее в особенности касается минерального состава и последовательности образования руд, вопросы которых до сих пор рассматривались кратко и бегло. В результате создалось представление об однородности и бедности минерального состава руд месторождения. Детальные минералого-геохимические исследования, проведенные авторами настоящей статьи в пределах Разданского месторождения позволяют внести существенные коррективы в эти представления. В частности, микроскопическое изучение большого количества полированных шлифов из различных типов руд позволило выявить целую серию ранее неизвестных здесь рудных минералов, среди которых определенную научную и (или) практическую ценность представляют теллуриды, золота, серебра, висмута, сульфиды и сульфосили никеля, кобальта, молибдена, висмута, а также самородное золото и серебро. Эти минералы были установлены в тесной ассоциации с сульфидными минералами в пирит-халькопирит-магнетитовых и магнетит-полиметаллических рудах.

Ниже приводится краткое описание вновь установленных минера-

лов в последовательности примерно, соответствующей последовательности их выделения из рудоносных растворов.

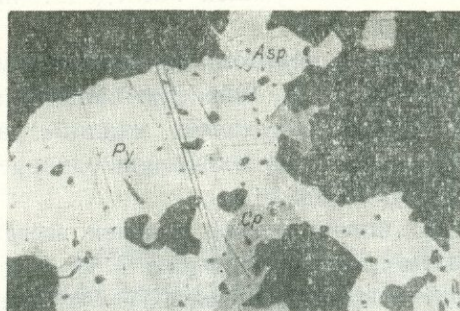
Арсенопирит установлен в ассоциации с пиритом, халькопиритом, миллеритом и др. минералы никеля (фиг. 1, 5). Образует скопления идиоморфных кристаллов, размерами до десятых долей миллиметра. Выпадает раньше халькопирита и миллерита, но позже или одновременно с пиритом.

Пирротин образует включения в полях пирита и почти всегда находится в тесных сростаниях с халькопиритом. Нередко в этой ассоциации встречается также миллерит и никелин (фиг. 4). Размеры включений пирротина редко превышают десятые доли миллиметра. Встречается довольно часто.

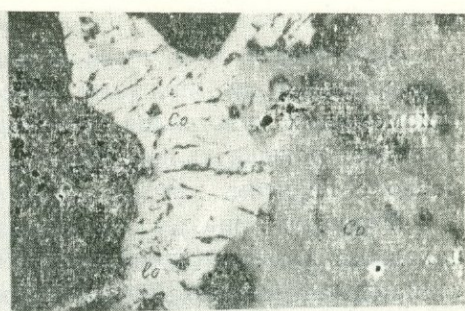
Кобальтин (Co, Fe) AsS—образует изометрические выделения иногда с контурами идиоморфных кристаллов в полях пирита, халькопирита, кварца и других нерудных минералов (фиг. 2, 3, 4, 7). С магнетитом образует структуры замещения. Размер отдельных выделений достигает до нескольких сот. микрона. Характерна ассоциация также с миллеритом, пирротинном, лёллингом и другими минералами (фиг. 4), от которых отличается своим кремовобелым цветом (со слабым фиолетовым оттенком) и отражательной способностью ($R \approx 48-50\%$). По сравнению с халькопиритом минерал отчетливо светлее, но темнее, чем пирит. Рядом с последним кажется более розовато-фиолетовым, а пирит более желтоватый. Анизотропия слабая, твердость выше, чем у халькопирита, но ниже чем у пирита. Полируется хорошо, следы спайности отсутствуют.

Миллерит (NiS) установлен в тесной ассоциации с халькопиритом, пиритом и другими минералами никеля и кобальта (фиг. 3, 5, 7). Образует изометрические, часто неправильные по форме выделения в полях халькопирита, реже пирита и магнетита. Размеры выделений колеблются от нескольких микронов до десятых долей миллиметра. В полях халькопирита и магнетита минерал сравнительно легко определяется, благодаря своей высокой отражательной способности и отчетливо выраженному двуотражанию. Отражательная способность в воздухе (белый свет) колеблется от 51 до 54%. Анизотропия достаточно сильная, но без отчетливо выраженных цветных эффектов. Твердость высокая, полируется хорошо. Следы спайности отсутствуют. Рельеф несколько выше, чем у халькопирита, но заметно ниже, чем у пирита. Наличие миллерита и других описываемых минералов никеля, кобальта, висмута и теллура подтверждается микрохимическими, химическими и спектральными анализами (табл. 1).

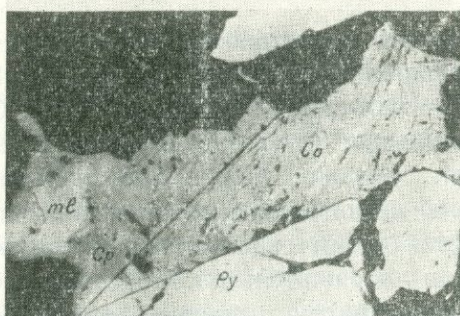
Лёллинит (Fe, Co, Ni) As₂. Очень часто в ассоциации с кобальтином в тесных сростаниях с ним встречается отчетливо двуотражающий минерал с достаточно хорошо проявленными цветами плеохроизма (фиг. 2.). В отраженном свете цвет и отражательная способность минерала колеблются от желтовато-кремового ($R \approx 49-50\%$) до кре-



фиг. 1



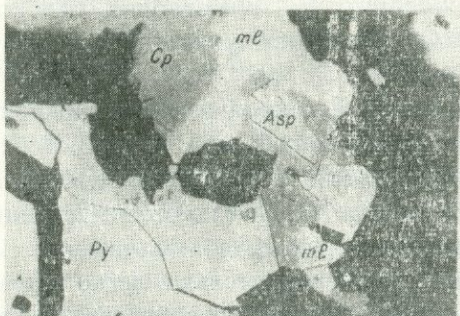
фиг. 2



фиг. 3



фиг. 4



фиг. 5



фиг. 6

Т а б л и ц а 1. фиг. 1 Арсенопирит (Asp) в полях пирита (Py) в ассоциации с халькопиритом (Cp). Полир. шлиф. х 320. Фиг. 2. Кобальтин (Co) и леллингит (lo) в ассоциации с халькопиритом (Cp). Полир. шлиф. х 320. Фиг. 3. Миллерит (ml) и кобальтин (Co) в ассоциации с халькопиритом (Cp) цементируют идиоморфный кристаллик пирита (Py). Полир. шлиф. х 320. Фиг. 4. Никелин (Ni) в ассоциации с кобальтином (Co) и пирротинном (Po) в полях пирита (Py). Черный минерал-магнетит. Полир. шлиф. х 320. Фиг. 5. Миллерит (ml) и арсенопирит (Asp) в ассоциации с халькопиритом (Cp) и пиритом (Py). Полир. шлиф. х 320. Фиг. 6. Кобальтин (Co) в полях пирита (Py). Полир. шлиф. х 320. Во всех случаях без анализатора.

мово-белого с розоватым оттенком ($R \approx 53\%$). Твердость высокая, рельеф выше, чем у халькопирита, но ниже чем у пирита. Полируется

Таблица 1

Элементы	Гранат-магнетитовая руда	Магнетитовый концентрат	Магнетит-пирит-халькопиритовая руда (пр. 230)	Магнетит-полиметаллическая руда (пр. 579)
Bi	сл.	0,0023	0,003	0,03—0,1
Te	сл.	0,00027	—?	0,03
Ag	0,0004	—	0,003	0,01
Au	не опр.	не опр.	0,001?	0,001
Ni	0,004	0,0017	0,03	0,003
Co	0,0276	0,0025	0,1	0,4
Se	0,00013	0,0002	не опр.	не опр.
Re	не обн.	не обн.	не опр.	не опр.
Mo	0,0002	0,0007	0,003	—
ΣTR	—	0,053	—	—

хуже, чем кобальтин. Представлен в виде неправильных по форме выделений в полях халькопирита и магнетита. Нередки псевдоморфозы по эпидоту. Размер отдельных выделений колеблется в пределах десятых долей миллиметра.

Никелин (NiAs). В полях пирита в ассоциации с пирротинном и кобальтинном или в виде изолированных удлинённых выделений встречается сильно двуотражающий минерал (фиг. 4). Цвет и двуотражение колеблется от кремово-белого ($R \approx 53\%$) до нежно розовато-кремового. Анизотропия сильная с цветным эффектом. Рельеф около или выше, чем у пирротина и миллерита, но ниже, чем у пирита. По всем своим свойствам минерал очень близок к никелину, описанному С. Шоутеном (6).

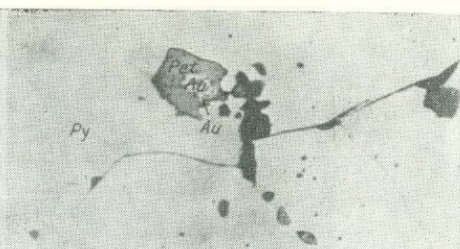
Висмутин встречен в пирит-халькопиритовой ассоциации в виде изометрических, неправильных по форме, включений в полях пирита и халькопирита (фиг. 10). Встречается сравнительно редко, размер отдельных включений не превышает десятых долей миллиметра.

Молибденит установлен в виде единичных чешуек или небольших скоплений в ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, магнетитом. Нередко образует тонкую вкрапленность в нерудной массе. По времени образования является более ранним, чем ассоциирующиеся с ним сульфиды, за исключением пирита, кристаллизация которого, судя по структурным взаимоотношениям, происходит одновременно или несколько раньше молибденита.

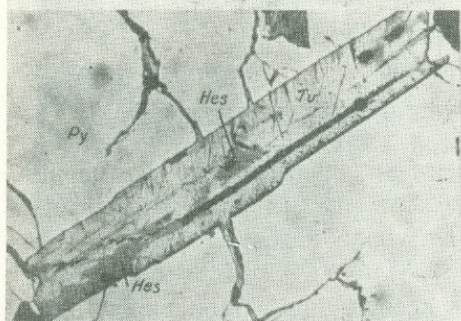
Тетрадимит (Bi_2Te_2S) образует удлинённые, изометрические и неправильные по форме выделения в полях пирита, магнетита и нерудных минералов (фиг. 10, 12). Почти всегда образует сростания с другими теллуридами; гесситом, петцитом, теллуrowисмутитом и жозеитом (?). Размеры отдельных выделений колеблется от нескольких микронов до десятых долей миллиметра. В отраженном свете минерал легко определяется благодаря своей высокой отражательной способ-



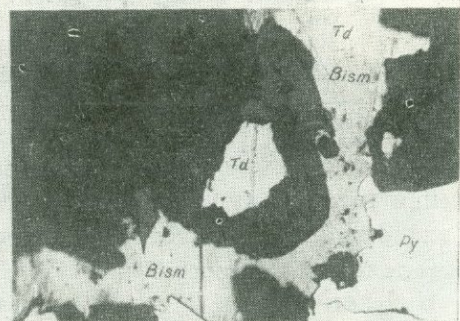
Фиг. 7



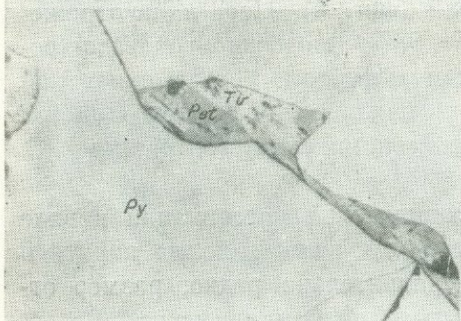
Фиг. 8



Фиг. 9



Фиг. 10



Фиг. 11



Фиг. 12

Т а б л и ц а 2. Фиг. 7. Кобальтин (Co) и миллерит (ml) в ассоциации с халькопиритом (Cp) Полир. шлиф. x 320. Фиг. 8. Самородное золото (Au) в ассоциации с петцитом (Pet) в полях пирита (Py). Полир. шлиф. x 320. Фиг. 9. Теллуrowисмутит (Tv) и гессит (Hes) в полях пирита (Py). Полир. шлиф. x 320. Фиг. 10. Тетрадимит (Td) и висмутин (Bism) образуют структуру замещения с пиритом (Py). Полир. шлиф. x 320. Фиг. 11. Теллуrowисмутит (Tv) и петцит (Pet) заполняют трещенку в пирите (Py) Полир. шлиф. x 320. Фиг. 12. Тетрадимит и жозит (?) в полях пирита (Py). Полир. шлиф. x 320. Во всех случаях без анализатора.

ности ($R \approx 55\%$), низкому рельефу, отчетливо проявленной анизотропии и следам спайности.

Теллуrowисмутит (Bi_2Te_3) встречается в виде удлиненных пластинчатых выделений в полях пирита (фиг. 9, 11), халькопирита и др. минералов полиметаллической ассоциации. В большинстве случаев на-

ходится в сростаниях с гесситом, петцитом и тетрадимитом. Похож на тетрадимит, но отличается несколько более высокой отражательной способностью ($R \approx 56-58\%$) и более отчетливо выраженным розовато-кремовым цветом. Рядом с ним тетрадимит кажется зеленоватым.

Гессит (Ag_2Te). Встречен в сростаниях с теллуридами висмута и петцитом (фиг. 9). Все они вместе образуют структуры замещения и заполняют тончайшие трещинки в пирите. Представлен неправильными по форме выделениями, размерами не превышающими сотые доли миллиметра. В отраженном свете легко отличается от ассоциирующего с ним петцита своим коричневатым оттенком и характерной пятнистой анизотропией.

Петцит (Ag_3AuTe_2) почти всегда образует тесные сростания с гесситом и теллуровисмутитом (фиг. 11). Нередка ассоциация также с галенитом от которого отличается несколько более низкой отражательной способностью и отсутствием коричневатого оттенка. По времени образования теллуриды золота и серебра являются более поздними, чем теллуриды висмута и кристаллизуются раньше самородных золота и серебра.

Самородное серебро встречается довольно часто в виде мельчайшей вкрапленности в полях пирита и магнетита. Наблюдается определенная приуроченность выделений самородного серебра к участкам развития сульфидной минерализации. Но, как правило, самородное серебро отсутствует в участках развития теллуридов.

Самородное золото и электрум также, как самородное серебро образуют мельчайшие выделения в полях как сульфидных минералов так и в магнетите. Нередки также выделения золота в нерудной массе. В отличие от самородного серебра, ассоциируется с теллуридами и в частности с петцитом и гесситом (фиг. 8).

По времени образования описанные минералы, также как и сульфидные руды являются более поздними и в большинстве случаев наложены на продукты скарнового этапа минерализации. В целом руды Разданского месторождения образуют пластообразные залежи в скарированных габбро-диоритах дотуронского возраста и перекрывающей их вулканогенно-осадочной толще. В локализации оруденения решающую роль играл Разданский разлом северо-западного простирания, представляющий собой продолжение (или ответвление) Мармарикского глубинного разлома.

Процесс формирования руд Разданского месторождения был длительным и протекал через ряд ступеней равновесия, начиная с высокотемпературных скаполит-пироксен-гранатовых скарнов и кончая эпидот-кальцит-хлоритовой ассоциацией минералов (фиг. 13). Магнетитовое оруденение развивалось в две основные стадии. В первую, или собственно скарновую стадию, образовалась небольшая часть магнетитовых руд в ассоциации со скаполитом, гранатом и пироксеном. Подавляющая же масса магнетитовых руд образовалась во вторую—вод-

носиликатную, или гидросиликатную, стадию и сопровождалась интенсивным гипогенным разложением ранее образовавшихся скарновых минералов с замещением их эпидот-кальцит-хлоритовой ассоциацией. В эту же стадию, в конце скарнового этапа минерализации, в результате, по видимому, повышения кислотности растворов и активности серы в небольшом количестве выпадают сульфиды железа. В процессе скарнового этапа минерализации в незначительном количестве образуются также апатит и сфен.

Схема
последовательности выделения минералов по стадиям
минерализации Разданского железорудного месторождения

МИНЕРАЛЫ	Доруд- ный этап	С К А Р Н О В Ы Й Э Т А П			ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЭТАП	
		Собственно-скарновая стадия		Водносиликатная стадия	Кварц-пирит- халькопирит- вая стадия	Полиметал- лическая стадия
		Окалоскарнов- ассоциация	Скаполит-пирок- сен-гранатовая ассоциация			
Плагиоклазы		Нп10				Нп
Пироксен	38-45% Hd	38-40% Hd	30-40% Hd 18-22% Hd			
Амфиболы	Нрв			Нп	Ас1	
Биотит				Нп		
Скаполит			25-32% Hd			
Гранат			30-45% Hd	70-82 And	80-90% And	
Эпидот						
Сфен						
Апатит						
Хлорит						
Кальцит						
Кварц						
Магнетит						
Гематит						
Мужиковит						
Пирит (и марказит)						
Арсенопирит *)						
Пирротин *)						
Кобальтин *)						
Миллерит *)						
Лельцингит *)						
Никелин *)						
Висмутин *)						
Молибденит *)						
Халькопирит						
Сфалерит						
Тетрадимит *)						
Галенин						
Теллуросмугит						
Жозеит (?) *)						
Тессит *)						
Петцит *)						
Самородное Ag *)						
Электрум *)						
Самородное Au *)						

Условные обозначения: Hd - гаденбергит, And - андрацит, Hг - гастингсит, Нрв - роговая обманка, Ас1 - актинолит *) минералы установлены впервые

Фиг. 13.

Анализ сменяющихся во времени парагенетических ассоциаций минералов позволяет заключить о значительной эволюции рудообразующих растворов во времени и, в частности, об изменении форм переноса рудного компонента. Присутствие в ранних ассоциациях скаполита и хлорсодержащей гастингситовой роговой обманки свидетельствуют о значительной роли галлоидов, в частности хлора, в переносе железа. В результате взаимодействия растворов с карбонатными по-

родами и понижения температуры происходит повышение активности углекислоты, что приводит к образованию карбонатных комплексов. При этом галлоидная форма переноса железа, вероятно преобладающая на ранних стадиях минералообразования, уступает место карбонатной. Вместе с тем обильное развитие эпидота в водносиликатную стадию указывает на значительную роль гидроксильного иона в рудоносных растворах, что вероятно, свидетельствует об образовании комплексных соединений включающих CO_3 , OH и др.

Дальнейшая эволюция рудообразовательного процесса, происходящая при постоянном понижении температуры растворов, приводит к значительному повышению потенциала серы. Происходит смена водносиликатной ассоциации минералов сульфидными. В начале позднего или гидротермального этапа минерализации образуются кварц-пирит-халькопиритовая ассоциация минералов со значительной ролью пирротина, арсенопирита, кобальтина, миллерита и других сравнительно высокотемпературных минералов. С понижением температуры катионный состав растворов существенно меняется. Наряду с медью и железом, они обогащаются свинцом, цинком, золотом, серебром, теллуром, висмутом и др. элементами. Вместе с тем в растворах концентрация никеля и кобальта резко понижается, что приводит к полному исчезновению их минералов в ассоциации полиметаллических руд.

В заключении необходимо отметить, что установление в рудах Разданского месторождения описанных выше минералов, и в особенности золото-теллуровой ассоциации, существенно обогащает наши знания об эндогенной металлогении Раздан-Анкаванской структурной зоны, свидетельствуя об идентичности завершающего этапа минерагенеза на всем протяжении Мармарикского разлома. Этот, напрашивающийся сам по себе, вывод достоин внимания производственных геологических организаций республики. Известно, что при разведке Разданского месторождения благородные элементы почти не изучались. Между тем наличие значительных концентраций золото-теллурических руд на участках аналогичной геологической ситуации—месторождения Анкаван, Меградзор (Карапетян, 1961; Карапетян, Амирян, 1964), на продолжении проходящего здесь Мармариского разлома наводит на мысль о возможности обнаружения в пределах Разданского месторождения промышленных скоплений золото-сульфидных руд. Правильное решение этого важного вопроса требует дополнительных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Гуляян Э. Х., Дадаян Г. А.—Железорудные месторождения Армении, Ереван, 1963.
Карапетян А. И.—Теллуриды в рудах Анкаванского медномolibденового месторождения. Известия АН Армянской ССР, серия геологическая № 6, 1961.
Карапетян А. И., Амирян Ш. О.—Об обнаружении теллуридов золота, серебра, висмута и свинца в рудах Меградзорского золоторудного месторождения Армянской ССР. ДАН Армянской ССР, т. 38, № 1, 1964.

Меллер В. и др. Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края.

Вып. 1, 1917 г. изд. Кавказ. горуправ. г. Тифлис.

Хачатурян Э. А., Гулян Э. Х. Железо. В книге «Геология Армянской ССР, т. VI, Ереван, 1967.

Sechouten C., Determination tables for ore microscopy. Amsterdam-New-York, 1962.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Г. А. Казарян — О происхождении лампрофиров гранитоидного ряда	5
Б. М. Меликсетян, Г. С. Саргсян — Геохимические особенности щелочных пород Базумского хребта	18
С. Б. Абовян — К геохимии формации ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР	39
Э. Г. Малхасян — Типы вулканических извержений и фациальное положение юрских вулканических образований Армении	55
А. Г. Акопян, Р. Н. Зарьян — Магматические комплексы и связанные с ними, рудные формации Айюцдзора	67
А. А. Джафаров — Новый метод пересчета химических анализов горных пород на количественно-минеральный состав	73
З. О. Чибухчян — Оценка точности определения абсолютного возраста минералов методом сравнительной дисперсии двупреломления	96
К. А. Карамян, Э. А. Джангириян, О. Г. Маданян — Особенности строения состава руд и характерные черты минерализации Агаракского медно-молибденового месторождения	101
Ш. О. Амирян — К условиям образования Меградзорского золоторудного месторождения	117
Г. Б. Межлумян — Некоторые особенности минерализации и генезиса скарновой железорудной формации Памбакского рудного района	132
А. Х. Мнацаканян, Э. Х. Хуршудян, Н. В. Ревазова — Цеолиты из верхнемеловых вулканических образований северо-восточной части Армянской ССР	141
Г. О. Пиджян — Теллуриды в рудах Агаракского, Дастакертского и Джиндаринского месторождений	161
К. Г. Ширинян — О кристаллизации апатита в лавах Сюникского вулканического нагорья	165
А. А. Адамян — К геохимии плагиоклазов из базальтовых лав Лорийского плато	171
Б. М. Меликсетян, Г. С. Саргсян — Везувиан из щелочных пегматитов Памбака	182
А. Г. Казарян, Н. С. Корчагина — О щелочном амфиболе из метаморфических сланцев Степанаванского района Армянской ССР	187
Т. М. Арутюнян, А. Г. Казарян, Г. Е. Кочинян — Об окраске секторального кальцита из Ахталского месторождения	192
Р. А. Мандалян, Л. С. Чолахян — О кальцитизации вулканитов в верхнеюрской вулканогенно-осадочной серии северо-восточной части Армянской ССР	196
А. К. Бабаджанян — Редкие минералы Мегринского плутона Армянской ССР	199
К. М. Мурадян — Акцессорные минералы субвулканического комплекса и некоторые вопросы магматизма и металлогении Базумского рудного района (Северная часть Армянской ССР)	206
А. А. Авакян — О морфологии кристаллов пирита из медноколчеданных руд Арм. ССР	211
Э. С. Халатян — О химизме углекислых вод и травертинов Чатминского прогиба	216

Э. А. Кюрегян — Ртуть в некоторых водах полиметаллических и медно-молибденовых месторождений Армянской ССР	222
И. Х. Петросов, П. П. Цамерян — Особенности бентонитизации вулканогенных пород на Саригюхском месторождении	225
Ю. В. Саядян — Палеогеографическое значение некоторых геохимических показателей древнеозерных отложений Ширакской котловины	230
А. И. Карапетян, М. Т. Бояджян — Новые данные о минеральном составе руд Разданского железорудного месторождения Армянской ССР	234



ВФ 03471

Заказ 743

Тираж 500

Слано в производство 5/IV 1970 г.

Подписано к печати 24/IX 1970 г.

Бумага 60×90 1/8 Печ. 16,5 л. Изд. 22,95 л. цена

Типография Ереванского государственного университета

ЦЕНА 1 РУБ.

