

ВОПРОСЫ
МИНЕРАЛОГИИ
И ПЕТРОГРАФИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ՄԻՆԵՐԱԼՈՒԳԻԱՅԻ ԵՎ ՊԵՏՐՈՔՐԱՖԻԱՅԻ
ՀԱՐՑԵՐԸ

ՀԱՄԱՄԻՈՒԹԵՆԱԿԱՆ ՄԻՆԵՐԱԼՈՒԳԻԱԿԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅԱՆ ՀԱՅԿԱԿԱՆ
ԲԱԺԱՆՄՈՒՆՔԻ ԶԵԿՈՒՑԱԳՐԵՐ

ՊՐԱԿ 3

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

175

ВОПРОСЫ
МИНЕРАЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ
АРМЯНСКОЙ ССР

ЗАПИСКИ АРМЯНСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ ВСЕСОЮЗНОГО
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВЫПУСК 3

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1966.



18747

Сборник содержит материалы по минералогии, петрографии, геохимии и метаморфическим образованиям ряда важнейших месторождений Армянской ССР, в частности золота, железа и меди, а также статьи, посвященные разработке вопросов теории и практики метода сравнительной дисперсии двупреломления и определению приближенного химического состава эффузивов путем измерений показателей преломлений их искусственных стекол.

Настоящий сборник является третьим выпуском «Записок» Армянского отделения Всесоюзного минералогического общества.

Сборник рассчитан на специалистов, занимающихся вопросами минералогии, магматической геологии, геохимии и рудных месторождений.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

И. Г. МАГАКЪЯН (отв. редактор),
Э. Г. МАЛХАСЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН, К. Г. ШИРИНЯН

Г. А. КАЗАРЯН

К ВОПРОСУ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПЛАГИОГРАНИТОВ

(На примере Малого Кавказа)

В в е д е н и е

Плагиограниты, вопросу происхождения которых посвящена настоящая статья, имеют значительное распространение среди интрузивных пород как габбровой, так и гранитной формации. Плагиограниты различного происхождения имеют широкое развитие и на Малом Кавказе, где они встречаются в составе весьма различных интрузивных комплексов. Области их распространения отличаются различной тектонической обстановкой формирования интрузивных комплексов с весьма специфической для них металлогенией.

Установление генетических особенностей плагиогранитов вообще, и для конкретных массивов в частности, может способствовать познанию ряда петрологических явлений, выяснению вопросов металлогенической специализации магм, закономерностей распределения полезных ископаемых и т. д.

Плагиограниты Малого Кавказа

В Закавказье плагиограниты в основном распространены в областях двух геотектонических зон: Сомхето-Карабахской и Севано-Курдистанской (по Л. Н. Леонтьеву, 1949).

В Севано-Курдистанской зоне плагиограниты ассоциируют с породами габбровой формации. Возраст этих плагиогранитов, как и всего комплекса габбровых пород по новейшим данным (С. А. Паланджян, Л. С. Меликян, Г. С. Арутюнян), определяется как досенонский, а по определениям абсолютного возраста методом сравнительного дисперсионного эффекта (определено З. О. Чибухчином) составляет 80 млн. лет.

В Сомхето-Карабахской зоне плагиограниты образуют самостоятельные интрузивные массивы или ассоциируют с породами гранитной формации. Самостоятельные массивы плагиогранитов (Атабек-Славянский, Гильянбирский, Тавушский, Хндзорутский, Ахпатский) отличаются значительными размерами, достигающими нескольких десятков квад-

ратных километров, и характеризуются особенностями, свойственными гранитоидным интрузивам формации малых глубин, по В. С. Коптеву-Дворникову (1952), с фазами дополнительных интрузий и жильно-магматических пород. Формирование указанных массивов плагиогранитов происходило в ранний этап мезозойского тектоно-магматического цикла, их возраст по геологическим данным определяется как байос-бат (Атабек-Славянский—по Г. И. Керимову, 1955), а по определениям абсолютного возраста методом сравнительной дисперсии двупреломления— 154 ± 5 млн. лет (Гавушский, Хидзорутский). Это обстоятельство и подробно изложенные ниже особенности позволяют указанные массивы выделить как проявление магматизма самостоятельной плагиогранитной петрографической формации*.

Плагиограниты, ассоциирующие с породами гранитной формации, встречаются в Шнох-Кохбском, Цавском массивах в виде небольших интрузивных тел (фаза дополнительных интрузий) и даек. По геологическим данным возраст массивов определяется как неоккомский, что подтверждается и определениями абсолютного возраста—133 млн. лет (Г. П. Багдасарян и др., 1964).

Плагиограниты габбровой формации. В Севано-Курдистанской зоне эти плагиограниты образуют мелкие, несколько вытянутые в северо-западном направлении интрузивные тела площадью менее 0,1 кв. км. Среди них наиболее крупными являются Далидаринский (0,3 кв. км) и Кясаманский (с породами фации эндоконтактов 1,2 кв. км) массивы. Сравнительно слабо развиты дайковые формы залегания плагиогранитов, мощность их обычно не превышает одного метра, а длина—нескольких десятков метров, изредка встречаются дайки мощностью в 10 м.

Главная масса выходов плагиогранитов приурочена к полям развития досенонских вулканогенных образований и габбро и лишь небольшая часть встречена в ультраосновных породах. Поля развития плагиогранитов составляют менее 10% площади выходов пород габбровой формации.

В эндоконтактной зоне плагиогранитных массивов, как правило, развиты гибридные породы сравнительно основного состава. По данным С. А. Паланджяна, от центральной части Кясаманского массива к периферии плагиограниты главной интрузивной фации постепенно сменяются кварцевыми диоритами, диоритами и габбро (фация эндоконтактов). Для плагиогранитов габбровой формации Севанского хребта очень характерен интенсивный катаклаз. Вмещающие породы, обычно представленные вулканогенными образованиями, слабо ороговикованы.

В жильных плагиогранитах явления гибридности выражены весьма слабо и лишь в эндоконтактной зоне отмечается резкое изменение структур, приобретающих мелкозернистый, микропорфировый характер. Вмещающие ультрабазиты на контакте с жильными плагиогранитами

* Плагиограниты складчатой зоны Армении, которые подробно здесь не рассматриваются из-за отсутствия собственных материалов у автора, также имеют среднеюрский возраст—145—150 млн. лет (Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян, 1961).

обычно превращены в тальк-карбонатные, тремолит-актинолитовые породы, суммарная мощность которых не превышает 30—40 см.

Минеральный состав плагиогранитов габбровой формации простой: плагиоклаз, кварц, роговая обманка, акцессории (апатит, циркон, сфен, магнетит) и вторичные (эпидот, хлорит, серицит, карбонат). Равномернозернистая, гипидиоморфнозернистая структура плагиогранитов главной интрузивной фации в сторону эндоконтактов постепенно сменяется порфировой с микропегматитовой или аплитовидной основной массой. Плагиоклаз плагиогранитов, представленный андезином (№ 30—36), обычно несколько пелитизирован и по отношению к другим породообразующим минералам идиоморфен. В порфириковых разновидностях, как и кварц, образует вкрапленники размером 3—4 мм. Кварц, составляющий более 30% массы пород, по отношению к плагиоклазу ксеноморфен; в порфириковых разновидностях находится в микропегматитовом сростании с полевым шпатом. Роговая обманка, представленная зеленой разновидностью ($C:Ng = 19^\circ$, $2v = -65^\circ$) и присутствующая в весьма непостоянном количестве, обычно хлоритизирована.

Плагиограниты гранитной формации. В гранитоидных комплексах плагиограниты встречаются в виде пород фазы дополнительных интрузий, жильно-магматических образований и фации эндоконтактов.

В интрузивах неокомского гранитоидного комплекса Сомхето-Карабахской зоны плагиограниты установлены в Шнох-Кохбском (дайки, дополнительные интрузии) и Цавском массиве (дайки). Плагиограниты фации эндоконтактов в исследованных массивах отсутствуют, но они широко известны по существующей геологической литературе (И. Х. Хамрабаев, 1958; М. Г. Руб, 1960; Г. Д. Афанасьев, 1950; В. В. Ляхович, 1953 и др.) в других регионах.

В упомянутых массивах дайки жильных плагиогранитов, имеющие мощность до 2 м и длину до нескольких сот метров, характеризуются всеми особенностями, свойственными жильным породам I этапа (по В. С. Коптеву-Дворникову, 1952). Жильные плагиограниты—светло-серые, с розовым оттенком, мелкозернистые породы, некоторые участки которых вследствие увеличения количества калиевого полевого шпата переходят в граниты. Внутри жильных плагиогранитов встречаются жилки пегматитов мощностью в 2—3 см, приуроченные к поперечной системе трещин даек (Г. А. Казарян, 1962).

Состав жильных плагиогранитов следующий: плагиоклаз, кварц, микроклин, биотит, акцессории.

Плагиоклаз, представленный олигоклазом (№ 23—24) и обычно резко преобладающий над микроклином (хотя местами наблюдается их обратное соотношение), идиоморфен по отношению ко всем остальным породообразующим минералам. Кварц образует неправильные, но идиоморфные по отношению к микроклину зерна. Микроклин, имеющий ограниченное развитие, выполняет промежутки между зернами плагиоклаза и кварца. Цветной минерал обычно представлен интенсивно хлоритизированным, буровато-коричневым биотитом.

Структура пород крайне непостоянна: порфировидная, аплитовая микрогранитовая, микропойкилитовая.

В 1962 году Р. Л. Мелконяном в Шнох-Кохбском массиве установлены плагиограниты фазы дополнительных интрузий. Они образуют дайкообразное тело, прослеживающееся в северо-восточном направлении более чем на 300 метров при мощности 40—50 м. Плагиограниты, прорывающие кварцевые диориты главной интрузивной фации, среднезернистые, с порфировым строением. Под микроскопом они имеют порфировую структуру и состоят почти целиком из плагиоклаза и кварца. Плагиоклаз встречается зернами двух генераций, из которых ранние образуют идиоморфные вкрапленники зонального строения, имеющие в ядрах состав андезина (№ 37—40), а на краях—олигоклаза (№ 22—23). Зерна плагиоклаза поздней генерации (олигоклаз) совместно с кварцем слагают аплитовидную основную массу. Цветной минерал, судя по реликтовым формам и продуктам разложения, был представлен биотитом. Породы отличаются высоким содержанием сфена и сопутствующего ему рутила.

В рассмотренных гранитоидных массивах устанавливается отчетливое тяготение выходов плагиогранитов к определенным участкам; так, в Шнох-Кохбском массиве они сконцентрированы у южного эндоконтакта (р-н с. Шнох), а в Цавском—у западного. Подобная обособленность выходов плагиогранитов позволяет предполагать существование в краевых частях интрузивов локальных очагов, где в силу процессов ассимиляции, гибридизма и дифференциации формировался магматический расплав плагиогранитного состава. Такое предположение подкрепляется фактами нахождения плагиогранитов эндоконтактовой фации в гранитоидных массивах Средней Азии, Кавказа, Дальнего Востока и др. (И. Х. Хамрабаев, 1958; В. В. Ляхович, 1953; М. Г. Руб, 1960 и др.).

Интрузивы плагиогранитной формации. Крупные и самостоятельные плагиогранитные массивы Сомхето-Карабахской зоны (Атабек-Славянский, Тавушский, Хндзорутский, Ахпатский) образуют среднеюрский интрузивный комплекс, формирование которого предшествовало вышеупомянутому неокомскому гранитоидному комплексу.

Плагиограниты слагают более 30% площади массивов мезозойских интрузивных комплексов (среднеюрский и неокомский).

Интрузивы формировались в результате однофазного (Ахпат) или многофазного (Тавуш и др.) внедрения магматического расплава. В однофазном Ахпатском массиве более 80% площади составляют плагиограниты (породы главной интрузивной фации), остальная часть представлена гибридными кварцевыми диоритами.

При формировании многофазного Тавушского массива в ранний этап внедрились плагиограниты, которые в эндоконтактах переходят в кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты. С другой стороны, во внутренних частях плагиограниты постепенно переходят в граниты, адмеллиты и гранодиориты. На втором этапе формирования внедрились розовые граниты и плагиогранит-порфиры (фаза дополнительных интрузий). Породы жильно-магматической фазы представлены аплитами,

1
плагиогранит-порфирами (I этап), габбро-диабазами и диорит-порфирами (II этап). Такие же закономерности формирования установлены и в Хндзорутском массиве. В площади отмеченных массивов плагиограниты составляют более 70%, гибридные породы фации эндоконтактов— 20%, породы фазы дополнительных интрузий около 10%. В плагиогранитах этих массивов выделяются следующие разновидности (по возрастной распространения): аплитовидные, нормальные и порфиroidные.

В широко распространенных порфиroidных плагиогранитах вкрапленники представлены зональным плагиоклазом, сложенным в ядре андезином (№ 47—50), а на краях—альбитом (№ 10—12) и «глазками» кварца. Структура нормальных плагиогранитов и основной массы порфиroidных разновидностей гипидиоморфнозернистая; они состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата (мало), кварца, роговой обманки, биотита, аксессуариев (апатит, циркон, сфен, рутил, магнетит), вторичных минералов (эпидот, хлорит, серицит).

Плагиоклаз представлен андезином и идиоморфен по отношению к остальным породообразующим минералам. Калиевый полевой шпат встречается спорадически, обычно окаймляет зерна плагиоклаза, часто образуя микропегматитовое сростание с кварцем. Кварц ксеноморфен и выполняет интерстиции между ранее выделившимися минералами. Роговая обманка встречается в небольшом количестве и представлена двумя разновидностями: буро-желтой и зеленой. Последняя развита сравнительно широко. Биотит присутствует в незначительном количестве в виде небольших чешуек.

Судя по литературным данным (Ш. А. Азизбеков, 1947; Г. И. Керимов, 1955; Р. Н. Абдуллаев, 1961, 1963 и др.), породы Атабек-Славянского и Гильянбирского массивов идентичны с плагиогранитами вышеописанного Тавушского интрузива.

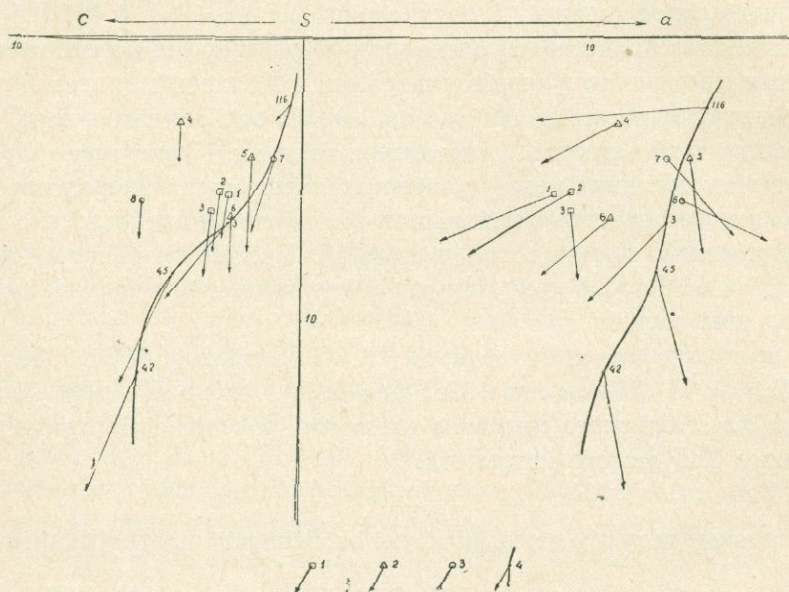
Основные петро- и геохимические особенности плагиогранитов

Породы плагиогранитной формации Сомхето-Карабахской зоны на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (фиг. 1) сконцентрированы в определенном поле и по сравнению со средними гранитами по Р. Дэли отличаются: малым содержанием щелочей, входящих в состав полевых шпатов, при значительном преобладании натрия над калием ($n=88-90$); сравнительно высоким содержанием кремнезема и пересыщенностью глиноземом.

Плагиограниты габбровой формации отличаются непостоянным составом, который на диаграмме выражается большим разбросом их векторов. Среди пород этой группы встречаются разновидности как с низким, так и с высоким содержанием полевошпатовой извести (Урал); здесь встречаются также и несколько богатые щелочами разности (Казakhstan), которые по сравнению с плагиогранитами Севанского бассейна являются более богатыми кремнеземом. Наряду с разновидностями, пересыщенными глиноземом (Урал, Севан), среди плагиогранитов габбровой формации встречаются и разновидности с избытком кальция (Ка-

захстан). Натриевый характер этих плагиогранитов выражается еще сильнее ($n=93-96,5$).

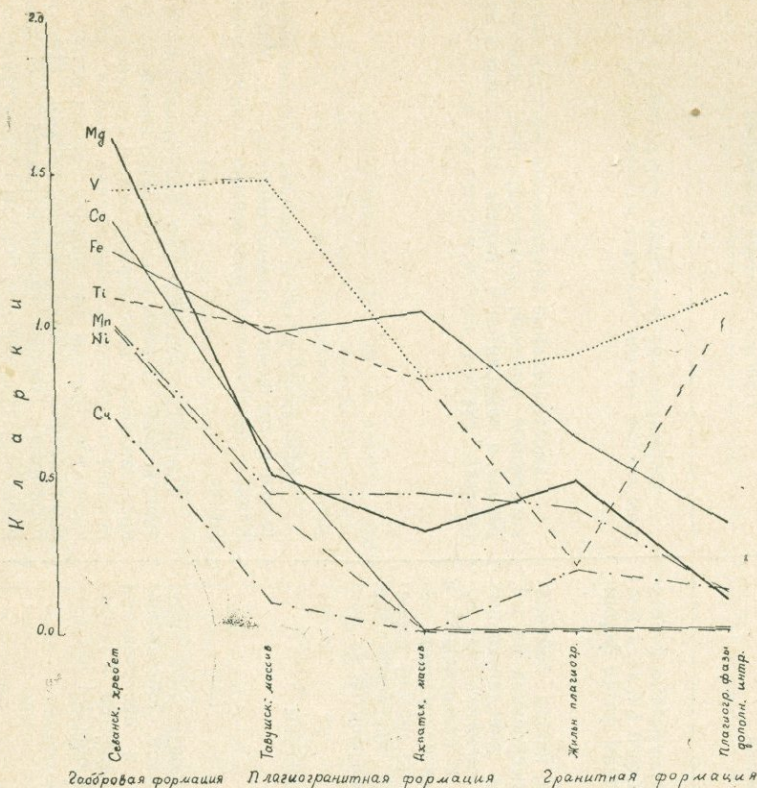
Плагиограниты гранитной формации тоже отличаются непостоянным составом, который на приложенной диаграмме выражается большим разбросом векторов. Такая вариация составов плагиогранитов как гранитной, так и габбровой формации, безусловно, является следствием явлений гибридизма, играющих решающую роль в их формировании. При сравнительно высоком содержании щелочей, чем они соответствуют средним гранитам Р. Дэли, плагиограниты гранитной формации отличаются избытком извести (c'), что по исследованиям В. С. Коптева-Дворникова (1953) характерно для гибридных пород, сформировавшихся при ассимиляции гранитной магмой известковистых пород. Соотношение натрия и калия, при преобладании первого, варьирует в значительных пределах ($n=79,0-96,8$).



Фиг. 1. Диаграмма химических составов плагиогранитов различных формаций. 1—Породы плагиогранитной формации (1—Атабек-Славянский, 2—Тавушский, 3—Ахпатский). 2—Породы габбровой формации (4—Уральские, 5—Казахстанские, 6—Севанские). 3—Породы гранитоидной формации (7— жильные плагиограниты, 8—плагиограниты фазы дополнительных интрузий Шнох-Кохбского массива). 4—Средние составы и вариационная кривая пород по Р. Дэли.

Большое отличие плагиогранитов габбровой, гранитной и плагиогранитной формации вырисовывается на вариационной диаграмме содержания элементов-примесей группы железа (фиг. 2), составленной по принципу сравнения с кларками кислых пород по А. П. Виноградову (1962). Содержание всех элементов этой группы в плагиогранитах габбровой формации кларковое и выше. Сравнительно малое количество хрома в этих породах является в несколько раз превышающим таковое плагиогранитов гранитной и плагиогранитной формации.

Содержание магния, кобальта, марганца, никеля и хрома в плагио-



Фиг. 2. Вариационная диаграмма средних содержаний Fe, Mg, V, Co, Ni, Ti, Cr в плагиогранитах различных формаций.

гранитах гранитной и плагиогранитной формации резко падает по сравнению с таковым габбровой формации и составляет от 0,5 кларка до предела чувствительности определения метода. Содержание железа, титана и ванадия в них кларковое или близкларковое.

О происхождении плагиогранитов

В геологической литературе преобладает мнение о генетической связи плагиогранитов с основной магмой. Оно особенно широкое распространение получило после известной концепции Ю. А. Билибина, по которой на ранних этапах развития подвижных зон в комплексе основных интрузивных пород участвуют и генетически связанные с ними плагиограниты.

Вопреки этим представлениям, в существующей обширной геологической литературе имеются и многочисленные факты, свидетельствующие об ассоциации и генетической связи плагиогранитных массивов с совершенно иными по составу интрузивными комплексами, что вызывает необходимость пересмотра существующих представлений.

Основные особенности плагиогранитов различного происхождения, сведенные в табл. 1, позволяют выявить следующие закономерности их формирования.

Сравнительная характеристика плагиигранитов различных формаций

Габбровая формация	Гранитная формация	Плагиигранитная формация
1	2	3
<p>Формирование формации приурочено к раннему этапу развития тектоно-магматического цикла, а плагиигранитов к поздней фазе комплекса габбро-плагиигранитов</p> <p>Небольшие, сильно вытянутые, часто дайкообразные тела с площадью нескольких кв. км. Контактное воздействие на вмещающие породы интенсивное (особенно на ультрабазиты), ширина зоны контакто-измененных пород находится в прямой зависимости от размеров тел плагиигранитов</p> <p>Эффузивные аналоги не известны</p> <p>Массивы плагиигранитов подчинены выходам габбро, собственные жильные породы представлены редкими жилками плагиигранитов. Другие дайковые породы являются общими для всего габбро-плагиигранитного комплекса</p>	<p>Формирование формации приурочено к позднему этапу тектоно-магматического цикла, а внедрение плагиигранитов—к поздним фазам формирования комплекса</p> <p>Небольшие штокообразные, иногда дайкообразные тела площадью до нескольких кв. км, представленные породами фазы дополнительных интрузий и даек фазы жильно-магматических пород I и II этапа. На контакте с известняками в эндоконтактной зоне гранитных интрузивов образуются гибридные породы, по составу варьирующие от плагиигранитов до плагииоклазитов. Контактное воздействие плагиигранитов на вмещающие породы весьма слабое</p> <p>Эффузивные аналоги не известны</p> <p>Выходы плагиигранитов исключительно приурочены к массивам гранитоидов. Собственные жильные породы весьма редки и представлены маломощными жилками плагиигранитов и пегматитов. Дайки II этапа являются общими для всего комплекса гранитоидов</p>	<p>Формирование формации приурочено к средним этапам тектоно-магматического цикла</p> <p>Самостоятельные интрузивные массивы штокообразной крупной, пластообразной, дайкообразной и лакколитовой формы площадью в несколько десятков, иногда и сотен кв. км.</p> <p>Эффузивные аналоги, предшествующие внедрению интрузивных плагиигранитов, на Малом Кавказе представлены кварцевыми плагиигранитами</p> <p>Плагииграниты образуют собственно интрузивную фазу. Породы главной интрузивной фации представленные плагиигранитами, постепенно переходят в гибридные образования фации эндоконтактов. Породы фаз дополнительных интрузий представлены плагиигранит-порфирами, гранит-порфирами. Породы жильно-магматической фазы развиты слабо, жильные породы I этапа представлены плагиигранитами и пегматитами, II этапа—габбро—диабазам, кварцевыми диорит-порфирами</p>

1	2	3
<p>Цветной минерал представлен роговой обманкой, реже биотитом. Калиевые полевые шпаты обычно отсутствуют.</p>	<p>Цветной минерал представлен биотитом (обычно хлоритизированный). Содержание калиевых полевых шпатов варьирует в больших пределах: от ничтожных до количеств, соответствующих гранитам. Плаггиоклаз представлен олигоклазом</p>	<p>Цветной минерал представлен биотитом, роговой обманкой, реже пироксеном. Калиевые полевые шпаты встречаются редко, в количестве до 2—4%. Плаггиоклаз представлен андезином</p>
<p>Плаггиоклаз представлен андезином, в некоторых массивах вторичным альбитом (Центр. Казахстан)</p>	<p>Содержание Fe, Mg, Cr, Mn ниже 0,5 кларка, Co, Ni—ниже чувствительности определения метода, Ti, V—кларковое. Последнее, вероятно, связано с высоким содержанием V в осадочных породах, подвергнутых ассимиляции</p>	<p>Содержание Ti, Fe, V—кларковое; Cr, Ni, Mn, Mg, Co—от полукларкового до ниже чувствительности спектрального метода определения</p>
<p>Содержание Ni, Mn, Ti, Fe, Cr кларковое, Co, V, Mg—полтора кларка</p>	<p>Наблюдается значительный разброс векторов на петрохимической диаграмме по А. Н. Заварицкому; породы отличаются избытком полевошпатовой извести (с'); соотношения натрия и калия варьируют в больших пределах (n=79,0—96,8)</p>	<p>Векторы анализов на петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого расположены кучно, соотношение натрия и калия, при значительном преобладании первого, постоянное (n=88—90)</p>
<p>Наблюдается большой разброс векторов на петрохимической диаграмме по А. Н. Заварицкому, сильное преобладание натрия над калием (n=93—96,5)</p>		

1. Формирование плагиогранитов происходит во всех этапах развития геосинклиналей.

2. Крупные массивы плагиогранитов формируются только в средних этапах развития геосинклиналей; в ранних и поздних этапах плагиограниты образуют мелкие интрузивные тела, подчиненные массивам габбровой или гранитной формации.

3. Собственную фазу жильно-магматических пород имеют только плагиогранитные интрузивы плагиогранитной формации. Для плагиогранитов других генетических групп породы жильной фазы являются общими для габбровой или гранитной формации.

4. Минеральный состав плагиогранитов плагиогранитной формации постоянный, в породах иных формаций наблюдаются большие вариации: в одном случае преобладают натрийсодержащие минералы (габбровая формация), в другом — калийсодержащие (гранитная формация).

5. Элементы-примеси группы железа и петрохимический параметр «п» являются довольно надежными критериями для определения принадлежности плагиогранитов к различным формациям.

При объяснении происхождения плагиогранитов габбровой формации мнения исследователей сильно расходятся и предлагаются различные, порой и противоречащие, варианты. И. Ф. Трусова (1948) плагиограниты и альбитизированные кварцевые диориты комплексов основных и ультраосновных пород Центрального Казахстана считает метаморфическими образованиями. Н. П. Михайлов (1962), подобно Г. В. Пинусу (1960), породы габбро-плагиогранитового комплекса рассматривает как результат дифференциации гибридной магмы, полученной при ассимиляции гранитного слоя перидотитовым расплавом.

Ряд ученых (А. Н. Заварицкий, 1937; Г. Л. Падалка, 1937; П. М. Татаринов, 1940 и др.) считает лейкократовые жильные породы, в том числе и плагиограниты, комагматичными образованиями ультрабазитов, а по мнению Е. А. Кузнецова (1955) при эволюции базальтовой магмы образуется остаточный расплав, соответствующий альбититам.

Необходимо отметить, что в ряде регионов, по работам последних лет, установлен значительный перерыв в формировании ультрабазитовых и габбро-плагиогранитовых комплексов (Д. С. Штейнберг, 1961, 1963; С. А. Паланджян, 1964 и др.), весьма определенно указывающий на их генетическую разобщенность.

Относительно возможности образования кислых дифференциатов от габбровой магмы имеются веские возражения. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1949) еще в период господства теории кристаллизационной дифференциации Боуэна в своих критических замечаниях отвергал возможность образования гранитов из базальтовой магмы, указывая, что при наиболее благоприятных условиях может образоваться лишь габбро с содержанием кварца не более 5%. Образование кислых и щелочных пород трапповой формации Таймыра А. М. Даминова (1956) связывает с процессами ассимиляции поздних дифференциатов базальтовой магмы. Т. Барт (1956), ссылаясь на Боуэна, указывает, что «растворение гранита и других сиалических материалов в базальтовой магме может способ-

ствовать увеличению содержания в ней гранитных дифференциатов поздних базальтовых интрузий». А. П. Лебедев (1953) причину проявления кислых дифференциатов в девонских диабазах Северного Урала находит в глубинной ассимиляции более кислого материала основной магмой. Такие идеи имеются у Р. Дэли (1936), Д. С. Белянкина (1937) и др.

Таким образом, появление пород кислого состава в основных и ультраосновных комплексах, вероятно, связано с дифференциацией гибридного расплава, полученного при ассимиляции сиалической оболочки базальтовой магмой на пути ее вторжения в верхние ярусы земной коры. Отсюда следует, что появление плагиигранитов в совокупности с кварцевым габбро в последние этапы развития комплексов основных пород также связано с переплавлением земной коры базальтовой магмой и ее последующей дифференциацией. Надо полагать, что первые порции основной магмы при прохождении через земную кору находились в пути сравнительно короткое время и не были способны ассимилировать значительное количество инородного материала, впоследствии сказывающегося в ее дифференциатах. В поздние этапы развития основных интрузивных комплексов, вероятно, создавались наиболее благоприятные условия для захвата и усвоения значительной массы сиала, сравнительно богатых кремнеземом и щелочами. Отдавая предпочтение взглядам о малой ассимиляционной способности базальтовой магмы, мы считаем, что незначительная роль плагиигранитов в интрузивных комплексах основных пород обусловлена небольшим усвоением инородного (сравнительно кислого состава) материала магмой основного состава.

Плагииграниты гранитных формаций, образующие мелкие интрузивные тела (фазы дополнительных интрузий и жильно-магматических пород, фация эндоконтактов), как показывают исследования, связаны с явлениями ассимиляции, гибридизма и дифференциации гранитной магмы, усваивающей известковистые породы. Факты возникновения плагиигранитов и близких к ним по составу пород на контакте гранитоидных массивов с известняками установлены во многих регионах (В. В. Ляхович, 1953; И. Х. Хамрабаев, 1958; Р. Н. Соболев, 1958; М. Г. Руб, 1960 и др.). Плагииграниты фаз дополнительных интрузий и жильно-магматических пород, вероятно, образуются несколько иными путями и их формирование обусловлено более сложными процессами, нежели прямая ассимиляция боковых пород в узкой зоне эндоконтактов. Здесь решающее значение имеют ограниченный объем ассимилированных известковистых пород, обуславливающий сохранение необходимого для гранитов количества кремнезема, и большое рассеивание калия, ибо в противном случае, как это доказано, могут возникнуть полевошпатовые породы, лишенные кварца или с весьма малым количеством его. Надо полагать, что при внедрении высоконагретого и богатого летучими компонентами и щелочами гранитного расплава, в верхние ярусы земной коры, в эндоконтактной зоне интрузива, где преобладают известковистые породы, формируется гибридная магма, бедная железом и магнием. При дифференциации гибридной магмы образуется остаточный расплав, по составу

ву соответствующий плагиогранитам, который при наличии благоприятных условий для перемещения интрузирует в верхние части материнского для них интрузивного массива.

Самостоятельные интрузивы плагиогранитной формации, по времени формирования располагающиеся между периодами развития пород габбровой и гранитной формации, по геологическим данным и определениям абсолютного возраста в значительной мере от них оторваны (Г. И. Керимов, 1955; Р. Н. Абдуллаев, 1963; Б. К. Львов, 1963; Г. А. Казарян и др., 1964; В. Ф. Марковкина, 1964 и др.). Значительный возрастной разрыв приводит к заключению, что формирование магматического расплава плагиогранитного состава может происходить при благоприятных условиях, на определенных этапах развития тектоно-магматических циклов.

Вопрос генезиса плагиогранитов следует рассматривать как неотъемлемую часть общего вопроса происхождения гранитов, относительно которого, как известно, имеются две основные теории—метасоматическая и магматическая. Не углубляясь в разбор отдельных направлений этих взглядов по которым имеется весьма обширная и справедливая в каждом конкретном случае литература, и не отдавая предпочтения какому-нибудь из них, мы вполне согласны с выдвинутым Ю. А. Кузнецовым взглядом и считаем наиболее правильным геолого-исторический подход к решению генезиса изверженных пород. Полемика, наблюдавшаяся в недавнем прошлом между метаморфистами и магматистами относительно происхождения и существования гранитной магмы, в результате многочисленных геолого-петрографических и экспериментальных работ (К. Менерт, 1963; В. П. Петров, 1963, 1964 и др.) в основном разрешалась в пользу последних.

На различных этапах истории развития подвижных зон в определенных частях земной коры имеют место разные по характеру и интенсивности метаморфические и магматические процессы, продукты которых по составу являются весьма сходными.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1910) в обзоре мнений о возможности образования палингенных магм на больших глубинах земной коры, о котором еще в 1788 году высказывался Гюттон, указывает, что, вероятно, все послепалеозойские изверженные породы представляют продукты выплавления и последующей дифференциации осадочных и изверженных образований. О. Р. Таттл указывает, что на глубине 10—20 км могут возникнуть условия, достаточные для плавления пород.

По современным представлениям, гранитная магма является продуктом селективного выплавления в основном глинистых пород (Н. А. Елисеев, 1951; В. П. Петров, 1964; К. Менерт, 1963; Г. Д. Афанасьев, 1963; Ю. А. Кузнецов, 1963 и др.) в глубоких зонах геосинклинальных областей. В соответствии с составом селективно выплавленных пород, образованный анатектический расплав отличается калиевым характером (гранитный). Возникший анхизвтектический расплав (кварц + полевошпат) впоследствии под воздействием тектонических усилий из областей формирования выжимается в верхние горизонты.

Изучение строения подвижных зон свидетельствует о том, что самые нижние части разрезов первичных геосинклиналей (А. В. Пейве, В. М. Синицин, 1950; А. В. Пейве, 1961) или эвгеосинклиналей, по Штилле, отличаются резким преобладанием вулканогенных образований, представленных излияниями лав базальтовой магмы и ее дифференциатов (андезиты, дациты) с прослоями яшм и осадочных пород (преимущественно известкового состава).

Вышеизложенное позволяет полагать, что в основании эвгеосинклиналей зоны интенсивного метаморфизма и селективного выплавления раньше достигают толщи вулканогенных образований, с резко выраженным натриевым характером, нежели толщи осадочных (глинистых) пород. В результате селективного выплавления толщ вулканогенных образований возникает анхизвтектический кислый магматический расплав с существенно натриевым характером (плагиогранитный).

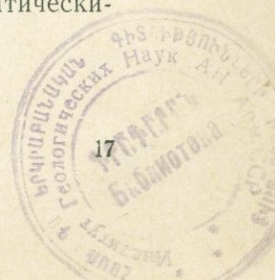
В проблеме самостоятельности плагиогранитного расплава важным является вопрос существования их эффузивных аналогов. Для плагиогранитов Малого Кавказа этот вопрос решается положительно; в Сомхето-Карабахской тектонической зоне широко распространены среднеюрские кварцевые плагиопорфиры, предшествующие внедрению ряда интрузивов формации плагиогранитов. По мнению Ш. А. Азизбекова и Э. Х. Мадатова (1957), А. Т. Асланяна (1958) отмеченные кварцевые плагиопорфиры являются эффузивными аналогами плагиогранитов. На Урале эффузивными аналогами плагиогранитов, вероятно, являются альбитофиры, развитые за счет дацитовых порфиром.

Различные генетические особенности рассмотренных типов плагиогранитов, несомненно, являются обуславливающими и их геохимическую, металлогеническую специализацию. По неполным и предварительным сведениям, на данном этапе изучения поднятого вопроса возможно отметить только ряд положений, имеющих общий характер. Из исследований Б. К. Львова (1963) следует, что для массивов плагиогранитной формации Урала характерно оруденение золота, мышьяка, меди, серебра, вольфрама, висмута, свинца и др., которые несвойственны микроклиновым гранитам этих же районов. Такие же выводы вытекают и из работы В. М. Сергиевского (1958, 1960). По данным А. Н. Феногенова (1960, 1960, 1963), А. Д. Ракчеева (1958, 1962), медно-колчеданные руды на Южном Урале формировались после плагиогранитов и до внедрения гранитов.

Подобная закономерность наблюдается и на Малом Кавказе—медноколчеданные месторождения Алавердской группы расположены вблизи Ахпатского интрузива, а Кедабекской группы—тяготеют к плагиогранитным массивам Атабек-Славянской группы.

В ы в о д ы

1. Плагиограниты генетически связаны с различными магматическими формациями.
2. Намечаются два пути образования плагиогранитов:



а) ассимиляция, гибридизм и дифференциация в одном случае при взаимодействии гранитной магмы и известняков, а в другом—габбровой магмы и кислых пород.

б) Селективное выплавление вулканогенных образований в корневых частях эвгеосинклинальных зон (на глубинах более 15 км) и образование анатектического магматического расплава с существенно натриевым характером.

3. По геохимическим и петрохимическим особенностям возможно отличие плагиогранитов различных генетических групп. Плагиограниты главной интрузивной фации массивов плагиогранитной формации отличаются стабильным минеральным составом и петрохимическими параметрами. Для плагиогранитов габбровой и гранитной формации наблюдается большая гетерогенность, в габброидных—значительная вариация в составе плагиоклаза, а в гранитоидных соотношениях К и Na ($n=79,0—96,8$).

4. Наблюдается металлогеническая специализация пород плагиогранитной формации по меди (Малый Кавказ, Урал), золоту, свинцу, вольфраму, висмуту и др. (Урал).

5. Вышеизложенные материалы и выводы относительно плагиогранитов являются предварительными, и необходимо дальнейшее их исследование, основными направлениями которых должны явиться выяснения закономерностей распределения акцессорных минералов, геохимических, металлогенических специализаций интрузивов плагиогранитной формации; петрология плагиогранитов различных генетических групп и др.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологии и петрографии мезозойских гранитоидных интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Советская геология, № 6, 1961.
- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа, 1963.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа, 1947.
- Азизбеков Ш. А. и Мадатов Э. Х. Петрохимическая характеристика плагиогранитовых интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. Труды Азерб. индустриального института им. М. Азизбекова, вып. XVIII, 1957.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, 1958.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов северо-западного Кавказа. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 69, петр. сер. (38), 1950.
- Афанасьев Г. Д. К проблеме гранитов. Сб. Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород, 1963.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. О возрасте интрузий Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIV, № 4, 1961.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мкртчян Р. С., Саркисян Э. А., Гургенян Г. Г. Абсолютный возраст магматических пород Алавердского рудного района. Труды XIII сессии комиссии по опред. абсолютн. возр. геол. формаций (в печати).
- Белянкин Д. С. К вопросу о петрогенетическом значении контактных явлений. Тр. XVII межд. геол. конгресса, т. V, 1937.

- Виноградов А. П. Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород. Геохимия, № 7, 1962.
- Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Светлова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 65, 1962.
- Даминова А. М. О роли кристаллизационной дифференциации и ассимиляции в образовании пород базальтового комплекса Центрального Таймыра. Сов. геология, № 51, 1956.
- Елисеев Н. А. Гранитизация и метасоматические граниты. Учен. зап. Ленингр. унив., № 2, 1951.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. Петрография СССР, сер. II, вып. 7, 1937.
- Казарян Г. А. Магматические комплексы Алавердского рудного района. Автореферат канд. диссертации, 1962.
- Казарян Г. А., Баласаян С. И., Чибухчян З. О. Интрузивы Сомхето-Карабахской зоны. Геология Арм. ССР, т. III, Интрузивные породы, 1966.
- Керимов Г. И. К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. Изв. АН Азерб. ССР, № 7, 1955.
- 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 гибридации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 148, 1953.
- Кузнецов Е. А. Реакционный принцип и его значение для образования некоторых горных пород. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», 1955.
- Кузнецов Ю. А. О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм. Сб. Пробл. магм. и генезиса изверж. горн. пород, 1963.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Об основных проблемах петрогенезиса. Изв. СПб. политехн. инст. Отд. техн., ест. и мат., 14, вып. 1, 1910.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Этюды по петрогенезису. Избр. труды, т. 1, 1949.
- Ленных И. В. Кислые и средние интрузивные комплексы Ю. Урала и их металлогения. Мат. по геол. и пол. ископ. Урала, вып. 8, 1961.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1949.
- Ляхович В. В. Эндоморфное изменение молодых гранитов Баксана в контакте с известняками. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, петр. сер. (44), 1953.
- Львов Б. К. Петрографические и петрохимические особенности гранитоидов Кочкарского района. Вопр. магматизма и метаморфизма, т. 1, 1963.
- Марковкина В. Ф. О возрасте гипербазитов Севера Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1964.
- Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 80, 1962.
- Падалка Г. Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. Петрография СССР, сер. I, вып. 7, 1937.
- Паланджян С. А. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XVIII, № 1, 1965.
- Петров В. П. Предисловие к книге К. Менерта «Новое о проблеме гранитов», 1963.
- Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблема гранита. Изв. АН СССР, сер. геологическая, № 3, 1964.
- Пинус Г. В. Кембрийский магматизм и металлогения Тувы. Автореф. докторской диссертации, 1960.
- Ракчеев А. Д. Закономерности размещения колчеданных тел на Урале (на примере Карабашской группы месторождений). Сов. геология, № 7, 1962.

- Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 33, 1960.
- Сергиевский В. М. Магматизм Урала. Геол. строение СССР, т. 2, 1958.
- Сергиевский В. М. Магматизм и металлогения Урала. В сб. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1960.
- Татаринов П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала. Петрография СССР, сер. 1, вып. 9, 1940.
- Феногенов А. Н. К генезису колчеданных месторождений на среднем Урале. Изв. высш. учебн. завед., сер. геол. и разв., № 3, 1960.
- Феногенов А. Н. Соотношение жильных гранитоидов и колчеданного оруденения. Бюлл. МОИП, т. 65, отд. геол., т. 35, вып. 2, 1960.
- Феногенов А. Н. Особенности сульфидной минерализации в пределах зеленокаменной полосы восточного склона Урала на участке г. Кыштым—г. Дегтярск. Автореф. канд. дисс., 1963.
- Хамрабаев И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в западном Узбекистане, 1958.
- Штейнберг Д. С. Интрузивные формации Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8, 1961.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 1, 1963.

Э. Г. МАЛХАСЯН, Ю. А. ЛЕЙЕ

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ В ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ АРМЕНИИ

Характерным признаком пород юрской вулканогенной формации Малого Кавказа, и прежде всего Армении, является широкое проявление в них разнообразных по характеру и степени интенсивности метаморфических процессов.

Степень наложения метаморфических преобразований на вулканогенные породы юры является неодинаковой и в различных свитах и на различных участках проявляется с различной степенью интенсивности. С одной стороны, она зависит от относительного возраста пород, с другой—от степени насыщенности компонентами и расстояния гидротермальных растворов, циркулирующих в магматических образованиях.

Подвергшиеся метаморфизму вулканогенные образования юры по качественному составу можно разделить на два типа изменений, соответственно связанных с двумя главными типами метаморфических процессов, проявляющихся вообще в вулканогенных толщах: 1) процессы аутометаморфизма и зеленокаменного изменения и 2) процессы низкотемпературного гидротермального метаморфизма.

Предметом обсуждения настоящей статьи являются вопросы, связанные с гидротермальным метаморфизмом в юрской вулканогенной формации*. В настоящее время вряд ли найдется исследователь, которому нужно будет говорить о значении изучения гидротермальных процессов и вызванных ими изменений, ибо они являются одним из главных отправных пунктов для понимания «первичных ореолов» и поисков слепых рудных тел.

В практической деятельности на месторождении гидротермально измененные породы помимо вторичных кварцитов принято разделять на три категории: гидротермально-измененные, сильно измененные и очень сильно или нацело измененные породы. Такое разделение проводится на основании характера изменения и степени сохранности первичного состава и структурных признаков пород. К первой группе фактически относятся существенно хлоритизированные и в меньшей мере серицити-

* Статья подготовлена Э. Г. Малхасяном. Материал, посвященный Кафанскому месторождению, написан Э. Г. Малхасяном совместно с Ю. А. Лейе.

зированные, иногда окварцованные породы, сохранившие свои структурные признаки и частично минералогический состав. Во вторую группу включаются существенно серицитизированные и окварцованные породы, которые, утратив свой первоначальный состав и часть других признаков, все же поддаются определению, в основном благодаря сохранившимся реликтам структуры. И наконец, к третьей группе относятся адиагностические кварцево-серицитовые породы, полностью утратившие все свои признаки. Их первоначальный состав может быть установлен только при наличии в массиве этих пород менее измененных участков. Задача несколько облегчается, если первоначально порода содержала кварц, который обычно сохраняется, даже в нацело измененных породах.

В геологическом отношении гидротермально-измененные породы развиты почти исключительно среди образований нижней (?) и средней юры. Здесь они пользуются широким распространением и отличаются большим разнообразием. Среди всего многообразия измененных пород наибольшим развитием пользуются фации вторичных кварцитов, кварцево-серицитовые, серицит- и алунитсодержащие, а также хлоритсодержащие разновидности пород. Иначе говоря, здесь развиты породы, возникающие под воздействием кислых гидротерм, характеризующихся процессами окварцевания, серицитизации, каолинизации, алунитизации, хлоритизации, пиритизации и карбонатизации. Широко развиты также в пределах рудных полей явления огипсования пород. Кроме перечисленных изменений, в отдельных участках отмечаются биотитизация и флюоритизация пород. Последняя охватывает также и верхнеюрские породы. Обычно гидротермально-измененные породы пространственно тяготеют к крупным нарушениям. Не менее отчетливо обнаруживается связь измененных пород с выходами субвулканических образований кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров.

Среди гидротермально-измененных пород наиболее широкое распространение имеют вторичные кварциты, хотя они не образуют крупных массивов. Обычно они проявляются в виде небольших массивов площадью в несколько гектаров и отчетливо тяготеют к разломам и выходам кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров. В соответствии с представлениями о минеральных фациях вторичных кварцитов (Н. И. Наковник, 1954₂) в пределах рудных полей могут быть выделены монокварциты, серицитовые, каолинито-пирофиллитовые и алунитовые кварциты. Иногда в распространении фаций вторичных кварцитов для отдельных рудных полей достаточно хорошо проявляется зональность относительно выходов кварцевых плагиопорфиров.

Наиболее крупные выходы монокварцитов и тесно связанных с ними серицитовых кварцитов отмечены в Кафанском, Алавердском, Шамлугском месторождениях и на г. Лалвар, среди которых особенно значителен выход на вершине г. Каварт. Во всех указанных случаях кварциты развиваются преимущественно по порфиристам и их пирокластам, реже по туфоосадочным породам (Каварт). Занимая небольшую площадь, все отмеченные выходы характеризуются небольшим распространением по вертикали, образуя как бы «куполы» или «покрышки»,

под которыми обычно отмечаются скопления промышленных медных руд. Такое положение может быть объяснено тем, что образование описываемых вторичных кварцитов несколько предшествовало фазе оруденения и они явились своего рода экраном для поднимающихся рудных терм. Зональность всех описываемых выходов кварцитов в общем однообразная и проявляется в уменьшении роли кварца в породе и переходе ее через кварц-серицитовые в серицитизированные, а затем пропицитизированные породы.

Андалузит-дюмортьеритовые кварциты среди юрских вулканогенных образований Армении отмечены только в Алавердском районе на восточном склоне г. Лалвар. Судя по реликтовым текстурам, структурам и переходам во вмещающие породы, вторичные кварциты образованы по юрским порфирирам. Породы эти насыщены дюмортьеритом (в среднем составляя 5—8% породы). Генезис дюмортьерита, по-видимому, следует объяснить более поздним проникновением из магмы борной кислоты, которая в условиях давления и медленного охлаждения частично преобразовала силлиманит в дюмортьерит. Предположение, что первоисточник бора для образования дюмортьерита мог находиться во вмещающих породах, отпадает, так как последние представлены вулканогенными образованиями, и даже спектроскопически в них бор не отмечен. Не исключается возможность, что привнос бора из магмы связан с захватом бора из боковых пород осадочного происхождения из глубоких горизонтов и переносом его магматическим расплавом гранитоидного состава.

Алунитовые кварциты пользуются значительно меньшим распространением и пространственно тяготеют к участкам полиметаллического оруденения, развиваясь исключительно за счет кварцевых порфиритов. Отмечены эти породы только в бассейне р. Халадж—несколько севернее развалин сел. В. Тежадин и на левом склоне долины руч. В. Шаумянский. В обоих случаях они контролируются разрывными нарушениями, более мелкими, чем вышеописанные серицитовые кварциты.

Площадь, занятая первым, более значительным выходом алунитизированных пород, не превышает одного гектара. Второй выход—совершенно ничтожен по размерам. Основная часть его, видимо, скрыта под верхнеюрскими образованиями.

К неизменным вмещающим породам алунитовые кварциты переходят через довольно значительную по мощности зону серицитизированных пород, почти не затронутых окварцеванием.

Каолинито-пиррофиллитовые кварциты установлены в Кафанском районе на участке Дзорастан и, по-видимому, связаны с жерловой фацией кварцевых порфиров. Кварциты по данным Ю. А. Лейе (1963), здесь развиваются почти исключительно по кварцевым порфирам, выполняющим жерло. По мнению Ю. А. Лейе, здесь имеет место наложение нескольких фаций кварцитов друг на друга, что вызвано, видимо, неоднократно повторяющейся длительной циркуляцией газовых и водных растворов по каналу вулкана. Граница распространения вторичных кварцитов довольно резкая и практически совпадает с контуром

тела, за пределами которого развиты кварцево-серицитовые породы, которые только на отдельных небольших участках могут быть отнесены к серицитовой фации кварцитов.

Помимо образования вторичных кварцитов, в пределах юрской вулканогенной формации Армении широко развиты также другие разновидности гидротермально измененных пород. К таким образованиям относятся серицитсодержащие породы, являющиеся одними из наиболее распространенных гидротермально-измененных пород в пределах Кафанского, Шамлугского и Ахтальского рудных полей и обычно пространственно и генетически связаны с рудоподводящими каналами и рудными телами. По степени насыщения породы серицитом всю эту группу можно разделить на серицитизированные и серицитовые породы. Последние представляют собой интенсивно измененные породы, утратившие первоначальную структуру и минералогический состав. Серицитизация преимущественно развивается в породах кислого типа — альбитофирах, плагиопорфирах и др. Довольно интенсивно серицитизации подвержены также перемятые рассланцованные породы в зонах дорудных разломов. Нередко такие зоны бывают сложены почти мономинеральным серицитом. Вне тектонических швов серицитизация проявляется параллельно с окварцеванием и в этом случае образуются кварцево-серицитовые породы, описанные выше. Определение возраста образования серицитолитов Алавердского рудного района позволило уточнить не только их возраст (от 154 до 160 млн. лет), но и возраст оруденения Алавердского месторождения как средне-верхнеюрский, ибо гидротермальные процессы, давшие колчеданную рудную минерализацию, одновременно вызывали интенсивное изменение рудовмещающих порфиритов и туфобрекчий средней юры.

Обычно серицитизация проявляется не как самостоятельный процесс, а сопровождается каолинизацией и хлоритизацией пород. В серицитизированных породах изменению вначале подвергаются плагиоклазовые вкрапленники, а затем уже и основная масса породы. Макроскопически серицитизированные породы представляют собой осветленные, иногда глинистые образования, имеющие в рудниках кремовую, а на поверхности, за счет гидроокислов железа, красновато-бурую окраску.

В условиях поверхностного выветривания, за счет разложения пирита, осветленные серицитовые породы подвергаются лимонитизации и приобретают весьма пеструю, пятнистую (желтую, красную, бурую, белую) окраску. На месторождениях такие породы получили наименование «марашей» или «марашистых зон». В зависимости от степени окварцевания серицитовых пород среди «марашей» выделяют плотные и рыхлые разновидности. Первые развиты значительно больше.

Каолинизация рудовмещающих пород самостоятельно не проявляется и сколько-нибудь значительных выходов каолининовых пород не наблюдается, за исключением, может быть, массива каолинито-пиррофиллитовых кварцитов в Кафанском месторождении. Обычно каолинизация развивается параллельно с серицитизацией и окварцеванием, предпочтительно среди более кислых пород (кварцевые порфириты и

порфиры). Присутствует каолинит в виде рассеянных по породе мелких скоплений, которые хорошо распознаются только под микроскопом.

В последние годы в измененных серицитовых породах, сопровождающих крупные дорудные разломы, был установлен диккит (М. П. Исаенко, 1963). Последний образует мелкие зеленовато-голубые линзы вязких диккитовых пород, располагаясь обычно в центральных частях рассланцованных пород зоны разлома, что может служить подтверждением его более позднего образования.

По данным М. П. Исаенко, выделения неправильной формы и жилки диккита отмечаются также в рудовмещающих порфиритах и пострудных дайках диабазов и габбро-диоритов. Автор генезис диккита в условиях Кафанского месторождения объясняет воздействием горячих кислых растворов на рудовмещающие вулканогенные породы основного и среднего состава, при котором происходил вынос Na_2O , K_2O , CaO и MgO . При этом большая часть кремнезема и глинозема, входящих в состав породообразующих минералов, образует диккит.

Хлоритсодержащие породы пользуются широким распространением и среди них также могут быть выделены хлоритовые и хлоритизированные породы. Первые распространены ограниченно и тесно связаны с относительно мелкими тектоническими нарушениями, по швам которых они развиваются. Более широко распространены хлоритизированные породы. В зависимости от температурных условий процесса хлоритизации различается несколько типов хлоритов. Наиболее интенсивно хлоритизация развивается в породах основной и средне-основной группы—в порфиритах зеленокаменной толщи Армении, в плагиоклазовых порфиритах Куртамякского участка Кафанского месторождения, к югу от рудника № 6 и в пределах рудника № 7—10 того же месторождения и в районе пос. Ленрудники в Алавердском районе. Естественно, что хлоритизация проявляется совместно с серицитизацией и окварцеванием пород, но в указанных участках этот тип гидротермального изменения явно преобладает над всеми другими.

Постоянное и высокое содержание хлорита в описываемых породах указывает на первичное обогащение магмы водой.

Макроскопически хлоритизация выражается в том, что придает породе более темный, зеленовато-синий или черно-зеленый цвет. Под микроскопом хорошо заметно, что преимущественно хлорит развивается в мезостазисе, а затем развивается по темноцветным минералам—пироксенам и амфиболам и реже по плагиоклазу.

На поверхности, в результате выветривания, гидротермально хлоритизированные породы покрываются тонкой корочкой красновато-бурых окислов железа, благодаря чему такие участки резко выделяются на фоне других пород. Под корочкой гидроокислов железа почти во всех случаях наблюдается обеленная порода, которая вглубь переходит в темные хлоритизированные породы. Это обеление происходит, видимо, под воздействием серноокислых растворов, образующихся при разложении сульфидов, что экспериментально было подтверждено Д. М. Шилиным и В. П. Ивановой (1954). Теми же авторами отмечается, что указанные до-

рочки гидроокислов железа развиваются по породам, в которых присутствуют существенно железистые хлориты, характерные для гидротермально измененных пород, сопровождающих медно-колчеданное оруденение.

Цеолитизация в вулканогенных образованиях юры отмечена только в верхнеюрских породах Кафанского и частично Горисского районов на территории Тасского леса. Она здесь представлена в виде гнезд диаметром до 10 см величиной.

Пиритизация рудовмещающих пород развивается повсеместно параллельно с другими процессами и охватывает почти все породы рудных полей. Наиболее интенсивно она развита среди пород средней юры и наиболее обильна при развитии процессов серицитизации, пропицитизации и кварцитов. Необходимо, однако, отметить, что пирит, даже при его большом содержании в породе, не может служить указанием на близость промышленных рудных тел и как поисковый признак может использоваться только в сочетании с другими признаками.

По крупности кристаллов, густоте и характеру распространения их может быть выделено несколько типов пиритизации. Наиболее распространенным является мелкозернистый пирит, относительно равномерно распределенный в породе. Реже отмечается пирит в крупных, правильно ограненных кристаллах или мелкозернистый пирит, образующий отдельные скопления. Среди пород верхней осадочной серии параллельно с пиритом отмечается также и марказит.

В поверхностных условиях пирит обычно подвергается окислению и переходит в лимонит, а скопления его превращаются в рыхлую сыпучую массу.

Карбонатизация характерна для верхних горизонтов среднеюрских пород. Особенно интенсивно она развита среди пород верхней осадочной серии Кафанского месторождения.

Макроскопически карбонатизированные породы сохраняют свою естественную окраску и текстурно-структурные особенности.

В порфиридах карбонаты хорошо развиваются по порфирировым выделениям, в туфах они обычно замещают цементирующую массу и реже охватывают обломочный материал. Параллельно с карбонатами в породе почти всегда присутствует хлорит, реже серицит и вторичный кварц.

Среди этого типа гидротермальных процессов заслуживает упоминания формирование чрезвычайно интересных оригинальных образований карбонатного состава на Кафанском месторождении. Морфологически они представляют жилы и дайкообразные тела мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров (8—10 м). Эти образования, вероятно, непосредственно связаны с общим очагом рудообразования, на что указывает также наличие в них, в некоторых случаях, редкой вкляпленности сфалерита и халькопирита.

Огипсование развито среди пород верхней осадочной серии средней юры Кафанского месторождения и в районе пос. Ленрудники Алавердского месторождения и представлено достаточно мощной гипсо-

во-ангидритовой толщей, которая рассматривается нами как метасоматическая порода, образовавшаяся за счет вулканогенно-осадочных пород и известняков* под воздействием сульфатных растворов. В меньшей мере гипсы развиты вблизи рудных тел и иногда накладываются на рудные жилы.

Высказанное мнение относительно природы гипсово-ангидритовой толщи подтверждается ее приуроченностью к породам верхней осадочной серии именно в центральной и юго-восточной частях Кафанского рудного поля, т. е. там же, где имеют распространение и известняки. В пределах площадей, занятых верхнеюрскими образованиями, они вскрыты непосредственно под ними (скв. № 131, 153, 328, 340); кроме того, нередко наблюдается интенсивное огипсование туфоосадочных пород верхней осадочной серии (р-к № 7, гор. 1095 м; рудник № 6).

Образование гипсово-ангидритовой толщи следует отнести к пострудному периоду, т. е. к моменту, когда промышленные рудные тела уже были сформированы, но гидротермальный процесс еще продолжался. Об этом свидетельствуют факты корродирования и цементации рудных минералов (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит) ангидритом. Эти явления детально описаны и хорошо иллюстрируются Ван-Цзу-баном и В. Н. Котляром (1957), а позже К. А. Карамяном и А. С. Фарамазяном (1959).

Из других процессов гидротермального изменения, тесно связанных с вышеописанными, необходимо отметить альбитизацию, наиболее интенсивно развитую среди порфиритов разного состава.

С целью выяснения химизма гидротермально измененных пород и характера растворов, вызвавших эти изменения, нами были собраны все имеющиеся химические анализы этих пород, а также произведены дополнительные анализы. К сожалению, точное место взятия образца и его детальное описание в первоисточнике не приводятся, в силу чего мы сочли возможным вывести средние значения из нескольких имеющихся анализов и сопоставлять их со средним составом соответствующей неизменной породы**.

Недостатком всех приводимых ниже анализов является отсутствие данных об объемном весе анализируемых пород, однако исправить этот недостаток, в силу указанных причин, не представляется возможным. В результате протекавшие изменения сравниваются не в единице объема, как это принято в настоящее время и что является более правильным (Н. И. Наковник, 1958), а в единице массы.

Для удобства сравнения все анализы пересчитаны по кислородному методу Т. Барта. Цифровые значения и полученные формулы этих пород приводятся ниже в табл. 1, 2, 3, 4.

* На Кафанском месторождении помимо описанных процессов огипсования известняков, по-видимому, имеет место также процесс перекристаллизации известняков и превращение их в гипс и ангидрит.

** Для данной цели использованы анализы пород только по Кафанскому месторождению, так как наиболее полные данные имеются только по нему.

Средние составы выведены: для свежих порфиритов — из 5 анализов (Малхасян, Лейе, 1956), для измененных — из 3 и для сильно изме-

Таблица 1

Оксиды	Плаггиоклазовые порфириты		
	свежие	гидротермально измененные	сильно гидротермально измененные
SiO ₂	53,63	54,53	58,95
TiO ₂	1,43	0,55	0,54
Al ₂ O ₃	16,36	15,29	12,26
Fe ₂ O ₃	5,36	8,38	9,4
FeO	5,24	4,55	3,43
MgO	4,41	6,74	4,15
CaO	4,92	2,27	2,91
Na ₂ O	3,62	1,28	1,72
K ₂ O	0,89	0,33	0,56
H ₂ O	0,66	0,5	0,36
п. п. п.	3,68	4,13	5,45
Сумма	100,38	98,82	99,91

ненных — из 4 анализов, заимствованных у Ю. А. Арапова. Образцы для этих анализов взяты в горных выработках рудников № 1—2 и 6.

Формулы пород соответственно равны:

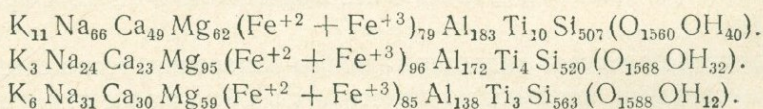


Таблица 2

Оксиды	Кварц-плаггиоклазовые порфириты			
	свежие	гидротермально измененные	сильно гидротермально измененные	очень сильно гидротермально измененные
SiO ₂	64,95	65,65	53,23	67,79
TiO ₂	0,35	0,35	0,95	0,45
Al ₂ O ₃	15,71	13,35	13,75	10,21
Fe ₂ O ₃	4,91	7,38	10,27	7,28
FeO	2,45	1,94	2,82	2,60
MgO	2,02	2,73	3,98	2,94
CaO	1,96	2,49	5,66	2,45
Na ₂ O	2,61	0,46	1,89	1,29
K ₂ O	0,87	0,12	0,30	0,30
H ₂ O	0,80	0,64	0,44	0,48
п. п. п.	3,94	4,47	7,42	4,12
Сумма	100,73	99,59	100,72	99,91

Средние составы выведены: для свежих пород — из 3 анализов (Малхасян, Лейе, 1956); для измененных — из 4, для сильно измененных — из 3 и для очень сильно измененных — из 3 анализов. Анализы заимствованы у Ю. А. Арапова. Образцы взяты в рудниках № 1—2 и 6.

Формулы пород соответственно равны:

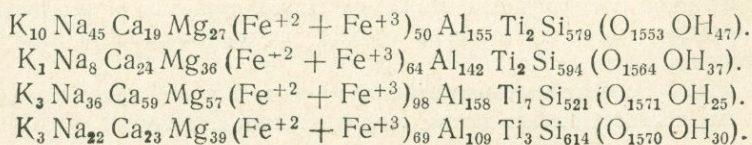


Таблица 3

Окислы	Кварцевые порфиры		
	свежие (ан. № 85)	гидротер- мально-из- мененные (ан. № 81)	очень силь- но гидротер- мально-из- мененные (ан. № К-4)
SiO ₂	71,18	70,00	64,37
TiO ₂	0,48	0,6	0,15
Al ₂ O ₃	11,67	14,25	17,26
Fe ₂ O ₃	1,38	2,70	3,00
FeO	1,94	3,28	0,52
MgO	1,34	2,53	1,12
CaO	4,86	0,77	0,73
Na ₂ O	2,22	2,58	2,68
K ₂ O	1,70	0,46	2,23
H ₂ O	0,28	0,22	1,01
SO ₃	не опр.	не опр.	2,34
п. п. п.	3,1	3,08	3,75
Сумма	100,24	100,57	99,16

Анализы № 85 и 81 (Малхасян, Лейе, 1956). Образец для анализа № К-4 взят на участке Куртамяк из кварц-порфировой дайки.

Формулы приведенных пород соответственно равны:

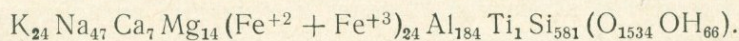
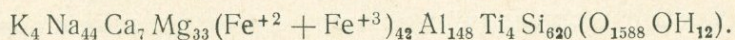
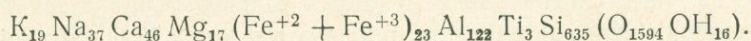
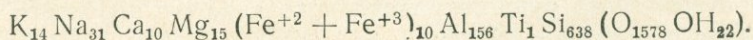
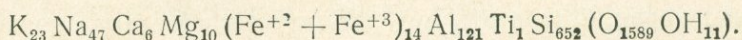


Таблица 4

Окислы	Кварцевые альбитофиры	
	свежий (ан. № 91)	очень сильно гид- ротермально изме- ненный (ан. № К-5)
SiO ₂	77,60	74,63
TiO ₂	0,27	0,15
Al ₂ O ₃	12,23	15,45
Fe ₂ O ₃	2,14	1,20
FeO	0,14	0,54
MgO	0,88	1,20
CaO	0,66	1,13
Na ₂ O	2,90	1,85
K ₂ O	2,20	1,30
H ₂ O	0,22	0,40
SO ₃	не опр.	0,53
п. п. п.	1,16	0,63
Сумма	100,44	99,08

Анализ № 91 (Малхасян, Лейе, 1956); образец анализа № К-5 взят на высоте Сарито-Прах.

Формулы приведенных пород следующие:



Приведенные цифровые данные, несмотря на их недостатки, с учетом вышеприведенного описания гидротермально измененных пород позволяют сделать ряд выводов относительно перераспределения вещества под воздействием гидротермальных растворов.

1. Щелочи из гидротермально измененных пород выносятся, причем особенно интенсивно в начальную стадию изменения, в процессе хлоритизации пород. В более измененных (серицитизированных) породах количество калия обычно возрастает.

2. Кальций ведет себя по-разному: в плагиоклазовых порфиритах и в карцевых порфирах, т. е. в породах, подвергшихся интенсивной альбитизации, он выносится, особенно активно в менее измененных разностях; в кварц-плагиоклазовых порфиритах и кварцевых альбитофирах — наоборот. Выше было также отмечено, что карбонатизация вообще свойственна верхним горизонтам среднеюрских пород. Такое распределение кальция позволяет допустить, что гидротермы первоначально не были им насыщены, но освободившийся в процессе альбитизации кальций, попадая в циркулирующие растворы, переносился ими и фиксировался в более высоких горизонтах.

3. Относительное количество магния во всех измененных породах возрастает, и особенно заметно в хлоритизированных. Здесь можно предполагать как частичный привнос магния растворами (Д. М. Шилин и В. П. Иванова, 1954), за счет чего образуются магнезиально-железистые хлориты, так и относительное повышение его содержания в породе за счет выноса других элементов. В более измененных разностях по мере развития процессов серицитизации и окварцевания количество магния уменьшается.

4. Количество железа в измененных породах обычно возрастает, что проявляется и внешне в их пиритизации. Исключение составляют только кварцевые альбитофиры, в которых наблюдается некоторое понижение содержания железа.

5. Содержание алюминия в эффузивных породах с увеличением степени их измененности непрерывно понижается, в субвулканических породах, наоборот, возрастает.

6. Кремнекислота, напротив, с увеличением степени изменения эффузивных пород возрастает, а в субвулканических — понижается.

7. Повышение содержания связанной воды в измененных субвулканических породах вполне закономерно и объясняется их хлоритизацией, серицитизацией и каолинизацией. Тот факт, что в эффузивных породах содержание воды уменьшается, видимо, следует объяснять тем, что породы, принятые нами за «свежие», уже в силу аутометаморфических изменений были насыщены связанной водой (следует учитывать подводный характер излияния большинства среднеюрских эффузивов).

Дополнительные данные относительно привноса-выноса отдельных элементов были получены в результате спектрографического изучения измененных пород. Результаты металлотрической съемки по коренным породам Кафанского рудного района показали, что первичные ореолы рассеяния в большинстве случаев совпадают с площадями гидротер-

мально измененных пород. В силу этого геохимическую характеристику ореолов, которая освещена Ю. А. Лейе (1960), можно распространить на измененные породы. Такое сопоставление показывает, что при гидротермальном изменении из пород выносились титан, ванадий, галлий, иттербий, а также, частично из серицитизированных пород, марганец.

Интересно отметить, что медь, обычно привносимая в гидротермально измененные породы, из алунитовых кварцитов и серицитизированных пород, расположенных стратиграфически ниже рудных тел, выносилась. Ее содержание в указанных местах значительно ниже «фонового» содержания меди в рудовмещающих породах.

Привносились в гидротермально измененные породы медь, свинец, цинк, серебро, сурьма, мышьяк и в ничтожных количествах молибден. Характерно, что последний элемент фиксируется в основном в серицитизированных породах подрудной толщи, из которых выносилась медь. По данным М. А. Лапп (устное сообщение), в гидротермально измененных породах из зон дорудных разломов северо-западного простирания, в частности из зоны Западно-Саяддашского разлома Кафанского месторождения, отмечено также повышенное (в 2—3 раза превосходящее кларковое) содержание иода.

Исходя из приведенного описания гидротермально измененных пород и характера перераспределения вещества можно заключить, что растворы в момент их воздействия на породы были довольно кислыми, что подтверждается не только интенсивным выносом щелочей, но и широким развитием процессов алунизации и каолинизации пород, а также присутствием каолинито-пирофиллитовых кварцитов. В дальнейшем, в результате взаимодействия с вмещающими породами, происходит нейтрализация растворов, что отражено в образовании серицитовых кварцитов, а местами наблюдается также переход кислых растворов в щелочные (под воздействием которых происходила пропилитизация пород верхней осадочной серии, сопровождаемая их карбонатизацией). Несмотря на широкое распространение вторичных кварцитов и процессов окварцевания рудовмещающих пород кремнезем в существенных количествах, видимо, не привносился. Вторичные кварциты и процессы окварцевания развивались в основном за счет перераспределения веществ исходных пород, что подтверждается взаимозависимостью содержаний глинозема и кремнезема и незначительными колебаниями в содержаниях последнего.

По-видимому, на направление режима и характера растворов значительную роль играют также пористость и трещиноватость пород, которые способствуют относительно свободной циркуляции кислорода. Особенно в верхних зонах Земной коры, как указывает С. И. Набоко (1963), где породы обогащены подземными водами, под воздействием высокой температуры поднимающейся магмы они приобретают характер гидротермальных растворов и тем самым в той или иной мере влияют на нормальный характер растворов. Однако такие участки не могут быть регионального масштаба и носят локальный характер. При гидротермальном изменении, помимо характера растворов, большое значение имеет

также литологический состав пород, чем обусловлен разнохарактерный процесс минералообразования.

Источник растворов, вызвавших гидротермальный метаморфизм описываемого типа, очевидно, следует искать в предположительных глубинных очагах магмы кислого состава, вероятно в тех же очагах, с которыми было связано и происхождение рудоносных растворов, создавших Кафанское, Алавердское, Шамлугское и другие колчеданные месторождения, залегающие в пределах юрских вулканогенных толщ в северной и южной Армении. Что касается формирования медного и медно-колчеданного оруденения, то оно также произошло в среднетемпературных условиях. В настоящее время со стороны большинства исследователей установлено, что медно-колчеданное оруденение Сомхето-Карабахской зоны генетически связано с глубинным очагом кварц-плагипорфировых и альбитофировых образований, ибо кислые гранитоидные интрузии юрского возраста в пределах развития указанных месторождений отсутствуют. Достаточно подробно вопрос о связи оруденения с субвулканическими образованиями нами рассмотрен в ряде работ (Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе, 1963 и др.), поэтому здесь на нем не останавливаемся.

В целом, характер гидротермального изменения рудовмещающих пород и самих растворов (А. Г. Бетехтин, 1953) позволяет уверенно говорить о том, что эти процессы протекали в близповерхностных условиях при низких температурах, о чем прежде всего свидетельствует развитие соответствующих фаций вторичных кварцитов (Н. И. Наковник, 1954), в частности алунитовых, образование которых нередко происходит с участием вадозовых вод (В. С. Соболев, М. Ю. Фишкин, 1953) и низкотемпературной, приповерхностной пропилитизации (Д. С. Коржинский, 1961).

В заключение следует отметить, что некоторые исследователи (А. Г. Казарян и Г. Г. Шехян, 1963) гидротермальное изменение пород в юрской вулканогенной формации Армении приписывают только фумарольно-сульфатарной деятельности эффузивных образований, игнорируя при этом активную роль субвулканических образований. Такое размышление в природе не находит своего подтверждения, так как оно не учитывает не только состав магмы, объем выделений эманаций, но также состав изменяемых пород и глубинность. Общеизвестно, что кислые магмы и субвулканические образования характеризуются более значительными выделениями эманаций, газов и выделениями разнообразного состава, чем породы средне-основного состава, образующие эффузивные покровы.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.
- Ван-Цзубан, Котляр В. Н. О гипогенных ангидрите и гипсе из Кафанского месторождения. Сб. научн. тр. МИЦМЗ, 27, 1957.

- Исаенко М. П. Диксит из Кафанского медноколчеданного месторождения в Армении. Изв. ВУЗов, геология и разведка, № 6, 1963.
- Казарян А. Г., Шехян Г. Г. К проблеме генезиса колчеданных месторождений Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXVII, № 1, 1963.
- Карамян К. А., Фарамазян А. С. К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. XII, № 6, 1959.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лабор. вулканологии, вып. 19, 1961.
- Лейе Ю. А. Первичные ореолы рассеяния медных и полиметаллических месторождений Кафанского рудного поля. Тр. НИГМИ, вып. 1, 1960.
- Лейе Ю. А. О верхнебайосском вулканическом аппарате и связанном с ним проявлении молибденита из Кафанского рудного поля. ДАН Арм. ССР, т. XXXVI, № 3, 1963.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля в южной Армении. Изд. НТО ЦМ, Ереван, 1956.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. О связи колчеданных месторождений Армении с юрской вулканогенной формацией. Сб. «Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций». Алма-Ата, 1963.
- Набокко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд. АН СССР, 1963.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», Госгеолтехиздат, 1954₁.
- Наковник Н. И. Гропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. ЗВМО, вторая серия, ч. 83, вып. 2, 1954₂.
- Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. ЗВМО, вторая серия, ч. 87, 1958.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, № 7, 1953.
- Шилин Д. М., Иванова В. П. Хлоритсодержащие породы. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». Госгеолтехиздат, 1954.

К. Г. ШИРИНЯН

НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ И ПРОБЛЕМА НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ АРМЕНИИ

Большинство из районов, где в настоящее время проводятся поисковые работы на нефть и газ, или районы, которые считаются перспективными в отношении нефтегазоносности, в основном тяготеют к молодым вулканическим нагорьям, сформировавшимся в плио-плейстоценовое время.

В связи с этим возникает вопрос, какое влияние могла иметь бурно проявившаяся в Армении вулканическая активность на те участки земной коры, которые на основании палеогеографического и структурно-литологического анализов считаются перспективными в отношении нефтегазоносности?

Необходимость научно-обоснованного ответа на этот вопрос диктуется еще тем, что некоторые специалисты, выступающие против постановки поисковых работ на нефть и газ в нашей республике, ссылаются часто на то, что при такой бурно проявившейся вулканической активности, охватившей значительную часть страны, какие-либо нефтегазоносные пласты, если даже они существовали, вряд ли могли сохраниться.

Учитывая масштабы и продолжительность последней вулканической активности на территории нашей республики, кажется нельзя и возражать против такого существенного аргумента. Однако полученные за последние годы данные, основанные на комплексных геолого-геохимических и геофизических исследованиях, наши современные представления о глубинном строении областей молодого вулканизма и о механизме вулканического акта, данные о типах магматических очагов и магмоподводящих каналов дают нам основания не соглашаться с такими категорическими заявлениями, если они не основаны в каждом конкретном случае на глубоком анализе фактов.

К сожалению, очень часто о масштабах вулканической активности мы судим лишь на основании тех фактов, которые наблюдаем на поверхности, и в первую очередь по числу центров извержений на той или иной площади, или на основании того, какую площадь вообще покрывают продукты вулканической активности и т. д., что, в конечном счете, недостаточно, так как это не дает нам точного представления о масштабах магматических процессов на глубине. В этой связи нельзя не согласиться

с мнением известного вулканолога Джаггара, рассматривающего вулканизм как процесс, протекающий внутри земной коры и по ней.

С точки зрения прогноза на нефть и газ нас, в первую очередь, должно конечно интересовать, не то, что мы наблюдаем на поверхности, а та картина, которая имела место на определенных глубинах.

Обратимся хотя бы к такому очевидному факту. Известно, что вулканические продукты плио-плейстоценового времени покрывают около 3/5—всей территории республики, однако сами центры извержения, не считая удаленные от них на десятки километров лавовые потоки, занимают несравненно меньшую площадь.

Вероятно, надо учесть еще и то обстоятельство, на которое впервые обратил внимание Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928). А именно, что многие шлаковые конусы, принимаемые за обычные вулканические центры извержения, фактически являются не чем иным, как паразитическими-вторичными конусами, возникшими в результате местного пароксизма газов на лавовых потоках.

Плио-плейстоценовый вулканизм в Армении имел ареальный—площадный характер. Однако, как указывал в свое время Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928), «относить армянские излияния к площадным извержениям, полученным путем сплошного проплавления кровли близко подошедшим к земной поверхности лакколитовым магматическим бассейном, вряд ли возможно...».

Дальнейшие исследования полностью подтвердили предположение Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. А это очень важно, так как если, действительно, не было сплошного проплавления кровли, представляющей для нас те осадочные слои, которые могут содержать в себе нефть, то не могло бы быть и сплошного их уничтожения.

Нельзя не учесть и другое обстоятельство, на что мы обращали внимание и раньше (Ширинян, 1959). Весь вулканический пояс Армении с северо-запада на юго-восток расчленяется на отдельные вулканические комплексы или подзоны, и представления о том, что с северо-запада на юго-восток мы имеем непрерывную цепь вулканов, связанных с единым очагом, является ошибочным.

Каждый вулкано-структурный комплекс представляет относительно изолированную вулканическую область. Магматические очаги, с которыми были связаны отдельные вулканические комплексы, представляли изолированные друг от друга камеры, залегающие в пределах верхней мантии.

Такой вывод полностью согласуется с точкой зрения многих специалистов (Verhoogen, 1960; Любимова, 1960; Shimozuru, 1963), считавших возможным и подтверждающих рядом фактов существование в верхней мантии сплюсненно сфероидальных магматических камер или карманов, величина которых не превышает нескольких десятков километров.

В связи с вышеизложенным мы хотели бы проанализировать особенности гравитационного поля Армении.

Известно, что вся территория Армении с прилегающими к ней районами М. Кавказа делится на три регионально-выдержанные гравитационные зоны: зона юго-западного максимума, зона центрального минимума и зона северо-восточного максимума силы тяжести.

Миоплиоценовая и постплиоценовая вулканическая активность приурочена к зоне центрального минимума. Такая связь является не только пространственной, но и причинной, так как вулканизм вызван интенсивным поднятием Центральной складчатой зоны Армении, вследствие чего в зоне поднятия наблюдалось утолщение земной коры, обусловившее определенный дефект масс в верхних слоях земли (Аджимамудов, Ширинян, 1964).

Однако пояс относительного минимума, по характеру интенсивности силы тяжести, не является однородным и распадается на ряд отдельных минимумов второго порядка, к которым пространственно приурочены отдельные вулканические комплексы или подзоны. К таким подзонам относятся Арагацкая, Гегамская, Варденисская, Айоцзорская, Сюникская и др. вулканические области республики. Такое расчленение ее отображает дифференцированный характер восходящих движений и обусловлено определенными глубинными факторами.

Выделение вулканических подзон основывается как на морфоструктурном анализе, так и на анализе причин гравитационных неоднородностей. Кроме того, каждая из выделенных вулканических подзон характеризуется специфическими особенностями вулканических проявлений, а также особенностями петрографического, минералогического и геохимического порядка. Так, например, Сюникское вулканическое нагорье и Айоцзор характеризуются широким распространением роговообманковых лав, тогда как одновозрастные с ним лавы Арагацкого нагорья роговую обманку не содержат. И вообще, в четвертичных лавах Арагацкого нагорья роговая обманка отсутствует. Очень редки роговообманковые лавы в пределах Гегамы и Вардениса.

Для Арагацкого района весьма характерны двушироксеновые—авгит-гиперстеновые лавы, тогда как гиперстен почти совершенно не встречается в лавах других вулканических районов страны.

Только в лавах Сюникского нагорья можно встретить аксессуарный апатит в виде необычно крупных призматических форм и высоких содержаний (до 5—6%).

Если лавы Айоцзора, Сюникского и Вардениского нагорий характеризуются относительно высоким содержанием петрогенных элементов, то эффузивы Гегамского и Арагацкого нагорий бедны ими и, наоборот, богаты металлогенными элементами.

Связанные с различными вулканическими подзонами породы отличаются также и рядом петрохимических особенностей. В направлении с СЗ на ЮВ, с переходом из одной подзоны в другую, устанавливается тенденция увеличения щелочности вулканических образований.

В том же направлении устанавливаются определенные изменения в содержании отдельных окислов (Ширинян, 1963).

К. И. Карапетян (1963), указывая на ряд петрохимических различий лав двух смежных зон — Гегамы и Айоцдзора, на различный характер эволюции извержения считает, что окончательное формирование состава лав происходило не в едином очаге, а в двух самостоятельных изолированных очагах.

Вышеизложенный фактический материал не оставляет сомнения в том, что плио-плейстоценовый вулканизм Армении проявлялся в пределах отдельных структурных комплексов и не может рассматриваться как единое явление по всей складчатой зоне Армении. В этом отношении интересны также особенности гравитационных полей отдельных вулканических районов, которые к тому же дают возможность уяснить, какими глубинными факторами обусловлены наблюдаемые в пределах отдельных зон специфические особенности вулканизма.

Рассмотрим, к примеру, особенности гравитационного поля Арагаца, сравним их с особенностями соседних вулканических районов и попытаемся объяснить причины устанавливаемых различий.

Гравитационное поле Арагацкого вулканического нагорья представляет собой пестрое поле относительных минимумов и максимумов. Привершинная зона массива г. Арагац характеризуется глубоким минимумом силы тяжести, интенсивность которого от центра к периферии постепенно убывает.

Для Арагацской подзоны характерно также то, что центральная часть массива оконтурена зонами больших градиентов силы тяжести, дугообразно огибающих массив как с востока, так и с северо-запада и юго-востока.

Гегамское и Сюникское вулканические нагорья, в противоположность Арагацкому, имеют в основном спокойные, почти безградиентные гравитационные поля.

Если особенности гравитационных полей вызваны различными глубинными и тектономагматическими условиями рассматриваемых районов, то естественно ожидать в пределах каждого из них и определенные специфические для каждого района особенности вулканических проявлений, которые являются как бы индикаторами определенных глубинных условий и процессов.

Рассмотрим с этой точки зрения особенности гравитационного поля Арагацкого вулканического нагорья. Особенности гравитационного поля Арагацкого вулканического района обусловлены наличием в его центральной части крупного полигенного вулкана. Последний характеризуется брахиантиклинальным строением основания, в которое, как предполагают некоторые специалисты (Рейнгард, 1939; Паффенгольц, 1939; Паффенгольц—Тер-Месропян, 1964), внедрилась гранитоидная интрузия.

Арагацское вулканическое нагорье характеризуется широкой вариацией вулканических продуктов как по составу и типам пород, так и по их петрохимическим признакам.

Если для постплиоценового вулканического цикла Арагацкого нагорья характерна эволюция состава пород от долеритов до дацитов

включительно, то на Гегамском и Сюникском нагорьях эволюция состава магмы протекает от базальтов до андезитов, причем наибольшим распространением пользуются промежуточные разности лав — андезито-базальты.

Указанные различия также надо объяснить наличием в центральной части Арагацского нагорья крупного полигенного вулкана, обусловившего длительноустойчивое расплавленное состояние магмы, в связи с чем и большую продолжительность процессов ассимиляции и дифференциации. Не исключена возможность, что широкое развитие здесь вулканических пород кислых серий обусловлено вторичным оплавлением сиалической коры или древних гранитоидных интрузий.

О больших масштабах процессов ассимиляции на Арагацском нагорье свидетельствует также характерный только для этого района игнимбритовый вулканизм, так как игнимбриты, как указывает Р. В. Ван-Беммелен (1963), возникают при стремительных извержениях больших объемов анатектической магмы, образованной за счет частичного переплавления основания сиалической оболочки коры.

Ван-Беммелен считает, что в условиях растяжения коры и тектонических подвижек, анатектическая магма извергалась по трещинам растяжения, заливая поверхность игнимбритами.

На Арагацском вулканическом нагорье игнимбриты залили довольно большую площадь, и поэтому в связи с проблемой нефтегазоносности этой территории важно установить, какими путями осуществлялось их извержение, чем представлены центры извержения и как они расположены? При игнимбритовом вулканизме возникает также необходимость восстановления способа передвижения вулканического материала.

Если принять точку зрения центрального извержения и воздушного переноса вулканических выбросов по радиусу в 40—50 км (имеется в виду радиус залегания туфов вокруг Арагаца, принимаемого некоторыми исследователями за центр извержений туфов), то при решении вопроса о целесообразности постановки поисковых работ на нефть на площадях, покрытых туфами, последние, как результат наложенного процесса, конечно, учитывать не следует.

Однако мы стоим на точке зрения трещинных извержений главной массы туфов.

В одной из своих последних работ Ритман (1963) убедительно показывает, что поднятие и выброс из жерла центрального вулкана большого количества вулканических облаков, крайне подвижных и способных на быстрое распространение, несущих в себе огромные объемы рыхлых частиц, не возможно в соразмерное время. Напротив, из раскрытых трещин, при прочих равных условиях, может быть поднято в сто, тысячу раз больше материала. Поэтому следует принять во внимание, что большие игнимбритовые покровы происходят при трещинных извержениях. Точку зрения трещинных извержений игнимбритов в настоящее время поддерживает большинство крупных вулканологов. Эта точка зрения отражена в работах Вилиамса, Вестервальда, Ван-Беммелена, Росса и Смита, Стейнера и др. На связь арагацских игнимбритов с трещинами

ределенного профиля. Однако направления, вдоль которых расположены группы центров, не всегда совпадают с установленными геофизическим методом аномальными зонами.

Указанное обстоятельство дает основание полагать, что, помимо отчетливо выраженных разрывных нарушений глубокого профиля, должны иметь место и более мелкие нарушения в виде разрывов неглубокого заложения, связанных с периферическими, т. е. близповерхностными магматическими очагами.

Такое предположение впервые было высказано еще в 1928 г. Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом, который предвидел в рядовом расположении шлаковых конусов локальные трещины, представляющие подводящие каналы неглубокого очага.

С этой точки зрения проанализируем картину пространственного расположения вулканических центров Гегамского и Сюникского нагорий.

Как видно из приложенной карты, вулканические центры Гегамского и Сюникского нагорий расположены линейно вдоль отчетливо выраженных геологических структур общекавказского направления.

Освальд Ф. К. (1916), позднее Асланян А. Т. (1958) и Габриелян А. А. (1959) в рядовом линейном расположении вулканических центров Армянского вулканического нагорья видели их связь с близмеридиональными сбросовыми линиями или с регионально выраженными глубинными разломами СЗ—ЮВ направлений.

В свое время не соглашаясь с Освальдом, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1928) указывал на ошибочность такого взгляда. Он считал, что меридиональное расположение очагов вулканической активности не дает еще основания говорить об их приуроченности к меридиональным тектоническим линиям и, что существование больших тектонических линий, установленных таким путем, может быть подвергнуто большому сомнению. Это прежде всего потому, что наиболее крупные вулканы Армянского нагорья имеют, скорее всего, неправильное и более сложное распределение.

Характер гравитационных полей Гегамского и Сюникского нагорий полностью подтверждает взгляды Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Указанные вулканоструктурные зоны характеризуются спокойными, почти безградиентными полями. Зоны больших градиентов силы тяжести, отражающие разрывные нарушения глубокого заложения, почти отсутствуют. Исключение составляют регионально выраженные зоны нарушения в восточной части Сюникского нагорья, с которыми мы связываем образование Горисской обломочной толщи, и небольшую, вероятно дочетвертичную, но вторично омоложенную зону нарушения в северо-западной части Гегамского нагорья, с которой связаны некоторые молодые вулканические центры извержения. Главная же часть вулканических центров расположена в пределах безградиентных аномальных полей.

Такая картина обусловлена определенными глубинными условиями, выяснение которых имеет весьма важное значение при определении перспективности нефтегазоносности тех площадей, которые могут быть рас-

положены в пределах зон вулканической активности или на непосредственно примыкающих к ним площадях.

Попытаемся разобраться в тех глубинных условиях, которые могли бы обусловить вышеизложенные особенности.

Известно, что все крупные вулканические массивы Армянского нагорья насажены на жесткий каледонский субстрат, над которым залегает дислоцированная оболочка более молодых образований, мощностью в несколько километров.

В связи с этим характер разломов, по которым магма внедрялась в земную кору, в жестком консолидированном субстрате и значительно менее плотном осадочном комплексе, не мог быть одинаковым. Вследствие неравномерного изменения механических свойств пород, Ритман (1964) допускает, что граница разрыва в осадочной оболочке либо может суживаться, либо разветвляться. Отсутствие существенных гравитационных аномалий вдоль линейно расположенных вулканических центров говорит о том, что последние не связаны со сквозными глубинными разломами. С другой стороны, небольшой разброс вулканических центров вдоль отчетливо вырисовываемых линий говорит о том, что разветвления главного магмоподводящего канала или разлома имеют место на небольшой глубине от поверхности.

При детальном изучении картины расположения вулканических центров в пределах продолжительной зоны — начиная от северо-западного побережья оз. Севан до Гориса, можно видеть, что вдоль этой линейно вытянутой с северо-запада на юго-восток полосы имеется множество локальных трещин, протяженность которых составляет несколько километров. Последние хорошо фиксируются рядовым расположением, по прямым линиям, отдельных вулканических конусов. Направление локальных трещин меняется от северо-западного до близширотного, но значительная их часть все же сохраняет общекавказское, т. е. СЗ—ЮВ направления.

С точки зрения нефтегазоносности соответствующих площадей, важно знать, какими глубинными условиями могут быть обусловлены вышеизложенные особенности.

Изучение прилегающих к вулканическим нагорьям осадочных комплексов показывает (А. А. Габриелян, 1959), что они образуют брахиантиклинальные и брахисинклинальные складки, которые, имея в общем северо-западное простирание, очень часто приобретают широтное и даже северо-восточное простирание. Степень дислоцированности средняя, с падением пластов от 15 до 45°, но в краевых зонах устанавливаются сильно сжатые, узкие складки линейного типа. Естественно полагать, что такой же характер складчатости сохраняется и в той части осадочного комплекса, которая уходит под лавы.

Мы уже указали, что в условиях различных плотностей нижней консолидированной части земной коры и вышележащего, далеко еще не уплотненного осадочного чехла, вследствие неравномерного изменения механических свойств, весьма возможно разветвление единого глубинного разлома на отдельные второстепенные трещины и расщелины, по кото-

рым осуществляется окончательный подъем и эффузия магмы на поверхность.

Следовательно, картина разветвления главного магмоподводящего канала в значительной степени обусловлена и соответствует плану дислокации той части осадочного чехла, через который осуществляется подъем магмы на поверхность. Это объясняется тем, что подъем магмы и ее прохождение через осадочный чехол земной коры вдоль плоскостей напластования и складкообразования, т. е. вдоль наиболее ослабленных направлений, значительно облегчается. Эти направления впоследствии фиксируются планом расположения вулканических центров извержений.

Надо полагать, что различные свойства пород жесткого субстрата и осадочной кровли создавали благоприятные условия для образования между ними периферических межформационных магматических камер. Это согласуется с мнением Ритмана (1964) о том, что магма сравнительно легко проникает в ослабленный горизонт, который образуется на границе различных слоев. В результате этого, а также имея в виду определенное вулкано-тектоническое поднятие вышележащих слоев, создаются необходимые условия для образования близповерхностных магматических камер, через которые и осуществляются вулканические извержения.

В пользу того, что вулканические центры извержения в пределах Гегамского, Варденисского, Сюникского, Айоцзорского и, в известной мере, Арагацского нагорий связаны с глубинными разломами через промежуточные магматические камеры, свидетельствует то обстоятельство, что в Армении, в целом, молодой вулканизм характеризуется ареальным-многовыходным типом.

В свое время А. Н. Заварицкий (1944) указывал, что в областях ареального вулканизма «существуют в земной коре такие механические условия ее состояния, что возникающие здесь трещины, которыми облегчается достижение магмой поверхности земли, затем закрываются, возникают новые трещины и т. д. Эти разломы не обладают постоянством, как в линейном или центральном вулканизме, и в областях ареального вулканизма можно предполагать целые их системы, как бы раздробление области на целый ряд блоков, разъединенных разломами, сменяющимися во времени один другой».

Имеющиеся в настоящее время сведения о молодом вулканизме Армении полностью подтверждают и дополняют точку зрения А. Н. Заварицкого. Об этом, в частности, свидетельствуют моногенный характер большинства центров извержений и небольшие их размеры, непродолжительное время их активности, увеличение количества разрывных нарушений в районах развития ареального вулканизма, создавшие возможность частого перемещения местоположения центров извержений и т. д.

На основании вышеуказанных обстоятельств не трудно заметить, что, несмотря на ареальный или многовыходный тип вулканизма, при котором центры извержения охватывают довольно большую площадь,

могут существовать такие глубинные условия, когда непосредственному воздействию магмы подвергаются лишь верхние слои земной коры, т. е. участки, где имеются благоприятные условия для образования периферических магматических камер. Основной магмоподводящий канал занимает более определенное структурное положение и сохраняет довольно узкий профиль. Таким образом, создаются условия, при которых магматические (периферические) камеры, через которые осуществляются вулканические извержения, могут располагаться над нефтегазоносными пластами.

Чтобы выяснить, какие глубины земной коры сохраняют еще перспективность в отношении нефтегазоносности, надо будет хотя бы приблизительно установить те глубины, в которых формировались периферические апофизные магматические очаги. Важно узнать и относительные размеры этих очагов.

Ответ на этот вопрос можно найти в самом характере вулканической активности (продолжительность, интенсивность, тип и механизм извержений и т. д.), так как известно, что существует определенная связь типов вулканических проявлений от размеров и глубин расположения магматических камер.

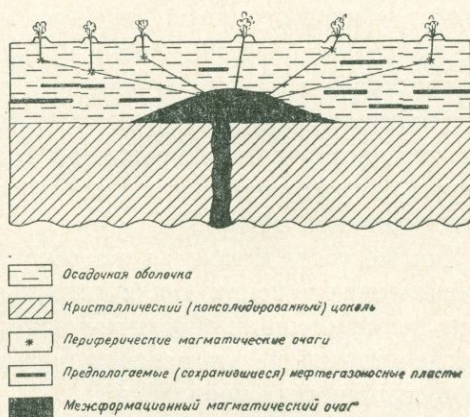
А. Н. Заварицкий (1944), сравнивая относительно небольшие шлаковые конусы Армении с конусами типа „Пюи“ в Оверни, ссылается на классификацию типов вулканических извержений, предложенную Зондером, в которой аналогичные извержения питаются из очагов, глубина залегания которых не превышает 0,5 км.

К. И. Карапетян (1963) считает, что глубина залегания вулканических очагов Айоцзора и Гегамского нагорья не превышает 3 км.

Изложенные выше особенности механизма новейших вулканических проявлений показаны в вышеприведенном схематическом профиле (фиг. 2).

Извержение может происходить как из межформационного очага, имеющего непосредственную связь с вулканическим центром, так и через промежуточные периферические очаги, местоположения которых не являются определенными в том отношении, что в силу непостоянства структурных и тектонических условий мигрируют во времени и в пространстве.

Конечно, не во всех случаях обязательно образование межформационных очагов и в силу создавшихся условий может иметь место непосредственное разветвление начального магмоподводящего канала как в



Фиг. 2

вертикальном, так и в горизонтальном направлениях, вдоль контактов пород с различными плотностями. С последним случаем связаны образования силлов, которые в настоящее время устанавливаются в некоторых из тех осадочных комплексов Армении, которые примыкают к вулканическим нагорьям.

Кроме всего вышеизложенного, необходимо принять во внимание еще то обстоятельство, что магматические очаги могут образоваться также непосредственно в небольших глубинах земной коры в ассоциации с орогенетическими движениями при небольшом давлении.

Не имея каких-либо данных, основанных на детальных геофизических наблюдениях, мы конечно не можем указать, какие именно вулканы или вулканические извержения связаны с очагами второго типа, т. е. с такими, наличие которых связано с высвобождением стресса.

Возможно, что с этим типом очагов связаны некоторые куполовидные вулканы, сложенные риолитовыми лавами. С внутрикоровыми очагами могут быть связаны также игнимбриты района г. Арагац. Все это, конечно, является пока предположением, которое не подтверждено необходимым фактическим материалом.

Какие выводы можно сделать, исходя из вышеизложенных особенностей глубинных условий новейших вулканических проявлений Армении? Насколько целесообразна и оправдана постановка нефтепоисковых работ в стране с бурнопроявившимся вулканическим прошлым?

Вышеизложенный материал с достаточной убедительностью показывает, что рассматривать вулканизм в условиях Армении как явление, с которым связано полное и повсеместное уничтожение ожидаемых нефтегазоносных свит, нельзя.

Как же тогда подойти к постановке поисковых работ в молодых вулканических районах, какие площади считать наиболее перспективными, на какие площади обратить наибольшее внимание? Мы постараемся вкратце ответить на эти вопросы, исходя из вышеизложенных особенностей вулканических проявлений.

Имея в виду, что весь вулканический пояс Армении не является непрерывным и единым, а складывается из отдельных изолированных комплексов, можно считать наиболее перспективными разделяющие вулканические нагорья, межгорные прогибы и, в первую очередь, межгорный, относительный прогиб, расположенный между западным склоном Гегамского нагорья и восточными склонами Арагаца.

Выделяя этот район, мы руководствуемся, конечно, и другими благоприятными факторами, которые говорят о возможной нефтегазоносности этого района, как части крупного доплиоценового прогиба, вовлеченного в дальнейшем в общее дифференцированное поднятие.

Исключается также какое-либо существенное влияние вулканизма на примыкающие к вулканическим нагорьям относительные прогибы, где в настоящее время в основном и проводятся поисковые работы.

Каковой может быть сохранность нефтегазоносных пластов по склонам вулканических нагорий?

Этот вопрос имеет большое значение, так как при неблагоприятных условиях значительно сократится число перспективных площадей.

Ответ на этот вопрос можно получить, исходя из конкретных особенностей вулканических проявлений в том или другом регионе.

Наиболее сложна картина в этом отношении на Арагацском нагорье, что обусловлено наличием здесь крупного полигенного вулкана, активность которого продолжалась начиная от верхнего плиоцена до голоцена включительно. Кроме того, эта площадь характеризуется проявлением трещинного вулканизма, с которым генетически связано излияние различных по составу лав и обширных полей игнимбритов. В таких условиях благоприятным для постановки поисковых работ можно считать лишь периферийные районы нагорья, где устанавливаются отдельные апофизные очаги неглубокого заложения.

Однако надо учесть и то обстоятельство, что на Арагацском нагорье не все трещины или разломы являются глубинными. С разломами глубинного заложения, вероятно, связаны излияния самых основных лав нагорья, представленных долеритовыми базальтами.

Что касается игнимбритов и других кислых продуктов, то извержение их скорее всего осуществляется через нарушения неглубокого профиля. При таких обстоятельствах сохранность нефтегазоносных пластов под первичными близповерхностными очагами можно считать возможной. Если принять наиболее вероятную глубину образования близповерхностных очагов (порядка 0,5—3 км), то нефтегазоносные пласты можно ожидать в тех осадочных свитах, которые залегают ниже указанных глубин.

К сожалению, картина глубинного строения Арагацкого нагорья пока что недостаточно ясна, и поэтому трудно дать какие-либо конкретные рекомендации для постановки поисковых работ по склонам нагорья. Во всех случаях это остается задачей второй очереди и может быть поставлено на повестку дня лишь после того, как нефть или газ будут обнаружены в смежных районах, находящихся в более благоприятных условиях.

Как видно из карты размещения вулканических центров Арагаца (фиг. 1), преобладающее их большинство (около 90%) расположено на западном склоне нагорья, а на восточном—констатируются лишь отдельные центры вулканической активности, которые, располагаясь вдоль прямой Голгат—Ереван, фиксируют определенное нарушение, с которыми они связаны. Это нарушение фиксируется также соответствующими гравитационными аномалиями. К востоку от указанного района, до перехода к вулканическому комплексу Гегама, центры вулканической активности не установлены. Это говорит о том, что восточный и западный склоны Арагацкого нагорья находятся в разных структурных положениях. Вулкан Арагац (имеется в виду его главный кратер), видимо, расположен на стыке двух структур или блоков. С этой точки зрения подход к перспективности восточных склонов Арагаца должен быть совершенно иным, т. е. проблема нефтегазоносности этого района может быть рассмотрена вне связи с продолжительной активностью этого вулкана.

Какова же картина на Гегамском нагорье?

Из представленной нами карты размещения вулканических центров (фиг. 1), а также из материалов К. И. Карапетяна (1963) выясняется, что почти такая же асимметричность в распределении центров извержений наблюдается и на Гегамском нагорье.

Основная часть центров извержений на Гегаме располагается по водоразделу нагорья и к востоку от нее. Отсутствие вулканов на западном склоне нагорья К. И. Карапетян объясняет «...своеобразным (может быть блоковым) моноклинным строением фундамента на этом участке».

Правильнее было бы объяснить это залеганием вторичных и апофизных очагов в лежащем боку главного магмоподводящего канала, по всей вероятности, падающего на восток.

Таким образом, западные склоны Гегамского нагорья, несмотря на значительные мощности лав, так же как и восточный склон Арагаца, относятся к числу благоприятных площадей для постановки поисковых работ на нефть и газ. Однако целесообразно поисковые работы ставить в первую очередь на заключенном между Гегамским и Арагацским нагорьями межгорном прогибе и лишь после положительных результатов охватить и западные склоны нагорья.

На восточном склоне Гегамского нагорья относительно благоприятные условия сохраняются начиная от средних склонов и ниже, где неглубоко расположенные апофизные магматические очаги существенного влияния оказать не могли.

За пределами рассмотренных выше вулканических районов какие-либо поисковые работы на нефть не планируются и поэтому в данной статье они не рассматриваются.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
- Ван-Беммелен Р. В. Вулканология и геология игнимбритов Индонезии, Северной Италии и США. «Проблемы палеовулканизма». Изд. Иностран. литер. М., 1963.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Изв. АН Арм. ССР, № 5—6, 1944.
- Карапетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья и Айоцзора (Армения). Сб. «Петрохимические особен. молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1962.
- Карапетян К. И. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. «Природа», 1928. Избр. Труды, том 1, Изд. АН СССР, М.—Л., 1949.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Андезито-базальтовая формация Центральной части Армении. «Бассейн оз. Севан (Гокча)», т. 1, Изд. АН СССР, Л., и Упр. водхоза Арм. ССР, 1929. Избр. труды, т. III. Изд. АН СССР, М., 1952.

- Освальд Ф. К. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. об-ва, кн. XXIX, вып. 2, 1916.
- Паффенгольц К. Н. Алагец и его происхождение. «Природа», № 6, 1939.
- Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. Арагац. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1964.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», 1964.
- Ширинян К. Г. Новые данные о центрах извержений туфов и туфолов Армении. Докл. АН Арм. ССР, т. XXXIV, № 2, 1957.
- Ширинян К. Г. Антропогенный вулканизм Армении. Сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1962.
- Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого (верхнеплиоценового, постплиоценового) вулканизма Армении. Сб. «Петрохимические особенности молодого вулканизма». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Adzhimamudov E. B., Shirinian K. G. Interrelations between latest volcanicity and the geophysical fields of Armenia. Bull. volcanolog. Tome XXVII—1964.
- Lubimova N. A. On conditions of magmatism origin and role of volcanic activity in the thermal regime of earth's crust. J. Physics of the Earth, 8, 1960.
- Rittmann A. Erklärungsversuch zum Mechanismus der Ignimbritusbrüche. Geologische Rundschau, Band 52, Heft 2, Oktober, 1963.
- Schimozuru D. Geophysical evidences for the existance of molten pockets in the earth's upper mantle. Bullet. volcanolog., tome XXVI, 1963.
- Verhoogen I. Temperature within the earth. Amer. scientist, 48, 1960.

Р. Т. ДЖРБАШЯН

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ЭВОЛЮЦИЯ ЭОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА БАЗУМСКОГО ХРЕБТА

Описываемый район составляет часть крупного Севано-Ширакского синклинория (Габриелян, 1959), занимающего центральное положение в северо-западной части Армянской ССР, и характеризуется развитием преимущественно вулканических и вулканогенно-обломочных образований палеогена.

Положение Севано-Ширакской геосинклинальной зоны между жесткими структурами (Сомхето-Карабахской с севера и Мисхано-Арзаканской с юга) определило развитие линейных структур и региональных тектонических нарушений северо-западного и близширотного простираний.

Согласно существующим представлениям (А. А. Габриелян, П. Д. Гамкрелидзе), начиная с мелового времени территория Севано-Ширакского синклинория вовлекается в общий процесс погружения и уже в палеогене становится областью интенсивного осадконакопления и бурного вулканизма, обусловившего формирование разнообразных по составу и фациям пород, образующих характерные вулканоплутонические комплексы. Начавшись в нижнеэоценовое время, вулканизм достигает наибольшей активности в среднем эоцене и затухает к концу верхнего эоцена—олигоцена. К этому же периоду относится замыкание большей части Севано-Ширакского синклинория, который совместно с соседними сооружениями формирует крупную Антикавказскую геоантиклинальную структуру. С палеогеновым периодом развития территории связаны наиболее интенсивные процессы рудообразования, в результате которых сформировались серно- и медносерноколчеданные месторождения.

Важную роль в тектонике и ведущую—в магматизме и металлогении района играют дизъюнктивные структуры, которые в основном также имеют северо-западное простирание.

Палеогеновая толща Базумского хребта (мощностью около 4,5 км) подразделяется на два относительно самостоятельных комплекса, отличающихся по петрографическому составу и отделенных один от другого перерывом в осадконакоплении.

Вулканическая деятельность в период формирования первого комплекса носит в основном подводный характер, отличается значительной

интенсивностью и масштабами проявления и контролируется региональными нарушениями близширотного простирания. Интересной особенностью является постепенное смещение максимумов вулканической активности в юго-восточном направлении (Джрбашян, 1962, 1964).

Вулканические породы, слагающие первый комплекс, вместе с их субвулканическими и интрузивными аналогами относятся к единой известково-щелочной ассоциации, характерной для геосинклинальных зон, и представляют собой один эффузивно-интрузивный комплекс.

Нижним членом стратиграфического разреза палеогеновых вулканоогенных образований является распространенная в западной части территории (в бассейне рр. Желтая и Черная) желтореченская свита (мощн. 600—700 м). Свита образовалась в условиях относительно глубоководного бассейна и характеризуется чередованием разнообразного по составу лавового и пирокластического материала с известняками, известковистыми песчаниками и алевrolитами. Характерной особенностью этой свиты является широко проявленный гидротермальный метаморфизм слагающих ее пород. В восточном направлении она постепенно выклинивается. Эволюция вулканизма выражается в смене, с течением времени, дацитов и андезитов-дацитов, базальтами и андезитами и, наконец, липаритами. Заканчивается ряд проявлением интенсивно минерализованных субвулканических липаритовых порфиров и приповерхностных интрузий кварц-диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Проявления кислого вулканизма, установленные в низах желтореченской свиты, по-видимому, являются отголосками дат-палеоценового кислого вулканизма соседней Сомхетской глыбы (Дудаури, Адамия, 1960; Микадзе, Беридзе, 1960).

Среднеэоценовые вулканические и вулканоогенно-обломочные образования пользуются в районе максимально широким распространением, слагая толщу мощностью до 2,5 км. В западной части Базумского хребта они без видимого несогласия залегают на образованиях желтореченской свиты, а далее на восток с угловым несогласием — на отложениях мела. В этом же направлении наблюдается смена фаций пород, отражающая изменение условий накопления толщи от относительно глубоководных к мелководным. К концу среднего эоцена возникли отдельные вулканические острова, абразия которых поставляла слабоотсортированный материал, накапливающийся в виде отдельных прослоев до 5—6 м среди кислых эффузивов и их пирокластов.

Среднеэоценовая вулканическая серия включает последовательно сменяющие друг друга во времени базальты, андезиты, дациты и липариты. Вулканизм среднеэоценового времени характеризуется преимущественно спокойными излияниями лав, которые прерывались редкими эксплозиями; формируется толща лав и лавобрекчий, чередующихся с отдельными горизонтами грубообломочных туфов и туфобрекчий. Заключительные стадии среднеэоценового вулканизма отличаются сильными эксплозиями, в результате которых были образованы брекчии и туфы дацитового и липаритового составов. Одновременно, по-видимому, уже

в континентальных условиях происходило внедрение многочисленных экструзий вязкой лавы того же состава.

Вулканогенные образования второго комплекса, охватывающего верхнеэоценовый—олигоценый? период, налагают на более древние с угловым несогласием и базальным конгломератом в основании (Саркисян, 1958; Мкртчян, 1960). Выделяются они под названием памбакской свиты (мощностью около 1200 м) по северным склонам и на водораздельных участках центральной и восточной частей Базумского хребта, приурочиваясь к синклиналильным структурам, а также в пределах смежного Памбакского хребта. В основании свиты залегают грубообломочные туфобрекчии и туфоконгломераты андезитов и андезито-базальтов, переслаивающиеся с неотсортированным терригенным материалом; лавы андезитового состава образуют небольшие потоки. В верхней части свита представлена разнообразными эффузивами и пирокластами среднего, кислого и переходного к щелочному составов.

Вулканогенные образования, слагающие памбакскую свиту, отличаются большим разнообразием состава, быстрой изменчивостью фаций и мощностей. Вулканическая активность обнаруживает связь с различными системами нарушений.

Особенности вещественного состава пород и анализ их геологического положения позволяют предположить, что формирование памбакской свиты происходило преимущественно в континентальных условиях или в пределах небольших мелководных бассейнов.

На территории Базумского хребта к этому периоду относится накопление разнообразных по составу пород от оливиновых базальтов до липаритов несколько повышенной щелочности, принадлежащих к известково-щелочной ассоциации. Наиболее кислые представители этой серии проявились в виде субвулканических образований липаритового и трахилипаритового состава.

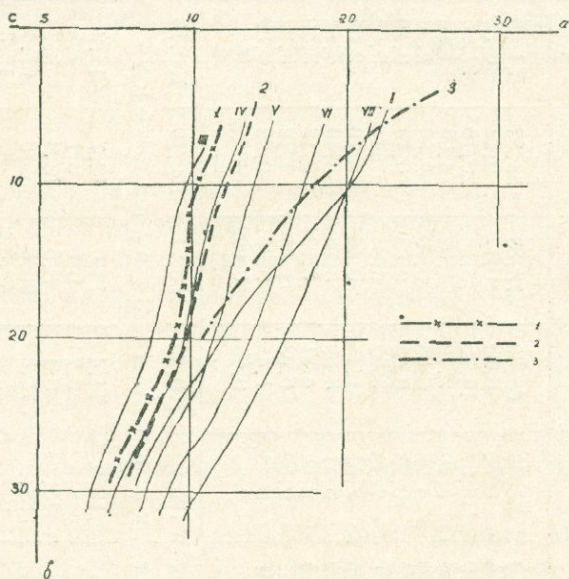
Необходимо отметить, что на территории, расположенной южнее Памбакского хребта, одновременно развивалась собственно щелочная ассоциация, представленная серией от щелочных базальтоидов до эпилейцитовых порфиров (Котляр, 1931, 1945, 1957; Багдасарян, 1950, 1956, 1962). Представляется, что отдельные субвулканические тела и экструзии трахитов и трахиандезитов в пределах Базумского хребта могут также быть отнесены к проявлениям этой щелочной ассоциации.

Анализ петрохимических особенностей, приводимый ниже, подтвердил правильность геологического выделения отдельных комплексов и позволил высказать определенные суждения относительно связи особенностей вулканизма и состава лав с тектонической обстановкой магмообразования, а также о характере очагов и роли тех или иных процессов в ходе их эволюции.

Для изучения и сопоставления химических составов пород исследуемой области нами были использованы результаты 75 полных силикатных анализов. Средние составы главных разновидностей пород приведены в табл. 1.

Для установления принадлежности пород, слагающих каждый отдельный комплекс, к тому или иному типу на основе векторной диаграммы построены вариационные кривые (1, 2, 3) и сравнены с естественными ассоциациями пород по А. Н. Заварицкому и К. Р. Бурри (Заварицкий, 1944) (фиг. 1).

Особенности химического состава указывают на наличие различных петрохимических ассоциаций пород, соответствующих двум выделенным разновозрастным комплексам.



Фиг. 1. Вариационные линии составов палеогеновых вулканических пород. 1 — Нижний-средний эоцен. 2 — Верхний эоцен, известково-щелочная серия. 3 — Верхний эоцен, щелочная серия. I — тип Гавайи, II — тип Пеле, III — тип Лассен-Пик, IV — тип Йеллоустонского парка, V — тип Этны, VI — тип Марос Хайвуд.

Нижне-среднеэоценовые и среднеэоценовые породы первого комплекса (линия 1), располагаясь между вариационными кривыми Пеле и Лассен-Пик, принадлежат типичной известково-щелочной ассоциации. Наклон кривой в верхней части диаграммы указывает на возрастание известковистости в ходе эволюции. Отношение $FeO : MgO$ возрастает от 0,6 в базальтах до 3,0 в дацитах. Величина суммы глинозема и щелочей для каждого отдельного типа пород колеблется в небольших пределах — от 20,5 в липаритах до 22,3 в андезито-базальтах. При этом отмечается постоянное преобладание Na_2O над K_2O как в основных и средних, так и в кислых разностях пород.

Породы, составляющие второй комплекс, принадлежат к двум различным ассоциациям: известково-щелочной и щелочной, которые развиваются почти одновременно на смежных территориях; в последнюю группу включены эффузивы, развитые в пределах Памбакского хребта. Известково-щелочная ассоциация (вариационная линия 2) характеризует-

Таблица 1

Средние составы эффузивных и субвулканических пород

Окислы	Нижний и средний эоцен (I комплекс)					Верхний эоцен-олигоцен (?) (II комплекс)							
						Известково-щелочная серия				Щелочная серия			
						базальт	андезито-базальт	андезит	дацит	липарит	базальт	андезит	дацит
SiO ₂	48,92	55,56	60,48	67,30	71,60	47,02	56,43	65,30	73,83	53,52	54,36	58,8	55,3
TiO ₂	0,86	0,99	0,53	0,42	0,31	0,86	0,55	0,52	0,17	0,37	0,35	0,57	0,32
Al ₂ O ₃	17,87	16,80	17,50	15,33	13,60	16,79	18,37	16,76	13,54	20,10	21,98	19,3	21,61
Fe ₂ O ₃	6,11	3,46	2,71	1,31	2,73	4,80	3,70	2,72	1,62	4,98	1,94	2,96	1,57
FeO	3,90	5,07	3,57	3,18	1,25	5,20	4,28	0,85	0,70	2,88	2,24	2,27	1,57
MnO	0,20	0,22	0,21	0,03	0,15	0,12	0,13	0,05	0,03	0,14	0,10	0,09	0,16
CaO	10,76	5,06	4,41	3,68	1,96	11,01	7,13	3,02	0,64	7,11	5,65	3,05	2,63
MgO	6,49	3,96	2,54	1,06	0,77	4,95	2,51	1,1	0,56	2,70	2,05	1,20	0,60
K ₂ O	1,39	1,62	1,41	1,88	2,96	0,92	3,11	3,39	3,78	3,40	4,65	6,38	7,42
Na ₂ O	2,01	3,86	2,97	3,26	3,92	2,14	2,68	4,21	3,72	3,16	3,20	4,16	5,22
п. п. п.	0,86	2,58	2,92	2,26	0,97	—	0,60	0,63	1,05	1,12	3,22	1,82	2,52
H ₂ O	0,13	0,31	—	0,71	0,26	1,81	0,46	1,45	0,76	0,22	0,39	0,17	0,28
P ₂ O ₅	—	0,18	0,09	0,33	0,11	—	0,25	0,06	0,002	—	—	—	—
S	—	0,28	0,07	0,18	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,50	99,95	99,41	100,93	100,41	100,72	100,20	100,28	100,21	100,10	100,13	100,777	99,32
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
a	6,3	11,2	8,2	10,1	12,7	6,6	10,9	14,4	13,0	12,7	15,2	19,0	23,9
c	8,6	6,1	5,2	4,5	2,3	9,1	7,5	3,7	0,8	8,1	7,5	3,9	3,4
b	23,7	15,7	20,3	7,6	5,3	24,8	13,7	6,1	5,6	13,8	9,7	6,9	4,8
s	61,4	67,0	66,3	77,8	79,7	59,5	67,9	75,8	80,8	65,6	67,6	70,2	67,9
a'	—	—	19,4	21,9	7,6	—	—	15,8	49,3	—	18,3	—	6,2
f'	37,3	53,6	28,0	54,5	68,4	40,3	55,5	53,5	35,3	54,6	42,8	69,5	70,8
m'	45,1	44,6	52,6	23,6	24,0	37,0	32,5	30,7	15,4	36,2	38,9	30,5	23,0
c'	17,6	1,8	—	—	—	22,7	12,0	—	—	9,2	—	—	—
n	34,0	39,2	38,0	36,3	16,0	11,4	28,3	33,5	30,0	29,3	25,5	25,1	25,8
t	1,2	1,4	0,7	0,4	0,3	1,4	0,8	0,5	0,1	0,4	0,4	0,7	0,4
φ	21,3	20,0	11,0	14,5	43,1	18,2	24,1	38,8	23,5	32,4	18,3	36,8	34,0
a/c	0,7	1,8	1,6	2,2	5,5	0,7	1,4	3,9	16,2	1,6	2,1	4,9	7,0
Q	1,6	5,5	11,0	30,9	31,7	-3,3	6,5	8,1	34,6	-2,3	-2,7	-1,5	-15,4

ся серией от базальтов, через андезиты и дациты, до липаритов. По содержанию главных компонентов и основным числовым характеристикам породы приближаются к средним типам по Р. Дэли, а вариационная линия, отражая несколько более щелочной характер их, сдвинута вправо и почти совпадает с кривой Лассен-Пик. Если в основных и средних членах серии содержания Na_2O превышают K_2O , то в дацитах и липаритах они находятся примерно в равных соотношениях. Отношение $\text{FeO} : \text{MgO}$ постепенно возрастает от 1,1 в базальтах до 1,7 в липаритах, а величина суммы глинозема и щелочей соответственно от 20,0 до 24,0.

Породы, составляющие щелочную ассоциацию, от средних типов по Р. Дэли отличаются несколько повышенной кислотностью и известковистостью. Крайние щелочные разности располагаются (по величине «а») в интервале между лейцитовым фонолитом и трахитом и могут быть отнесены к лейцитовым трахи-фонолитам. Отношение $\text{FeO} : \text{MgO}$ возрастает от 1,0 в андезито-базальтах до 2,7 в эпилейцитовых порфирах, величина суммы глинозема и щелочей соответственно от 26,6 до 34,2, а содержание щелочей от 6,5 до 12,5 при постоянном преобладании K_2O над Na_2O . Линия составов, соответствующая данной ассоциации (кривая 3), отличается заметной обособленностью. Характер наклона ее указывает на более быстрый темп увеличения щелочности в ходе дифференциации, по сравнению с вышеуказанными ассоциациями, и приближает последнюю серию к лавам Гавайских островов.

Использование методов пересчетов, предложенных А. Риттманом (1953, 1959, 1964), Х. Куно (1959) и В. Н. Лодочниковым (1926), позволило более четко показать главнейшие петрохимические особенности каждой серии и специфические черты эволюции выделенных ассоциаций.

По А. Риттману (1959, 1964) были вычислены сериальные индексы „S“ для каждого типа породы в отдельных комплексах по формуле $S = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}$, отражающей зависимость между кремнеземом и суммой щелочей.

Кроме этого, для тех же типов пород сделана попытка вычисления сериального индекса „p“, выражающего зависимость между глиноземом и суммой щелочей, по формуле $p = (\text{An} + 0.70) \cdot \text{SiO}_2$, где

$$\text{An} = \frac{0.9 \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + 1.5 \text{Na}_2\text{O})}{0.9 \text{Al}_2\text{O}_3 + (\text{K}_2\text{O} + 1.5 \text{Na}_2\text{O})}; \text{ (Rittmann, 1953).}$$

Результаты этих пересчетов сведены в табл. 2 и иллюстрируются на диаграммах (фиг. 2—3).

1. Данные, полученные тем и другим методом пересчета ($S = 1,8$; $p = 63 - 65$, при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) для лав первого комплекса, позволяют отнести их к тихоокеанскому сильно известково-щелочному типу.

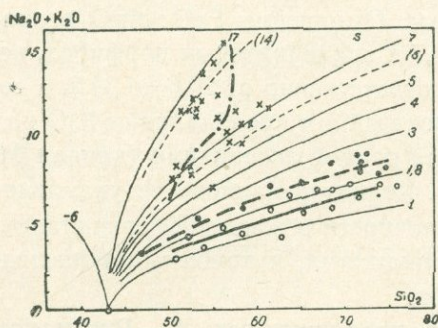
2. Значения $S = 2,2$ и $p = 60$, при $\text{Na}_2\text{O} \geq \text{K}_2\text{O}$, для лав известково-щелочной серии второго комплекса по определению А. Риттмана присущи тихоокеанскому средне известково-щелочному типу.

3. Величины $S = 8,6$ и $p = 45-50$, при $Na_2O < K_2O$, для щелочной серии второго комплекса приближают ее к средне субкалийному средиземноморскому типу, согласно классификации А. Ритмана.

Принадлежность выделенных ассоциаций к петрохимически различным группам подтверждается также сравнением результатов пересчетов по методу Х. Куно (1959).

Х. Куно предлагает на оси абсцисс откладывать не весовые содержания SiO_2 , а расчетную величину, именуемую индексом затвердевания (solidification index — Si), которая отражает состав и количество остаточного расплава. Величина Si определяется из выражения

$$Si = \frac{MgO \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO + K_2O + Na_2O}$$



Фиг. 2. Диаграмма А. Ритмана для химических составов палеогеновых эффузивных и субвулканических пород. Условные знаки см. фиг. 3.

Значение Si для точки $CaO = Na_2O + K_2O$ Куно именуется щелочно-известковым индексом. Последний позволяет указанному автору сравнивать одинаковые стадии фракционной кристаллизации различных серий горных пород.

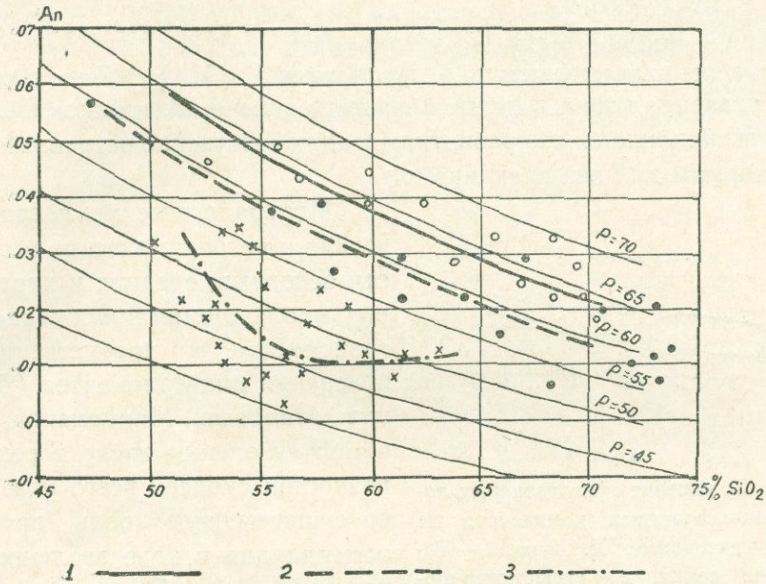
Сравнивая наши данные с предельными значениями трех различных родоначальных серий, полученными Х. Куно, можно заключить следующее:

1. Лавы первого комплекса принадлежат к известково-щелочной серии (средний щелочно-известковый индекс = 17,1 и $CaO = 5,2$).
2. Одна из параллельно развивающихся серий, которые составляют второй комплекс, характеризуется значениями $Si = 17,5$ и $CaO = Na_2O + K_2O = 5,6$ и также принадлежит к известково-щелочной серии.
3. Другая—соответственно со значениями $Si = 15,0$ и $CaO = 7,2$, согласно классификации Х. Куно, относится к щелочной серии.

Как видно из сводной диаграммы Х. Куно (фиг. 4), фигуративные точки различных серий обоих комплексов располагаются соответственно, для первых двух в поле известково-щелочных, для последней—в поле щелочных серий. При этом фигуративная точка известково-щелочной серии второго комплекса располагается у границы с полем щелочных пород.

Таким образом, выделение на основе геологических и петрографических исследований двух разновозрастных комплексов подтверждается также изучением и сравнением химических составов и петрохимических особенностей слагающих их пород. Петрохимические пересчеты и диаграммы, построенные по методам, предложенным разными авторами, довольно наглядно показали их относительную самостоятельность. Вместе

с тем, обособленное положение щелочной серии второго комплекса позволяет допускать существование двух параллельно развивающихся в пределах смежных территорий вулканических серий верхнего эоцена—олигоцена (?).



Фиг. 3. Диаграмма А. Ритмана для химических составов палеогеновых эффузивных и субвулканических пород. 1 — для пород I комплекса, 2 — для пород известково-щелочной серии II комплекса, 3 — для пород щелочной серии II комплекса.

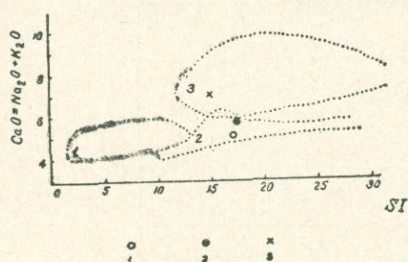
Таблица 2

Главные типы пород	Серийные индексы и серии по А. Ритману					Индекс затвердения и щел.-изв. индекс по Х. Куно				
	S	S средн.	Ап	p	тип ассоциации	Si	CaO = Na ₂ O + K ₂ O	щелоч.-изв. индекс	серии	
Известково-щелочная ассоциация										
I комплекс	Базальт				Тихоокеанский сильно известково-щелочной тип	32,6	5,2	17,0	Известково-щелочная серия	
	Андезито-базальт	2,17		0,47		60,0				22,8
	Андезит	2,06	1,8	0,45		68,4				19,2
	Дацит	1,21		0,34		70,0				10,0
	Липарит	1,62		0,16		61,5				6,6
Известково-щелочная ассоциация										
II комплекс	Базальт	2,6	2,2	0,57	59,0	27,0	5,6	17,5	Известково-щелочная серия	
	Андезит	2,4		0,37	60,5	15,1				
	Дацит	2,3		0,21	60,3	8,4				
	Липарит	1,8		0,83	60,1	5,3				
						Средиземноморский средне субкалийный тип				
Щелочная ассоциация										
III комплекс	Базальт-анд.-баз.	4,7	8,6	0,39	55,6	16,5	7,2	15,0	Щелочная серия	
	Трахианд.	8,3		0,31	52,4	14,3				
	Трахит	6,9		0,15	49,0	7,6				
	Эпилейцит.									
	порфир	14,5		0,30	46,5	3,7				

Причины установленных петрохимических особенностей находятся в непосредственной связи с условиями геологического развития региона.

Первый комплекс ниже-среднеэоценовых и среднеэоценовых пород характеризуется известково-щелочной ассоциацией с общей железистостью $\left(\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \right)$, равной 40—60% (Соболев, 1936).

Согласно классификации, предложенной Н. П. Васильковским (1960), указанная зона в нижнем-среднем эоцене находилась в «зрелой стадии геосинклинального развития (стадии собственно островных дуг)», с характерным для нее вулканизмом.



Фиг. 4. Положение фигуративных точек разновозрастных комплексов на сводной диаграмме Х. Куно. 1 — Толейитовая серия. 2 — Известково-щелочная серия. 3 — Щелочная серия. 1 — для пород I комплекса, 2 — для пород известково-щелочной серии II комплекса, 3 — для пород щелочной серии II комплекса.

Положение их к породам толейитовой серии по А. Кеннеди (1933) и Х. Куно (1959).

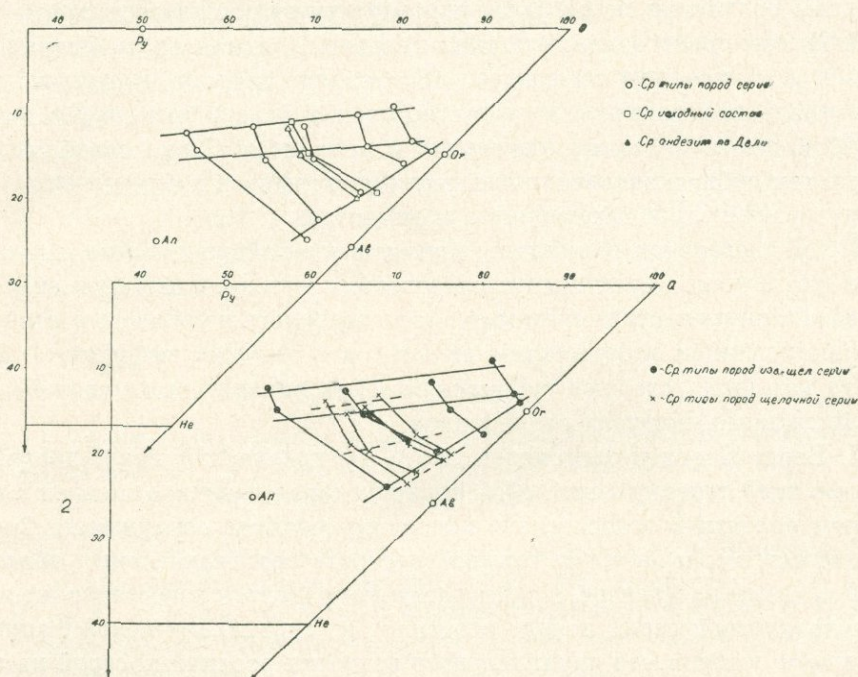
Таким образом, перечисленные особенности наряду с геологическими и петрографическими могут указывать на генетическое родство эффузивов первого комплекса, входящих в один комплементарный ряд, и позволяют рассматривать их в качестве производных единого магматического расплава. Количественные соотношения различных типов пород и средний состав, высчитанный для пород комплекса и условно принятый за состав исходного расплава, близок к андезитовому. Последний, по-видимому, возник в результате усвоения толейитовой базальтовой магмой пород фундамента, т. е. юры, мела, а иногда и более древних, под влиянием процессов глубинной ассимиляции и местами, в ходе дальнейшей эволюции, достиг более кислого состава.

Вулканические образования, составляющие второй комплекс, проявляют заметную самостоятельность и существенно отличаются от пород первого комплекса. Они соответствуют этапу завершённой складчатости или полуплатформенному режиму развития (конечной стадии геосинклинального развития по Н. П. Васильковскому) и характеризуются двумя одновременно развивающимися ассоциациями пород: известково-щелочной (несколько повышенной по сравнению с первым комплексом щелочности) и щелочной. Следует отметить, что величина общей железисто-

Минералогические, петрографические и петрохимические особенности основных, средних и кислых пород, наблюдаемая в них сериальная зависимость и преемственность в поведении микроэлементов (Джрбашян, Малхасян, Мнацаканян, 1963), а также большое число переходных разностей скорее всего указывают на существенную роль процессов ассимиляции в ходе эволюции расплава (фиг. 2 и 5), что иллюстрируется на диаграммах А. Ритмана и В. Н. Лодочникова.

Особенности химизма и минералогического состава пород прибли-

сти, высчитанная для каждой серии в отдельности, довольно постоянна—75—80%, что лишний раз указывает на возможность их параллельного развития в одинаковых условиях. Каждая из выделенных серий второго комплекса характеризуется комплементарностью составов, однако для всего комплекса единый ряд не устанавливается. С другой стороны, значительное возрастание величины сериального индекса— s , при относительно малом увеличении SiO_2 , указывает, что в эволюции каждой из серий существенная роль принадлежит «газовому переносу в верхней части + (щелочи)» (А. Риттман, 1959).



Фиг. 5. Диаграмма средних составов пород палеогеновых вулканических серий по В. Н. Лодочникову. 1 — для пород первого комплекса, 2 — для пород второго комплекса.

Проведенные исследования позволяют по-новому подойти к истории развития палеогенового вулканизма в пределах Севано-Ширакского синклинория и смежных регионов Малого Кавказа с однотипным геологическим строением, а также к проблеме выделения вулканических циклов и вулканоплутонических комплексов. В первую очередь это относится к особенностям взаимоотношения структур общекавказского простирания с меридиональными.

Существенная роль в распространении палеогенового вулканизма в пространстве и во времени в пределах изученной территории принадлежит Транскавказской зоне поперечного поднятия (Джрбашян, 1964). Анализ развития вулканизма в пределах Севано-Ширакской и сравнение с вулканизмом расположенной северо-западнее Аджаро-Триалетской геосинклинальных структур (Гамкрелидзе, 1949; Дзоценидзе, 1948) показал, что наиболее ранние проявления палеогенового вулканизма тяго-

теют к полосе «поперечного поднятия». В дальнейшем, участки наибольшего прогибания и максимумы вулканической активности смещались волнообразно от поперечного поднятия на юго-восток — в пределах Севано-Ширакской и на запад, северо-запад — в пределах Аджаро-Триалетской зон. В то же время установлено, что характер вулканизма и состав продуктов вулканической деятельности не проявляют непосредственной зависимости от указанного поперечного поднятия и определяются этапами развития соответствующих геосинклинальных структур. В соответствии с этим на различных участках изученной территории могут быть выделены различные по возрасту и характеру вулканические циклы.

1. Нижне-среднеэоценовый цикл (северо-западная часть Базумского хребта). С началом его связано образование дацитов и андезитодацитов низов желтореченской свиты, которые в дальнейшем, через андезитобазальты и андезиты, переходят к липаритам. Цикл завершается внедрением субвулканических липаритовых порфиров и близповерхностных интрузий кварцевых диоритов и диоритов.

2. Среднеэоценовый цикл, пользующийся в районе максимально широким развитием, характеризуется извержением значительного объема лавового и пирокластического материала основного и среднего составов. Завершается цикл извержением липаритов и дацитов эффузивной фации, за которыми следуют субвулканические липаритовые порфиры и типабиссальные интрузии гранитоидов.

3. Верхний эоцен-олигоценовый (?) вулканический цикл, проявившийся в иной тектонической обстановке, которая возникла в связи с переходом области в относительно консолидированное сооружение. Своеобразие его заключается в большой пестроте верхнеэоценовых образований и, самое интересное, в одновременном развитии известково-щелочной и трахитовой серий пород (особенно в субвулканической фации). Указанные особенности параллельного развития различных серий на одних и тех же участках, по-видимому, являются характерными для регионов со сходной историей геологического развития (Фаворская, 1956; Костюк, 1960; Схиртладзе, 1960, Лаплин, 1963 и др.).

С дальнейшей эволюцией трахитовых серий связано возникновение щелочных эффузивных пород в центральной части Памбакского и интрузий щелочных и нефелиновых сиенитов в пределах Базумского хребтов. Большинство исследователей (Котляр, 1957; Дзоценидзе, 1948; Багдасарян, 1962; Остроумова, 1964 и др.) отмечается строго определенное (для Малого Кавказа) тектоническое положение щелочных комплексов, выраженное в повсеместном проявлении их в пределах относительно малоподвижных участков — типа срединных массивов и в приуроченности к зонам глубинных разломов.

Сопоставление эффузивных, субвулканических и интрузивных образований соответствующих комплексов дает возможность говорить о близости во времени формирования их и вероятной преемственности магматических очагов. Это обстоятельство позволяет с большей уверенностью утверждать о существовании на изученной территории эффузивно-интрузив-

зивных комплексов палеогена, на возможность выделения которых указывал еще В. Н. Котляр в 1938 г. (Котляр, 1958).

Касаюсь вопросов связи оруденения с палеогеновыми комплексами и положения его в развитии магматизма области, следует отметить, что они очень сложны и до последнего времени окончательно не разработаны.

Тесная пространственная и временная связь эффузивных, субвулканических и интрузивных образований и наблюдаемая в них преемственность делают затруднительным выяснение вопросов генетической связи колчеданного оруденения с одним из них.

Развитое в пределах Базумского хребта серно- и медно-серноколчеданное оруденение обнаруживает тесную пространственную приуроченность с эффузивно-интрузивными комплексами ранних этапов геосинклинального развития, локализуясь в интенсивно гидротермально переработанных участках. Полученные данные позволяют присоединиться к господствующему мнению о единстве магматического источника как для вулканических проявлений (в широком смысле этого слова), так и для метасоматических и рудных процессов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8, 1950.
- Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Арм. ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
- Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. В кн. «Вопросы вулканизма», Изд. АН СССР, 1962.
- Микадзе К. А., Беридзе М. А. О палеоцен-нижнеэоценовом кислом вулканизме Тетрицкаройского района (юго-восточная Грузия). Тр. II Закавказ. конф. молодых геологов, Баку, 1960.
- Васильковский Н. П. К проблеме островных дуг. Матер. к I Всесоюзн. конф. по геол. и металлог. Тихоокеанск. рудн. пояса, Владивосток, 1960.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Монография, 2. Изд. АН Груз. ССР, 1949.
- Джрбашян Р. Т. О палеогеновом вулканизме в районе Базумского хребта. Тезисы докл. IV Закавказ. конф. молодых геологов, Ереван, 1962.
- Джрбашян Р. Т. О связи вулканизма с поперечными поднятиями (на примере палеогена Малого Кавказа). ДАН Арм. ССР, т. XXXVIII, № 3, 1964.
- Джрбашян Р. Т., Малхасян Э. Г., Мнацаканян А. Х. Об особенностях распространения микроэлементов в палеовулканических формациях Армении. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, XXI, № 3, 1963.
- Дзопенидзе Г. С. Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монография, 1. Изд. АН Груз. ССР, 1948.
- Дудаури О. З., Адамян Ш. А. О нижнепалеогеновом дацитовом вулканизме юго-восточной Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXIV, № 4, 1960.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1944.
- Костюк В. П. Мезо-кайнозойская магматическая деятельность в Карпатах. Автореферат докторской диссертации. Львов, 1960.

- Котляр В. Н. Открытие лейцитовых пород в Закавказье. Сов. геология, № 4—5, т. IX, 1931.
- Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород. Изв. АН СССР, № 2, 1945.
- Котляр В. Н. Лейцитовые породы Памбака. ЗВМО, ч. 86, вып. 6, 1957.
- Котляр В. И. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
- Лалин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая. Тр. ин-та геол. и геофиз., вып. 13, Новосибирск, 1963.
- Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, т. III, № 1, 1926.
- Мкртчян К. А. Новые данные о верхнеэоценовом возрасте трансгрессивной свиты Лорийского синклиория Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXI, № 1, 1960.
- Остроумова А. С. Третичный вулканизм западного Даралагеза. В кн.: «Вопросы геологии Кавказа», Ереван, 1964.
- Риттман А. Определение сериального индекса вулканических горных пород. Сб. «XI Генеральная ассамблея МГГС». Изд. АН СССР, 1959.
- Риттман А. Вулканы и их деятельность. Изд. «Мир», М., 1964.
- Саркисян О. А. Новые данные по стратиграфии верхнего эоцена Севано-Ширакского синклиория. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XI, № 4, 1958.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. ин-та, т. 43, 1936.
- Схиртладзе Н. И. Некоторые особенности постпалеогенового эффузивного вулканизма Грузии. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР, 1962.
- Фаворская М. А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихоте-Алиня. Тр. ИГЕМ, вып. 7, 1956.
- Kennedy W. Q. Trends of differentiation basaltic magmas. Amer. Journ. of Sci., 25, № 147, 1933.
- Kuno H. Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. vulcanol. serie, II, XXV, 1959.
- Rittmann A. Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. Bull. vulcan. Ser., II, XIV, 1953.

Г. Б. МЕЖЛУМЯН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ЖЕЛЕЗА, ТИТАНА И ВАНАДИЯ В МАГНЕТИТОВЫХ РУДАХ И ВМЕЩАЮЩИХ ГАББРОИДАХ СВАРАНЦСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сваранцское железорудное месторождение магнетитовых руд пространственно и генетически тесно связано с ультраосновными—основными породами Арамаздского интрузивного массива и имеет собственно магматическое происхождение [3].

Нами устанавливается трехфазное образование интрузива, формирование которого протекало в следующие последовательные фазы внедрения с изменением состава пород в направлении от основного к кислому:

- а) первая фаза — породы ультраосновного—основного составов;
- б) вторая фаза — породы монцонитового ряда;
- в) третья фаза — умеренно-кислые гранитоиды кварцево-диоритового и гранодиоритового составов.

Так как магнетитовое оруденение непосредственно связано с породами первой фазы внедрения, то ниже коротко остановимся только на их характеристике.

Первая интрузивная фаза внедрения магмы ультраосновного—основного составов характеризуется глубокой дифференциацией и образованием двух субфаз: ранней—основной и поздней—ультраосновной.

Породы основного ряда представлены оливиновыми габбро, троктолитами, габбро-диабазами, биотитовыми и амфиболизированными габбро, анортозитами, а ультраосновные породы—главным образом магнетитовыми оливинитами и магнетитовыми перидотитами и пироксенитами.

Все ультраосновные и основные породы в пределах Арамаздского массива составляют полосу северо-западного и близширотного направления, шириною, в среднем, 1,5 км и длиной около 6 км.

Как закономерное явление все ультраосновные породы пространственно приурочены к основным породам и морфологически представлены шширами, гнездами, линзочками, жилами, дайкообразными телами. Между прочим, надо отметить, что на Сваранцском месторождении магнетитовые руды представляют собой ультраосновные породы — магне-

титовые оливиниты, богатые магнетитом, ильменомagnetитом*, титаномагнетитом, ильменитом. Рудные выделения представлены в основном редкой и густой вкрапленностью, а также жилами, неправильными полосами, струйками, линзочками, гнездами и шлировыми образованиями.

Исходя из количественного соотношения рудных вкрапленников и нерудных минералов, текстурно-структурных особенностей и среднего содержания железа, титана и ванадия магнетитовые оливиниты (руды) нами делятся на три типа: а) бедная редковкрапленная, б) средняя густовкрапленная и в) богатая массивная магнетитовая руды.

В структурном отношении редко- и густовкрапленные магнетитовые руды характеризуются сидеронитовой, а массивные руды — панидиоморфнозернистой и гипидиоморфнозернистой структурами. Генетическое значение сидеронитовой структуры заключается в том, что с помощью нее хорошо устанавливаются поздние выделения вышеперечисленных рудных минералов по отношению к нерудным — оливину, пироксену и плагиоклазу.

На Сваранцком месторождении рудообразование является заключительным этапом порообразовательного процесса первой фазы внедрения магмы ультраосновного — основного состава Арамздского массива. Так как магнетитовые руды и вмещающие магнетитовые габбро в отношении минералого-геохимических особенностей имеют много общего и генетически относятся к одной и той же фазе внедрения, то геохимия железа, титана и ванадия в обоих типах руд дается совместно.

Приведенные геохимические особенности железа, титана и ванадия рудных минералов по отношению к нерудным — оливину, пироксену и плагиоклазу.

Для установления закономерности распределения железа, титана и ванадия в магнетитовых рудах и рудовмещающих магнетитовых габбро ниже рассматриваются их геохимические особенности: типы химического соединения, характер миграции, степень концентрации или рассеяния и физико-химические условия их образования.

Железо является самым характерным, широко распространенным и ведущим элементом магнетитовых руд и вмещающих габброидов Сваранцкого месторождения. Высокая концентрация его установлена в поздних ультраосновных рудных дифференциатах — магнетитовых оливинитах, перидотитах, пироксенитах и сравнительно низкая — в рудовмещающих магнетитовых троктолитах и оливиновых габбро. В этих образованиях железо концентрируется главным образом в виде окисного соединения — магнетита, ильменомagnetита и титаномagnetита. Небольшая часть железа входит в состав силикатов — оливина и пироксена.

На Сваранцком месторождении по генетическому принципу следует различать три разновидности магнетита: сегрегационный, позднематический и постмагматический — вторичный.

* Ильменомagnetитом нами называется магнетит с пластинчатыми выделениями ильменита, являющийся результатом распада твердого раствора, а титаномagnetитом — магнетит с изоморфной примесью TiO_2 до 3,5—4,0%.

Сегрегационный магнетит принадлежит к начальной стадии рудообразования и представлен главным образом вкрапленным типом оруденения среди рудовмещающих оливиновых габбро и троктолитов. В последних, как правило, сегрегационный магнетит приурочен к оливину и пироксену. Часто с ними ассоциируются серпентин, биотит и флогопит.

Позднемагматический магнетит приурочен к ультраосновным породам, среди которых оруденение представлено вышеотмеченными морфологическими формами.

По А. П. Виноградову [1], ультраосновные породы содержат 9,85% Fe, а основные—8,56% Fe. Как видно из результатов химических анализов, ультраосновные дифференциаты—бедные редковкрапленные и средние густовкрапленные магнетитовые оливиниты Сваранцкого месторождения, в два-три раза богаче железом по сравнению с аналогичными породами вообще. Так, содержание железа в бедных редковкрапленных магнетитовых оливинитах составляет, в среднем, 18,0—22,0%, в средних густовкрапленных магнетитовых оливинитах—24,0—30,0%, а в массивных магнетитовых рудах—38,0—55,0%.

По данным химических анализов вмещающие габброиды содержат до 12,0—13,0% Fe.

Железо во всех типах магнетитовых руд и вмещающих магнетитовых габбро распределено в определенной закономерности, причем содержание его постепенно возрастает по направлению от вмещающих стратифицированных габброидов, бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных магнетитовых оливинитов вплоть до богатых массивных магнетитовых руд. Однако установлено, что вмещающие магнетитовые габбро и позднемагматические магнетитовые оливиниты по времени образования довольно четко различаются. Различия во времени образования вмещающих габбро и позднемагматических магнетитовых руд не могли не отразиться на их химическом составе, степени концентрации железа и его спутников.

Для выяснения физико-химических условий концентрации железа и образования магнетита на каждом отдельном этапе и стадии породо- и рудообразования ультраосновной-основной магмы Арамаздского интрузива, важное значение имеет вещественный состав магнетита, соотношения окисного и закисного железа в магнетите из магнетитовых руд и рудовмещающих магнетитовых габбро. С этой целью химическому и полуколичественному спектральному анализам подвергнут сегрегационный и позднемагматический магнетит. В химическом составе позднемагматического магнетита обнаруживается высокое содержание двуокиси титана до 7,0—8,5% и пятиокси ванадия—0,62%. Полуколичественные спектральные анализы в магнетитах постоянно показывают также 0,01—0,03% кобальта, а химические—несколько больше (0,04%). При сравнении результатов химических и полуколичественных спектральных анализов (табл. 1, 2) выяснилось, что магнетиты ранне- и позднемагматического этапов отличаются по количественному соотношению содержащих элементов-примесей, т. е. магнетит позднемагматического этапа по-

сравнению с сегрегационным магнетитом отличается повышенным содержанием TiO_2 , V_2O_5 , Al_2O_3 и других компонентов.

Химические анализы показывают, что магнетиты из рудовмещающих магнетитовых габбро и различных магнетитовых руд характеризуются высоким содержанием закисного железа. Коэффициент соотношения окисного и закисного железа ($Fe_2O_3:FeO$) обычно больше единицы и колеблется в пределах от 1,0 до 1,6. Для магнетита из рудовмещающих магнетитовых габбро, бедных редковкрапленными, средних густовкрапленными и богатыми массивными магнетитовыми руд коэффициент соотношения окисного и закисного железа неодинаков и соответственно составляет 1,1; 1,2; 1,6; 1,6. Из полученных данных видно:

Таблица 1

Химический состав магнетитов из магнетитовых руд и рудовмещающих габброидов Сваранцкого железорудного месторождения (по данным химических анализов)

№ проб	Характеристика проб	О к и с л ы									
		Fe_2O_3	FeO	TiO_2	MgO	V_2O_5	MnO	Cr_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	Сумма
10/60	Магнетит из оливинных габбро	52,95	33,40	5,27	0,79	0,15	0,29	0,25	—	5,6	99,43
250/60	Магнетит из богатой массивной магнетитовой руды	51,64	32,06	7,22	2,85	0,62	—	—	3,07	1,01	99,49
1/59	Магнетит из богатой массивной магнетитовой руды	54,70	31,86	8,52	3,38	0,20	0,29	не обн.	—	1,72	99,67

Примечание: Минус (—) означает определение данного элемента не произведено

а) насколько магнетитовая руда богата, настолько коэффициент соотношения окисного и закисного железа высокий, т. е. наблюдается прямая взаимосвязь между абсолютным содержанием железа и его трехвалентным окислом;

б) коэффициенты соотношения окисного и закисного железа магнетитов богатых массивных магнетитовых руд составляют 1,6 вместо 2,2 теоретической формулы, что указывает на избыток закисного железа в составе магнетитов Сваранцкого месторождения;

в) наиболее высокое значение коэффициента соотношения окисного и закисного железа характерно для магнетитов из богатых массивных руд.

Приведенные факты указывают на изменения физико-химической среды в сторону ослабления восстановительных условий, что сопровождается частичным окислением закисного железа в окисное при образовании магнетита. Обычно считают, что в магматических условиях магнетит образуется при участии гидроокисла путем частичного окисления закисного железа до окисного с одновременным освобождением водорода. Как справедливо указывал А. С. Уклонский [5], для образования магнетита при кристаллизации магмы требуется, чтобы часть двухва-

лентного железа перешла в трехвалентное, иначе говоря, необходимо частичное окисление закиси железа до окиси под воздействием гидроокисла. Из всего вышеизложенного следует, что бедные редковкрапленные магнетитовые руды (магнетитовые оливиниты) образовались в более восстановительных условиях, чем средние густовкрапленные, а богатые массивные магнетитовые руды в еще менее восстановительных—слабощелочных условиях. Подтверждением является прогрессирующее значение величины коэффициентов соотношения окисного и закисного железа как в указанных рудах, так и в магнетитах из этих же руд.

Широкое развитие серпентинизации во вкрапленных магнетитовых рудах свидетельствует о том, что рудная магма была богата водой, которая сыграла роль в частичном окислении закисного железа в окисное, необходимого для образования магнетита. Если учесть общепринятое положение о том, что остаточная рудная магма на конечном этапе рудообразования обогащается минерализаторами, в том числе и водой, то можно предположить большое окисляющее значение воды при образовании магнетита в поздней стадии рудного процесса. Оливин, в состав которого входит только закисное железо, образуется в наиболее раннюю стадию рудного процесса. Отсюда вытекает еще один вывод, что на ранних стадиях рудообразования вода не принимала участия в химических реакциях.

Вторичный магнетит. В бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных магнетитовых рудах и рудовмещающих магнетитовых троктолитах и оливиновых габбро за счет серпентинизации оливина образуется магнетит (вторичный). В отличие от первичного магнетита (собственно магматического), являющегося результатом кристаллизации остаточного рудного расплава, вторичный магнетит является продуктом разложения оливина под воздействием послемагматических термальных растворов, генетически связанных с теми же ультраосновными образованиями. Серпентинизация происходит в окислительной обстановке. В этих условиях, в результате разложения оливина, часть высвобожденного закисного железа, теряя один электрон, превращается в окисное, образуя вторичный магнетит.

Титан, несмотря на широкую распространенность, до сих пор относится к числу редких элементов. Он является одним из наиболее характерных и распространенных элементов в рудах и породах Сваранцского месторождения. По данным 204 полуколичественных спектральных и 51 химических анализов в составе 27 минералов из различных типов руд и горных пород месторождения установлено высокое содержание титана.

В магнетитовых рудах титан в основном представлен ильменитом. Последний образует как самостоятельные ангедральные зерна в межзерновых пространствах магнетита, так и тонкопластинчатые выделения среди зерен магнетита (ильменомагнетит). Титан в качестве изоморфной примеси входит также в состав магнетита (титаномагнетит), оливина и пироксена.

Таблица 2.

Сравнительная характеристика раннемагматических и позднемагматических магнетитов Сваранцкого железорудного месторождения

Этапы	№ проб	Наименование пород и руд	Э л е м е н т ы															
			Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Ag	Ga	Sr
Раннемагматический	10 ^a	Магнетит из амфиболитов. габбро	5	3,0	1—3	1—3	>10	0,3	0,03	0,01—0,03	3,0	0,1—0,3	—	0,003—0,01	0,1	×	0,1—0,3	×
	10 ^b	Магнетит из амфиболитов. габбро	1—3	0,3	0,3	0,3	>10	0,3	0,003	0,003	1,0	0,03	0,001	—	0,03	0,0001	0,003	0,003
	28	Магнетит из оливковых габбро	1—5	0,3	1—3	1—3	>10	0,3	0,01	0,01	1—3	0,1—0,3	0,003	?	0,01	×	0,01	×
Позднемагматический	1/59	Магнетит из массивной руды	0,3—1,0	3,0	3—10	0,03—0,1	>10	0,3	0,1	0,03	3—10	0,3—0,1	0,01—0,03	0,01	0,01—0,03	0,0001—0,0003	0,03	0,001
	231 ^b	Магнетит из богатой массивной руды	1,0	3,0	3—10	0,1	>10	0,3	0,03—0,1	0,01	3,0	0,1—0,3	0,1—0,3	0,001—0,003	0,0003—0,001	—	0,03	0,001
	250	Магнетит из богатой массивной руды	1,0	3—10	3—10	0,03	>10	0,3	0,03	0,01—0,03	3,0	0,3	1,0	0,003	0,001	—	0,03	0,003

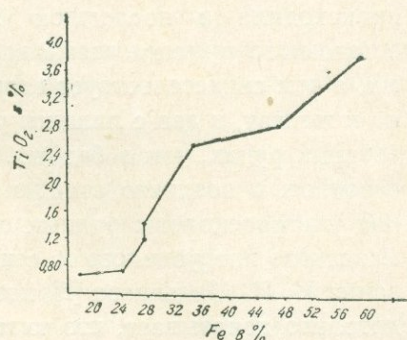
Примечание: „—“ означает, что данный элемент в пробе не обнаружен,

„×“ — данный элемент не определяется по техническим причинам или ввиду помех со стороны других элементов.

Если в магнетитовых рудах месторождения единственным минералом титана является ильменит, то в рудовмещающих магнетитовых габбро развито также его силикатное соединение — сфен, в качестве акцессорного минерала.

По данным химических анализов, среднее содержание двуокиси титана в бедных редковкрапленных магнетитовых рудах составляет 0,8—1,0%, в средних густовкрапленных магнетитовых рудах — 1,5—2,0%, а в богатых прожилково-шлировых и массивных магнетитовых рудах — 2,5—3,8%. При сравнении полученных данных обнаруживается определенная корреляционная связь между содержаниями железа и титана в магнетитовых рудах исследуемого месторождения, т. е. в зависимости от повышения содержания железа повышается и содержание титана (фиг. 1). Наиболее высокое содержание двуокиси титана (7,2%, пр. № 250; 8,52%, пр. № 1/58) характерно для чистоотобранных магнетитов из богатых массивных магнетитовых руд.

При сопоставлении результатов многочисленных химических анализов выясняется, что отношение содержания титана к железу для рудовмещающих магнетитовых габбро, бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных и богатых массивных магнетитовых руд — сравнительно постоянная величина и колеблется в пределах от 1:33,3 до 1:14,7 (табл. 3). Как видно из табл. 3, от бедных редковкрапленных к богатым массивным магнетитовым рудам устанавливается постоянное повышение содержание титана в абсолютных цифрах и увеличение относительного содержания титана к железу. В поздней стадии рудного процесса концентрация титана происходит в два с лишним раза интенсивнее железа.



Фиг. 1. Кривая изменения содержания TiO_2 в зависимости от содержания железа в магнетитовых рудах Сваранцкого месторождения.

Таблица 3

Наименование пород и руд	Компоненты		
	Содержание в %		Ti : Fe
	Fe	Ti	
Рудовмещающие магнетитовые габбро (среднее из 13 анализов)	11,38	0,48	1:23,7
Бедная редковкрапленная магнетитовая руда (среднее из 17 анализов)	20,00	0,60	1:33,3
Средние густовкрапленные магнетитовые руды (среднее из 8 анализов)	26,00	1,05	1:24,5
Богатая прожилково-вкрапленная и массивная богатая руда (среднее из 11 анализов)	46,50	3,15	1:14,7

Бедные редковкрапленные магнетитовые руды, являющиеся господствующими среди магнетитовых руд месторождения, характеризуются низким значением отношения титана к железу (1 : 33,3). Это отношение для средних густовкрапленных магнетитовых руд и рудовмещающих габбро очень близко и соответственно составляет 1 : 24,7 и 1 : 23,7. Выявленная прямая зависимость содержания титана от содержания железа в различных типах магнетитовых руд и рудовмещающих магнетитовых габбро, подтверждается опытами магнитных и электромагнитных сепараций.

Полуколичественные спектральные и химические анализы в главных породообразующих минералах (пироксен, оливин, биотит) из рудовмещающих габбро показывают содержание двуокиси титана в количестве 2,1—3,0%. Значит часть титана, установленная в рудовмещающих магнетитовых габбро в качестве изоморфной примеси, связана с силикатными минералами. В отношении титаноносности магнетитовых руд роль силикатов второстепенная. Наиболее интенсивная концентрация титана происходила в последнюю (заключительную) стадию кристаллизации остаточного рудного расплава, по-видимому, богатого минерализаторами, о чем свидетельствует возрастание относительного количества титана к железу, в два с лишним раза большее в богатых массивных магнетитовых рудах, чем в бедных. Таким образом, титан концентрируется в основном в позднюю стадию позднемагматического этапа формирования ультраосновных рудных образований первой фазы внедрения Арамздского интрузивного массива. Наши данные подтверждают исследования И. И. Малышева [2], который многолетними исследованиями убедительно доказывает, что титан накапливается в позднемагматическом этапе формирования интрузивов основного состава, часто давая промышленную концентрацию.

Ванадий — третий элемент группы железа, широко распространен в магнетитовых рудах и рудовмещающих габброидах Сваранцского месторождения. Еще в 1959 г. при минералого-геохимическом исследовании в магнетитовых рудах и вмещающих габброидах нами установлено высокое содержание пятиокиси ванадия [3]. Далее, с целью выяснения закономерности распределения ванадия в отмеченных рудах и породах, химическим и спектральным анализам подвергнуты многочисленные представительные пробы. Выяснилось, что рудовмещающие магнетитовые габбро в среднем содержат 0,01—0,03% V_2O_5 , бедные редковкрапленные магнетитовые руды — 0,03—0,07%, средние густовкрапленные магнетитовые руды — 0,1—0,2%, богатые массивные магнетитовые руды — 0,2—0,4%.

Богатые массивные магнетитовые руды содержат в 15, средние густовкрапленные магнетитовые руды — в 8, редковкрапленные магнетитовые руды в 2—3 раза больше V_2O_5 , чем рудовмещающие магнетитовые габбро.

Рудовмещающие магнетитовые габбро от магнетитовых руд отличаются не только сравнительно низким содержанием пятиокиси ванадия в абсолютных цифрах, но и отношением ванадия к железу. Аналогичная

картина содержаний пятиокси ванадия наблюдается и для магнетитов из рудовмещающих рудных габбро по сравнению с магнетитами из магнетитовых руд.

Согласно данным А. П. Виноградова [1], содержание ванадия в ультраосновных породах меньше (0,014%), чем в основных (0,02%), между тем, как видно из вышеприведенных данных, в аналогичных породах Сваранцкого месторождения наблюдается обратная картина. Эта противоречивость еще раз подтверждает данные о своеобразии и генетическом типе образования ультраосновных рудных дифференциатов и проливает свет на многое новое как в петрологии изверженных пород, так и геохимии ванадия в этих интрузивных образованиях.

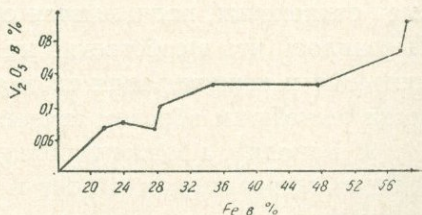
Сущность закономерности распределения ванадия в рудовмещающих магнетитовых габбро и магнетитовых оливинитах вплоть до массивных магнетитовых руд Сваранцкого месторождения заключается в том, что ванадий накапливается в поздней стадии позднемагматического этапа собственно магматического процесса.

Подобная же закономерность распределения ванадия отмечается П. Г. Пантелеевым [4] в аналогичных месторождениях Урала (Качканарское, Первоуральское).

Наблюдаемая закономерность подтверждается также опытом магнитного обогащения. Так, из средних густовкрапленных магнетитовых руд (в исходной руде 0,05—0,08% V_2O_5) получен магнитный концентрат, в котором содержание пятиокси ванадия составляет 0,4—0,5%.

В магнетитовых рудах Сваранцкого месторождения подобно титану содержание ванадия повышается с повышением содержания железа; ванадий обнаруживает тенденцию к накоплению в позднюю стадию кристаллизации магматического рудного расплава.

Отсутствие самостоятельных ванадиевых минералов* при наличии относительно высокого содержания ванадия свидетельствует о том, что ванадий в магнетитовых рудах и рудовмещающих магнетитовых габбро распространен в виде изоморфной примеси в кислородных соединениях железа и титана (магнетит, титаномгнетит, ильменомгнетит, ильменит). Из геохимии ванадия известно, что он входит в состав (или в кристаллическую решетку) магнетита и ильменита, изоморфно замещая в них трехвалентное железо и четырехвалентный титан, которые имеют близкие размеры ионных радиусов (для Fe^{3+} 0,67 Å; V^{3+} 0,65 Å; Ti^{4+} 0,64 Å).



Фиг. 2. Кривая изменения содержания V_2O_5 в зависимости от содержания железа в магнетитовых рудах Сваранцкого месторождения.

* Несмотря на тщательное минералогическое изучение нам не удалось в магнетитовых рудах исследуемого месторождения обнаружить минералы ванадия, в частности кульсонит, характерный для магнетитовых руд собственно магматического происхождения.

Наряду с близким ионным радиусом ванадий характеризуется также сходной атомной структурой с железом и титаном, что в свою очередь способствует изоморфному замещению. Следовательно, широкое распространение ванадия в магнетитовых рудах и частично в вмещающих магнетитовых габбро Сваранцкого месторождения объясняется близостью его ионного радиуса и энергетического потенциала с трехвалентным железом и четырехвалентным титаном, которые изоморфно замещаются этим элементом при собственно магматических условиях.

Склонность ванадия к образованию кислородных соединений приводит к накоплению его в позднемагматическом этапе. При этом большое значение имело количественное соотношение кислорода, двухвалентного и трехвалентного железа и дальнейшее изменение их соотношения в магматическом рудном расплаве. Но так как рудная магма характеризуется недостатком кислорода и химическое родство FeO и Fe_2O_3 с кислородом сильнее, чем между последним и ванадием, то возможность образования самостоятельного ванадиевого минерала ограничена.

На основе обобщения результатов проведенных минералого-геохимических исследований магнетитовых руд и вмещающих габброидов необходимо отметить:

1. По направлению от наиболее раннего этапа к позднему в породно-рудообразовательных процессах первой фазы внедрения Арамазды интрузива наблюдается закономерное увеличение абсолютного и относительного содержания суммы окислов железа. С повышением содержания железа наблюдается также и концентрация его спутников — титана и ванадия. Наивысшая концентрация как железа, так и его спутников происходит в поздней стадии рудообразования.

2. Железо, титан и ванадий в магнетитовых рудах и вмещающих магнетитовых габбро Сваранцкого месторождения, несмотря на частичные отклонения, подчиняются общим закономерностям распределения. Выяснилось, что в собственно магматических условиях рудообразования миграция и концентрация титана и ванадия не случайны, они геохимически теснейшим образом связаны с геохимическим поведением железа.

3. Ванадий, а также небольшая часть титана не образуют самостоятельных минералов, а входят в решетки окислов и силикатов железа, изоморфно замещая трехвалентные катионы железа.

4. В различных типах магнетитовых руд и вмещающих габбро месторождения наблюдается определенная прямая корреляционная связь между содержаниями железа, титана и ванадия. Сущность установленной закономерности распределения титана и ванадия в различных типах магнетитовых руд (бедных редковкрапленных, средних густовкрапленных и богатых массивных) и вмещающих магнетитовых габбро заключается в том, что абсолютное содержание этих элементов возрастает с повышением содержания железа.

Коэффициент относительного содержания титана и ванадия к железу в отдельности для отмеченных типов магнетитовых руд и вмещающих габбро является постоянной величиной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1956.
2. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, М., 1957.
3. Межлумян Г. Б. О генезисе Сваранцкого железорудного месторождения. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, т. XIII, № 1, Ереван, 1960.
4. Пантелеев П. Г. К вопросу геохимии титана, ванадия и хрома в титаномагнетитах Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1938.
5. Уклонский А. С. К вопросу о геохимии эндогенных месторождений железа. В. кн. «Вопросы петрографии и минералогии», т. 1, изд. АН СССР, М., 1953.

Ш. О. АМИРЯН

К МИНЕРАЛОГИИ И ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГАМЗАЧИМАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изучение минерального состава руд имеет первостепенное значение не только для разработки соответствующей схемы обработки руд, но и для выяснения вопросов их генезиса, закономерностей распределения и формы нахождения элементов в них.

Отсутствие детальных работ по минералогии Гамзачиманского месторождения вынудило нас заняться изучением вещественного состава руд и выяснением характера золоторудной минерализации. Предварительная обработка собранного материала позволяет дополнить имеющиеся представления о минеральном составе руд и золоторудной минерализации новыми данными, что даст возможность с большей вероятностью разрешить вышеотмеченные вопросы и более правильно подходить к оценке перспективности месторождения и прилежащих районов.

Гамзачиманское месторождение находится в пределах Дилижан-Тандзутского рудного района Севано-Амасийской структурно-металлогенической зоны по схеме металлогенического районирования И. Г. Магакьяна [2].

В геологическом строении месторождения принимают участие главным образом порфиоровидные граниты Гилутского интрузивного массива и эффузивные образования эоцена. Гилутский массив, площадью около 20 кв. км., по данным ряда исследователей, внедрен в зону разрывных нарушений и вытянут в СЗ направлении, прорывая отложения сенона и среднего эоцена, а также комплекс щелочных интрузивных пород Памбакского хребта и гранитоидные интрузии Геджалинской группы.

Структура пород—гипидиоморфнозернистая порфиоровидная с гранитовой основной массой. В минеральном составе пород участвуют: ортоклаз, плагиоклаз (олигоклаз-андезин), кварц, роговая обманка, биотит, сфен, апатит, магнетит, иногда циркон и турмалин. Плагиоклаз идиоморфен по сравнению с калишпатом. Роговая обманка и полевые шпаты представлены удлинёнными зёрнами, ориентированными в направлении вытянутости массива. Порфиоровидные включения представлены крупными (до нескольких сантиметров в поперечнике) выделениями розового полевого шпата. В гранитной мелкозернистой массе наблюдаются более мелкие выделения роговой обманки, кварца, биотита и по-

левого шпата. Характерными особенностями массива являются его довольно постоянный петрографический состав и повсеместное присутствие ксенолитов, которые представляют собой включения пород, прорванных интрузией. Ксенолиты, как и минералы пород, вытянуты в СЗ направлении, совпадая с удлинением массива.

Внутренняя структура массива характеризуется: а) параллельной первичной полосчатостью с линейной вытянутостью кристаллов в СЗ направлении, что совпадает с удлинением массива, б) вертикальными продольными трещинами, располагающимися вдоль оси вытянутости массива с простиранием на СЗ $280-300^\circ$, падением на СВ и ЮЗ под углом $60-80^\circ$, в) вертикальными поперечными трещинами СВ $20-65^\circ$ простирания, к которым приурочена большая часть аплитовых и лампрофировых даек, г) пологопадающими трещинами СЗ простирания с азимутом падения $140-180^\circ$ под углом $30-45^\circ$.

Структурным контролем оруденения является трещинная тектоника интрузивного массива, обновленная последующими тектоническими подвижками. Рудные тела представлены кварцевыми, кварц-карбонат-сульфидными жилами и измененными — березитизированными зонами, приуроченными к трещинам первичной отдельности пород с аз. пад. $140-180^\circ$ под углом $30-45^\circ$ и поперечным трещинам СВ ($20-65^\circ$) простирания с вертикальными углами падения. Зоны березитизированных, хлоритизированных пород характеризуются значительным постоянством по простиранию, резкими, прямолинейными контактами и выдержанной мощностью. Прослеживаются они по простиранию на $200-500$ м при мощности $2-10$ м (редко несколько десятков метров). В измененных зонах развиваются невыдержанные, маломощные ($5-20$ см) кварцевые и кварц-карбонатные тела с рудной минерализацией. Прежними исследователями в процессе формирования руд выделяется несколько стадий минерализации. По А. Г. Мидяну, рудообразование происходило в результате трех стадий: кварц-молибденовой, кварц-вольфрам-золотоносной и кварц-золоторудной, которые им пространственно и генетически связываются с порфировидными гранитами. Золоторудную минерализацию он связывает с двумя этапами структурно-магматического развития: раннего и позднего. Золоторудная минерализация на Гамзачиманском месторождении считается продуктом позднего этапа развития, а минерализация, связанная с серноколчеданными рудами и вторичными кварцитами — раннего этапа развития. Д. Г. Салия [6] в Головино-Тандзутской рудной зоне выделяет кварц-эпидотовую (ортитовую), кварц-шеелит-молибденитовую и кварц-карбонат-полиметаллическую стадии минерализации. Геологами разведочной экспедиции в продуктах гидротермального метаморфизма выделяются две стадии: первая — рудная с кварцем I, цирконом, рутилом, пиритом, халькопиритом, золотом, вольфрамитом, шеелитом и серицитом; вторая — пострудная с кварцем II, карбонатом, хлоритом и каолинитом.

Не останавливаясь на разборе представленных схем, отметим лишь что обработка собранного нами материала позволяет наметить следующую схему стадийности в рудообразовании: безрудная-кварцевая, кварц-

молибденит-шеелитовая, кварц-карбонат-полиметаллическая (с Au, Ag, Bi, Te) и безрудная-карбонатная.

Безрудная-кварцевая стадия образует невыдержанные по простиранию и падению маломощные жилы, приуроченные к пологопадающим структурам СВ простирания. Мощность таких жил составляет 1—5 см (иногда 20—30 см). В большинстве случаев такие жилы имеют гребенчатое строение с друзовыми пустотками. Кварц-бипирамидального габитуса. Эта и последующая стадии минерализации сопровождаются серицитизацией, хлоритизацией, пиритизацией и окремнением пород.

Кварц-молибденит-шеелитовая стадия представлена маломощными прожилками, приуроченными к поперечным крутопадающим трещинам (уч. Цклаки-ахпюр), нередко также продольным пологопадающим структурам в зонах гидротермально измененных пород (Муравятник, Акопи-джур). Следует отметить, что часть исследователей [3, 4] золоторудную минерализацию связывает с шеелитом, с чем соглашаться нельзя, так как микроскопическое изучение руд показывает, что золото совместно с теллуридами связано с полиметаллической стадией минерализации, а не с шеелитом. Возможно, незначительная часть его находится также в рудах этой стадии в виде примеси. Указанные исследователи основным доказательством связи золота с шеелитом считают ассоциацию золота с шеелитом в шлихах, что неубедительно, так как в россыпи могут попасть минералы из самых различных ассоциаций, как из рудных образований, так и из магматических; или же основываются на данных искусственных шлихов (концентратов), полученных из зон измененных пород, где развиваются продукты различных стадий минерализации. Вся путаница получается оттого, что до последнего времени были вскрыты и изучены только самые верхние части рудных тел, где первичные руды сохранились частично, а микроскопическое изучение продуктов отдельных стадий затруднялось и приводило к необоснованным выводам. Микроскопическое изучение первичных руд показывает, что основная масса золота связана с полиметаллической стадией и представлена самородными тонкодисперсными частицами в ассоциации с теллуридами (калаверит, сильванит, петцит и др.).

Кварц-карбонат-полиметаллическая стадия (с золотом и теллуридами) является основной «продуктивной» стадией. Продукты этой стадии приурочены к пологопадающим продольным структурам интрузивного массива. Минеральный состав руд этой стадии довольно интересен. В них главным минералом является пирит, в незначительных количествах присутствуют халькопирит, галенит, сфалерит и блеклая руда. В составе отмеченных руд нами была обнаружена довольно характерная группа минералов в ассоциации с золотом, представленная калаверитом, сильванитом, гесситом, петцитом, теллуровисмутитом, тетрадимитом, алтаитом, киноварью и двумя неопределенными минералами. Так как они в рудах месторождения обнаружены впервые, то ниже приводится их краткое описание.

Калаверит (AuTe_2). Теор. состав: Au—43,59%, Te—56,41%. Часто незначительная часть золота замещается серебром.

Калаверит установлен в ассоциации с сильванитом, гесситом, алтаитом, теллуrowисмутитом и золотом. Представлен аллотриоморфными выделениями размером 0,01—0,05 мм. Почти всегда тесно сростается с сильванитом, пересекаясь и замещаясь агрегатами гессита, а сам, совместно с сильванитом, замещает теллуrowисмутит и алтаит. Калаверит по сравнению с сильванитом является более поздним образованием. От остальных теллуридов отличается желто-кремовым цветом, высокой отражательной способностью, близкой к отражательной способности алтаита.

Отмеченная группа теллуридов заполняет и цементирует промежутки мелкозернистых агрегатов пирита, развивающегося в друзовых пустотках кварца.

Сильванит (Au, Ag, Te_4). Теор. состав (при Au : Ag = 1 : 1): Au — 24,19%, Ag — 13,22%, Te — 62,59%. Из элементов примесей отмечаются: Hg, Bi, Se, Pb, Ni, часть из которых, по всей вероятности, представлена механическими примесями, так как часто сильванит сростается с теллуридами Bi, Pb и редко Ni.

Сильванит установлен в той же ассоциации, что и калаверит, но имеет сравнительно широкое развитие. Представлен зернистыми агрегатами и самостоятельными зернами. Совместно с золотом, гесситом и калаверитом развивается по трещинам теллуrowисмутита и особенно часто в промежутках зерен и в самих зернах пирита. В измененных частях калаверита и сильванита, в иммерсии, наблюдаются пылевидные частицы золота.

Характерной особенностью сильванита является склонность к двойникованию. Пластинчатые двойники легко обнаруживаются в отраженном свете, в результате отчетливо проявленного двуотражения. От калаверита отличается как по цвету (у сильванита отсутствует желтый оттенок и более темный), так и отражательной способностью. R_{max} сильванита ниже R калаверита. Особой отличительной чертой является двойниковое строение, отсутствующее у калаверита. По времени выделения следует за алтаитом.

Петцит (Ag Au Te_2). Теор. состав: Ag — 41,71%, Au — 25,42%, Te — 32—87%. В виде примесей содержит Hg, Pb, Bi, Sb.

Петцит образует тесные сростки с гесситом и особенно с золотом. Встречается в ассоциации с пиритом, халькопиритом, блеклой рудой, галенитом, сильванитом, теллуrowисмутитом, алтаитом и двумя неизвестными минералами. Представлен аллотриоморфнозернистыми агрегатами размером 0,03—0,05 мм. В совместных с гесситом сростках отличается более темно-серым, голубовато-серым оттенком и сравнительно низкой отражательной способностью. Для петцита характерно слабое двуотражение и анизотропность, иногда встречаются изотропные выделения. Этой особенностью гамзачиманский петцит отличается от петцитов Зода и Меградзора, которые только изотропны. Аналогичное явление описывается Э. А. Хачатуряном и Р. Н. Зарьяном для петцита из Кафанского

месторождения. Возможно присутствуют обе разности, на что указывается и в литературе [5]. Петцит образовался до гессита и золота.

Гессит (Ag_2Te). Теор. состав: Ag — 62,86%, Te — 37,14%. Почти всегда содержит включения золота.

Гессит по сравнению с другими теллуридами имеет широкое развитие. Находится в ассоциации с золотом и теллуридами. Образует тонкозернистые агрегаты, размер которых не превышает 0,05—0,1 мм. От петцита отличается коричнево-белым цветом, отчетливым двуотражением и анизотропией, цветным эффектом анизотропии, выраженным в темно-оранжевых, коричневых и темно-синих тонах. Характерной чертой гессита является тесное срастание с петцитом и наличие включений золота. В ряду теллуридов является самым поздним образованием; после гессита выделялось только золото.

Теллуровисмутит (Bi_2Te_3) тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_3\text{S}$). Теор. состав. теллуровисмутита: Bi — 52,09%, Te — 47,91%, в виде примеси содержит Se, Sb, Au, Pb, Cu, тетрадимита: Bi — 59,27%, Te — 36,18%, S — 4,55%. В качестве примесей отмечаются Ag, Au, Sb, As, Se.

Тетрадимит встречается сравнительно реже, чем теллуровисмутит. Образуют совместные сростки, где теллуровисмутит отличается более высокой отражательной способностью, розовым оттенком, высоким рельефом. Розовый оттенок теллуровисмутита отчетливо наблюдается в сростках с алтаитом. От калаверита теллуровисмутит отличается сравнительно низкой отражательной способностью, отчетливой анизотропией, цветным эффектом анизотропии и цветом (у калаверита желтая составляющая преобладает). В совместных с алтаитом выделениях теллуровисмутит кажется красновато-розовым, а калаверит — желто-кремовым. При этом R калаверита равна или чуть выше R алтаита. Тетрадимит по сравнению с теллуровисмутитом темнее и обладает серо-зеленоватым оттенком. По цвету приближается к сильваниту, последний при R_{max} белесоватый. В группе теллуридов являются самыми ранними образованиями; тетрадимит выделялся после теллуровисмутита.

Алтаит (PbTe). Теор. состав: Pb — 61,91%, Te — 38,09%. В виде примеси содержит Ag, Au, Bi.

Среди обнаруженных теллуридов — один из распространенных. Представлен аллотриноморфными агрегатами в ассоциации с теллуровисмутитом, сильванитом, гесситом, петцитом, золотом, халькопиритом, блеклой рудой и галенитом, заполняющими промежутки пентагон-додекаэдральных зерен пирита.

От высокоотражающих теллуридов отличается характерным белым цветом, изотропностью. Образует взаимные границы с теллуровисмутитом, тетрадимитом, сильванитом и гесситом. Часто слагает прожилочки в полях теллуровисмутита и тетрадимита, а сам замещается петцитом, гесситом, сильванитом, калаверитом и золотом.

Наличие теллуридов висмута, золота, серебра и свинца подтверждается данными спектральных анализов руд, в которых содержание золота, серебра и теллура составляет 0,1—0,3%.

Киноварь (HgS). Несколько зерен киновари размером до одного микрона были установлены в ассоциации с теллуридами. Этим, вероятно, обусловлено повышенное содержание (0,1%) ртути в отмеченных рудах.

Кроме описанных минералов, в их ассоциации установлены микроскопические выделения еще других двух минералов, определение которых требует применения дополнительных, более тонких методов (микроспектральный и рентгеноспектральный анализы). По микроскопическим свойствам больше всего они подходят к сульфосолям висмута и серебра.

Рудный процесс завершается образованием жил крупнокристаллического кальцита. Мощность карбонатных жил доходит до 15—20 см. Приурочены они к продольным пологопадающим структурам. Часто содержат березитизированные включения вмещающих пород. В составе кальцита спектрально установлено: Mn — 3%, Mg, Fe, Sr — 1%, Cu, Pb, Ag, Zr — 0,0003—0,003%.

Характер золоторудной минерализации

Золоторудная минерализация в Дилижан—Тандзутском рудном районе была известна издавна. В качестве источников россыпного золота указывались ущелья р. Головинки, Армянская балка, Русская балка, Фролова балка, Гамзачиманское проявление медно-лимонитовых руд, Тандзутское серноколчеданное месторождение и др. В 1952 г. А. Г. Мидяном коренные проявления золота были выявлены на участках Казачий-бугор, Муравятник и Тандзут. Несмотря на это, до последнего времени, даже и сейчас, многие вопросы золоторудной минерализации еще полностью не выяснены, поэтому настоящая работа в некоторой степени восполнит имеющиеся пробелы в этой области.

А. Г. Мидяном коренными источниками золота Гамзачиманских россыпей в одном случае считались [3, 4] полиметаллические, кварц-турмалиновые жилы, а также Тандзутское проявление золота и измененные породы Тежсарского щелочного комплекса, в другом—серноколчеданные руды, вторичные кварциты и кварцевые жилы в рудном поле Тандзутского месторождения и кварц-шеелитовые, кварц-золотоносные жилы в рудном поле Гамзачиманского месторождения. Геологами разведочной экспедиции золоторудная минерализация связывается почти со всеми типами руд, установленных в рудном районе, что не совсем соответствует действительности, особенно для Тандзутского рудного поля. Конечно, золото в виде примеси находится в преобладающем большинстве рудных формаций и типов руд Армении, но это не значит, что все отмеченные типы являются золотоносными и имеют практическое значение. Нам кажется, и это подтверждается имеющимися данными, что золото в Тандзутском рудном поле главным образом связано с полиметаллической стадией минерализации, которая в хронологической последовательности занимает последнее место и наложена на медно- и серноколчеданные руды. Этот тип руд занимает восточный фланг месторождения и участок Андраники-джур и, по-видимому, является продолжением золоторудной

минерализации Гамзачиманского месторождения, где золото, по нашим данным, в основном связано с аналогичными рудами, несущими вышеописанную группу теллуридов. Но этим не исключается возможность нахождения некоторой части золота в колчеданных рудах. Повышенная концентрация теллура в рудах месторождения указывает, что золото-теллуридовая (с полиметаллами) ассоциация по всей вероятности развита и здесь. Это предположение подтверждается обнаружением теллуридов в полиметаллических рудах восточного фланга месторождения и участка Андраники-джур. Наличием этой ассоциации, по-видимому, обусловлено также повышенное содержание золота и на других участках месторождения. Анализ полученных данных и по другим формациям руд (Зод, Шаумян-Халадж, Меградзор, Анкаван, Гамзачиман) показывает, что повышенные концентрации золота почти всегда сопровождаются теллуридами, и в этом отношении исключение составляет только Личквасское золото-полиметаллическое месторождение, в рудах которого, по всей вероятности, они есть, но пока не обнаружены.

Детальное микроскопическое изучение первичных руд наряду с результатами химических и спектральных анализов показывает, что золото Гамзачиманского месторождения в основном, связано с полиметаллическими (малосульфидными) рудами. Возможно, некоторая часть его в виде примеси связана с кварц-шеелит-молибденитовыми рудами. В полиметаллических рудах преобладающим минералом является пирит, имеющий форму пентагон-додекаэдра. В небольших количествах встречаются халькопирит, галенит, сфалерит и блеклая руда. В них особый интерес представляют золото и теллуриды, которые по сравнению с перечисленными минералами являются более поздними. Золото почти всегда встречается с теллуридами и представлено главным образом тонкодисперсными частицами самой различной формы. Размер золотых частиц не превышает 0,5 мм и они в основном обнаруживаются при больших увеличениях микроскопа. Цвет золота—светло-желтый, скорее всего он близок к цвету низкопробного золота или электрума. В золото-теллуридовой ассоциации оно является самым поздним минералом. Здесь золото представлено двумя формами—самородной и в виде теллуридов соединений (калаверит, сильванит, петцит).

Металлогеническая специализация третичных гранитоидных интрузий в отношении золота, теллура и серебра, их совместное нахождение и миграция в растворах, геохимическое сродство и другие кристаллохимические и геохимические особенности привели к совместному отложению и образованию почти однотипных золото-теллуридовых парагенезисов на различных месторождениях (Меградзор, Зод, Гамзачиман и др.). Особенности этих условий, в некоторой степени, свое выражение нашли в золото-серебряном отношении, которое колеблется в пределах 1 : 2—3. Таким образом, наблюдается много общего в характере золоторудной минерализации Гамзачиманского, Меградзорского и Зодского месторождений. В этих общих особенностях отражены также характерные черты Средиземноморского металлогенического пояса, где третичные месторождения в основном представлены аналогичными ассоциациями мине-

ралов. Отсюда вытекает, что основные золоторудные месторождения Армении относятся к молодым золотым и золото-серебряным формациям, которые всевозможными переходами связаны с другими рудными формациями (медно-молибденовой, полиметаллической и колчеданной).

К вопросу о генетической принадлежности месторождения

Часть исследователей Гамзачиманское месторождение считает высокотемпературным образованием средних или абиссальных глубин, так как месторождение генетически и пространственно ими связывается с порфирированными гранитами, сформированными на глубине около 3000 м.

Имеющиеся у нас фактические данные несколько противоречат указанному выше выводу и приводят к другой точке зрения. По нашему мнению, месторождение принадлежит к средне-низкотемпературным приповерхностным образованиям. Факты таковы: а) порфиридные граниты, с которыми генетически и пространственно связаны руды, скорее всего являются приповерхностными образованиями, чем глубинными. Об этом свидетельствует порфиридное строение пород, удлиненные формы плагиоклаза и роговой обманки, идиоморфизм плагиоклаза по сравнению с калишпатом, графические прорастания кварца и калишпата, отсутствие широкоразвитых пегматитовых полей и др. б) Характер гидротермальных изменений, выраженных серицитизацией, окварцеванием, карбонатизацией, пиритизацией (березитизацией) и каолинизацией, которые, по исследованиям Д. С. Коржинского [1], относятся к низкотемпературному околожильному метасоматозу, что характерно для небольших глубин. в) Золото-теллуридовая ассоциация минералов является характерной ассоциацией средне-низкотемпературных образований. А кварц-шеелитовая или кварц-шеелит-молибденовая ассоциация по времени оторвана от золото-теллуридовой, но в данном случае является среднетемпературным членом общего рудного процесса. г) Низкопробность золота. Исследованиями [7] установлено, что между условием образования месторождений и пробой золота существует определенная зависимость — низкопробное золото характерно для низкотемпературных месторождений, высокопробное — высокотемпературных. д) Наконец, наличие месторождений аналогичного характера в этой же металлогенической зоне или примыкающих рудных районах.

Все изложенное дает основание считать, что, как и другие золоторудные месторождения и проявления Армении, Гамзачиманское является средненизкотемпературным образованием малых глубин. В связи с выявлением многих общих черт в золоторудной минерализации Гамзачиманского и Меградзорского месторождений, расположенных на противоположных склонах Памбакского хребта, следует, при поисково-съемочных работах, особое внимание уделить районам, лежащим между указанными месторождениями, что, возможно, приведет к открытию участков с более крупными концентрациями золото-теллуридов (полиметаллических) руд.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, М., 1953.
2. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Советская геология», № 7, 1959.
3. Мидян А. Г. Золоторудные провинции Армении. Труды управления геологии и охраны недр, № 2, Ереван, 1959.
4. Мидян А. Г. Связь золото-сульфидных формаций руд с различными стадиями развития геосинклиналей Армении. Инф. сборник «Геология и горное дело», № 2, Ереван, 1963.
5. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. Изд. ин. лит. М., 1962.
6. Салия Д. Г. Условия образования гидротермальных месторождений Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Тезисы докладов I Зак. конф. молодых специалистов научно-исследовательских институтов, предприятий горнорудной промышленности и металлургии. Ереван, 1963.
7. Fisher N. H. The fineases of gold, with special reference to the Morobe gold-field New Guinea. Econ. Geol., V. 40, № 7, 1945.

Е. П. ЗИЛЬМАН, Н. М. ЧЕРНЫШОВ

РОЛЬ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОСТРАНСТВЕННОМ РАЗМЕЩЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА МОРФОЛОГИЮ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

(на примере Ахтальского месторождения)

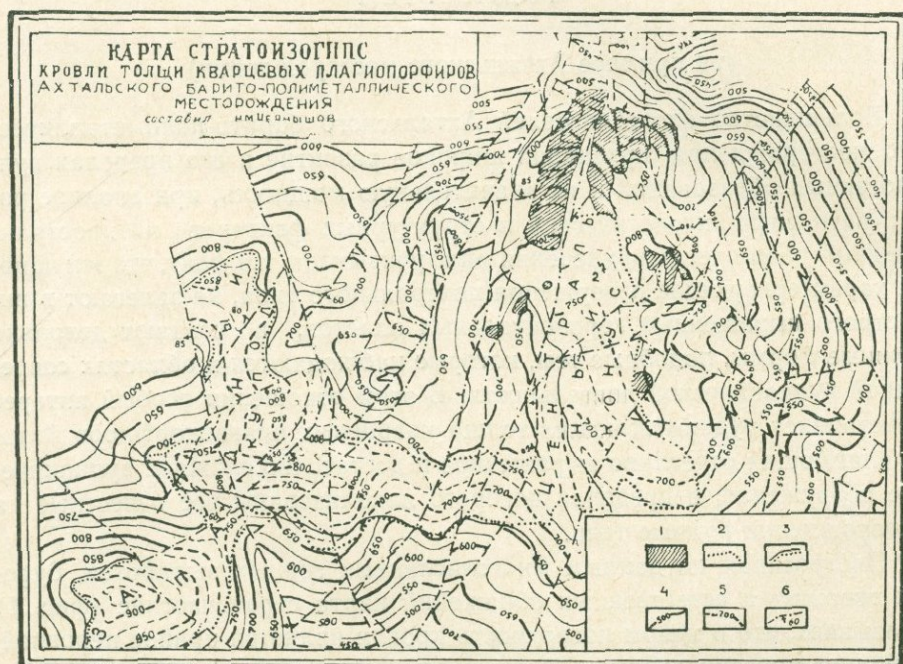
Большинство исследователей Ахтальского барито-полиметаллического месторождения, признавая широкое развитие в его пределах вулканогенных образований и их значительную мощность, при анализе роли стратиграфо-литологических и структурных факторов в пространственном размещении оруденения мало учитывает тот факт, что эти породы, характеризующие извержения центрального типа, не залегают в виде строго выраженных горизонтальных пластов, а создают довольно сложные формы, подобные тем, которые наблюдаются в областях современной вулканической деятельности. В этом отношении особый интерес представляет рудовмещающая толща кварцевых плагиопорфиров Ахталы, слагающая отчетливо выраженное и достаточно сложное вулканическое сооружение, в пределах которого локализованы все известные на месторождении рудные тела.

Построенная по данным многочисленных горных выработок, буровых скважин и естественных обнажений карта стратоизогипс (фиг. 1) показывает, что в целом поверхность кровли является крайне неровной, изобилует многочисленными куполами и депрессиями, среди которых по размерам могут быть выделены формы I, II, III порядков. Из форм I порядка прежде всего хорошо выражены центральный купол (конус), несколько вытянутый в северо-западном (близмеридиональном) направлении, а также западный валообразный выступ кровли кварцевых плагиопорфиров. Эти купола, имеющие размеры по длинной оси около 1 км, а по короткой — от 200 до 600 м, возвышаются над разделяющей их пологой депрессией северо-западного простирания в среднем на 150 м.

С востока центральный конус, к которому пространственно приурочена главная масса рудных тел, смыкается с другой неясно очерченной депрессией, которая примыкает к куполу правобережья р. Дебед.

Гипсометрические отметки ложа депрессии примерно на 300—400 метров меньше отметок гребней сочленяющихся с этой депрессией центрального и восточного куполов.

Сравнительно крупные формы рельефа кровли кварцевых плагиопорфиров осложнены более мелкими и различно ориентированными куполами и депрессиями II порядка. Особенно много таких мелких куполов и депрессий, приуроченных в основном к гребням или, соответственно, к днищам крупных возвышенностей и понижений, наблюдается в центральной части месторождения. Поперечники их измеряются в большинстве случаев десятками или, в редких случаях, первыми сотнями метров; относительные превышения и понижения колеблются от 10 до 80 м. Кроме охарактеризованных более или менее крупных куполов и депрессий, при детальном картировании выявляется большое количество очень мелких неровностей рельефа кровли кварцевых плагиопорфиров. Такие неровности III порядка в плане и по вертикали измеряются обычно метрами и поэтому на схеме не могут быть отображены.



Фиг. 1. 1 — проекции рудных тел; 2 — граница выходов кровли толщи кварцевых плагиопорфиров на дневную поверхность; 3 — граница взаимных фациальных переходов толщи кварцевых плагиопорфиров и дебедачайской свиты; 4 — стратоизогипсы; 5 — „воздушные“ стратоизогипсы; 6 — разрывные нарушения и их элементы.

Появление куполов, депрессий и других неровностей кровли кварцевых порфиров может быть в принципе обусловлено тектоническими, эрозийными или вулканическими факторами. Однако тщательный анализ материала приводит к выводу, что, несмотря на весьма широкое развитие разрывных нарушений и их довольно важную роль в структуре месторождения, депрессии и купола не представляют собой опущенные или поднятые по этим нарушениям блоки. Об этом свиде-

тельствуют почти постоянно наблюдающиеся различия в ориентировке наиболее крупных разрывных нарушений и наиболее крупных форм рельефа кровли кварцевых плагиопорфиров. Кроме того, части одних и тех же куполов и депрессий I порядка достаточно отчетливо прослеживаются при переходе от тектонически поднятых к тектонически опущенным блокам. Первичная природа указанных куполов и депрессий подтверждается также и следующими данными: 1) наиболее пластичные туфогенно-осадочные и осадочные породы дебедачайской свиты не выжаты в купола, а выполняют понижения в рельефе ложа или отдельных депрессий, где их мощность значительно возрастает; 2) устанавливается примыкание отдельных пачек указанных пород к куполам, что возможно только в условиях существования первичного рельефа при излиянии лав и накоплении осадков; 3) намечается тенденция нивелирования неровностей рельефа кровли толщи кварцевых плагиопорфиров всеми последующими отложениями, вследствие чего погребенные купольные структуры, особенно более высоких порядков, в большинстве случаев на дневной поверхности не устанавливаются.

Вместе с тем, куполообразное залегание толщи кварцевых плагиопорфиров и наличие в ее кровле многочисленных выступов и впадин нельзя рассматривать как следствие трансгрессивного контакта между этой толщей и дебедачайской свитой. Такому предположению противоречат наблюдающиеся в ряде мест, в особенности в западной части рудного поля, фациальные переходы кислых вулканогенных пород в эффузивные, пирокластические и туфогенно-осадочные отложения дебедачайской свиты, переслаивание во многих скважинах пород кислого и среднего состава, пересечения дебедачайской свиты субвулканическими телами и дайками жильных пород, связанными с ахтальской толщей кварцевых плагиопорфиров. Все эти особенности в то же время сравнительно легко объяснить, допустив существование вулканического аппарата, питавшегося из периферического магматического очага и действовавшего параллельно с вулканами, извергавшими вулканический материал среднего и основного состава (Э. Г. Малхасян и др., 1959; Н. М. Чернышов, 1962).

Вулканическая постройка подвергалась более или менее интенсивной эрозии, усложнившей первичные вулканические формы, но не приведшей к полной нивелировке рельефа. Таким образом, условия залегания рудовмещающей толщи кварцевых плагиопорфиров определяются, наряду с тектоническими факторами, прежде всего причинами эрозионно-вулканического порядка (П. Ф. Сопко, Н. М. Чернышов, 1962).

Крайне большой научный и практический интерес имеет выяснение роли ахтальской вулканической постройки в развитии структурных элементов, связанных с более поздними тектоническими движениями и в распределении проявлений позднемагматической и гидротермальной деятельности. Обращает внимание, прежде всего, отчетливая концентрация разрывных нарушений различных направлений и зон отслаивания и расланцевания в пределах вулканической постройки в отличие от других частей рудного поля. Однако, за исключением закономерно окайм-

ляющих вулканическую постройку концентрических вулканотектонических трещин, возникавших в процессе ее роста и контролировавших размещение субвулканических тел и даек жильных пород байосского вулканического цикла, все другие разрывные нарушения, в общем, не подчинены первичным элементам вулканического сооружения и пересекают купола и депрессии под различными углами. В то же время, отмечавшийся ранее неровный характер кровли и большие различия в механических свойствах толщи кварцевых плагиопорфиров и вулканических пород среднего состава дебедачайской свиты послужили причиной развития в процессе складчатости зон отслаивания и рассланцевания близ кровли толщи кварцевых плагиопорфиров.

Эти зоны, вмещающие барито-полиметаллические рудные тела линзообразной и лентообразной формы, приурочены в основном к центральной части вулканического аппарата и его северо-восточному склону, где в течение продолжительного времени происходило наиболее интенсивное межслоевое скольжение и возникали срывы. В южной и юго-восточной частях куполовидного поднятия, вследствие обратного падения склонов купола по отношению к общему северо-восточному падению окружающих его пород дебедачайской свиты, межформационные зоны проявились в значительно меньших масштабах, а иногда и вовсе отсутствуют.

Вместе с тем обращает на себя внимание тот факт, что в пределах зон межформационного отслаивания и рассланцевания рудные тела встречаются далеко не повсеместно. При анализе имеющегося материала и прежде всего карты стратоизогипс совершенно отчетливо устанавливается, что почти все рудные тела, располагаясь в непосредственной близости от крутопадающих северо-восточных разрывных нарушений (рудораспределяющих каналов, Н. М. Чернышов, 1962), обнаруживают строгую приуроченность к привершинной части описанной ранее вулканической постройки, а в пределах последней — к куполовидным поднятиям II и III порядков эрозионно-вулканического происхождения, осложняющим склоны этого вулканического сооружения. Можно полагать, что такие купола в процессе межслоевых подвижек вдоль контакта между толщей кварцевых плагиопорфиров и дебедачайской свитой подверглись особенно интенсивному дроблению, что приводило, в свою очередь, к увеличению общей пористости привершинной части вулканической постройки и к преимущественной локализации барито-полиметаллических рудных тел в районе куполовидных поднятий. В пределах таких участков, как показывает детальное картирование отдельных, ныне доступных для наблюдения рудных тел, важную роль при рудоотложении играли: а) линзы и отдельные прослои кислых вулканогенных пород и особенно благоприятных для замещения туфов кварцевых плагиопорфиров, характеризующихся сравнительно высокой пористостью; б) контакты указанных разностей пород с перекрывающими их туфогенно-осадочными породами дебедачайской свиты, которые постоянно присутствуют в кровле рудных тел и играли роль экрана.

В тесной связи с рассмотренными элементами литологического и структурного порядка находится не только пространственное размеще-

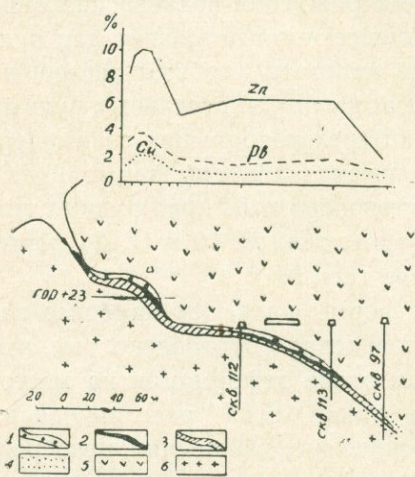
ние оруденения, но и в значительной мере размеры рудных тел и условия их залегания. Простираение и падение рудных тел определяются пространственным положением куполов I, II и отчасти III порядков по отношению к склонам ахтальской вулканической постройки (фиг. 1) и главным образом элементами залегания межформационных зон, которые в целом закономерно повторяют сложный характер кровли толщи кварцевых плагиопорфиров.

Со сложным характером зон отслаивания и рассланцевания связано появление сложных и разнообразных по морфологическим особенностям рудных тел, получивших на месторождении издавна название «линз». Сохраняя это исторически сложившееся наименование для рудных тел месторождения в целом, нужно отметить, что этот термин не совсем точно отражает морфологические особенности отдельных рудных тел. Как следует из анализа соотношений трех наибольших взаимоперпендикулярных измерений, помимо линз, имеющих к тому же различный характер (плоские, чечевицеобразные, штокообразные), ряд рудных тел, в том числе и ныне разрабатываемые рудные тела № 10 и 11, по форме отвечают лентам и даже штокам (рудное тело № 2).

Рудные тела линзо- и лентовидной формы являются наиболее характерными для месторождения и их появление обусловлено тем, что при тектонических подвижках в главном этапе деформации на месторождении была заложена относительно узкая зона рассланцевания вдоль контакта. При последующих тектонических движениях, непосредственно подготовивших каналы для миграции рудоносных растворов, повторные деформации приурочивались к этой же узкой зоне, как к наиболее ослабленному шву. Особенно интенсивному дроблению, как отмечалось, подвергались куполовидные поднятия толщи кварцевых плагиопорфиров, сложенные обычно пирокластическими породами, что привело к появлению уже в пределах таких зон участков с резко повышенной пористостью, где преимущественно метасоматическим путем отлагалась главная масса руд. Важную роль при этом играли крутопадающие разрывные нарушения северо-восточного простираения, которые в процессе рудоотложения являлись главными рудораспределяющими каналами и с общим направлением которых совпадает обычно вытянутость рудных тел в горизонтальной плоскости (фиг. 1).

В определенной зависимости от вулканотектонических структурных элементов находится и внутреннее строение рудных тел, отличающихся прекрасно выраженным зональным строением. Эта зональность, по своему характеру отвечающая зональности отложения (В. И. Смирнов, 1957) и обусловленная прежде всего геохимическими и физико-химическими особенностями рудообразования (Н. М. Чернышов, 1963), выражается в следующем. Непосредственно на контакте с перекрывающими породами дебедачайской свиты (чаще всего с туффитами или неясно слоистыми туфами), т. е. в верхней части рудных тел располагается обычно зона красного барита, которая постепенно переходит книзу в зону серого барита, а та, в свою очередь, сменяется (за небольшим исключением) зоной полиметаллических руд. Среди последних по текстурным признакам

выделяются сплошные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды. В такой же последовательности они постепенно сменяют друг друга по мере продвижения от висячего к лежащему боку рудных тел (фиг. 2а, б). Отмеченная закономерность в распределении оруденения устанавливается и по падению рудных тел, при этом различные по вещественному составу и структурно-текстурным особенностям руды вытягиваются в виде полос, согласных в целом с зоной межформационного отслаивания и рассланцевания. Как следует из анализа приводимых ниже диаграмм распределения содержаний цинка, свинца и меди, совмещенных с раз-

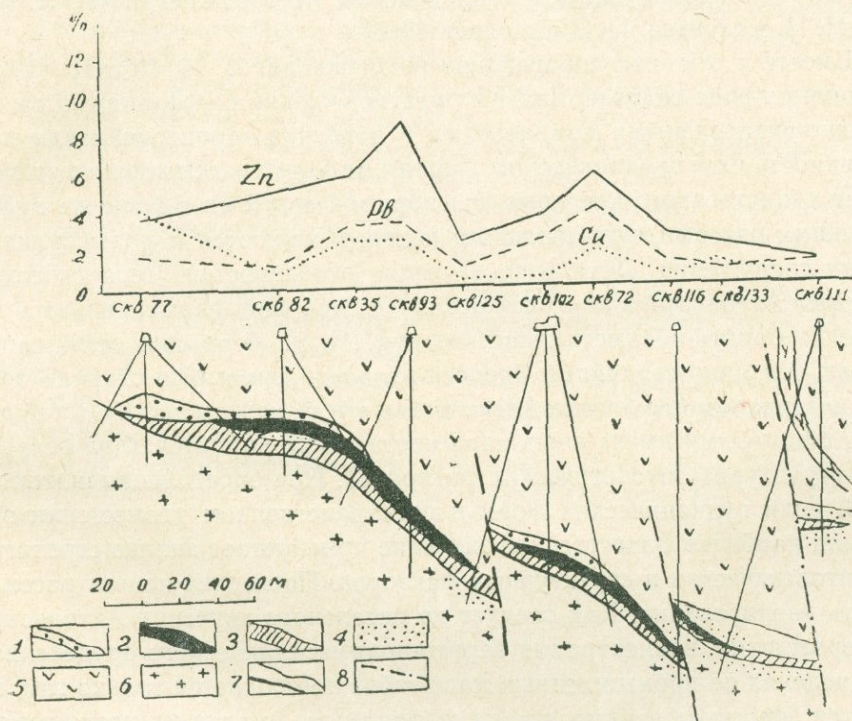


Фиг. 2а. Условия залегания рудного тела № 10 и особенности распределения в нем оруденения (по падению). 1 — барит; 2 — богатые руды (преимущественно массивные); 3 — прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды; 4 — вкрапленное непромышленное оруденение; 5 — дебедачайская свита; 6 — толщина кварцевых плагипорфиров.

резами ныне разрабатываемых рудных тел № 10 (фиг. 2а) и № 11 (фиг. 2б), наряду с общим уменьшением содержания указанных металлов по падению рудных тел отчетливо устанавливается закономерное изменение концентраций металлов в зависимости от морфологии рудной залежи. Максимальные концентрации металлов приурочены преимущественно к участкам перегибов рудных тел, повторяющих форму кровли толщи кварцевых плагипорфиров, а в пределах таких участков — к куполам II и III порядка и их крутым склонам, где, как отмечалось ранее, вследствие межслоевых подвижек возникали зоны наиболее интенсивного дробления пород толщи кварцевых плагипорфиров. Характерно, что мощность рудного тела, как это отчетливо устанавливается на приводимых выше схемах, заметно увеличивается при переходе от крутых частей перегибов к пологим. К таким пологим участкам оказываются приуроченными залежи барита, кристаллизация которого частью сопутствовала отложению полиметаллических руд, но основная масса которого была сформирована вслед за полиметаллическими рудами при несколько иных тектонических условиях и преимущественно путем выполнения трещинных полостей (Н. М. Чернышов 1962). Такие полости, равно как и вулканические жерла, субвулканических тела и эруптивные брекчии могли появляться в условиях небольших глубин, характеризующихся преимущественным развитием хрупких деформаций.

С предположением о сравнительно небольшой глубине (порядка 1—1,5 км) образования барито-полиметаллических рудных тел находятся в соответствии и такие особенности, как: 1) наличие в составе руд сульфосолей (теннантит, тетраэдрит, виттихенит, иорданит), гипогенных сульфатов (барит, гипс) и окислов и гидроокислов железа

(гематит, гетит, лепидокрокит); 2) более и менее отчетливо выраженная зональность отложения; 3) характер изменения вмещающих пород (пропилитизация, развитие вторичных кварцитов и т. д.) и быстрая смена парагенезисов в околорудно-измененных породах; 4) заметное совпадение во времени трещинообразования и повышение концентрации кислорода в конце второй, третьей и четвертой стадий главного (промышленного) этапа отложения руд; 5) наличие в рудах метакolloидных структур и текстур и ряд других общих критериев, свойственных месторождениям малых глубин (П. М. Татаринев и И. Г. Магакьян, 1949; В. Н. Котляр, 1961).



Фиг. 26. Условие залегания рудного тела № 11 и особенности распределения в нем оруденения (по падению). 1, 2, 3, 4, 5, 6 — те же обозначения, что и на рис. 2а; 7 — дайки „ортофиоров“; 8 — разрывные нарушения.

Таким образом, совмещенность и тесная взаимосвязь вулканических форм и структурных элементов тектонического происхождения определяют не только пространственное размещение оруденения и его морфологическое выражение, но и в сочетании с другими геологическими особенностями — внутреннее строение рудных тел, распределение в них главных металлов, а также характер парагенезисов руд и околорудно-измененных пород.

Одной из важных особенностей колчеданных месторождений является приуроченность их к положительным структурным формам (А. А. Амирасланов, 1955), и можно полагать, что в основе подобной приуроченности лежит не только пространственная, но и в ряде случаев тесная

генетическая или парагенетическая связь с вулканическими аппаратами (В. Н. Котляр, 1960, 1963). Наличие таких форм доказано для ряда колчеданных месторождений Урала, Малого Кавказа и Алтая, где они проявляются соответственно в виде типичных вулканокуполов (Г. Н. Щерба, 1957), нередко осложненных жерловыми и внежерловыми трещинными структурами (В. Н. Котляр, 1960; Ю. А. Лейе, 1961), и своеобразных структур древних вулканических сооружений (С. Н. Иванов, 1959; В. И. Скрипиль, М. С. Недожогин, Н. А. Сибирская, 1960). Пространственная и генетическая связь с древними вулканическими аппаратами в последнее время доказана для многих железорудных, золотосеребряных, а также оловорудных и молибденовых месторождений (В. Н. Котляр, Н. Н. Соловьев, Н. Д. Тихонов, 1963).

Вместе с тем, как справедливо подчеркивает В. Н. Котляр (1960), ассоциация ряда гидротермальных месторождений с эффузивными и эффузивно-интрузивными комплексами и нередкая территориальная приуроченность их к вулканическим жерлам не могут рассматриваться в качестве единственного критерия неоспоримой связи их с теми же вулканическими очагами, производными которых являются породы вулканических сооружений. Детальное изучение особенностей геологического строения Ахтальского месторождения и условий формирования в его пределах барито-полиметаллических руд (Н. М. Чернышов, 1962) показывает, что многостадийный процесс рудоотложения был оторван большим интервалом времени от вмещающих эти руды вулканогенных пород, связь с которыми имеет лишь парагенетический характер (при ведущей роли структурно-литологических факторов). При определении с этих позиций роли вулканических форм в пространственном размещении оруденения наиболее существенное значение приобретает анализ стратиграфо-литологических и структурных факторов. Последние нельзя рассматривать изолированно. Как следует из детального изучения Ахтальского месторождения, концентрация барито-полиметаллического оруденения в его пределах до промышленных масштабов наблюдается только там, где имеется сочетание взаимосвязанных факторов. Анализ их дает возможность понять не только закономерности пространственного размещения оруденения, но и степень его концентрации и морфологическое выражение.

ЛИТЕРАТУРА

- Амирасланов А. А. Структурные факторы, контролирующие локализацию колчеданных месторождений Советского Союза. Вопросы геологии Азии. Т. II, изд. АН СССР, 1955.
- Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. Тр. ГГИ УФ АН СССР, вып. 43, 1959.
- Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. ВУЗов, геолог. и разведка, № 9, 1960.
- Котляр В. Н. Об особенностях образования некоторых близповерхностных послемагматических месторождений. Изв. ВУЗов, геолог. и разведка, № 1, 1961.

- Котляр В. Н., Соловьев Н. Н., Тихонов Н. Д. Геологические особенности месторождений, связанных с древними вулканическими аппаратами. Геолог, рудн. месторождений, № 5, 1963.
- Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф. и Чернышов Н. М. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров северной Армении. ДАН Арм. ССР, т. XXVIII, № 2, 1959.
- Лейе Ю. А. Кафанское рудное поле (породы, структура, оруденение и его генезис). Автореферат, Ереван, 1961.
- Скрипиль В. И., Недождогин М. С., Сибирская Н. А. Основные черты геологического строения Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Матер. по геол. и полезн. ископаемым Южного Урала, геолтехиздат, вып. 2, 1960.
- Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. Ахтальский среднеюрский вулкан в Армении. Сб. «Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала». Башк. филиал АН СССР, Уфа, 1962.
- Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. Изв. АН СССР, сер. геолог., № 3, 1957.
- Татаринов П. М., Магакьян И. Г. Опыт классификации постмагматических месторождений. Зап. Всесоюз. мин. об-ва, ч. 77, вып. 3, 1949.
- Чернышов Н. М. Среднеюрский вулканизм и петрохимические особенности его продуктов в пределах Ахтальского рудного поля. Сб. научн. трудов аспиран. ВГУ, вып. 2, 1962.
- Чернышов Н. М. Геология Ахтальского рудного поля и некоторые особенности формирования барито-полиметаллических руд в его пределах (Северная Армения). Автореферат, Воронеж, 1962.
- Чернышов Н. М. Некоторые физико-химические условия формирования барито-полиметаллических руд в Ахтальском месторождении. Тр. Воронежского госуниверситета, т. 62, 1963.
- Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. Сб. «Геология Лениногорского и Зыряновского рудных полей на Алтае», Госгеолтехиздат, 1957.

З. О. ЧИБУХЧЯН

К ВОПРОСУ ТЕОРИИ И ПРАКТИКИ МЕТОДА СРАВНИТЕЛЬНОЙ ДИСПЕРСИИ ДВУПРЕЛОМЛЕНИЯ

В течение ряда последних лет в СССР проводятся работы по разработке и применению нового метода микроскопических исследований—метода сравнительной дисперсии двупреломления (нового метода анализа химического состава кристаллических веществ). Этот метод, основанный на применении силы двупреломления анизотропных веществ, разработан Е. А. Кузнецовым и открывает новый этап в практике минералогических исследований. До недавнего времени, несмотря на полученные экспериментальным путем данные, метод Е. А. Кузнецова не имел своей теоретической основы. Однако в последних работах Е. А. Кузнецова и Е. В. Бурикова [1, 2] рассматриваются теоретические вопросы, которые в более дополненном нами виде приводятся ниже.

В основе всех явлений, связанных с дисперсией двупреломления минералов, лежит известный по молекулярной оптике механизм воздействия света на вещество. Рассмотрение некоторых теоретических положений молекулярной оптики позволяет ближе подойти к сущности метода и тех явлений с которыми мы сталкиваемся во время исследования дисперсии двупреломления.

Понятие дисперсия света включает в себя совокупность явлений, обусловленных зависимостью коэффициента преломления вещества от длины световой волны. На границе двух сред свет разных длин волн преломляется различно. При принятии показателя преломления одной среды равной единице (в пустоте), для каждого вещества коэффициент преломления будет определенной функцией от длины волны $n = f(\lambda) = \varphi(\omega)$, где λ — длина волны и ω — циклическая частота световой волны.

Взаимодействие света с атомами вещества ведет к изменению скорости света, чем и обусловлено значение коэффициента преломления $n = \frac{v}{c}$, где v — скорость света в веществе, а c — скорость света в пустоте.

Заряженные частицы в атомах удерживаются в своих положениях равновесия квазиупругими силами. Под влиянием световой волны, обладающей определенным электрическим полем, в атомах среды индуцируются диполи, совершающие колебания. Благодаря этому около них

возникают вторичные волны, амплитуда и фаза которых определяются амплитудой и фазой вынужденных колебаний частиц.

Периодическая вынуждающая сила с частотой ω вызывает вынужденное колебание с амплитудой

$$A = \frac{h}{\sqrt{(\omega_0^2 - \omega^2)^2 + 4\beta^2\omega^2}} \quad (1)$$

и фазой α , определяемой равенством:

$$\operatorname{tg} \alpha = -\frac{2\beta\omega}{\omega_0^2 - \omega^2}, \quad (1a)$$

где h — константа, β — коэффициент, характеризующий затухание колебаний системы, ω — частота падающей волны, ω_0 — частота собственных колебаний.

Роль затухания колебаний при небольшом значении величины β заметна лишь для ω , близких к ω_0 . Естественно, амплитуда и фаза вынужденных колебаний зависит от соотношения частот ω и ω_0 . Вблизи резонанса амплитуда A велика. При $\omega \ll \omega_0$ амплитуда A значительно меньше и с уменьшением ω стремится к постоянному пределу, не равному нулю. В этом случае свет проходит через вещество со скоростью, практически не зависящей от частоты, но отличной от скорости света в пустоте.

В результате сложения вторичных волн с первичной, образуется результирующая волна с амплитудой и фазой, отличной от амплитуды и фазы первичных волн.

Различие фазовых скоростей будет тем больше, чем сильнее вынужденные колебания частиц. Если $\omega \gg \omega_0$, то амплитуда A вынужденных колебаний стремится к нулю. В этом случае свет проходит через вещество со скоростью, близкой к скорости света в пустоте.

В обоих приведенных случаях поглощение света незначительное и коэффициент преломления близок к единице.

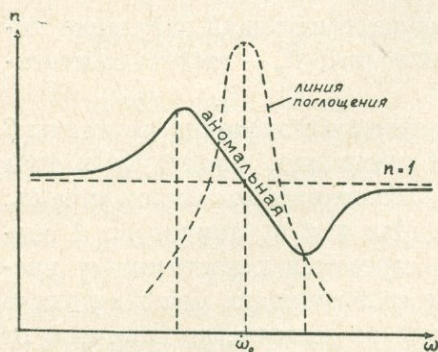
В тех случаях, когда частоты ω и ω_0 близки, различие в скорости распространения света в веществе и в пустоте становится сильно заметным благодаря чему коэффициент преломления сильно отличается при этих частотах от единицы. Так, при $\omega < \omega_0$ коэффициент преломления оказывается „аномально“ большим, а при $\omega > \omega_0$ — „аномально“ малым. К этому надо добавить, что при значениях ω близких к ω_0 , вследствие больших амплитуд вынужденных колебаний велико и поглощение.

Вещество, состоящее из атомов с определенным набором частот собственных колебаний ω_{oi} , дает в спектре прошедшего через него света узкие области («линии») поглощения*. Обычно поглощение носит селек-

* Поглощением света называется уменьшение энергии или интенсивности световой волны при ее распространении в веществе вследствие перехода энергии электромагнитного поля волны в другие формы. Поглощение света становится особенно сильным при приближении его частоты к частотам собственных колебаний электронов в атомах вещества или атомов в молекулах вещества (резонансное поглощение).

тивный характер и поэтому коэффициент преломления оказывается постоянным в областях, далеких от линий поглощения, и быстро меняется с частотой и сильно отличается от единицы вблизи каждой линии поглощения, где взаимодействие света с веществом велико.

Различают нормальную и аномальную дисперсию света. Дисперсия света называется нормальной в случае, если показатель преломления монотонно убывает с увеличением длины волны; в противном случае имеем дело с аномальной дисперсией света. Нормальная дисперсия света наблюдается вдали от полос или линий поглощения света веществом, аномальная — в пределах полос или линий поглощения (фиг. 1).



Фиг. 1.

Все вышеуказанное относится к общей теории дисперсии света, но в приложении к кристаллическим веществам, а именно эту цель преследуем мы, необходимо разграничить влияние вынуждающих сил на вещество. Ведь световая волна вызывает колебание как электронов, так и ядер атомов. Благодаря значительно большей разнице между массами ядер и электронов, частоты их колебаний падают в различные области спектра. Для ядер это соот-

ветствует инфракрасной области, а для электронов — видимой и ультрафиолетовой.

Сила взаимодействия электронов с внешним электромагнитным полем определяется степенью удаленности электронов от ядер, т. е. зависит от сил взаимодействия между ними.

Под действием внешнего электромагнитного поля электроны в кристаллах минералов, представляющих собою диэлектрики, немного смещаются или изменяют свою ориентировку. Эта способность электронов называется поляризуемостью атомов. Эти сдвиги выражаются формулами (1) и (1а).

Между поляризуемостью и показателем преломления существует связь, которая выражается через формулу Лоренц-Лорентца

$$\frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} = \frac{4\pi}{3} \cdot N \cdot a, \quad (2)$$

где N — число атомов в единице объема, а a — поляризуемость.

Поляризуемость зависит от частоты действующего поля по дисперсионному закону

$$a = \frac{e^2}{m} \cdot \frac{1}{\omega_0^2 - \omega^2}, \quad (3)$$

где m — масса электрона, e — величина заряда.

Отсюда вышеприведенная формула (2) примет вид

$$\frac{n^2-1}{n^2+2} = N \cdot \frac{4\pi e^2}{3m(\omega_0^2 - \omega^2)}. \quad (4)$$

Формула (3) при $\omega = \omega_0$ теряет смысл, т. к. значение $a \rightarrow \infty$ парадоксально, что обусловлено пренебрежением затухания. При учете этого обстоятельства, формула (3) примет вид

$$a = \frac{e^2}{m} \cdot \frac{1}{\omega_0^2 - \omega^2 + i\omega\beta}, \quad (5)$$

где β — постоянная затухания колебаний.

При значениях $\omega_0 \neq \omega$ величиной β можно пренебречь и тогда выражение (5) преобразуется в формулу (3).

Однако в атоме, молекуле мы сталкиваемся с целым рядом собственных частот колебаний — $\omega_1, \omega_2, \omega_3, \dots, \omega_l$, в связи с чем формула (3) приобретает следующий вид:

$$a = \sum_i \frac{e_i^2}{m_i} \cdot \frac{1}{\omega_i^2 - \omega^2},$$

или, если примем $\frac{e_i^2}{m_i} = f_i \cdot \frac{e^2}{m}$,

$$a = \frac{e^2}{m} \cdot \sum_i \frac{f_i}{\omega_i^2 - \omega^2}, \quad (6)$$

где сумма всех f_i равна числу осцилляторов электронов в системе.

Подставив выражение поляризуемости (6) в формулу (2), получим формулу дисперсии света в ее общем виде

$$\frac{n^2-1}{n^2+2} = \frac{4\pi e^2}{3m} \cdot N \cdot \sum \frac{f_i}{\omega_i^2 - \omega^2}. \quad (7)$$

Все вышеприведенное относится к классической теории дисперсии света. Однако в анизотропной среде мы сталкиваемся с более сложными соотношениями, зачастую не поддающимися полному учету. В анизотропной среде число атомов в единице объема непостоянно и зависит от направления в кристалле. С другой стороны, в зависимости от направления меняется и поляризуемость, вследствие чего получаются различные значения f_i и ω_i . Таким образом, показатели преломления являются сложными функциями значений N и a , имеющих различное значение в определенных направлениях в кристалле, и поэтому справедливо, что $n_1 = f(N_1, a_1)$ и $n_2 = f(N_2, a_2)$.

Атомы, ионы или молекулы, слагающие кристаллы, являются анизотропными вибраторами. Анизотропный вибратор вместо одной собственной частоты колебаний имеет в трех вполне определенных взаимно перпендикулярных направлениях три отличные друг от друга собственные частоты ω_1, ω_2 и ω_3 . В случае одноосных кристаллов имеем две частоты, т. к. две из трех собственных частот совпадают.

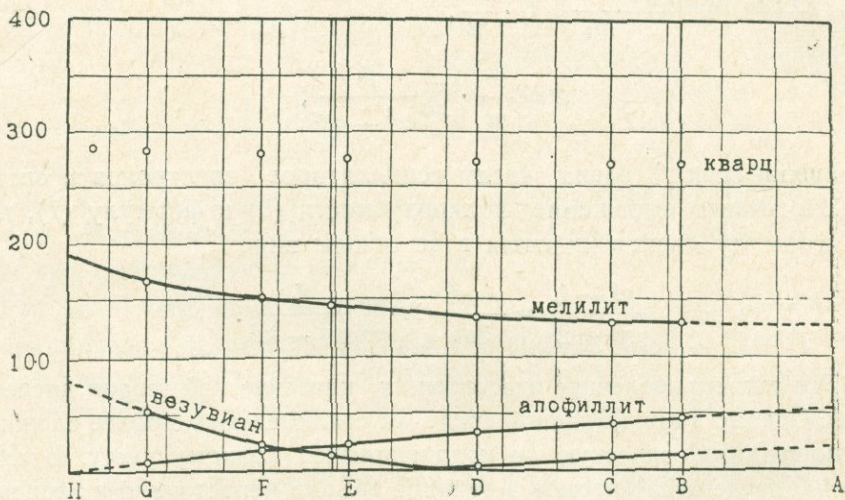
С возрастанием внешнего электромагнитного поля показатели преломления (n_g и n_p или n_m) возрастают, но в различной степени, в связи с чем отмечаются следующие возможные случаи:

1) n_g возрастает значительно быстрее, чем n_p . При этом с увеличением частоты колебаний ω (с уменьшением λ) происходит возрастание двупреломления.

2) n_p возрастает быстрее, чем n_g , и происходит уменьшение двупреломления по всей видимой области оптического спектра.

3) n_p возрастает значительно быстрее, чем n_g . Двупреломление уменьшается до некоторой спектральной линии, где кристалл становится изотропным, а затем вновь возрастает, но уже с обратным знаком.

Для огромного большинства анизотропных веществ изменение силы двупреломления довольно незначительно и не улавливается глазом, что хорошо иллюстрируется (фиг. 2) на примере кварца. Для небольшой части минералов изменение силы двупреломления в видимой части спектра очень велико и мы наблюдаем аномальную интерференционную окраску. Различные случаи изменения силы двупреломления видны на фиг. 2.



Фиг. 2. График дисперсии двупреломления минералов. По оси абсцисс λ в тр., по оси ординат — разность хода в тр.

Минералы, подобные мелилиту, для которых двупреломление уменьшается с возрастанием длины волны, обладают интерференционной окраской, названной Ф. Бекке сверхнормальной или супернормальной. Помимо мелилита, такое двупреломление имеют эпидот, поизит и др.

У минералов, подобных апофиллиту, увеличение двупреломления происходит вместе с увеличением длины волны и наблюдается субнормальная интерференционная окраска. Здесь появляются оливково-зеленые и сине-фиолетовые цвета вместо светло-серых тонов (некоторые апофиллиты, хлориты и др.).

И, наконец, у таких минералов, как некоторые везувианы, хлориты и др., наблюдается аномальная интерференционная окраска, когда вместо стально-серых цветов первого порядка появляются тусклые индигово-синие и фиолетово-красные или сиреневые цвета. В этом случае двупреломление для определенной длины волны равно нулю и увеличивается в обе стороны.

Из всего ясно, что выделение указанных разновидностей можно сделать лишь исследуя минералы в монохроматическом свете.

Как известно, световая волна в двоякопреломляющей среде диспергируется на два потока, и разность их хода, определяющая наряду с толщиной шлифа величину двупреломления, служит одной из оптических констант, характеризующих минералы. Несмотря на высокую точность измерения разностей хода компенсаторами, сила двупреломления до последнего времени не играла большой роли по следующим причинам. Во-первых, колебания силы двупреломления, измеренной в белом свете, как правило, невелики. Во-вторых, константа двупреломления, выводимая из формулы $R = d(n_g - n_p)$, где R — разность хода, а d — толщина шлифа, не отличается достаточной точностью, поскольку определение толщины шлифа затруднительно и притом приближенно. Исключение из расчетов толщины шлифа открыло бы широкие возможности в деле диагностики минералов.

С этой целью Е. А. Кузнецов использовал силу двупреломления, устранив величину двупреломления, как таковую, путем исследования дисперсии двупреломления в минералах, определяя разности хода световых волн различной длины. Измерение разностей хода световых волн различной длины с использованием интерференционных светофильтров или монохроматора производится при помощи компенсатора с высокой точностью. Получив разность хода для одного и того же минерала в одной и той же точке для различных длин волн и, сопоставив их с какой-либо из них, принятой за стандартную, получим коэффициенты дисперсии.

И действительно, если имеем

$$R_1 = d(n'_g - n'_p) \text{ и } R_2 = d(n''_g - n''_p),$$

где разности хода выражены в миллимикронах, то

$$\frac{R_1}{R_2} = \frac{d(n'_g - n'_p)}{d(n''_g - n''_p)},$$

а при выражении разности хода в волнах $\frac{r_1 \cdot \lambda_1}{r_2 \cdot \lambda_2} = \frac{n'_g - n'_p}{n''_g - n''_p}$

$$K \delta = \frac{r_1}{r_2} = \frac{(n'_g - n'_p) \cdot \lambda_2}{(n''_g - n''_p) \cdot \lambda_1}.$$

Таким образом, коэффициент дисперсии двупреломления представляет собою отношение разностей хода волны какого-либо цвета (или

иначе какой-либо длины) и разности хода волны, принятой за стандартную.

При исследовании минерала колеблющегося состава кривая дисперсии, полученная для разных длин волн, имеет характерные максимумы, которые находятся в связи с составом, а также структурой минерала.

Здесь мы не останавливаемся подробнее на вопросах методического характера и техники работы, поскольку они в полной мере изложены в соответствующей литературе [5, 6, 8, 12, 14]. Представляется необходимым подчеркнуть лишь то обстоятельство, что для применения метода необходима простая аппаратура (поляризационный микроскоп, компенсатор КПК или Берека и набор светофильтров), позволяющая использовать его в любой петрографической лаборатории.

Кратко остановимся на результатах работ, проведенных по методу Е. А. Кузнецова.

Первоначально применение метода мыслилось со стороны автора в приложении его для определения химического состава минералов непосредственно в шлифах горных пород оптическим путем. Как можно будет в дальнейшем убедиться, применение метода вышло далеко за пределы тех задач, для решения которых он предназначался.

Как и следовало ожидать, первыми объектами исследований по методу Е. А. Кузнецова стали минералы сложного состава, для которых характерны изоморфные замещения элементов. К их числу в первую очередь надо отнести амфиболы [7, 10, 14, 21] и пироксены [14, 25]. Здесь необходимо оговориться, что наличие в этих группах минералов различного состава с самого начала ставит вопрос о построении диаграмм связи «состав—дисперсия двупреломления», для каждой серии в отдельности. Действительно, они отличаются друг от друга не только в химическом составе, но и в структурном отношении, что и подтверждается данными дисперсии двупреломления, полученными для них.

Помимо этих групп минералов, методом сравнительной дисперсии двупреломления были исследованы мусковиты [12], биотиты и флогопиты [8, 14], бериллы [11, 14], апатиты [14], цирконы [14], клиногумиты [14], ромбические пироксены [14], хлориты [2, 14], калиевые полевые шпаты [25].

Для всех минералов отмечается высокая точность определения компонентов и в первую очередь тех, которые содержатся в их составе в небольшом количестве в качестве примесей. Так, для бериллов методом Е. А. Кузнецова определяются не только главные окислы, но и редкие и рассеянные щелочные элементы (литий, рубидий, цезий). Аналогичная картина наблюдается и для необия, ванадия и гафния в цирконах.

В этой связи интересно упомянуть работу У Цзунь-суя [20] по применению метода Е. А. Кузнецова для исследования зональных цирконов из щелочных пород Октябрьского массива Донецкой области. Автором были определены составы и циркониево-гафниевого отношения для центральных и краевых зон. В результате этих работ было выяснено, что величина циркониево-гафниевого отношения в центральной части зональных цирконов выше, чем в краевой части зерна этого минерала. Изученный материал привел У Цзунь-суя к ряду выводов геохимическо-

го характера, которые представляют определенный теоретический интерес.

Интересные исследования были поставлены И. И. Эдельштейном и А. А. Гониной [26] для изучения поведения никеля в процессе серпентинизации.

Вышеприведенные примеры указывают на возможность определения в составе ряда главных породообразующих минералов наиболее характерных элементов-примесей, что имеет большое геохимическое значение для решения ряда петрологических вопросов.

Е. А. Кузнецовым было замечено, что «элементы, изоморфно замещающие друг друга, дают на диаграммах линии, наклоненные в противоположные стороны... это особенно ясно видно в тех случаях, когда оба изоморфных компонента определяются при одном и том же светофильтре, что, вероятно, связано с одинаковым координационным положением элементов» [14]. Этот взаимный наклон линий на диаграммах, свидетельствующий о изоморфизме элементов, служит в определенной степени критерием в тех случаях, когда вопрос об изоморфизме неясен. Это привело к мысли о структурном анализе анизотропных минералов путем построения поверхностей коэффициентов дисперсии ($K\delta$). Это достигается нанесением значений $K\delta$ на проекционную сетку Вульфа или Шмидта и их обработкой по правилам петротектоники. На разрезах выделяются максимумы, которые отражают расположение атомов в структурах минералов. Подобные исследования были проведены для мусковита, актинолита, берилла, хлорита, по которым получены очень интересные результаты, свидетельствующие о больших возможностях метода сравнительной дисперсии двупреломления в вопросах выяснения структурных особенностей минералов. В этой связи встает вопрос об исследовании плагиоклазов в широком диапазоне состава от альбита до анортита, поскольку для них Э. П. Изохом и Ю. В. Казицыным [4] было высказано мнение о наличии структурной прерывистости в ряду плагиоклазов. Здесь мы не останавливаемся подробно на технике работы и полученных данных, поскольку они детально освещены в печати [8, 11, 12, 13, 14].

Работая по исследованию зависимости между химическим составом минералов и дисперсией двупреломления, Е. А. Кузнецов и автор настоящей статьи пришли к заключению, что методом сравнительной дисперсии двупреломления с большой точностью определяются содержания компонентов, находящихся в небольшом количестве в составе минералов. Именно это обстоятельство навело на мысль о возможности определения незначительных количеств аргона в минералах. Работы в этом направлении проводились Е. А. Кузнецовым применительно к биотитам, а нами — по калиевым полевым шпатам. Выяснилась высокая чувствительность метода и точность определения содержания искомого аргона (Ar^{40}). Поскольку содержания калия как в биотитах, так и в полевых шпатах определялись по ранее выработанным диаграммам, то по соотношению Ar^{40}/K^{40} по специальным таблицам получаем абсолютный возраст исследуемого минерала. Соответствующие диаграммы для определения содержаний Ar^{40} и K^{40} приведены в литературе [15, 16, 22].

Дальнейшим шагом в развитии метода для определения абсолютного возраста минералов оптическим путем явилась особенность, выявленная Е. А. Кузнецовым [15], а именно, «зависимость между дисперсией двупреломления и элементами возрастных определений биотитов лучше выявляется, если сравнивать изменение дисперсии прямо с калий-аргоновым отношением». Это намного упрощает расчеты, так как в этом случае нет необходимости в получении данных содержания Ag^{40} и K^{40} и позволяет, минуя промежуточные расчеты, прямо определять абсолютный возраст минералов по диаграммам «дисперсия—возраст».

Выявленная закономерность была применена при исследовании плагиоклазов, участвующих в сложении подавляющего большинства горных пород и роговых обманок, что позволяет применить метод оптического определения абсолютного возраста в широких масштабах [23, 24]. Полученные данные свидетельствуют о высокой точности определений при небольшой затрате времени.

Надо учесть одно важное обстоятельство, что в данном случае необходимо работать с двумя светофильтрами, а не с четырьмя, как раньше, и это, естественно, намного повышает точность определений.

Обобщая результаты исследований по применению метода сравнительной дисперсии двупреломления, мы можем констатировать возможность определения абсолютного возраста по биотитам, калиевым полевым шпатам, пироксенам, плагиоклазам, роговым обманкам, что позволяет определять возраст почти всех изверженных пород по какому-либо из этих минералов. В некоторых случаях при наличии в породе двух и более минералов (для которых выработаны диаграммы) имеется возможность взаимного контроля данных, что имеет большое практическое значение.

Таким образом, здесь мы вкратце разобрали три основных направления, развиваемых по методу сравнительной дисперсии двупреломления:

- а) по определению химического состава породообразующих минералов;
- б) по структурному анализу,
- в) по определению абсолютного возраста минералов.

Однако это не исчерпывает возможности метода, а, наоборот, предполагает дальнейшее развитие каждого из них в отдельности, как и метода в целом.

Самое важное в методе — это оптическое определение под микроскопом в шлифах горных пород, без необходимости выделения из пород мономинеральных фракций (что не всегда возможно) и производства дорогостоящих анализов. Это позволяет при петрографо-минералогических исследованиях определять большое количество данных, дающих богатый материал по геохимии отдельных элементов; проследить изменение концентраций определенных редких и рассеянных элементов в минералах в процессе развития магматического очага, не говоря уже о главных компонентах, а также ряд других петрологических вопросов.

Если ко всему этому добавить быстроту определений данных и их высокую точность, то становится очевидной необходимость широкого внедрения этого прогрессивного метода в практику петрографо-минералогических работ. Метод Е. А. Кузнецова открывает новый этап в практике минералогических исследований и его дальнейшее развитие и распространение позволят сделать интересные выводы по ряду вопросов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Буриков Е. В., Кузнецов Е. А. Некоторые вопросы теории и практики метода сравнительной дисперсии двупреломления. Госгеолтехиздат, в сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения», 1963.
2. Буриков Е. В. Дисперсия двупреломления хлоритов и их состав. Изв. ВУЗов, геология и разведка, № 9, 1963.
3. Гинзбург И. В. Оптические свойства амфиболов и пироксенов—показатели особенностей их кристаллического строения. Госгеолтехиздат, в сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения», 1963.
4. Изох Э. П. и Казницын Ю. В. Структурная прерывистость в ряду альбит-анортит и петрографическое значение плагиоклазов различного структурного типа. Зап. Всес. минералог. об-ва, вып. 3, 1959.
5. Кузнецов Е. А. О дисперсии двупреломления. Изв. ВУЗов, геология и разведка, № 1, 1959.
6. Кузнецов Е. А. Дисперсионный метод анализа минералов. Научн. доклады, Высшей школы, № 2, 1959.
7. Кузнецов Е. А. Дисперсия двупреломления некоторых амфиболов (автореферат доклада), БМОИП, отд. геол., 34, № 2, 1959.
8. Кузнецов Е. А. Дисперсия двупреломления некоторых слюд ряда флогопита-биотита. Вест. МГУ, сер. геол., № 2, 1960.
9. Кузнецов Е. А., Чеховских М. М. О составе и дисперсии двупреломления клинохлора из Карабаша на Урале. Вест. МГУ, сер. геол., № 4, 1960.
10. Кузнецов Е. А. Еще о дисперсии двупреломления и химическом составе амфиболов из кварцевых диоритов и из габбро Урала. Вест. МГУ, сер. геол., № 5, 1960.
11. Кузнецов Е. А., Ли Чжао-лин. Дисперсия двупреломления, химический состав и структура бериллов. Вест. МГУ, сер. геол., № 6, 1960.
12. Кузнецов Е. А. Дисперсия двупреломления и структура мусковита. Вест. МГУ, сер. геол., № 1, 1961.
13. Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. Вест. МГУ, сер. геол., 5, 1961.
14. Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. Госгеолтехиздат, М., 1962.
15. Кузнецов Е. А., Чибухчян З. О. О возможности определения абсолютного возраста горных пород методом сравнительной дисперсии двупреломления. Советская геология, № 2, 1963.
16. Кузнецов Е. А. Абсолютная геохронология и оптика. Вест. МГУ, сер. геол., № 2, 1963.
17. Кузнецов Е. А. О составе цирконов в некоторых интрузивных породах Урала и их цирконий-гафниево-молбденево-танталовом отношении. Госгеолтехиздат. В сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения», 1963.
18. Кузнецов Е. А. О возможности определения возраста горных пород методом сравнительной дисперсии двупреломления. Госгеолтехиздат. В сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения», 1963.
19. Кузнецов И. Е. Опыт применения дисперсионного метода анализа минералов для изучения габбро-диоритового массива горы Круглой (Южный Урал). Вест. МГУ, сер. геол., вып. 1, 1962.

20. У Цзунь-суй. Щелочные породы Октябрьского массива Донецкой области и их взаимоотношение с основными породами. Автореферат диссертации, М., 1963.
21. Чибухчян З. О. О методе сравнительной дисперсии двупреломления и дисперсия двупреломления роговых обманок. Госгеолтехиздат. В сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения», 1963.
22. Чибухчян З. О. К вопросу о возможности определения абсолютного возраста калиевых полевых шпатов методом сравнительной дисперсии двупреломления. Госгеолтехиздат. В сб. «Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения», 1963.
23. Чибухчян З. О. Об определении абсолютного возраста плагиоклазов методом сравнительной дисперсии двупреломления. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 4, 1963.
24. Чибухчян З. О., Хоренян Р. А. Об определении абсолютного возраста роговых обманок методом сравнительной дисперсии двупреломления. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 5, 1963.
25. Чибухчян З. О., Хоренян Р. О. составе и дисперсии двупреломления калиевых полевых шпатов и моноклинных пироксенов. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., № 3, 1964.
26. Эдельштейн И. И., Гонина А. А. Изучение миграции никеля в процессе серпентинизации ультрабазитов путем определения сравнительной дисперсии двупреломления методом Е. А. Кузнецова. Методические материалы для лабораторий Геологических управлений и экспедиций, М., 1963.

А. А. АДАМЯН, Г. М. МКРТЧЯН

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИБЛИЖЕННОГО ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МОЛОДЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД АРМЕНИИ ПО ПОКАЗАТЕЛЮ ПРЕЛОМЛЕНИЯ ИХ ИСКУССТВЕННЫХ СТЕКОЛ

Валовый химический состав является одним из существенных показателей вещественного состава горной породы; особо важное значение он приобретает для изверженных горных пород, в частности для эффузивов.

Определение названия эффузивных пород в силу их структурных особенностей бывает очень затруднительно, порой даже невозможно без валового химического анализа, производство которого требует много времени и больших затрат.

За последние годы ряд исследователей: Каллаган и Сан (Callagan and Ming Shan Sun, 1956), Мукаэ (Mukaе, 1957), В. Н. Шилов и др. (1958), основываясь на том факте, что состав вулканического стекла разнотипных пород полностью отвечает составу соответствующих пород, доказали, что химический состав искусственного стекла, полученного путем плавления порошка соответствующих пород, также отвечает составу породы и что показатель преломления искусственного стекла вулканической породы является функцией ее химического состава; указанная зависимость является особенно четкой и определенной внутри серии генетически родственных вулканических пород.

В 1960 г. Е. К. Мархинин, О. Г. Борисов, С. Н. Мархинина также подтвердили функциональную зависимость показателя преломления искусственного стекла лав и их состава на примере камчатских и курильских эффузивных пород.

В Армении, подобно Камчатке и Курильским островам, наблюдаются мощные накопления вулканических продуктов, свидетельствующих о тех вулканических явлениях, которые сравнительно недавно происходили на ее территории. Мощные покровы молодых вулканических образований Армении, представленные разнотипными породами — базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липаритами, обсидианами и их пирокластами, составляют серию генетически родственных пород, относящихся к известково-щелочной ассоциации.

Для облегчения и сокращения времени определения валового химического состава и названия вышеперечисленных вулканических пород

Армении по примеру исследователей сахалинских, камчатских и курильских лав [2, 3] мы задались целью выявить зависимость показателя преломления искусственного стекла от состава породы на примере молодых эффузивов Армении.

Для проведения исследования мы располагали 56 полными силикатными анализами* вулканических пород плиоцен-четвертичного возраста.

Получение искусственных стекол и определение их показателей преломления

Для получения искусственного стекла из породы необходимо расплавить ее. Порошок породы можно расплавить в высокотемпературных муфельных печах, в индукционных печах, в пламени газовых горелок, а также в электрической дуге. Последний способ нагревания является наиболее простым и быстрым [1, 2, 3].

Температура пламени электрической дуги в зависимости от силы тока и химического состава светящегося столба достигает 4000—8000°C. Температура конца электрода достигает при этом 2500—3800°C.

Электрическая дуга генерировалась нами при помощи генератора дуги ДГ-2. Угольные электроды укреплялись в штативе ПС-164. Порода помещалась в отверстие (кратере), высверленном в торцевой части нижнего электрода. Дуга включалась на определенное время, при этом порода плавилась, превращаясь в каплю расплава. После отключения дуги капля остывала, образуя стеклянную бусинку (королек), показатель преломления которой определялся иммерсионным методом. Заслуживает внимания зависимость вида королек от химического состава пород. Так, кислая порода (с содержанием SiO_2 —76,6%) дает светлый, несколько зернистый, с внутренними мелкими пузырьками, хрупкий, неопределенной формы королек, сплавляющийся с угольным электродом. Королек основной породы (содержание SiO_2 —47%) — темного цвета, глянцевый, твердый, имеет форму шарика, легко отстает от угольного электрода.

Таким образом, представляется принципиальная возможность классифицировать породы уже по внешнему виду их королек. Однако для окончательных выводов необходимо статистически обработать результаты значительно большего числа испытаний, чем произведенных нами.

Метод плавления пород в электрической дуге, наряду с отмеченными выше достоинствами (доступность, простота и быстрота), не свободен от недостатков: сплавление породы в королек сопровождается неодинаковым испарением составляющих ее химических элементов (ввиду различия в их температурах кипения), в результате чего химический состав искусственных стекол будет несколько отличаться от химического состава соответствующих пород. Поэтому главной задачей, ставшей перед нами,

* Результаты 27 полных силикатных анализов были любезно предоставлены нам сотрудниками сектора вулканологии ИГН АН Арм. ССР К. Г. Шириняном, К. И. Карапетяном, С. Г. Карапетяном. Силикатные анализы произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР.

был выбор оптимальных условий плавления, при которых различие в химическом составе породы и ее искусственного стекла сводилось бы к минимуму. Под условиями сплавления нужно понимать: форму угольного электрода, навеску пробы (m), силу тока (J), питающего дугу, и время сплавления (T).

Механизм влияния перечисленных факторов на химический состав, а следовательно и на показатель преломления стекла, состоит в более или менее сильном разогреве пробы и упомянутой ранее различной улетучиваемости элементов.

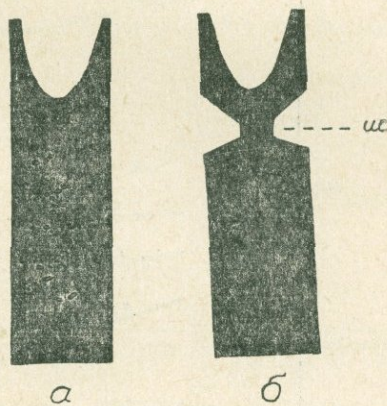
С целью экспериментальной проверки степени влияния перечисленных факторов на показатель преломления искусственного стекла породы были проведены исследования, во время которых изменялось одно из четырех условий плавления при постоянстве трех других. Условия плавления практически могут меняться в широких пределах. Мы решили остановиться на условиях плавления порошков горных пород, предложенных в работе [3], и проверить их пригодность для наших пород.

Прежде всего необходимо было выбрать форму электрода. На фиг. 1 представлены нижние электроды, использованные нами для проверки зависимости показателя преломления искусственного стекла породы от формы электрода.

В электродах просверливались отверстия эллипсоидальной формы, способствующие лучшей сплавляемости породы в корольки [3]. Электрод «б» в отличие от электрода «а» имеет утоньшение—«шейку» («Ш»). Показатели преломления корольков, полученных в обоих электродах для четырех типов пород (при условиях: $J=9a$, $T=2$ мин., $m=40$ мг), представлены в табл. 1.

Из таблицы следует, что электрод с «шейкой» несколько увеличивает показатель преломления искусственного стекла (исключение— проба 793). Это увеличение можно объяснить плохим отводом тепла вдоль по электроду и более сильным разогревом конца электрода вместе с пробой*. Однако различия показателя преломления незначительны и не выходят из пределов ошибок определения показателя преломления стекла иммерсионным методом. Для дальнейших исследований мы выбрали электрод «а» из-за простоты его изготовления.

Исследования производились для четырех типов пород с различным химическим составом.



Фиг. 1. Нижние электроды.

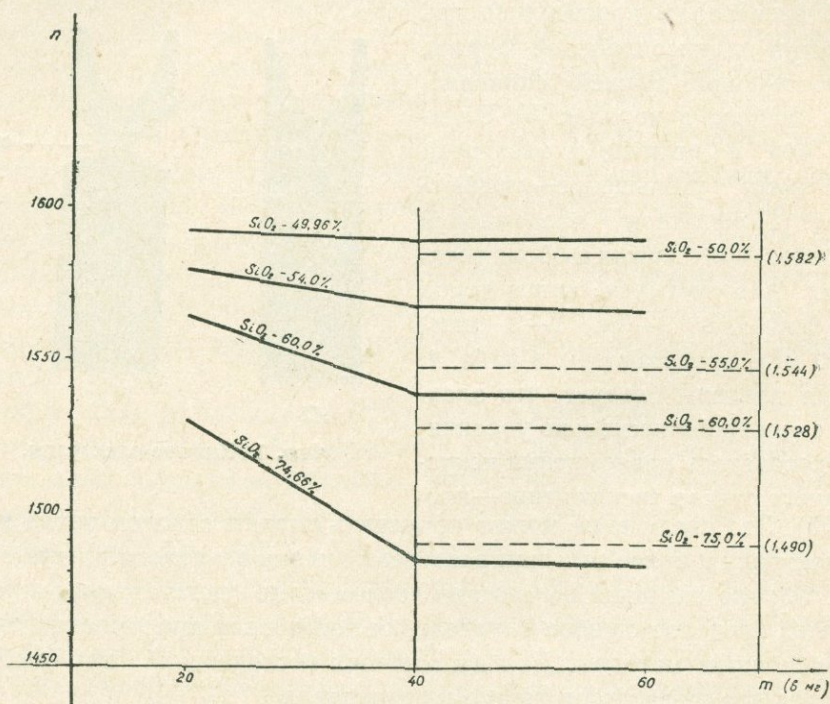
* Что приводит к относительно большему улетучиванию легкоплавких и соответственно обогащению стекла тугоплавкими элементами.

Полученные результаты представлены на графиках (фиг. 2, 3, 4). На всех графиках по оси ординат отложен показатель преломления искусственного стекла («п») (справа в скобках отмечены показатели преломления естественных стекол, идентичных по составу исследованным породам), а по оси абсцисс отложена навеска пробы (фиг. 2), сила тока (фиг. 3) и время сплавления (фиг. 4).

Таблица 1

Форма электрода	№ образца			
	21	785	782	793
а	1,483	1,543	1,563	1,588
б	1,484	1,545	1,565	1,585
SiO ₂ в %	76,6	60,0	54,0	47,0

Из графика (фиг. 2) следует, что показатель преломления искусственного стекла при навеске в 20 мг увеличивается; при этом степень увеличения больше для пород с большим содержанием SiO₂; для навески в 40 и 60 мг показатель преломления искусственных стекол остается постоянным.

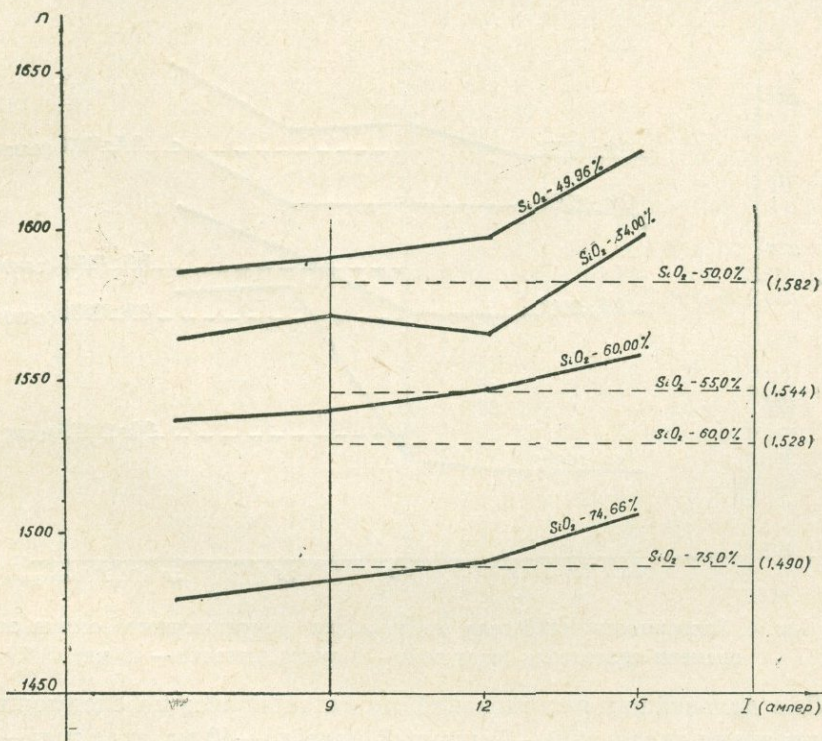


Фиг. 2. Зависимость показателя преломления искусственного стекла пород от сплавляемой навески (сила тока — 9а, время сплавления — 2 мин.).

Таким образом, из рассмотренного графика, а также сопоставления его с показателями преломления соответствующих природных стекол можно считать навеску в 40—60 мг оптимальной, так как в этом случае

помним постоянства показателя преломления (что значительно уменьшает ошибку его определения, связанную с неточным взятием навески) достигается наибольшая близость его к показателю преломления соответствующих природных стекол.

Повышение силы тока (фиг. 3) увеличивает показатель преломления искусственного стекла пород. Однако это увеличение не равномерное: в пределах от 6 до 12 ампер графики идут с меньшим наклоном по отношению к оси абсцисс, чем в пределах от 12 до 15 ампер. Для уменьшения ошибки при определении показателя преломления искусственного стекла, обусловленной неконтролируемыми колебаниями силы тока,



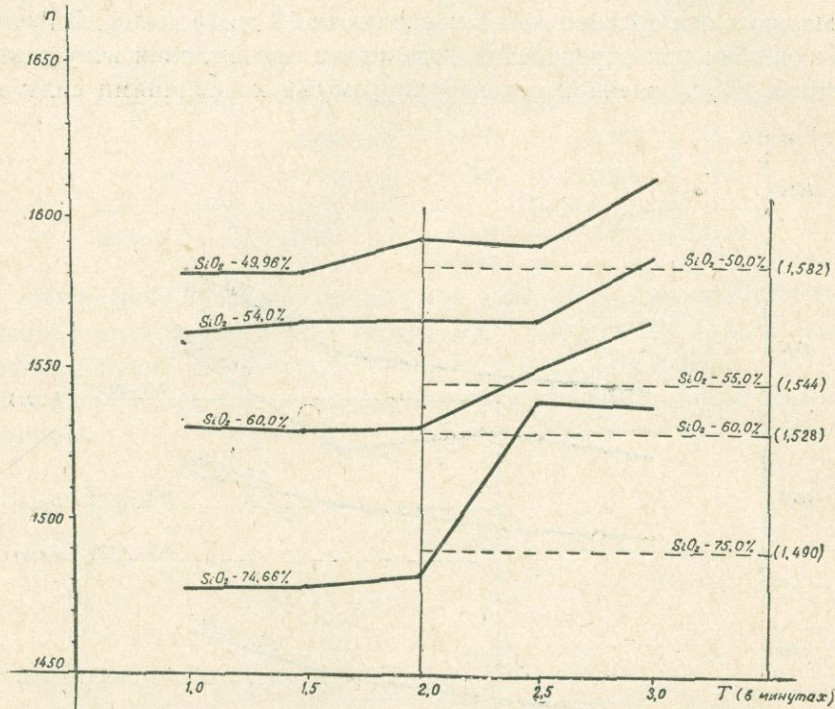
Фиг. 3. Зависимость показателя преломления искусственного стекла пород от силы тока, питающего дугу (время сплавления — 2 мин., навеска пробы — 40 мг).

предпочтительнее пользоваться токами до 12 ампер, так как изменение силы тока (скажем на 1 ампер) в этом случае вызовет меньшее изменение показателя преломления, чем соответственно для токов от 12 до 15 ампер. Сопоставление с показателями преломления соответствующих природных стекол подтверждает необходимость токов до 12 ампер.

Из фиг. 4 следует, что показатель преломления искусственного стекла для всех типов пород при плавлении до двух минут включительно остается постоянным (незначительное отклонение наблюдается в пробе 793) и ближе всего приближается к показателю преломления соответствующих природных стекол. После 2—2,5 минут показатель преломления увеличивается. Таким образом, время сплавления до двух минут является наилучшим как с точки зрения уменьшения ошибок определе-

ния показателя преломления, обусловленных неточным отсчетом времени, так и близостью показателя преломления искусственного стекла породы к показателю преломления соответствующего природного стекла.

Все приведенные выше результаты исследований по выбору оптимальных условий не дали существенных отклонений от условий, указанных в работе [3].



Фиг. 4. Зависимость показателя преломления искусственного стекла от времени сплавления (сила тока — 9 ампер, навеска — 40 мг).

Для дальнейших исследований мы остановились на следующих условиях: время сплавления—2 минуты*, навеска—40 мг, сила тока—9 ампер.

Измерение показателей преломления искусственных стекол проводилось при электрическом свете с одновременной проверкой показателя преломления применяемой жидкости рефрактометром.

Корреляция между показателями преломления искусственного стекла породы и содержанием SiO_2 . Определение названия новейших известково-щелочных вулканических пород по показателю преломления их искусственного стекла

Имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы пород, использованные для построения вариационных кривых зависимости по-

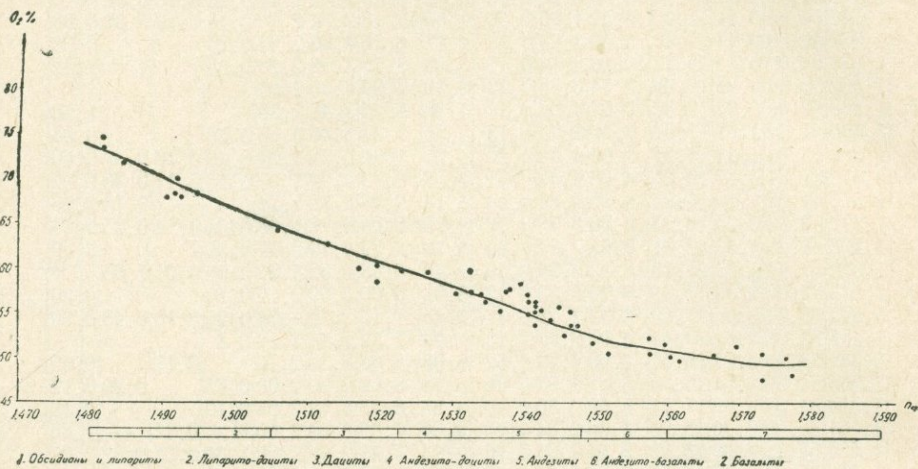
* Однако следует отметить, что при наличии лабораторных условий, дающих возможность доведения силы тока до 20 и более ампер, можно сократить время плавления порошка породы до 30 секунд [2].

Таблица 2

№ образцов	Показатель преломления	О К И С Л Ы														Сумма	
		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	S	P ₂ O ₅	п. п. п.		F
793	1,584	47,33	0,77	19,40	5,09	2,56	0,12	6,19	11,15	2,14	1,42	3,12	0,07	0,64	0,46		100,46
518	1,588	48,27	1,59	14,96	4,86	8,01	0,18	7,51	9,87	3,42	1,98	0,18			Н.о.		100,87
519	1,572	49,69	1,39	20,58	1,57	6,78	0,15	6,01	8,38	3,08	1,81	0,19			Н.о.		99,57
786	1,556	49,96	0,77	21,14	2,20	7,22	0,13	5,66	9,65	2,58	1,14	0,02	0,10	0,32	—		100,89
791	1,587	50,32	0,81	17,00	6,52	1,28	0,08	4,80	12,15	2,34	2,00	2,18	0,10	0,50	0,88		100,96
12ш	1,577	50,50	0,17	23,58	5,40	3,04	0,06	2,77	6,76	4,68	2,22	0,20			0,58		100,52
493	1,584	50,60	0,74	16,27	10,20	2,11	0,12	3,58	8,79	3,96	2,26	0,35			1,42		100,43
6ш	1,562	50,80	0,28	19,02	7,74	0,96	0,13	3,80	7,99	4,30	1,03						99,79
1001	1,568	50,89	0,95	19,30	7,02	4,82	0,14	4,35	8,25	3,40	1,28				1,20		100,40
731	1,560	51,32	1,07	17,62	7,16	3,74	0,13	3,60	8,50	3,46	3,08	0,28			0,58		100,52
938	1,580	51,50	1,10	19,32	3,65	6,38	0,20	4,75	8,90	2,70	1,04	0,40	0,13	0,37	0,60		100,48
803	1,572	51,61	0,97	19,26	4,08	4,89	0,11	6,23	8,73	2,24	1,30	0,23	0,11	0,36	0,02		100,14
1018	1,570	51,62	1,10	16,93	4,49	5,84	0,14	6,14	9,48	3,78	1,28	—		0,10	0,10		100,58
915	1,571	52,08	0,95	18,77	4,86	5,70	0,17	4,75	8,05	2,70	1,68	0,20	0,14	0,35	0,14		100,43
496	1,568	52,28	1,27	17,11	6,97	3,84	0,12	3,70	8,59	4,79	2,07	0,35			0,69		100,72
810	1,556	52,68	1,07	21,50	5,12	3,76	0,10	3,48	6,68	2,82	2,20	0,06	0,05	1,03			100,55
1019	1,542	53,60	1,00	17,28	8,70	0,33	0,13	5,90	6,05	3,50	2,15	0,18			0,90		99,72
900	1,552	53,71	1,05	17,85	6,92	2,18	0,17	5,25	7,12	2,70	1,74	0,20	0,10	0,48	0,30		100,27
778	1,557	53,76	0,85	20,45	6,03	2,92	0,13	1,99	7,32	2,94	3,12	0,4					99,91
979а	1,588	53,90	0,71	15,51	4,90	4,20	0,32	6,05	8,60	3,30	2,10		0,11		0,42		100,12
782	1,560	54,00	0,34	18,88	5,41	2,93	0,08	3,78	8,09	2,90	2,00	0,63		0,49	0,12		99,65
737	1,554	54,32	0,69	17,10	5,60	2,80	0,16	4,27	8,17	4,14	2,65	0,10			0,10		100,10
992	1,551	55,02	0,90	18,04	5,00	2,34	0,23	3,00	7,05	3,32	2,60	Н.о.	0,17	—	1,86		99,67
772	1,552	55,10	0,26	18,88	3,10	3,61	0,10	2,93	7,41	2,12	1,60	1,36	0,07	0,32	0,07		100,93
719к	1,557	55,24	0,75	17,55	5,74	3,34	0,07	3,26	6,82	4,28	2,85	0,40			0,44		100,74
609	1,547	55,34	0,83	18,31	6,49	2,67	0,16	2,95	6,90	4,48	3,28	0,16			Н.о.		100,97
655к	1,553	55,36	0,83	17,94	5,27	2,93	0,13	3,20	6,73	3,95	3,19	0,26			0,60		100,39
844	1,552	55,22	0,51	17,37	5,56	2,34	0,20	4,64	7,20	3,34	2,64	Н.о.	0,10		Н.о.		100,22
1043	1,552	56,18	0,88	16,60	3,67	4,01	0,11	5,60	7,03	3,09	3,04	0,12					100,34
1032	1,545	56,30	0,80	16,76	4,79	3,84	0,10	4,25	6,63	3,72	2,50				0,30		99,99
1041	1,551	56,42	0,86	16,76	3,91	3,18	0,12	4,60	7,85	3,58	2,14				0,64		100,00
800	1,536	56,60	0,85	17,62	5,03	4,00	0,13	2,62	5,86	4,08	2,74						100,53
45	1,541	57,29	0,98	17,56	3,38	4,91	0,07	3,46	6,14	3,46	3,32						100,57
79	1,543	57,30	0,84	17,16	4,93	4,04	0,13	3,22	6,59	4,12	2,64	0,40					101,40
751	1,551	57,40	0,48	16,86	2,91	3,80	0,10	5,36	7,50	2,68	2,22				0,92		100,16
2ш	1,548	57,58	0,23	16,70	2,37	3,80	0,13	6,35	6,11	4,30	2,04						99,53
1012	1,548	57,80	0,70	15,72	4,06	3,84	0,12	5,15	7,03	3,38	1,90				0,40		100,10
1009	1,550	58,55	0,65	14,59	4,94	3,49	0,12	4,95	7,38	3,58	2,50	0,04			0,80		100,69
42	1,530	58,57	0,98	16,20	6,47	1,33	0,06	2,35	4,70	4,88	2,00	0,57			2,73		100,84
778	1,543	59,70	0,27	19,04	3,34	2,26	0,06	3,23	6,31	2,18	2,32	0,90	Н.о.	0,22	0,22		100,05
11	1,537	59,70	0,41	17,78	2,57	3,96	0,06	2,35	6,90	2,42	2,40	0,91			1,48		100,94
405/56	1,526	59,93	1,01	14,73	2,37	4,16	0,11	2,68	5,18	4,71	2,32		Сл.	1,33	0,25	0,05	99,55
785	1,537	60,02	0,42	19,10	3,57	2,62	0,05	2,60	6,24	3,04	2,30				1,10		100,92
427/56	1,530	60,37	0,81	15,12	3,85	2,01	0,08	2,35	5,11	3,86	2,79		0,08	1,93	0,97	0,05	99,68
386/56	1,515	64,03	0,81	14,81	4,46	0,29	0,06	1,71	3,57	5,01	3,06		Сл.	1,86		0,05	100,35
435/56	1,523	64,55	0,63	14,48	2,12	1,86	0,06	1,82	3,29	4,41	3,77		0,08	1,62	1,78	0,08	100,55
276/61	1,503	66,92	0,24	17,06	2,67	1,00	0,06	6,57	1,96	6,15	2,50		Сл.	0,34	—	0,12	99,59
372/61	1,502	67,01	0,34	14,46	2,03	0,86	0,06	0,90	2,31	5,54	2,99		Сл.	1,73	1,50	0,05	99,78
371/61	1,501	67,03	0,30	15,68	2,43	0,86	0,06	0,56	4,34	5,24	2,90		0,14	0,56	—	0,10	100,20
91	1,501	67,85	0,41	15,22	4,41	0,66	0,06	0,38	2,32	3,28	3,70	0,50			2,00		100,79
275/61	1,505	69,04	0,28	16,17	2,62	0,43	0,07	0,86	1,61	5,50	3,79		0,20	0,66	0,11		100,24
125	1,495	71,54	0,18	14,45	1,07	0,45	0,10	0,63	1,23	5,17	2,64			0,08	2,86		100,35
1	1,482	73,55	0,05	12,31	0,35	0,07	0,04	0,10	0,59	3,13	5,35	0,59	0,38	0,01	3,57		100,03
307б	1,492	73,62	0,20	14,34	1,06	1,17	Н.о.	0,51	1,46	2,24	4,46		0,18				99,24
154	1,492	74,43	0,13	13,07	0,70	1,16	0,04	1,18	1,12	3,70	5,00	0,07	0,21	0,01	0,14		100,93
21	1,483	76,62	0,08	8,24	5,55	0,79	0,03	0,10	0,90	3,46	4,82	0,06			0,30		100,95

казателя преломления от содержания основных породообразующих окислов, а также показатели преломления искусственных стекол тех же пород, сведены в табл. 2. Из таблицы видно, что существует обратная зависимость между содержанием кремнекислоты вулканических пород и показателем преломления их искусственных стекол.

Для наглядности и практического использования эта зависимость выражена графически путем построения вариационной кривой (фиг. 5), которая дает возможность определить весовое содержание кремнекислоты в породе с предельной ошибкой 3% (табл. 3).



Фиг. 5. График зависимости показателя преломления искусственного стекла породы от содержания SiO_2 .

В таблице приводятся систематические ошибки, обусловленные вариационным характером построения кривой зависимости между содержанием SiO_2 и показателем преломления стекла; случайные ошибки, связанные с разбросами отдельных измерений показателя преломления стекла (разброс носит случайный характер и может давать ошибку в обе стороны) и предельные ошибки, определяемые как суммы систематических и случайных ошибок. При этом мы исходили из самого неблагоприятного случая, при котором случайная ошибка имеет тот же знак, что и систематическая.

Среднее значение предельной ошибки определено нами — 3,07% относительных.

Предельную ошибку можно уменьшить, соответственно уменьшив случайную и систематическую. Для этого необходимо показатель преломления определять как среднее из нескольких определений и, кроме того, использовать для построения вариационной кривой по возможности большее число образцов с химическими анализами.

По величине показателя преломления искусственного стекла молодые эффузивные породы Армении подразделяются следующим образом:

- $n > 1,560$ — базальты
- $1,560 > n > 1,548$ — андезито-базальты
- $1,548 > n > 1,530$ — андезиты
- $1,530 > n > 1,523$ — андезито-дациты
- $1,523 > n > 1,505$ — дациты
- $1,505 > n > 1,495$ — липарито-дациты
- $1,495 > n > 1,480$ — липариты и обсидианы

Таблица 3

Точность определения кремнекислоты

Номер пробы	Содержание SiO_2	Отдельные измерения показателя преломления											Среднее значение показателя преломления	Средняя абс. ошибка опред. показат. преломл.	Содержание SiO_2 (%), найденное на вариат. кри-вой по среднему знач. пок. прел.	Систематич. ошибка (в % от носительных)	Случайн. ошибка (в % относительных)	Предельн. ошибка (в % относительных)
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11						
793	47,3	1,590	1,591	1,584	1,590	1,597	1,602	1,591	1,584	1,588	1,576	1,585	1,589	$\pm 0,005$	48,5	2,5	$\pm 2,0$	4,5
782	54,0	1,579	1,565	1,565	1,565	1,560	1,564	1,560	1,563	1,560	1,565		1,565	$\pm 0,003$	52,0	3,7	$\pm 1,5$	5,2
785	60,0	1,540	1,530	1,537	1,534	1,543	1,529	1,545					1,537	$\pm 0,005$	59,0	1,7	$\pm 2,5$	4,2
95	74,7	1,486	1,485	1,480	1,510	1,483	1,516	1,480	1,484	1,554			1,483	$\pm 0,002$	74,9	0,3	$\pm 0,5$	0,5
21	76,6	1,483	1,483	1,484	1,483	1,481	1,484						1,483	$\pm 0,001$	74,9	2,2	$\pm 0,25$	0,45
154	74,4	1,492	1,486	1,490	1,486	1,483	1,491						1,488	$\pm 0,003$	74,2	0,3	$\pm 1,0$	1,3
						Среднее значение ошибок:								$\pm 1,78$	$\pm 1,29$	$\pm 3,07$		

Средняя предельная ошибка $\pm 3\%$.

Примечание: 4-е, 6-е и 9-е определения показателя преломления пробы № 95 дают явно завышенный результат и в соответствии с правилами подсчета средних значений могут быть отброшены как „промахи“. Последнее подтверждается хорошей воспроизводимостью результатов на примере проб № 21 и 154, имеющих такое же содержание SiO_2 , как и проба № 95.

С целью сопоставления показателя преломления и содержания SiO_2 искусственных стекол исследованных разнотипных пород с данными естественных (природных) стекол составлена табл. 4, из которой нетрудно убедиться в хорошей сходимости указанных величин.

Таким образом, получается, что весьма надежным критерием для определения валового содержания кремнекислоты породы является показатель преломления искусственного стекла.

Таблица 4

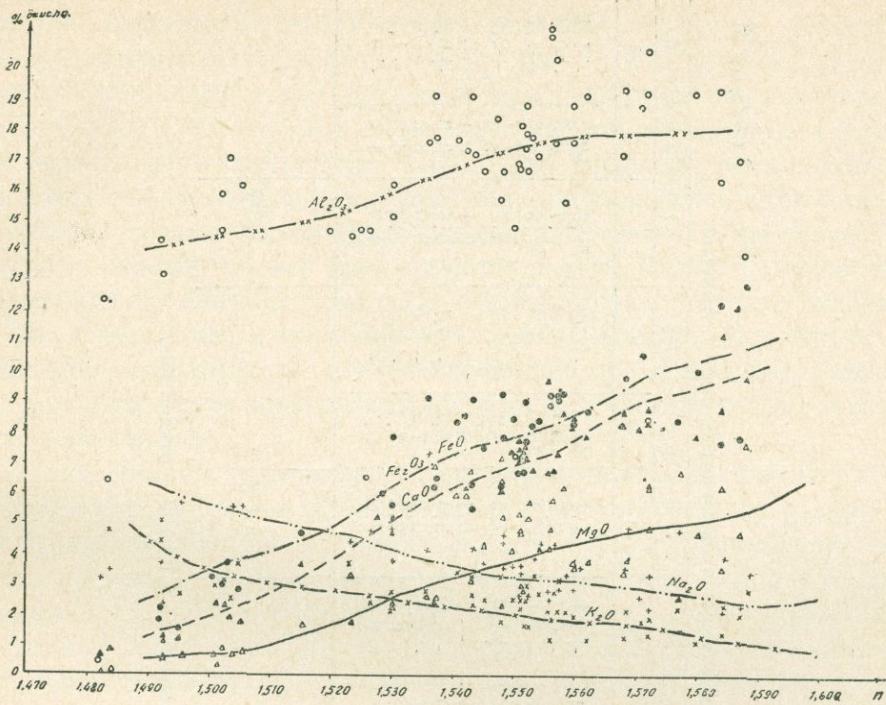
Сравнительная таблица изменения показателя преломления природных и искусственных стекол от содержания кремнекислоты

Искусственное стекло эффузивов Армении			Природное вулканическое стекло		Подразделение вулканических пород Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом по содержанию кремнекислоты [4]	
наименование эффузив. породы	SiO_2 (в %)	пределы колебания показателя преломления	содержание SiO_2	показатель преломления [5]	содержание SiO_2 (в %)	вид породы
Липариты, обсидианы	73,95	1,480—1,495	75,0	1,490	74,1	Липариты
Липариты, дациты	68,70	1,495—1,505	70,0	1,506	—	—
Дациты	64,23	1,505—1,523	65,0	1,516	65,8	Дациты
Андезитодациты	61,29	1,523—1,530	—	—	—	—
Андезиты	58,36	1,530—1,548	60,0	1,528	60,0	Андезиты
Андезитобазальты	55,10	1,548—1,560	55,0	1,544	—	—
Базальты	50,58	1,560—1,580	50,0	1,582	49,5	Базальты

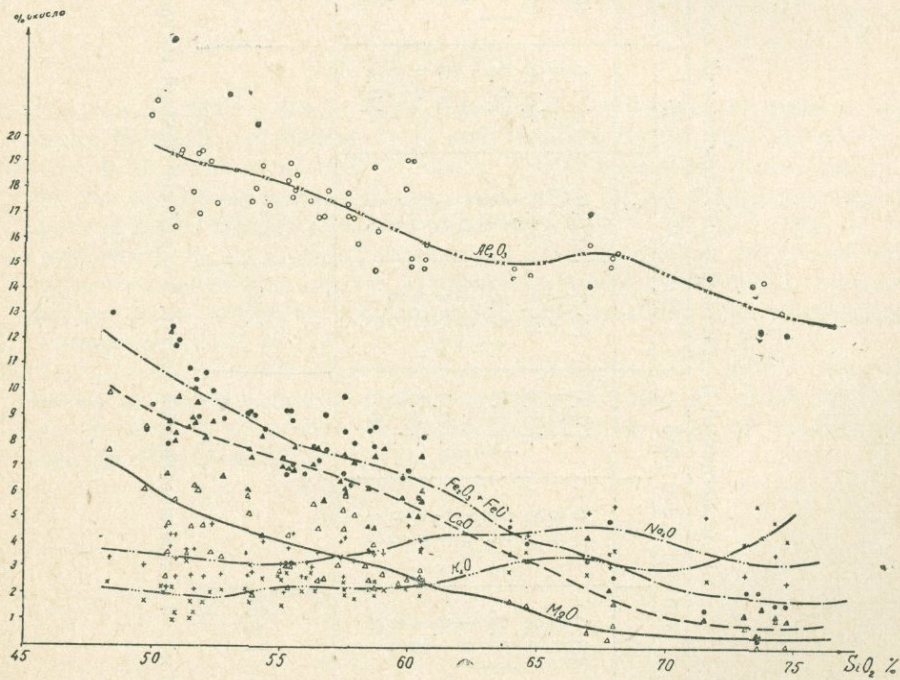
Выделение отдельных семейств внутри серии эффузивных пород по содержанию SiO_2 является весьма существенным не только для определения петрографического состава породы после ее затвердевания, но также для суждения о физическом свойстве расплава, обуславливающим тип извержения и морфологию вулканических образований.

Корреляция между показателем преломления искусственного стекла и остальными порообразующими окислами

Для полной петрографической характеристики породы, кроме содержания кремнекислоты, характерными критериями являются также коэффициент кислотности породы и содержание RO , которые могут быть вычислены при определении полного химического состава породы. Нами была сделана попытка определения приближенного полного химического состава породы по вышеописанному методу. Для наглядности и практического применения на фиг. 6 показаны корреляционные зависимости между показателем преломления искусственного стекла и порообразующими окислами исследованных молодых эффузивных пород Армении. Наблюдаемая на графике зависимость между показателем преломления искусственного стекла и остальными окислами выражена менее



Фиг. 6. Вариационные кривые: показатель преломления искусственного стекла — содержание породообразующих окислов Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O , K_2O .



Фиг. 7. Вариационные кривые: кремнекислота — другие породообразующие окислы для молодых вулканических пород Армении.

Таблица 5

Предполагаемый и действительный химический состав образцов молодых вулканических пород Армении

Компо- ненты	О б р а з е ц 386			О б р а з е ц 405			О б р а з е ц 427			О б р а з е ц 248			О б р а з е ц 6		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	65,9	64,0	+1,9	62,0	60,0	+2,0	61,0	60,4	+0,6	57,1	54,3	+2,8	51,9	50,8	+1,1
TiO ₂	0,7	0,8	-0,1	0,7	1,01	-0,4	0,7	0,8	-0,1	0,7	0,9	-0,2	0,7	0,3	+0,4
Al ₂ O ₃	16,2	14,5	+1,4	16,6	14,7	+1,9	16,7	15,1	+1,6	17,4	18,7	-1,3	17,9	19,0	-1,1
Fe ₂ O ₃	} 6,2	4,5	} +1,4	} 6,8	2,4	} +0,2	} 7,0	3,6	} +1,4	} 7,5	5,9	} -1,2	} 8,7	7,7	} -2,9
FeO		0,3			4,2			2,0			2,8			3,9	
MnO	0,1	0,1	—	0,1	0,1	—	0,1	0,1	—	0,1	0,1	—	0,1	0,1	—
MgO	1,6	1,7	-0,1	2,4	2,7	-0,3	2,7	2,9	-0,2	3,4	3,5	-0,1	4,4	3,8	+0,6
CaO	3,7	3,6	+0,1	4,8	5,2	-0,4	5,2	5,1	+0,1	6,5	7,1	-0,6	8,0	8,0	—
Na ₂ O	3,3	5,0	-1,7	3,3	4,7	-1,4	3,3	3,9	-0,6	3,3	3,1	+0,2	3,2	4,3	-1,2
K ₂ O	3,0	3,1	-0,1	2,5	2,3	+0,2	2,6	2,8	-0,2	2,2	2,3	-0,1	1,9	1,0	+0,9
Показа- тель пре- ломления искусств. стекла	1,515			1,526			1,530			1,544			1,577		

Примечание: 1 — предполагаемый состав, 2 — действительный состав (с округлением до 0,1%), 3 — отклонения.

четко, чем зависимость между содержанием SiO_2 породы и показателем преломления искусственного стекла (фиг. 5). Тем не менее по этим кривым можно определить вероятное содержание суммы окислов железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), CaO , MgO и K_2O , весьма ориентировочно Al_2O_3 и Na_2O . Для более точного определения Al_2O_3 , Na_2O и для контроля содержания остальных окислов, определенных методом плавления, нами составлены вариационные кривые (фиг. 7): кремнекислота—другие породообразующие окислы, так как вулканические породы различных серий обнаруживают постепенные изменения в содержании отдельных окислов.

Двуокись титана в вулканических породах Армении содержится в небольшом количестве и колеблется обычно от 0,4 до 1,2%; подсчет среднего содержания показывает 0,7%; среднее содержание закиси марганца равно 0,13%.

Таким образом, доказывается пригодность метода плавления и возможность определения приближенного химического состава разнотипных вулканических пород с точностью до 2—3% при минимальных затратах времени и средств. Требуется всего лишь несколько минут для того, чтобы с помощью вольтовой дуги получить из порошка породы искусственное стекло, замерить его показатель преломления и по кривым определить состав вулканической породы. Несколько примеров таких определений приведено нами в табл. 5.

Наблюдаемая небольшая разница между приближенным и действительным составом пород показывает пригодность метода.

ЛИТЕРАТУРА

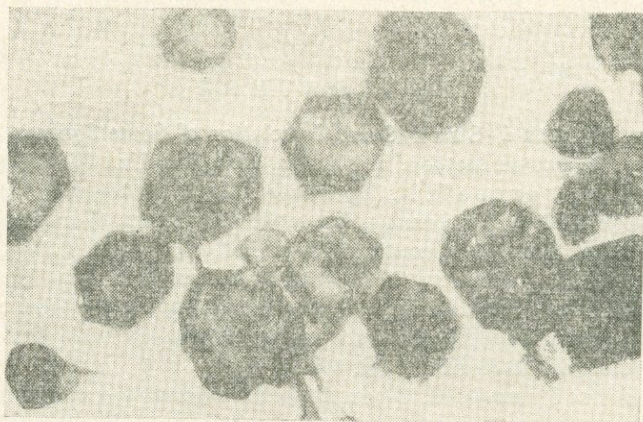
1. Callagan E., Mind-Shan Sun. Correlation of Some Igneous Rocks of New Mexico by the Fusion Method. Trans. Am. Geophys. Un., 37, 761 (1956).
2. Шилов В. Н., Беликова Н. Н., Ершова З. П. О применимости метода плавления для определения приблизительного химического состава кайнозойских вулканических пород Южного Сахалина. Докл. АН СССР, т. 119, № 2, 1958.
3. Мархинин Е. К., Борисов О. Г., Мархинина С. Н. Опыт определения приближенного химического состава вулканических пород Камчатки и Курильских островов по показателю преломления из искусственных стекол. Бюлл. Вулканологической станции, № 30 АН СССР, 1960.
4. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О разграничении базальтов и андезитов. 2. О разграничении липаритов и дацитов. Избранные труды, т. 3. Изд. АН СССР, М., 1952.
5. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Гос. изд. геол. литературы, Мин. Геол. СССР, М.—Л., 1947.

Н. С. КОРЧАГИНА, К. А. ПАРСАМЯН

О НАХОДКЕ ДЕМАНТОИДА В АСБЕСТОВЫХ
ПРОЖИЛКАХ ДАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(Северная Армения)

При исследовании под микроскопом чистоты мономинерального хризотил-асбеста перед отправкой его на химанализ, между его волокнами в отдельных углублениях, огибаемых ими, были обнаружены весьма идиоморфные зеленоватые кристаллы, образующие почти идеальные ромбододекаэдры.

Кристаллы, отличающиеся чистотой и прозрачностью, красивыми формами, сразу же привлекли к себе внимание (фиг. 1).



Фиг. 1. Кристаллы демантоида в иммерсии

При дальнейшем исследовании выяснилось, что включения этих кристалликов в асбесте довольно часты.

В иммерсии под микроскопом минерал обнаружил аномальную изотропность, а показатель преломления его намного превышал показатель последней жидкости иммерсионного набора ($N=1,780$). Впоследствии он был измерен в иммерсионных сплавах и оказался равным 1,895.

Спектральный анализ показал элементарный состав, близкий к андрадиту (табл. 1).

Полученная позже рентгенограмма, с применением железного ан-
тикатада при напряжении 35 кV и силе тока 12 мА в течение 6 часов, в

камере диаметром 57,3 мм, показала, что минерал относится к кубической сингонии и идентифицируется с эталонной рентгенограммой андрадита (табл. 2).

Результаты спектрального и рентгеноструктурного анализов, вместе с оптическими константами, позволили предварительно диагностировать минерал как гранат андрадитового состава.

Принимая во внимание и цвет граната можно отнести его к зеленой разновидности андрадита — демантоиду.

Демантоид образует прекрасные ромбододекаэдры (110) размером от 0,125 до 1,5 мм, реже комбинации ромбододекаэдра с тетрагон-триоктаэдром (211).

Часты сростки кристаллов в виде двойников и тройников.

Таблица 1

(Аналитик Н. Тосунян)

Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ni	Co	Ti	Zr	Cu	Ag	Ba
Значит. >1%	Около 0,1	Около 0,1	Значит. >1%	Значит. >1%	> 0,001	0,001	Нет	> 0,001	Нет	< 0,001	< 0,001	< 0,01

Таблица 2

Межплоскостные расстояния (d) и интенсивность линий (I)

(Аналитик Л. Нагапетян)

Межпл. расст.	Интенс. линий	Межпл. расст.	Интенс. линий	Межпл. расст.	Интенс. линий
3,317	1	1,851	2	1,319	4
2,980	7	1,782	4	1,287	4
2,702	10	1,729	1	1,238	1
2,461	7	1,672	6	1,218	2
2,368	1	1,609	10	1,120	8
2,194	1	1,503	2	1,100	8
1,961	3	1,455	2	1,078	1
1,913	2	1,351	5	1,065	7
				1,004	4
				0,990	5

Наряду с хорошо образованными кристаллами, «сидящими» между волокнами асбеста в отдельных «гнездышках», встречаются вытянутые вдоль волокон желваки, размером до 1 см, включающие несколько кристаллов граната. Гранат в желваках имеет округлые формы, грани как бы оплавлены, сглажены. Отдельные зерна одеты в асбестовую «рубашку», благодаря чему теряют прозрачность, приобретают перламутровый блеск и белый цвет (фиг. 2).

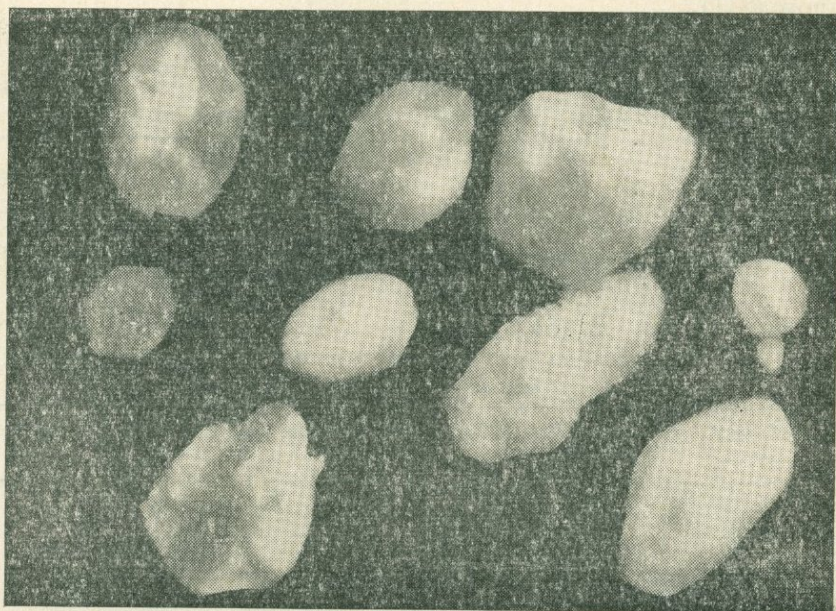
Цвет граната в основном нежно-зеленый, фисташковый. Изредка попадаются изумрудно-зеленые зерна. Блеск стеклянный до перламутрового. Хорошо сохранившиеся кристаллы прозрачны и чисты, включений не содержат.

Твердость больше шести. Хрупкий. Излом неяснораковистый. Обладает электромагнитностью.

Удельный вес — 3,75 (определен в соответствии с диаграммой А. Н. Винчелла [3] на основании N 1,895).

В кислотах не растворяется.

Наблюдения показали, что наибольшие скопления демантоида сосредоточены в спутанно-волоконистых разностях асбеста. Довольно значительные содержания граната в асбесте позволили отобрать его для химанализа (из 100 г асбеста отобран 1 г граната). Результаты химанализа Даринского демантоида сведены в сравнительную таблицу некоторых андрадитов, приведенную ниже (табл. 3).



Фиг. 2. Оплавленные формы демантоида

Таблица 3
Содержание окислов в андрадитах (в весовых процентах)

Название минерала	О к и с л ы			
	SiO ₂	CaO	Fe ₂ O ₃	MgO
Андрадиты (по Бетехтину)	35,5	33,0	31,5	—
Демантоид из Даринского месторождения	35,92	31,82	27,94	2,40
Топазолит (из Вурлитца)	35,19	34,87	30,38	—

Как видно из табл. 3, химический состав демантоида из Даринского месторождения близок к составу чистого андрадита.

Присутствие окиси магния и некоторая нехватка Fe₂O₃ (3,56%) и CaO (1,18%) связаны с наличием примазок асбеста в виде «рубашки» на гранате, от которой невозможно было освободиться.

Поднятая литература по Даринскому месторождению (отчеты) никаких указаний на наличие андрадита в виде включений в асбесте не дала.

Не было встречено аналогичного описания и в отечественной литературе по асбесту последних лет.

Только А. Е. Ферсман [5] пишет о первоклассном драгоценном камне демантоиде, добывавшемся из россыпей у ст. Полдневой (Свердловский р-н) и из россыпей р. Бобровки (Нижне-Тагильский р-н): «...Здесь демантоид встречается вместе с асбестом (метакситом) в трещинах серовато-зеленого змеевика, а также на крупнозернистой диалаговой породе. В первом случае он образует большие желваки величиной до 6 см с рубашкой змеевикового асбеста и прорезанные неправильными трещинами, заполненными тем же веществом; во втором случае демантоид образует хорошо образованные кристаллы, реже—округлые зерна неправильной формы и сопровождается кристаллами и зернами магнетита и хромита.

Цвет демантоида этого месторождения очень разнообразен, от светло-зеленого до густых тонов изумрудного или грязно-зеленого с бурым оттенком».

Аналогичное описание приведено в статье Струнц Уго [4].

Здесь описывается андрадит (топазолит), встреченный в трещинах среди серпентина в ассоциации с диопсидовым асбестом.

Топазолит светло-зеленый, оливково-зеленый, коричнево-зеленый. $N=1,862$ (Na), уд. вес 3,78 (вычисленный 3,86). Наиболее часто встречаются формы (110) и (211).

Данные химанализа этого топазолита приведены в табл. 3.

Даринское месторождение хризотил-асбеста расположено на северо-восточном побережье оз. Севан, в Басаргечарском р-не Арм. ССР и приурочено к полосе развития ультраосновных пород.

Среди интрузивных пород ультраосновного комплекса широко развиты сильноизмененные серпентинизированные и интенсивно магнетитизированные дуниты, по трещинам которых и развивается асбест.

Магнетитизированные участки приурочены к тектоническим нарушениям, которые, вероятно, служили благоприятными путями для проникновения гидротерм кислой магмы.

Источником кислых гидротерм [1], вероятно, послужили небольшие выходы кислых интрузивных пород (гранодиоритов и кварцевых диоритов), развитых в районе месторождения и генетически связанных с породами ультраосновного и основного состава (Джил-Сатанахачский, Кясаманский массивы).

Предварительно процесс образования андрадита на месторождении можно было бы представить как результат воздействия кислых гидротерм, проникших по трещинам и ослабленным зонам, на ультраосновные породы и как результат взаимодействия их с последними.

Включения демантонда в асбесте и особенно оплавленность граней кристаллов свидетельствуют об образовании граната в более раннюю стадию, чем асбестообразование.

Безусловно, изучение вопросов генезиса демантоида прольет свет на весь процесс асбестообразования на Даринском месторождении.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
2. Бетехин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.
3. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия, Изд. иност. литер., 1946.
4. Струнц Уго. Об андрадите из Вурлитца в горах Фихтеля. Журнал „Aufschluss“ 11, № 7, 1960.
5. Ферсман А. Е. Избранные труды, том VII. Драгоценные цветные камни СССР. Изд. АН СССР, 1962.
6. Сборник ВИМС, «Методы исследования минерального сырья», Госгеолтехиздат, 1957.
7. Сборник. «Асбест как минерал и полезное ископаемое». Тр. Ин-та ИМГРЭ, вып. 31. 1959
8. Сборник «Петрография и минералогия месторождений асбеста». Тр. ин-та ИМГРЭ, вып. 47, 1960.

И. Г. ГАСПАРЯН

К ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ
И РАСЧЛЕНЕНИЮ ОТЛОЖЕНИЙ ПОНТ-МЭОТИСА (?)
ОКТЕМБЕРЯНСКОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР
(по разрезу опорной скв. № 1)

Октемберянский район Армении с юга и запада ограничивается государственной границей с Турцией, вдоль рр. Аракс и Ахурян.

Район представляет собой плато, сложенное мощными (до 300 м) покровами вулканогенных пород, под которыми залегают осадочные образования (суммарной мощностью около 2000 м) третичного возраста.

Основной структурной единицей района является (предположительно) крупное поднятие близширотного простирания, осложненное нарушением в северо-запад юго-восточном направлении (А. Т. Асланян).

В пределах Армении обнажаются лишь западные периклинали этого поднятия, а южное крыло выступает в Турции. Предполагается, что ось указанной складки проходит параллельно р. Аракс.

Отложения Октемберянского района (их глубокие горизонты) впервые вскрыты скважиной № 1 (заложеной в сводовой части предполагаемого поднятия) — второй опорной скважиной в республике. Породы этого разреза изучались многосторонне. Настоящая заметка относится к результатам детальных литолого-минералогических исследований, проведенных автором в лаборатории литологии ИГН АН Арм. ССР.

О возрасте рассмотренных отложений у исследователей района нет единого мнения. Мы приняли следующее стратиграфическое деление: нижнюю (красноцветную) часть относим к верхнему олигоцену + нижнему миоцену (?), а верхнюю часть (сероцветные породы) — к понт-мэотису (?).

Техническая обработка kernового материала проводилась по методу Осборна, а карбонатность пород определялась на приборе И. А. Преображенского.

Мощность отложений, вскрываемых скважиной № 1, составляет 2763 м.

Разрез слагается генетически различными типами образований — эффузивными (0,0—180 м) и осадочными (180—2763 м).

Эффузивы (плиоценового возраста) представлены ошлакованными базальтами, базальтами, андезито-базальтами, андезитами красно-бурого, кирпично-красного, реже серого цвета. Петрографическим ис-

следованием этих образований занимался А. И. Месропян, по мнению которого они являются продуктами отдельных стадий излияний и не были объектом наших исследований.

В строении осадочной толщи принимают участие—внизу (2630—2070 м) красноцветные, а наверху (2070—180 м) породы серого цвета. Последние сложены в основном из глин и песчаников, менее распространенных алевролитов, конгломератов и еще меньше галечниками, песками и аргиллитами.

Пачка сероцветных пород (мощностью 133 м) распространена также ниже красноцветных.

Вся осадочная толща подразделяется на 5 петрографических свит.

Свита I—от 180 до 1280 м (1100 м)—песчаниково-глинистая, серого цвета.

Свита II—от 1280 до 1580 м (300 м)—глинистая, серого цвета.

Свита III—от 1580 до 2070 м (490 м)—песчаниково-глинистая (аналогичная свите I).

Свита IV—от 2070 до 2630 м (560 м)—конгломератово-глинисто-песчаниковая, буро-красного, кирпично-красного цвета.

Свита V—от 2630 до 2763 м (133 м)—глинисто-песчаниковая, серого цвета.

Ниже приводится распространение и краткая характеристика отдельных типов пород в порядке убывания их размерности.

Конгломераты распространены главным образом в нижней части (2085—2212 м) разреза, в виде отдельных пластов и пропластков, и часто постепенными переходами связаны с грубо- или среднезернистыми песчаниками. Порода бурого, буро-красного цвета, в большинстве случаев мелко- или среднегалечная, но редко попадаются гальки с размерами до 20 см в поперечнике. Гальки окатаны, угловато-окатаны и состоят из различного состава эффузивных пород, роговиков, кварцитов и других пород. Гальки цементируются глинисто-песчаным материалом, иногда с примесью карбоната или туфогенного, реже кремнистого продукта.

Гальки. В различных интервалах исследованного разреза среди глин, песчаников и глинистых песчаников нередко зафиксировано наличие отдельных галек. Они обладают различной формой, степенью окатанности, составом и вообще выявляют сходство с гальками конгломератов из того же разреза. Присутствие галек отмечено в интервалах 720—22 м, 780—85, 1530—60, 2325—30, 2360—65, 2530—35, а на глубинах 1760—75 и 2580—90 м наблюдаются одни только гальки. Последние, очевидно, соответствуют конгломератовым пластам, с весьма рыхлым цементом, разрушившимся при бурении.

Песчаники распространены в различных горизонтах разреза. Мощность пластов от сантиметра до 35 м. Порода, в основном плотного сложения, различных оттенков серого цвета, а в красноцветной свите, в интервале 2070—2670 м, она приобретает бурую, буро-красную окраску. Песчаники серого цвета представлены всеми структурными разностями, равномерно или неравномернозернистые и часто постепенными перехода-

ми связаны с глинами, алевролитами или конгломератами. Породы часто содержат углефицированные стебельки и листья растений, а также створки пресноводного моллюска—*Unio*. Порода местами прорезана прожилками карбоната (1—2 мм), а по плоскостям некоторых трещин наблюдаются черные примазки или налеты марганцового вещества (?). Известковистость рассмотренных песчаников непостоянная, содержание CaCO_3 в них составляет от 0,0 до 40%.

Микроскопическое изучение шлифов из рассмотренных песчаников сероцветной толщи показывает, что они разнообразны по структурным признакам и минералогическому составу.

Структура пород обычная—псаммитовая, по размерности кластического материала выделяются алевроитовые, мелко-, средне-, реже крупнозернистые разновидности.

По типу цементации выделяются часто контактовые, поровые, реже базальные и типа соприкосновения. Соответственно количество цемента колеблется от 10 до 20%. Часто наблюдается смешанный тип цементации. Цемент представлен в основном кальцитом, хлоритом, туфогенным и глинистым материалом, реже — серицитом, халцедоном, глауконитом и очень редко целестином и доломитом. В большинстве случаев показателен неоднородный состав цемента.

Изредка в цементе пород установлены единичные раковины микроорганизмов, камеры которых заполнены кальцитом, хлоритом или глинистым и туфогенным материалом.

Кластический материал описываемых песчаников разнообразный и состоит из обломков минералов и горных пород.

Из минералов часто встречаются кварц, калишпат и плагиоклазы, реже — амфиболы (обыкновенная роговая обманка, актинолит), слюды (биотит, мусковит, зеленая слюда и глауконит), эпидот и очень редко пироксены и устойчивые минералы (циркон, корунд, сфен, гранаты, магнетит).

Обломки пород состоят из эффузивных пород разнообразного состава и структуры, вулканического стекла, реже — кварцита, кремнистого сланца и других пород.

Обломочный материал песчаников не окатанный, реже полуокатанный и характерна их плохая отсортированность.

Количество отдельных обломочных частиц весьма непостоянное. Так, основные составные части — кварц (10—12%), полевые шпаты (3—15%), обломки туфогенного материала (2—10%), эффузии (3—7%) вместе составляют 50—60%. Остальные кластические зерна вместе составляют 7—12%.

Таким образом, песчаники сероцветной толщи октябрьского разреза — полимиктовые, туфогенно-полевошпатово-кварцевые с поровым и контактовым типами цементации, глинисто-халцедоно-туфогенно-кальцит-хлоритового состава.

Микроскопические исследования шлифов из песчаников нижней красноцветной толщи показывают их сходство с таковыми вышележащей сероцветной толщи. Некоторые отличия выражены в том, что в крас-

ноцветах породы более грубозернистые, еще плохо отсортированы, чаще встречается известковистый состав цемента базального типа. Кроме того, здесь в цементе относительно мало туфогенного материала, а обломки пород еще более разнообразного состава.

Пески описаны из глубин 860—900 м, 1330—1350 м, 1405—1410 м. Они в виде тонких прослоев чередуются с глинистыми слоями. Пески темно-серого, бурого цвета, грубозернистые, плохо отсортированные, сыпучие.

Глины распространены гораздо шире, чем остальные породы. Пласты глин, мощностью от долей сантиметра до 30 м, перемежаются с различными типами пород (постепенными переходами), но относительно мощная пачка ее приурочена к средней части разреза (1237—1616 м). Окраска глин того же характера, что и песчаников.

Глины осколчатые, реже скорлуповатые, комковатые, слоистые, обусловленные наличием пропластков разных размерностей песчаных пород; часто в различной степени алевритовые или реже однотонные. В глинах, как и в песчаниках, характерно наличие углефицированных растительных остатков, иногда чешуй рыб, мелких гастропод и реже створки *Uro*. Содержание CaCO_3 в глинах также непостоянное—от 0,0 до 30%.

Глины под микроскопом пелитоморфной, алевропелитовой или псаммопелитовой структуры. Нередко обнаруживается и микрослоистость глин, обусловленная присутствием полосок с алевритовой примесью или, реже, пирита глобулярного строения, и еще реже — углисто-го вещества. Изредка зафиксирована скрытокристаллическая структура глин. Количество алевритовых или песчаных примесей в глинах различное (3—20—30%), а состав их такой же, что описан для песчаников. Показательно участие в глинах туфогенного материала в виде мелких включений, или они неравномерно распространены в общей массе шлифа — эта бесцветная, сероватая изотропная масса, с частыми субмикроскопическими двупреломляющими зародышами.

Обработка данных гранулометрического анализа обломочных пород Октебриянского разреза и нанесение их на классификационный треугольник, показывает следующее:

1. Во многих случаях ведущая размерность обломочных частиц сопровождается примесью второстепенных компонентов, в том или ином количестве.

2. Так, для гранулометрии глинистых пород характерно наличие примеси песчаных и алевритовых частиц (от 10 до 35%). При этом песчаная примесь представлена в основном мелко- и среднезернистой размерностью. Отсортированные глины встречаются мало. Это подтверждается весьма разнообразными формулами их гранулометрии (316), (136), (226), (325), (127), а фигуративные точки большей части располагаются в 12, 13, 14 и 15, реже в 18 и еще реже в 11 полях классификационного треугольника.

3. Для гранулометрии песчаных пород характерно также участие второстепенных примесей и то, что не выделяется какой-либо ведущий

тип песчаных пород. Формула гранулометрии здесь также разнообразна (523), (622), (613), (514), (613) и максимальное количество анализов располагается в пределах 2, 4, 5 полей классификационного треугольника.

4. Показательно также отсутствие весьма неотсортированных пород (хлидолитов), что доказывается отсутствием фигуративных точек в 19 поле классификационного треугольника.

Вышеприведенные данные позволяют предполагать, что обломочные породы Октемберянской толщи формировались в неустойчивых, но относительно умеренных гидродинамических условиях бассейна.

Данные гранулометрии пород красноцветной свиты позволяют думать, что они формировались в более неустойчивых гидродинамических условиях, чем породы сероцветной толщи.

Породы рассмотренного разреза минералогически исследованы 205 образцами. Микроскопическим исследованием (в иммерсионных препаратах) в породах выявлено около 43 минералов.

В легкой фракции обнаружены: глауконит, углистое вещество, обломки силицита, вулканическое стекло, кварц, полевые шпаты, глинистые частицы, разложенные зерна и обломки пород.

В тяжелой фракции из аутигенных минералов — пирит, марказит, барит, целестин, бурые гидроокислы железа, гематит, нерудные непрозрачные зерна; из кластических — магнетит, ильменит, рудные (немагнитные) минералы, пикотит, апатит, гранаты, анатаз, рутил, сфен, корунд, турмалин, циркон, ставролит, авгит, диопсид, гиперстен, обыкновенная и базальтическая роговые обманки, глаукофан, биотит, мусковит, зеленая слюда, хлорит, эпидот и цоизит.

Перечисленные минералы далеко неравномерно распределены по вертикали разреза.

Группа минералов, например, полевые шпаты, магнетит, циркон, биотит пользуются широким распространением. Относительно реже, чем перечисленные, встречаются кварц, эпидот, цоизит. Такие минералы, как апатит, анатаз, корунд, ставролит, дистен, попадают очень редко и, наконец, группа минералов отличается своим локальным распространением — это пирит, барит, гематит, гранаты, сфен, турмалин, авгит, рутил, мусковит, пикотит и некоторые другие.

Обращаясь к количественным содержаниям минералов, можно заметить, что в целом отдельные минералы не дают резкого колебания в содержании, за небольшим исключением.

Так, кварц и полевые шпаты обычно составляют с 3 до 5—7%, редко 15—35%. Пирит дает заметное колебание в содержании — от редких зерен до 98%, барит — от редких зерен до 7, редко 60%. Нерудные непрозрачные зерна встречаются в самых различных количествах.

Магнетит отличается относительно постоянным и вместе с тем небольшим количеством — от 3 до 5%. Группа устойчивых минералов встречается от редких зерен до 1,5%, только в редких образцах — до 6—10%.

Пироксены и амфиболы составляют от 1 до 7%, редко 30—50%. Биотит по количеству также незначителен и постоянен — от редких зерен до 1,5—2%.

Эпидот отличается заметно повышенным содержанием, так как в большинстве случаев он составляет 50 и больше процентов. Цоизит, как правило, по количеству меньше эпидота и составляет от 1 до 7%.

Форма зерен минералов в большинстве случаев угловатая, некоторые минералы красноцветной свиты только слегка округленные.

Выход тяжелой фракции не дает заметных колебаний для большинства образцов, количество его составляет от 0,05 до 0,25, редко 6—10%.

На основании непостоянства встречаемости отдельных минералов во времени нами проведено нижеследующее петрографо-минералогическое расчленение разреза (табл. 1), которое в основном совпадает с петрографическими подразделениями.

Внутри некоторых свит проведено также более дробное расчленение. Для полноты минералогического состава, кроме кластических, в расчленение включены также аутигенные минералы.

А. Отложения верхнего олигоцена — нижнего миоцена (?)

Свита VI (2763—2630 м, мощность 133 м) занимает самую нижнюю часть разреза и представлена песчаниками серого цвета, с редкими прослоями глин.

Основой для выделения данной части разреза, как самостоятельной свиты, послужили:

1. Петрографический состав и серая окраска пород.
2. Бедность минералогического состава.
3. Присутствие новых минералов (пирит и обломки силицита), отсутствующих в вышележающих слоях.

Учитывая вышесказанное, эту свиту можно назвать силицит—пиритовой.

Свита V (2630—2070 м, мощность 560 м) залегает выше свиты VI и резко отличается от последней и от перекрывающих слоев по своему составу и окраске пород. Наряду с преобладающими пластами глин и песчаников, свита V содержит также пласты и прослои конгломератов. Окраска пород в основном буро-красная, с редкими прослоями пород серого цвета. Свита V в сравнении с подстилающей относительно богата по минералогическому составу, поэтому здесь (снизу вверх) выделены две минералогические пачки:

Пачка Б (2630—2400 м, мощность 230 м) — глаукофан-рудный минерал — цоизит — эпидотовая.

Пачка А (2400—2070 м, мощность 330 м) — зеленая слюда-гранат-гематитовая (без цоизита и эпидота).

Б. Отложения мэотиса-понта (?)

Породы данной части разреза отличаются от подстилающей красноцветной свиты серой окраской, заметной мощностью, практически от-

сутствием конгломератовых пластов и, наконец, богатством и разнообразием минералогического состава.

Отложения понта-мэотиса делятся на 4 петрографо-минералогические свиты (при продолжении нумерации свит всего разреза).

Свита IV (2070—1580 м, мощность 490 м) сложена перемежающимися слоями глин и песчаников. Здесь, кроме общих минералов, характерных и для подстилающей красноцветной свиты (кварц, полевые шпаты, барит, магнетит, циркон, биотит), часто встречаются другие минералы, которые позволяют данную свиту называть рутил-мусковит-зеленая слюда-гранат-цоизит-эпидот-турмалиновой.

Свита III (1580—1280 м, мощность 300 м) по петрографическому составу относительно однородна. Она слагается в основном глинами, с редкими прослоями песчаников и песков серого цвета.

Породы свиты III характеризуются бедностью минералогического состава. Здесь постоянно присутствует только один минерал — циркон, а остальные — пирит, эпидот, магнетит, обыкновенная роговая обманка, биотит, авгит-обнаруживаются часто. Некоторые другие минералы встречаются редко. Учитывая все имеющиеся данные, свиту III можно называть авгит-роговообманково-пиритовой.

Свита II (1280—225 м, мощность 1055 м) сложена чередованием глин, алевролитов и песчаников серого цвета, с редкими пропластками песков, приуроченными к средней части свиты. По петрографическому составу и минералогическим особенностям эта свита в основном сходна со свитой IV, но в какой-то мере отличается от нее. Свита II относительно многоминеральна и неоднородна во всей своей части. Отличительной особенностью данной свиты являются: а) частое присутствие сфена; б) не только постоянное присутствие некоторых устойчивых минералов (гранат, сфен, циркон, турмалин), но и сравнительно повышенное их содержание; в) высокое содержание эпидота (и цоизита) над всеми остальными минералами. В связи с изложенным, свиту II в целом можно назвать свитой эпидота (цоизита) и устойчивых минералов, а среди последних основное корреляционное значение принадлежит сфену.

Ввиду локального распространения некоторых минералов, свита II (снизу вверх) подразделена на 4 минералогические пачки (А, В, С, Д).

Пачка Д (1280—916 м, мощность 364 м) — рутил-зеленая слюда-сфеновая.

Пачка С (916—840 м, мощность 76 м) — гранат-рудноминераловая.

Пачка В (840—700 м, мощность 140 м) — зеленая слюда — роговообманковая.

Пачка А (700—535 м, мощность 165 м) — рудный минерал-пикотитовая.

Выше пачки А с 535 до 225 м (310 м) керн не поднят.

Свита I (225—180 м, мощность 45 м). Эта подбазальтовая часть разреза, небольшой мощности, неоднородна по петрографическому составу и сложена перемежающимися слоями глин, песчаников, песков и

реже конгломератов серого цвета. Основные особенности минералогического состава данной свиты сводятся к следующему.

а) Здесь почти те же общие минералы, которые характерны для подстилающей свиты II.

б) Показательно наличие других разновидностей пироксенов и амфиболов, отсутствующих в остальных частях разреза. Так, из пироксенов, кроме авгита, присутствуют также гиперстен и диопсид, а из амфиболов, наряду с обыкновенной роговой обманкой—глаукофан и базальтическая роговая обманка.

в) Группа устойчивых минералов, столь характерных для свиты II, здесь практически отсутствует, за исключением циркона.

Учитывая вышеизложенное, свиту I можно именовать амфиболово-пироксеновой.

Наряду с вышеупомянутыми минералогическими свитами и пачками, в разрезе нами выделены более крупные единицы—минералогические зоны и комплексы. Так, разрез в целом можно объединить в один общий цирконовый комплекс. С некоторым сокращением интервала распространения минералов выделены и следующие комплексы:

1. Кварц — полевошпатовый (от 2763 до 1580 м),
2. Магнетит — биотитовый (от 2630 до 1580 м),
3. Полевошпат-магнетитовый (от 1280 до 535 м),
4. Кварц-биотитовый (от 1280 до 535 м),
5. Цоизит-эпидотовый (от 1280 до 535 м и от 2070 до 1580 м).

В относительно узких интервалах глубин нами выделены следующие минералогические зоны:

1. Пиритовая (от 1580 до 1280),
2. Баритовая (от 2763 до 2070 м),
3. Гранатовая (от 2630 до 1580 м и от 1280 до 535 м),
4. Турмалиновая (от 2070 до 1580 м),
5. Турмалин-сфеновая (от 1280 до 535 м),
6. Обыкновенно-роговообманковая (от 1580 до 1280 м и от 840 до 535 м),
7. Мусковитовая (от 2070 до 1580 и от 1280 до 535 м).

Среди вышеописанных свит наиболее богаты минеральными видами породы II и IV свиты, которые одновременно в основном аналогичны друг другу.

Сопоставление разреза Октемберянской опорной скважины с изученными нами разрезами третичного возраста Приереванского района [1, 2] выявило следующее. Две основные части рассмотренного разреза сопоставлялись раздельно: нижняя—красноцветная (свита V) сопоставлялась с верхнеолигоцен-нижнемиоценовыми породами, известными под названием пестроцветной свиты, а верхняя—песчаниково-глинистая (собственно октемберянская толща — свиты I, II, III и IV) с породами, известными под названием разданской (зангинской) свиты.

Сопоставление и учет всех имеющихся данных позволяют предполагать, что условия осадконакопления в период формирования пестроцветных пород в двух сопоставляемых районах более или менее однооб-

разные. Отличия, выраженные в деталях, заключаются в том, что в Приереванском районе, по-видимому, существовал относительно сильный окислительный режим осадконакопления, а области питания возможно были на меньшем удалении от береговой линии, чем в Октемберянском районе. С другой стороны, наблюдаемые в составе терригенного компонента отличия, наряду с другими факторами, связаны также с неоднородным составом транспортированного материала, что объясняется влиянием дополнительных источников питания. Это подтверждается тем, что в начальный период образования Октемберянской пестроцветной свиты разрушались горные сооружения, богатые эпидотом (и цоизитом), при меньшем содержании рудного минерала и глаукофана (пачка Б свиты V), а во второй половине времени—в области осадконакопления попадали зеленая слюда и турмалин (пачка А, свиты V). В течение всего времени формирования пестроцветных отложений в обоих районах в их слои почти постоянно попадали магнетит, гранаты, циркон и биотит.

Корреляция верхней — песчаниково-глинистой части Октемберянского разреза и пород разданской свиты Приереванского района—приводит нас к той мысли, что осадконакопление и формирование их происходили в морских условиях при относительно спокойном гидродинамическом режиме Приереванского бассейна и сравнительно неустойчивом — в Октемберяне. Отличие заключается в том, что Разданский бассейн являлся более благоприятной средой для обитания органики (обилие микрорганизмов и реже горючих сланцев). Лишь в последний этап ее формирования наблюдается сравнительное обмеление моря, близость береговой линии, о чем свидетельствует появление в ее верхних частях прослоев оолитовых известняков и мелкогалечных конгломератов. Между тем в Октемберяне организмы попадают редко (плохой сохранности), за исключением *Urho*, присутствие которого свидетельствует о пресноводном характере Октемберянского бассейна.

Обращаясь к данным минералогии сопоставляемых разрезов, замечаем как сходные, так и отличительные признаки. Так, общими минералами являются полевые шпаты, кварц, пирит, биотит, магнетит и циркон. Отличие заключается в основном в следующем:

1. Почти постоянное присутствие в разданских слоях пикотита, глаукофана и обыкновенной роговой обманки, в то время как первые два минерала в Октемберяне отсутствуют (или попадают очень редко), а последний встречается только в ее верхней небольшой части (пачка А свиты II).

2. Из устойчивых минералов сфен, турмалин, гранаты (реже рутил) в Октемберяне являются характерными минералами, между тем в разданской свите они попадают редко.

3. И, наконец, в Октемберяне, почти постоянными являются эпидот и цоизит (отличаясь лишь по количеству), которые в разданской свите встречаются только в ее верхней части.

Учитывая вышеизложенное, можно думать, что наряду с общими областями питания для формирования разданских и октемберяньских

свит заметную роль играло также влияние второстепенных источников сноса (внутренние поднятия). Кроме того, различие в минералогическом составе рассмотренных толщ частично связано и с изменением фациальной и палеогеографической обстановки осадконакопления в двух, правда не очень отдаленных друг от друга участках (в Приереванском и Октемберянском).

Обобщая изложенный в настоящей статье материал, можно заметить следующее.

Из литологической колонки видно, что разрез в целом в генетическом отношении не представляет однородную толщу, а складывается из разнообразного типа пород и минералов, которые распределены во времени в следующем виде. В восходящем разрезе от верхнего олигоцена + нижнего миоцена до мэотиса-понта включительно наблюдается убывание значения обломочных пород. Так, на смену разнозернистых песчаников и конгломератов (красноцветная свита) кверху распространяются мелко-среднезернистые песчаники и глины серого цвета (октемберянская свита). Наоборот, количество терригенных минералов в отдельных свитах снизу вверх постепенно увеличивается (что наглядно отражено в табл. 1). Так, сравнивая минералогический состав самой нижней свиты (VI) с вышележающей красноцветной (свита V), замечаем бедность минеральными видами свиты VI. Красноцветные же отложения отличаются от вышележающих октемберянских свит относительной бедностью кластическими минералами. В период образования этой мощной песчаниково-глинистой свиты происходит усиление эрозионных процессов в областях питания (которые отличались пестротой петрографического состава), их разрушение и интенсивный привнос в области осадконакопления кластических минералов. Однако эта тенденция временно нарушается: наблюдаются короткие периоды замедления эрозионных процессов, уменьшение привноса грубообломочного материала и кластических минералов на общем фоне опускания дна бассейна, о чем свидетельствует наличие в середине мощной песчаниково-глинистой толщи пачки глинистых образований (глинистая свита III), отличающихся бедностью кластическими минералами.

Подобная неравномерная насыщенность пород и минералов, слагающих исследованный разрез, несомненно указывает на то, что в отмеченный период времени в Октемберянском районе произошли значительные изменения в условиях осадконакопления. Эти изменения наряду с рядом факторов (влияние дополнительных источников сноса, условия денудации, неодинаковые возможности химического и физического выветривания материнских пород, способность транспортировки терригенного материала, процесс литификации и др.) частично были обусловлены также влиянием вулканизма.

В заключение следует отметить, что исследованием и расчленением пород октемберянской опорной скважины впервые были установлены основные литолого-минералогические коррелятивы, с которыми далее были сопоставлены и увязаны последующие разрезы Октемберянского района.

Что касается областей питания, то таковыми, как предполагается,

являлись Памбак-Мисханские горные сооружения, расположенные к северо-востоку от района осадконакопления.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Г а с п а р я н И. Г. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных (осадочных) образований Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР (серия геол. и геогр. наук), т. XI, № 3, 1958.
2. Г а с п а р я н И. Г. К литологии сарматских отложений Приереванского района. Изв. АН Арм. ССР (серия геол. и геогр. наук), т. XII, № 2, 1959.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. А. Казарян. К вопросу происхождения плагиогранитов	5
Э. Г. Малхасян, Ю. А. Лейе. Гидротермальный метаморфизм в юрских вулканогенных образованиях Армении	21
К. Г. Ширинян. Новейший вулканизм и проблема нефтегазоносности Армении	34
Р. Т. Джрбашян. Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта	48
Г. Б. Межлумян. Некоторые особенности геохимии железа, титана и ванадия в магнетитовых рудах и вмещающих габброндах Сваранцского месторождения	61
Ш. О. Амирян. К минералогии и золоторудной минерализации Гамзачиманского месторождения	72
Е. П. Зильман, Н. М. Чернышов. Роль вулcano-тектонических структурных элементов в пространственном размещении оруденения и их влияние на морфологию и внутреннее строение рудных тел	81
З. О. Чибухчян. К вопросу теории и практики метода сравнительной дисперсии двупреломления	90
А. А. Адамян, Г. М. Мкртчян. Определение приближенного химического состава молодых эффузивных пород Армении по показателю преломления их искусственных стекол	101
Н. С. Корчагина, К. А. Парсамян. О находке демантоида в асбестовых прожилках Даринского месторождения (Сев. Армения)	114
И. Г. Гаспарян. К литолого-минералогической характеристике и расчленению отложений понт-мэотиса (?) Октемберянского района Армянской ССР	119

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР*

Редактор издательства В. Б. Андреасян
Худож. оформление Ю. А. Аракеляна
Технич. редактор Э. С. Аветян
Корректор М. Т. Дальвадянц

ВФ 05199. Заказ 17. Изд. № 2529. РИСО 952. Тираж 800. Печ. л. 8,25 + 1 вкл.

Сдано в производство 5/VII 1965 г. Подписано к печати 14/IX 1966 г.

Уч.-изд. 9 л. Бумага 70×108¹/₁₆, бум. № 2, усл. печ. 11,3 л., бум. 4,13 л.
Цена 68 коп.

Типография Издательства Академии наук Армянской ССР,
Ереван, Барекамутян, 24

175

Gen. 3