

МАГМАТИЗМ
И РУДООБРАЗОВАНИЕ
АРМЯНСКОЙ ССР



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ՄԱԳՄԱՏԻՋՄԸ ԵՎ ՀԱՆՔԱՌԱՋԱՑՈՒՄԸ

ՀԱՄԱՄԻՈՒԹԵՆԱԿԱՆ ՄԻՆԵՐԱԼՈԳԻԱԿԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅԱՆ
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱԺԱՆՄՈՒՆՔԻ ՋԵԿՈՒՑԱԳՐԵՐ

Պ Բ Ա Կ 9

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

175

МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ АРМЯНСКОЙ ССР

ЗАПИСКИ АРМЯНСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
ВСЕСОЮЗНОГО МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВЫПУСК 9



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1978

Сборник содержит материалы по петрографии и минералогии вулканических и интрузивных пород юры, мела, палеогена и верхнеплиоцен-четвертичного времени, по вопросам связи оруденения с магматизмом, вещественному составу руд и минерализации отдельных месторождений металлических полезных ископаемых на территории Армянской ССР.

Очередной выпуск рассчитан на специалистов, занимающихся вопросами магматизма, минералогии, геохимии и рудных месторождений.

Редакционная коллегия

И. Г. МАГАКЬЯН (ответ. редактор)
Э. Г. МАЛХАСЯН (зам. ответ. редактора), Г. О. ПИДЖЯН
(зам. ответ. редактора), С. А. ЗОГРАБЯН, К. И. КАРА-
ПЕТЯН, Р. Л. МЕЛКОНЯН, М. А. САТИАН

Г. П. Багдасарян, В. О. Пароникян

ГЕОЛОГО-РАДИОГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОГЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ МАРЦИГЕТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Марцигетское рудное поле расположено в среднем течении р. Марц и приурочено к пограничной полосе двух разнородных структурно-фациальных зон – Алаверди-Кафанской и Севано-Амасийской. Граница эоценовых и юрских образований проходит в северных частях рудного поля, где выступают нижние горизонты разреза эоцена. Здесь нижнеэоценовые отложения трансгрессивно, с базальным конгломератом в основании налегают на размытой поверхности юры. Представлены они глинами, алевролитами, мергелями, песчаниками с прослоями угля и углистых сланцев (угленосная толща) мощностью до 100–150 м. Известны они под названием шамутской свиты (О. А. Саркисян, 1966) и узкой полосой прослеживаются от с. Шамут до с. Атан. Нижнеэоценовый возраст указанных отложений подтверждается работами С. М. Григорян (1974) и П. М. Асланяна собранной фауной гастропод, пелеципод и нуммулитид. В этих же участках нижнеэоценовые отложения несогласно перекрываются флишoidalными образованиями мощностью до 100 м, которые, по С. М. Григорян, представлены ритмично чередующимися тонкослоистыми туффитами, туфопесчаниками и мергелями. По фораминиферам и нуммулитидам среднеэоценовый возраст указанной толщи определяют А. Т. Асланян (1958), О. А. Саркисян (1966), П. М. Асланян (1973), С. М. Григорян (1974) и др. Вышеуказанные фаунистически охарактеризованные осадочные образования нижнего и среднего эоцена к югу и юго-западу перекрываются мощной толщей вулканогенных пород, слагающих преобладающую часть Марцигетского рудного поля. Вулканогенные породы здесь обладают северо-западным простиранием и моноклиналим пологим падением на юго-запад (под углом 20–30°). Состоят они преимущественно из лав и туфов, базальтовых, андезитово-базальтовых, реже – андезитово-дацитовых порфиритов при резко подчиненной роли нормально осадочных образований. Этот комплекс вулканогенных пород, ввиду отсутствия в них фауны, условно ранее был отнесен к среднему эоцену. В левом борту р. Марц, на верхних частях разреза, указанный комплекс пород перекрывается эффузивными образованиями, представленными витролитокластическими туфами трахидацитов, трахилипарито-дацитов и

трахилипаритов. Эти щелочные и субщелочные эффузивы условно отнесены к верхнему эоцену (В. О. Пароникян, 1974).

В пределах рассматриваемого рудного поля широко развиты разнообразные по морфологическим и петрографическим особенностям субвулканические и дайковые породы преимущественно основного и среднего составов. На правом борту долины р. Марц они образуют мощную дайковую полосу, которая прослеживается в северо-западном направлении на протяжении 8 км и, по-видимому, трассирует разломную зону глубокого заложения. Дайки основного и среднего составов прорывают отмеченные вулканогенные породы среднего эоцена и не наблюдаются в вышележащих образованиях. Они являются важным элементом в структурном контроле свинцово-цинковой (с золотом) минерализации Марцигетского рудного поля. Среди них преобладают полифировые плагиоклазовые порфириды андезито-базальтового состава, для которых характерны вытянутые неправильные субвулканические тела (мощностью до 100–200 м) и дайки. На участке Парвашен-Будагидзор они прорываются дайками олигофировых и микропорфировых диабазов, мощность которых составляет обычно 1–2 м, реже доходит до 20–30 м.

В целях датирования времени и последовательности формирования рассматриваемых вулканических, экструзивных и дайковых пород Марцигетского рудного поля, наиболее представительные образцы этих пород подверглись радиогеохронологическому исследованию в Лаборатории ядерной геохронологии ИГН АН Армянской ССР. Абсолютный возраст одного и того же образца определялся двумя взаимоконтролирующими вариантами калий-аргонового метода: объемным и изотопным разбавлением. В последнем случае в качестве индикатора использовался аргон, обогащенный до 95 аргоном-38, т. е. практически моноизотоп. Плавка образца в реакторе, выделение и очистка аргона выполнялись на двух отдельных аргоновых установках конструкции Хлопина-Герлинга, разными операторами, независимо друг от друга. Изотопный анализ аргона выполнялся в масс-спектрометре МИ-1301 двухлучевым методом измерений изотопных отношений Az^{36}/Az^{40} образца и эталона.

По каждому исследованному образцу получались, таким образом, две, реже три серии независимых определений, причем возрастные значения получались достаточно близкими. В основу абсолютного возраста исследуемого образца принималось среднее значение полученных цифр.

Погрешность метода составляет до $\pm 10\%$. Учитывая также, что радиогеохронологическое исследование образцов выполнялось, за отсутствием слюды или роговой обманки, по породе, наиболее близкими к истинному геологическому времени формирования породы следовало бы принять полученные возрастные значения с поправкой на погрешность метода (10%), но со знаком "+". Подобная поправка правомерна и потому, что, как видно из краткой петрографической характеристики исследованных пород (см. табл. 1), в них наблюдаются в той или иной мере явления хлоритизации, карбонатизации и девитрификации, процессы, которые ведут к частичной миграции из породы накопленного (от распада калия) радиогенного аргона.

Таблица 1

№№ п/п	Номера образцов	Название минерала или горной породы и место взятия	Содер- жание калия в %	K^{40} $\frac{2}{2}$ 10^{-6}	% радио- ген. $A\tau^{40}$	$A\tau^{40}$ $\frac{2}{2}$ 10^{-6}	$A\tau^{40}$ $\frac{2}{2}$ 10^{-6}	$A\tau^{40}$ K^{40} 10^{-3}	Возраст в млн. лет	Среднее зна- чение возрас- та в млн. лет	Примеча- ние
1	ВП-5328	Базальтовый порфирит, миндалекаменный. Лавовый поток в толще среднего эоцена. 2,3,4 - Полифировые плагиоклазовые андези- то-базальтовые порфириты	0,46 "-	0,56 "-	46,2 14,4	0,92 0,85	1,65 1,53	2,94 2,73	52 48	50 $\pm$ 2	
2	ВП-5239	Участок Папни-тали-джур, субвулканическое тело в среднеэоценовой вулканогенной толще	1,63 "- "-	1,99 "- "-	62,5 31,7 39,6	3,09 3,64 3,42	5,52 6,52 6,12	2,78 3,28 3,08	49 58 55	51,5 $\pm$ 3	
3	ВП-5283	Участок Парвашен; дайка в толще средне- го эоцена	0,624 "-	0,76 "-	42,9 29,3	1,11 1,18	1,98 2,11	2,60 2,77	46 49		
4	ВП-5286	"- " " 5,6 - Олигофировые и микрофировые диа- базы	1,17 "-	1,43 "-	50,5 24,6	2,30 2,40	4,12 4,30	2,89 3,01	51 53		
5	ВП-5279	Участок Парвашен-Будагидзор; дайка в толще среднего эоцена	0,36 "-	0,44 "-	27,4 7,67	0,61 0,68	1,09 1,21	2,47 2,75	44 49	47 $\pm$ 3	
6	ВП-5338	"- " "	0,67 "-	0,82 "-	43,8 42,2	1,26 1,11	2,25 1,99	2,75 2,43	49 43	43,5 $\pm$ 15	
7	ВП-5329	Липарито-дацитовый порфир; субвулкани- ческое тело, 8,9 - Витрокластические туфы липарито- дацитового состава (трахилипарито-дациты)	3,08 "-	3,76 "-	70,6 21,6	5,26 4,92	9,42 8,81	2,51 2,35	45 42	41,5 $\pm$ 1	
8	ВП-5373	Левый борт ушелья р. Марц в 3 км к юго- западу от села Марц	5,94 "-	7,25 "-	91,9 70,2	9,27 9,86	16,6 17,6	2,29 2,43	41 43		
9	ВП-5377	"- " "	4,52 "-	5,51 "-	43,6 51,5	6,94 7,29	12,4 13,0	2,25 2,37	40 42		

Краткая характеристика исследованных пород (наименование породы, местонахождение, условия залегания и петрографический состав)

Образец 1 – миндалекаменный базальтовый порфирит. Участок Марц; лавовый поток в толще среднего эоцена. Порода порфировой структуры; вкрапленники плагиоклаза интенсивно карбонатизированы и альбитизированы; основная масса состоит из погруженных в бурый девитрифицированный мезостазис микролитов плагиоклаза. Миндалины заполнены карбонатом, иногда хлоритом в ядре.

Образцы 2,3,4 – полифировые андезито-базальтовые порфириты: 2 – субвулканическое тело в среднеэоценовой вулканической толще; участок Папни-тали-джур. 3 и 4 – дайки в толще среднего эоцена; участок Парвашен. Порода порфировой структуры; вкрапленники: кислый лабрадор (№ 55) и редкие, нацело хлоритизированные и карбонатизированные зерна авгита. Основная масса: хаотично расположенные микролиты плагиоклаза (№ 45) и клинопироксена, интерстиции которых выполнены хлорит-карбонатным веществом.

Образцы 5,6 – олигофировые и микропорфировые диабазы. Дайки в толще среднего эоцена. Участок Парвашен-Будагидзор. Порода порфировой структуры. Единичные вкрапленники лабрадора превращены иногда в олигоклаз-альбитовый агрегат. Основная масса – микролиты плагиоклаза, погруженные в хлоритовую и хлорит-карбонатную массу, развивающуюся по клинопироксену и стеклу.

Образец 7 – липарито-дацитовый порфир. Субвулканическое тело в толще среднего эоцена около с. Марц. Порода порфировой структуры. Единичные вкрапленники зонального плагиоклаза (№ 45 в ядре и № 20 по периферии). Основная масса состоит из полевошпатового вещества (перекристаллизованного из стекла) и микролитов плагиоклаза.

Образцы 8, 9 – туфы витро-литокластические субщелочного липарито-дацитового состава (трахилипарито-дациты). Левый борт ущелья р. Марц, в 3 км к ЮЗ от села Марц. Порода сложена зональным плагиоклазом (андезин-олигоклаз), единичными мелкими чешуйками биотита, погруженными в микрофельзитовую основную массу.

Геологическая интерпретация результатов радиогеохронологических исследований

В таблицу 1 сведены результаты определения абсолютного возраста рассматриваемых типов пород Марцигетского рудного поля. В графах таблицы приводятся: наименование пород, местонахождение, краткие данные об условиях залегания и петрографическом составе.

Как видно из таблицы, на 9 характерных образцах, представляющих главные типы пород Марцигетского рудного поля, выполнены 19 серий радиологических исследований. Получены два отчетливо выделяющихся закономерных ряда возрастных значений, укладываемых в узких диапазонах 56–48 млн. лет и 46–40 млн. лет. Для наглядности составлена также гистограмма распределения значений абсолютного возраста этих пород (рис. 1).

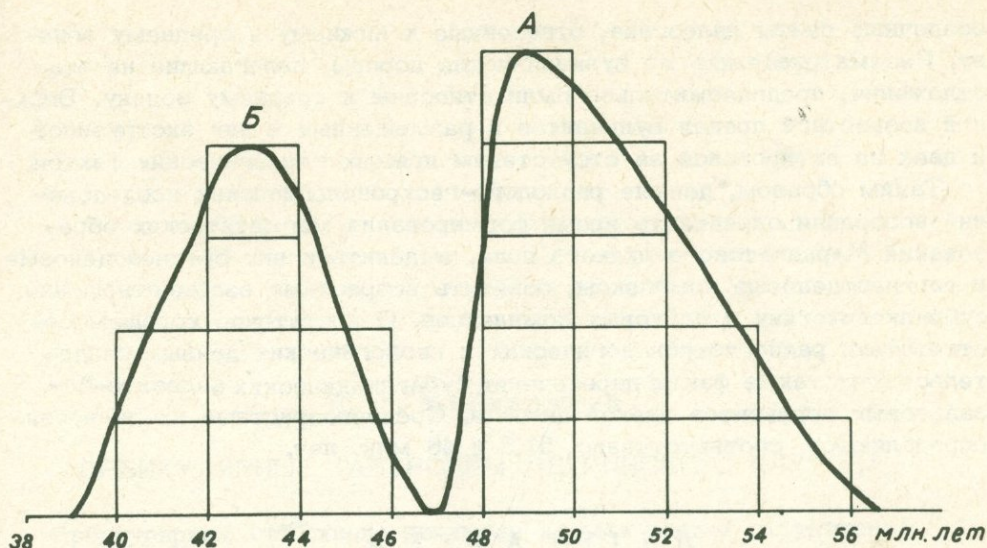


Рис. 1. Гистограмма распределения значений абсолютного возраста эффузивно-экструзивных и дайковых пород Марцигетского рудного поля. А. Базальтовые порфиры, андезито-базальтовые порфиры (субвулканические), микропорфировые диабазы (дайки). $n = 12$. Б. Туфы липарито-дацитовые субщелочные, липарито-дациты (субвулканические). $n = 8$.

Из приведенного в таблице и гистограмме фактического материала отчетливо выделяются две возрастные группы (А и Б) пород с отмеченными на гистограмме абсолютными значениями.

К группе А, с возрастными значениями 56–48 млн. лет, принадлежат:

- 1) миндалекаменные базальтовые порфиры в виде лавового потока (обр. № ВП-5328),
- 2) плагиоклазовые порфиры андезито-базальтового состава, представленные субвулканическими и дайкообразными телами (обр. № ВП-5239, ВП-5283, ВП-5286),
- 3) микропорфировые диабазовые дайковые тела (обр. № ВП-5279, ВП-5338).

К группе Б, с возрастными значениями 46–40 млн. лет, принадлежат:

- 4) субвулканические липарито-дациты (обр. № ВП-5329),
- 5) туфы трахилипарито-дацитовые (обр. № ВП-5373, ВП-5377).

Породы первой группы, по данным абсолютных возрастных значений, соответствуют среднему эоцену, а второй группы – верхнему эоцену.

Следует также отметить, что определенное петрохимическое сходство намечается также внутри выделенных комплексов как среднего, так и верхнего эоцена.

На основании геологических фактов, для района Марцигетского рудного поля, как уже отмечено выше, палеонтологически датированы

осадочные свиты палеогена, отнесенные к нижнему и среднему эоцену. Рассматриваемые же вулканические породы, налегающие на эти отложения, предположительно были отнесены к среднему эоцену. Верхний возрастной предел вулканитов и размещенных в них экструзивов и даек не датировался за отсутствием прямых геологических фактов.

Таким образом, данные радиолого-геохронологических исследований позволили определить время формирования магматических образований Марцигетского рудного поля, выделить в них среднеэоценовые и верхнеэоценовые комплексы, осветить возрастные взаимоотношения субвулканических и дайковых комплексов. О достаточно хорошем соответствии радиогеохронологических и геологических данных свидетельствуют также факты пересечения субвулканических андезитобазальтовых порфиров дайкой диабаз. Средневозрастные их значения определяются, соответственно, 51,5 и 46 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. "Айпетрат", Ереван, 1958.
- Асланян П. М. Палеогеновые моллюски северной части Армянской ССР. "Изв. АН Арм.ССР", Науки о Земле, т. XXУ1, № 2, 1973.
- Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. "Митк", Ереван, 1966.

Б. М. Меликсетян

ОРБИКУЛЯРНЫЕ ГАББРОИДЫ МЕГРИНСКОГО ПЛУТОНА

Орбикулярные габброиды являются весьма редкой структурной разновидностью основных пород. Они встречены и описаны в немногих районах мира: в Норвегии (Ромсасе), США (Онтарио и Калифорния), а также на острове Корсика, известные из работ Циркеля под названием "корсит".

Подобные орбикулярные - шаровые габбро описаны в Северной Армении в пределах Лермонтовского массива (В. Н. Котляр, 1945; С. И. Баласанян, 1956; Г. П. Багдасарян и З. О. Чибухчян, 1963).

Близкие к описанным в литературе структурным разновидностям "шаровые" габбро встречены нами в Зангезуре, где габброидные породы пользуются довольно широким распространением. Большинство исследователей они относятся к наиболее ранней фазе формирования Мегринского плутона, представленной оливиновыми и безоливиновыми габбро, среди которых встречаются сегрегационные обособления дунитов, троктолитов, магнетитовых оливинитов.

Орбикулярные габброиды Мегринского полифазного плутона встречены вблизи ст. Мегри в виде небольшого останца ранней габброидной интрузии в кровле монцонитового интрузива.

Ранняя габброидная интрузия Мегринского плутона в виде останцев и довольно крупных массивов протягивается в субмеридиональном направлении от сс. Тагамир - Личк - Вартанадзор через известный массив г. Калакар - Пальчихлу до р. Аракс, далее - в пределы Ирана и в районе сс. Алдара - ст. Мегри.

Представлена она оливиновыми и безоливиновыми габбро, иногда лейкократовыми габбро-диоритами, амфиболовыми и биотитовыми габбро, а также более основными разновидностями - дунитами, троктолитами, пироксенитами и магнетит-оливиновыми сегрегациями. В последнее время А. А. Джафаровым в указанных останцах ранней габброидной интрузии описаны метасоматические процессы (биотитизация, калишпатизация, окварцевание, фенитизация), приводящие к формированию целой гаммы крупнокристаллических метасоматических пород, переходных от габбро через габбро-сиениты к гранитоидам и сиенитам [3].

Геологическое положение шаровых габбро определяется нахождением

ем их в виде останца в апикальной части монцонитового интрузива. Площадь выхода 0,15 км. В плане тело имеет неправильную прихотливую форму и вытянуто в субмеридиональном направлении на 150–200 м, при ширине от 20–50 м до 100 м. Породы монцонитового ряда имеют довольно резкие рвущие контакты с шаровыми габбро, в отдельных участках носящие следы метасоматоза (калишпатизация, биотитизация). Достаточно отчетливо заметно, что шаровые габбро являются останцем и на глубину не продолжают. Вертикальная мощность выхода их около 50 м, причем верхняя часть представлена шаровыми габбро с более мелкими размерами овоидов (от 1–2 до 10 см), легко отделяющимися от основной меланократовой массы. Нижняя часть выхода представлена более крупными сфероидальными обособлениями (от 2–10 см до 30–40 см), плотно сцементированными основной среднезернистой массой (рис. 1).

Морфология и строение орбикул. Морфология орбикулярных обособлений редко имеет шарообразную форму. Чаще они имеют облик эллипсоидных, в разной степени приплюснутых или деформированных шарообразных, овоидальных выделений. В отдельных участках, где преобладают крупные овоиды, макроструктура весьма напоминает сложение пиллоу-лав. Иногда они образуют округлые сглаженные по углам, продолговатой формы выделения, реже встречаются угловатые "овоиды" с прямыми многоугольными очертаниями. Размеры орбикул заметно варьируют от 1–2 см до 30–40 см.

Наиболее распространенный тип овоидов имеет такое строение, что по периферии состоит из мелкозернистой меланократовой каймы, представленной пироксеном, оливином, анортитом и титано-магнетитом примерно в равных соотношениях. Ширина внешней мелкозернистой каймы варьирует от 1–2 до 5–6 см, редко 8–10 см, причем большие шары имеют иногда более узкую кайму, чем средние и мелкие овоиды. Хотя необходимо подчеркнуть, что определенной зависимости величины внешней каймы от размера шаров не устанавливается. Центральная часть орбикулярных обособлений представлена средне-крупнозернистого сложения породой, состоящей из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита и титаномагнетита, близкой по составу к основной массе, в которой заключены овоиды. Часто овоиды имеют концентрическое многозональное строение с чередованием мелкозернистых меланократовых и крупнозернистых мезократовых зон. Очень редко овоиды представлены только мелкозернистого сложения меланократовой породой (фиг. 2 а, б).

Петрографическая характеристика

Детальное петрографическое изучение орбикулярных габброидов показало довольно оригинальные структурно-минеральные типы габброидов, заметно отличающиеся от описанных в литературе (Г. П. Багдасарян, З. О. Чибухчян, 1963; С. И. Баласанян, 1956; В. Н. Котляр, 1945; Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, О. А. Воробьева, 1952).

Оливиновое габбро является довольно распространенным типом основных пород в районе развития шаровых габбро, в полосе

с.с. Абгяз $\frac{1}{2}$ Севадан – Куджерт. Представлен темно-серыми равномерно средне-крупнозернистыми породами с габбровой, реже переходящей в офитовую структурой. Часто структура первичных габбро сохраняется в виде реликтов, вследствие наложенных метасоматических процессов (амфиболизация, биотитизация, калишпатизация). В минеральном составе габбро (табл. 1) принимает участие плагиоклаз битовнит-анортитового состава, магнезиальный оливин ($Fo\ 60-70$) и авгит. Реже встречаются реакционные по авгиту роговая обманка и биотит. Примечательно высокое содержание магнетита (5–10%), образующего совместно с оливином сегрегационные обособления магнетитовых оливинитов и авгититов при равных количественных соотношениях рудного минерала и темноцветных.

Оливин часто замещается иддингситом и серпентином.

Полосатое габбро приурочено к нижней части выхода шаровых габбро и представлено неравномернополосатой разновидностью, состоящей из чередующихся полос силикатных и феррических минералов (0,6–1,2 см).

Светлые широкие полосы представлены анортозитом с офитовой структурой и значительно выраженными явлениями деанортитизации с появлением поздних генераций плагиоклаза андезинового состава (40–50% Ан).

Часто анортит изменен в карбонат-соскюритовый агрегат. Содержание темноцветных минералов незначительное (3–5%). Темные узкие полосы состоят из идиоморфного плагиоклаза ($N = 82$), авгита и роговой обманки (35–40%) (табл. 1).

При хлоритизации выделяется значительное количество вторичного магнетита.

Микрогаббро в виде жиллообразных (до 3–5 см) тел встречается в массиве шаровых габбро. Характеризуется призматически-зернистой, порфиоровидной, местами типичной офитовой структурой. В минеральном составе значительную роль играет плагиоклаз – 1 генерации ($N = 90-80-64$) и более поздний плагиоклаз – 11 ($N = 76-62$) примерно в равных соотношениях (по 30%). Присутствуют оливин (3,0%), авгит (5%) и амфибол (более 30%) в обычных реакционных соотношениях. Как и во всех типах габбро много магнетита (8,0%).

Шаровое габбро. Петрографическое изучение шаровых габбро показывает различие в структурно-парагенетических ассоциациях основной массы и шаровых обособлений (рис. 2, а, б).

Основная масса шаровых габбро имеет преимущественно средне-мелкозернистое сложение. Структура основной массы резко неоднородная. Выделяются три структурно-парагенетические группы. Первая – меланократовая структурно-парагенетическая группа (1,0–1,5 мм) характеризуется аллотриоморфнозернистой структурой и представлена ассоциацией: битовнит ($N = 82$) + оливин + авгит + магнетит, в которой значительная часть пироксена замещена уралитовой роговой обманкой и биотитом. Вторая мезократовая структурно-парагенетическая группа (1,6–2,5 мм) имеет офитовую структуру и состоит из плагиоклаза ($N = 88$) + гиперстена + авгита + магнетита. И здесь развиваются уралитовая роговая обманка, биотит. Третья лейкократовая структурно-парагенетическая группа (2–3,5 мм) представлена

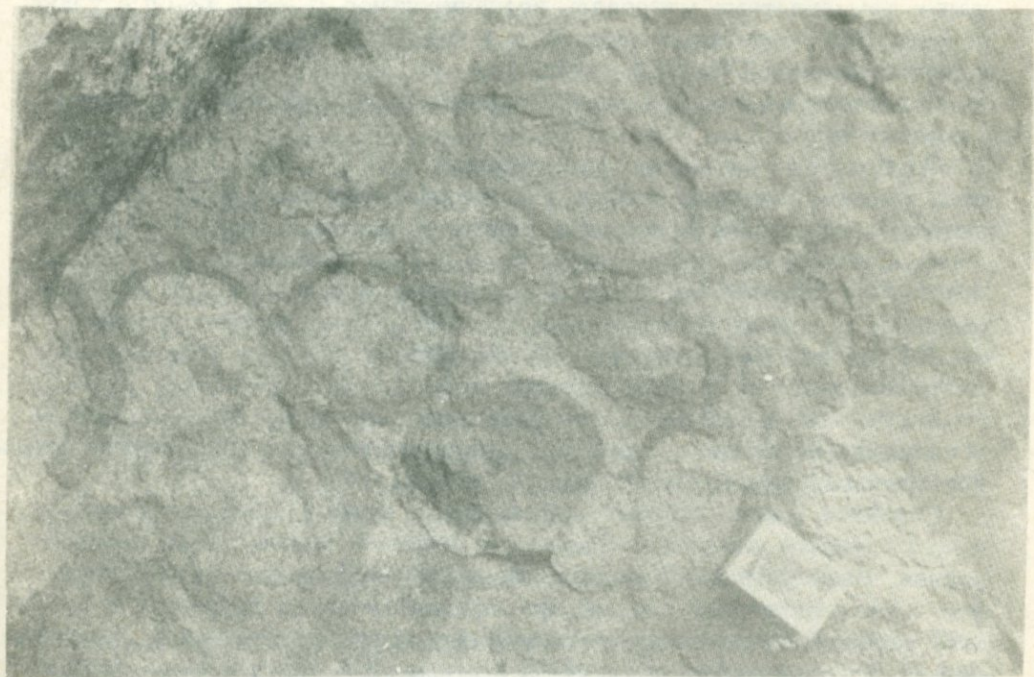
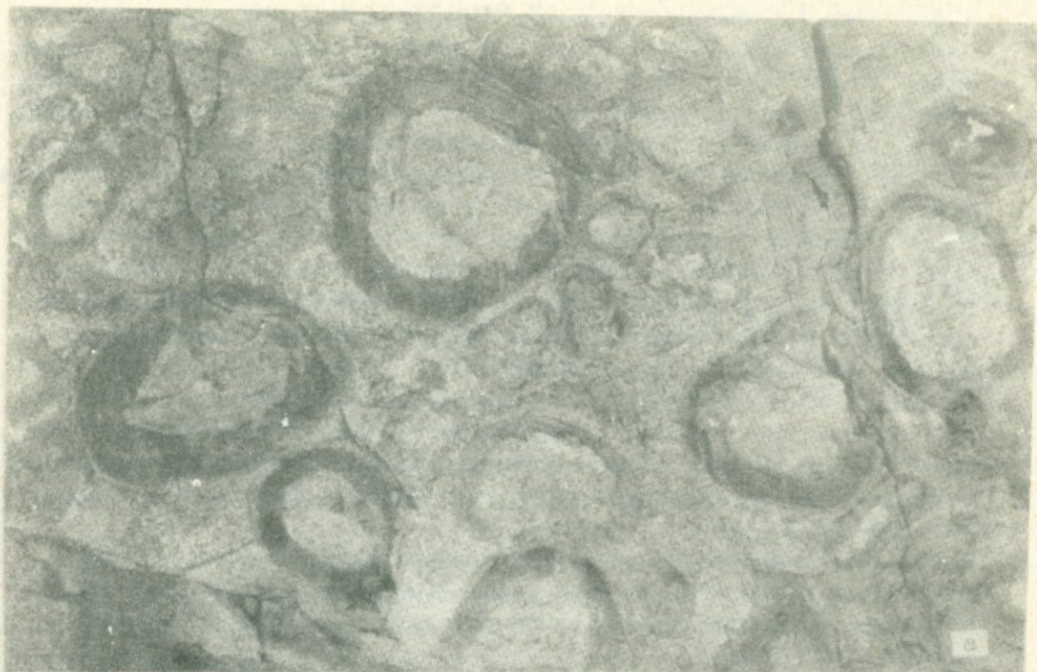


Рис. 1. Выходы шаровых габбро Мегринского плутона;
 а) концентрически-зональное строение крупных шаровых обособлений, с отчетливой оливин-магнетитовой периферической зоной;
 б) плотно прилегающие друг к другу шаровые обособления. Промежутки между крупными шарами выполнены мелкими шарами.

Таблица 2

Количественно-минеральный состав структурных разновидностей габбро

Структурные разновидности габбровых пород	Раз- мер зе- рен в мм	Плагиоклаз		Ав- гит	Оли- вин	Гипер- стен	Амфи- бол	Био- тит	Маг- не- тит	Вторичные		
		№	%							кварц	кали- шпат	карбо- нат, хло- рит и др.
1 Исходное равномерно-средне- зернистое габбро	1,5-2	83	59,2	18,7	10,4	-	1,4	3,8	5,5	-	-	-
2 Габбро полосатое а) саличес- кая, б) фемическая	1,6-2,5	78	83,8	1,0	-	-	3,4	-	3,0	2,3	-	6,5
		82	55,4	5,6	1,5	-	20,4	2,1	5,4	-	-	9,6
3 Жильное микрогаббро	0,6-1,2	80	58,5	5,1	2,9	-	31,5	-	8,0	-	-	2,0
4 Основная масса шаровых габбро												
а) Мелкозернистая	1,0-1,6	82	22,5	27,5	4,8	-	22,2	6,6	14,4	-	-	2,0
б) Среднезернистая	1,8-2,2	88	46,5	2,5	-	13,0	10,5	5,0	18,0	0,5	-	4,0
в) Крупнозернистая	1,8-3,4	52	36,7	2,4	-	-	31,0	6,5	2,3	12,2	7,9	1,0
5 Шаровые обособления												
а) Периферическая зона	0,4-1,2	88	36,8	16,3	12,3	-	-	6,1	26,5	-	-	2,0
б) Промежуточная зона	0,6-2,4	89	50,6	9,8	6,6	-	9,3	9,7	8,0	-	-	6,0
в) Центральная зона	2,0-3,8	85	53,6	12,60	-	5,6	12,9	12,5	3,6	-	-	2,0

х Оптические константы и количественно-минеральные подсчеты выполнены Ж. С. Вартазарян.

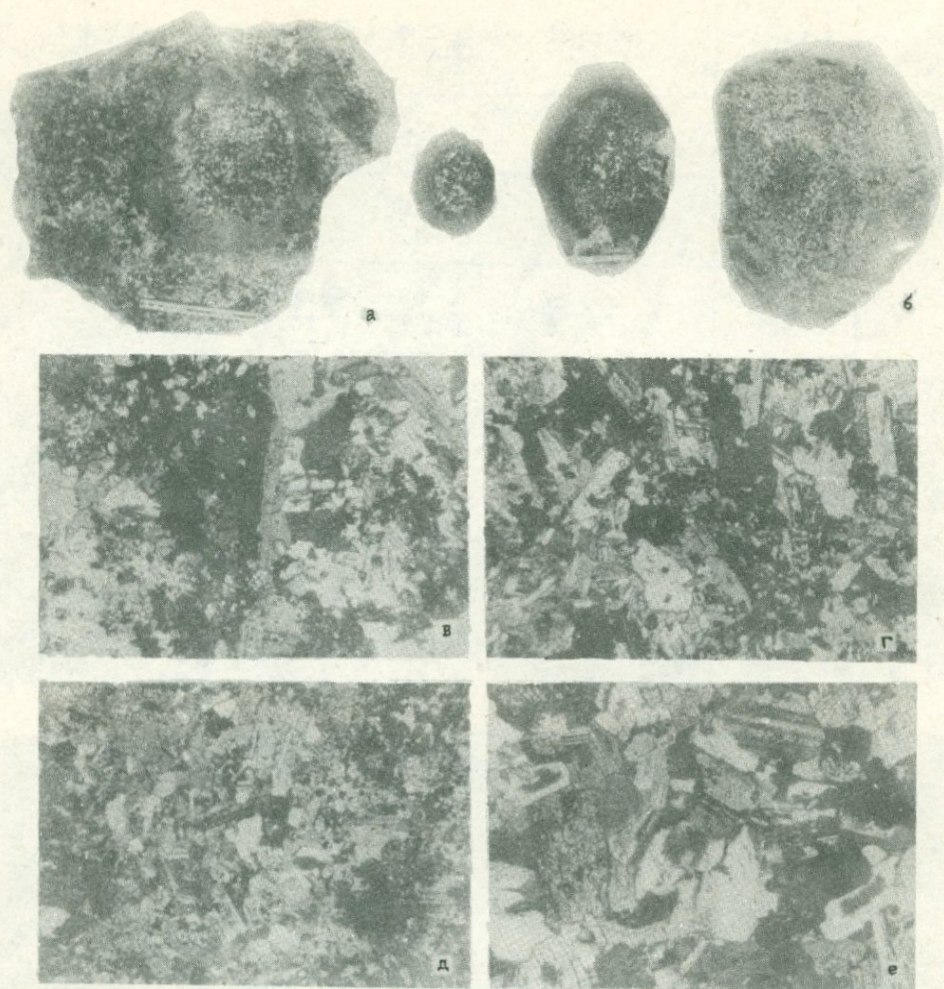


Рис. 2. Строение шаровых обособлений.

- а) Плотнo-спаянное шаровое обособление с мелкозернистой периферической зоной в меланогаббро;
- б) размеры зональных шаровых обособлений;
- в) структура крупнозернистой центральной зоны шара;
- г) промежуточная среднезернистая зона шара с наложенной мелкозернистой структурной группой;
- д) офитовая структура мелкозернистой структурно-минеральной периферической зоны;
- е) габбровая, переходящая в офитовую структура основной связывающей массы габбро;

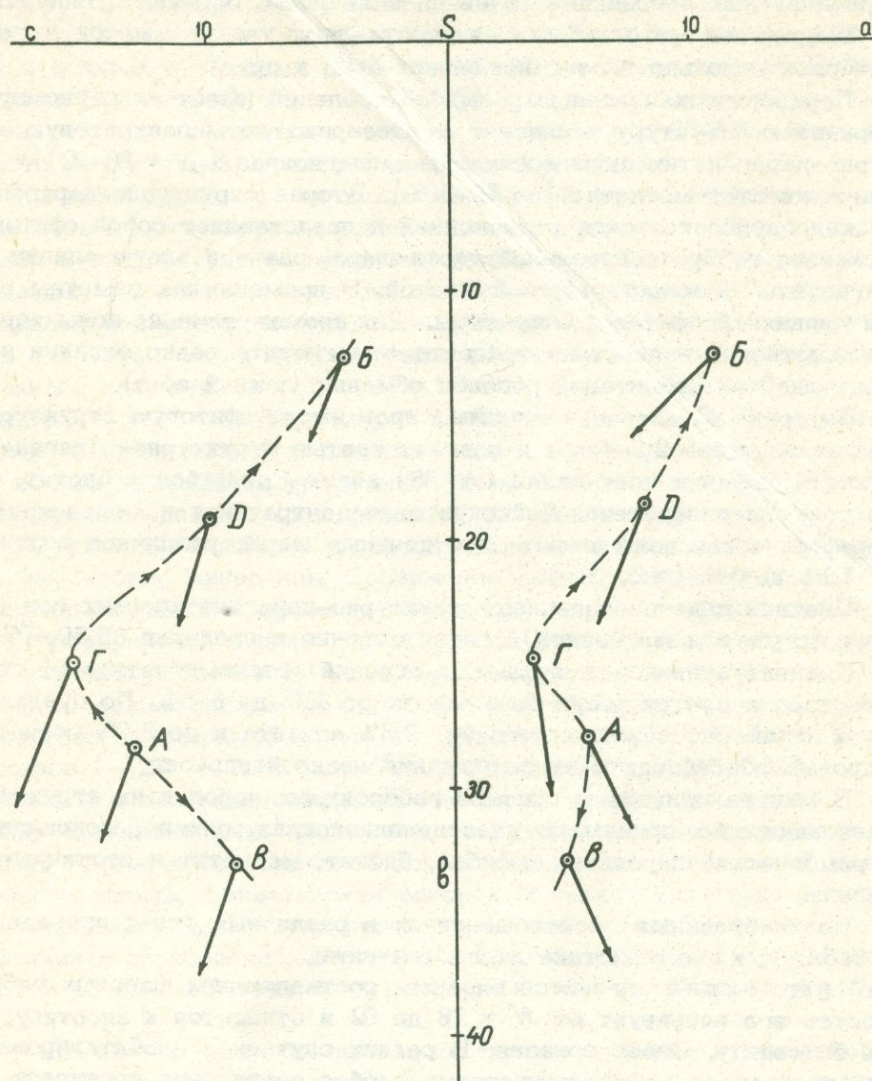


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого. А — средний состав габбро; Б — лейко-мезократовая часть основной массы; В — меланократовая среднезернистая часть основной массы; Г — периферическая зона шаровых обособлений; Д — центральная зона шаровых обособлений.

плагиоклазом ($N = 52$) + амфиболом + биотитом + кварцем. Структура аллотриоморфнозернистая, пойкилитовая, является результатом позднего метасоматического наложенного процесса (альбитизация, калишпатизация). Обращает на себя внимание высокий цветной индекс описанных структурных групп, соответственно 75, 55, 40% и наличие неравновесных ассоциаций (оливина с кварцем, оливина с гиперстеном).

Шаровые обособления составляют главную массу шаровых габбро и довольно плотно прилегают друг к другу.

Периферическая зона шаровых обособлений имеет аллотриоморфнозернистую структуру и слагает мелкозернистую меланкратовую структурно-парагенетическую ассоциацию: плагиоклаз ($N = 88-92$) + оливин + авгит + магнетит (до 25-30%). Вторая структурно-парагенетическая группа является реакционной и представляет собой офитового сложения габбро центральной части шара, разъединенную оливин + магнетитовой мелкозернистой массой. В промежутках заметны реликты первичной офитовой структуры. Для промежуточной зоны характерна ассоциация гиперстена + авгита + магнетита редко оливина и замещающей их уралитовой роговой обманки (рис. 2 е, д).

Внутренняя центральная часть шаров имеет офитовую структуру с размером зерен 2,5-4 мм и слагает третью структурно-парагенетическую ассоциацию: плагиоклаз ($N = 85$) авгит + амфибол + биотит, редко реликты гиперстена. Лейкократовая центральная и меланкратовая периферическая зоны имеют в отдельных шарах различное соотношение от 10:1 до 1:1 (рис. 2 е).

Цветной индекс отдельных структурно-парагенетических зон варьирует (с учетом магнетита) соответственно в пределах 65, 50, 40%.

Концентрация ксеноморфных выделений титаномагнетита от периферии шара к центру резко понижается от 30% до 3-5%. По сравнению с основной массой, содержащей 1-2,5% апатита и до 2,0% сфена, в шаровых обособлениях их содержание незначительное.

В минералогическом составе габброидных пород и их структурных разновидностях принимают участие плагиоклаз, оливин, моноклинный и ромбический пироксен, амфибол, биотит, магнетит и вторичные минералы.

Количественные соотношения их в различных типах приведены в табл. 1, характеристика их дается ниже.

Плагиоклаз является главным составляющим шаровых габбро. Состав его варьирует от $N = 78$ до 92 и относится к анортиту, реже битовниту. Слабо зонален. В редких случаях в альбитизированных участках основной массы шаровых габбро состав его достигает основного андезина.

Кроме явлений деанортизации, плагиоклаз габбро часто обнаруживает замещение карбонатом, серицитом и эпидотом.

В различных структурных разностях выделяются по крайней мере две генерации, представленные преимущественно идиоморфными лейстами.

Оливин встречается в ассоциации с магнетитом в виде ксеноморфных мелких (0,5-0,6 мм) зерен, редко кристаллов до 1,6 мм в мелкозернистой структурно-парагенетической группе основной массы и

периферических частей шаровых обособлений. Оптические константы: $2V = + 89-92$, $N_g - N_p = 0,038$ позволяют отнести к магнезиальной разновидности с 60-75% форстерита. Обычно по трещинкам или в виде полных псевдоморфоз развивается индигсит зеленовато-коричневого цвета и серпентин, а также отмечаются включения рудного минерала.

Ортопироксен встречается в небольшом (5-15%) количестве в крупнозернистой структурно-парагенетической группе основной массы и в ядрах и шаровых обособлений. Измеренные оптические константы: $2V = -64$, $N_g - N_p = 0,009-0,0011$ с плеохроизмом в розоватых тонах позволяют отнести минерал к гиперстену с 60-70% энстатита. Часто ромбический пироксен замещается авгитом.

Клинопироксен является постоянной фемической составляющей во всех структурно-парагенетических группах габброидов, особенно в составе ранней мелкозернистой меланократовой группы в ассоциации с анортитом и оливином. Моноклинный пироксен образует неправильной формы выделения в промежутках идиоморфных кристаллов анортита. Часты пойкилитовые включения магнетита, апатита и позднего плагиоклаза - II ($N = 70-50$). Судя по оптическим константам: $+ 2V = 41-58$, с: $N_g = 42-48$, $N_g - N_p = 0,226-0,31$, минерал близко стоит к авгиту и диопсид-авгиту. Моноклинный пироксен почти всегда замещается уралитовой роговой обманкой и сохраняется в полях последнего в виде реликтов неправильной формы.

Амфибол наиболее распространенная разновидность из группы фемических минералов. Содержание амфибола варьирует от 5-10% в среднезернистой и промежуточной зоне шаровых габбро до 20-30% в крупнозернистой структурной группе и в центральных частях шаров. Оптическими константами удается выделить две разновидности амфибола: а) обыкновенную роговую обманку, образующую идиоморфные кристаллы в крупнозернистых структурных группах основной массы и шаров ($- 2V = 70-76$, с: $N_g = 18-26$, $N_g - N_p = 0,020-0,025$ с плеохроизмом в зеленовато-желтых тонах), б) уралитовую роговую обманку актинолитового ряда, плеохроирующую в сине-зеленоватых тонах. Образует неправильной формы выделения с реликтами, замещенного авгита. Сине-зеленая роговая обманка характерна для средне-мелкозернистых структурно-минеральных групп основной массы и шаровых обособлений. Оптические константы актинолитовой волокнистой роговой обманки следующие ($-2V = 62$, с: $N_g = 10$, $N_g - N_p = 0,016$).

Биотит встречается преимущественно в среднекрупнозернистых структурно-минеральных группах основной массы и в ядрах овоидов шаровых габбро, где его содержание достигает 6-12%, редко более. Развивается биотит по авгиту и роговой обманке, редко вокруг выделений магнетита, включенного в плагиоклаз.

Характерно присутствие двух основных разновидностей биотита: зеленовато-бурого железистого ($N_m = 1,72-1,75$), развивающегося вокруг выделений магнетита и роговой обманки; и бледно-желтого, более магнезиального ($N_m = 1,62-1,70$), замещающего пироксены.

Магнетит является наиболее распространенным акцессорным минералом (3-6%) в крупнозернистой структурно-минеральной группе основной массы и шаров, а в средне-мелкозернистой структурной

группе становится одним из главных породообразующих минералов (10-20%), особенно в периферических зонах шаров (25-30%). Магнетит образует мелкие (0,6-1,2 мм) и довольно крупные (2-3 мм) неправильной формы выделения. Часто ассоциирует с темноцветными минералами, а в периферических зонах шаров дает равномерную мелкую магнетитовую сыпь. Содержание титана в магнетитах невысокое - 0,8%.

Вторичные минералы в рассматриваемой группе пород представлены карбонатом, серицитом, эпидотцоизитом, хлоритом, а также вторичным кварцем, альбитом и калишпатом. Содержание вторичных минералов возрастает в крупно-среднезернистой структурно-минеральной группе (2-6%). Поздний калишпат замещает альбитизированный плагиоклаз только в крупнокристаллической основной массе шаровых габбро под воздействием более молодой монзонитовой фазы плутона.

Содержание калишпата 5-8%, а кварца 10-12%.

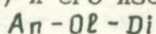
Особенности химического состава шаровых габбро

Имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы различных структурно-минеральных разновидностей габбровых пород и рассчитанные петрохимические параметры по А. Н. Заварицкому приведены в табл. 2 и нанесены на вариационную диаграмму. (Рис. 3).

Средний состав шарового габбро весьма близок к составу одиновового габбро по Дэли. Состав основной массы и шаровых обособлений также близко стоят к среднему составу габбро. Однако химические составы отдельных структурно-минеральных групп весьма неоднородны и не имеют близких по химическому составу аналогов: мелкозернистые анортит-оливин-авгит-магнетитовые зоны отклоняются к меланогаббро и анортитовым ультрамафитам троктолитового типа. Химические составы среднезернистых мезократовых структурных групп приближаются к составу габбро-норитов, а крупнозернистых структурных лейкократовых зон - к диоритам и лейкогаббро.

Из рассмотрения петрохимических особенностей шаровых габбро вытекают следующие закономерности, проливающие свет на петрогенез шаровых габбро.

1. В целом повышенная известковистость пород, что выражается в высоком значении параметров S^* и S^+ , высокой основности плагиоклаза ($N = 80-92$) и его избытке против эвтектики в системе:



2. Резкое понижение щелочно-известкового индекса ($a/c = 0,2-0,4$) и щелочно-фемического индекса ($a/v = 0,15$) в мелкозернистых меланократовых структурно-минеральных ассоциациях периферических зон шаров и основной массы по сравнению с крупно-среднезернистыми зонами шаров. ($a/c = 0,8-2$, $a/v = 0,45-0,85$), указывающее на разное поведение щелочей в процессах дифференциации субстративного типа, при постоянном соотношении Na и K ($p = 71-75$).

3. В ходе кристаллизационной дифференциации с возрастанием фемического параметра "v" заметно понижается отношение $FeO : MgO$ от 0,68-0,70 до 0,5-0,30 с одновременным скачкообразным возрастанием $Fe_2O_3 : FeO$ от 0,1-0,2 до 0,35-0,40, что безусловно указывает

Таблица 2

Химический состав шаровых габбро

№	Структурные разновидности шаровых габбро	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	п. п. п.	Сумма
А	Оливиновое габбро равномерно-среднезернистое	43,15	0,72	21,46	3,86	7,72	0,13	6,35	13,70	1,36	0,84	0,85	0,05	0,04	100,23
Б	Основная масса шарового габбро														
В	Лейкократовая крупнозернистая	61,78	0,36	18,31	0,64	3,12	0,11	2,86	3,80	3,50	2,20	0,31	0,13	2,17	99,29
Г	Меланократовая среднезернистая	44,67	1,08	16,46	5,73	7,95	0,26	8,07	12,18	1,50	0,75	0,34	0,06	1,57	100,6
Д	Шаровые обособления														
Е	Периферическая меланократовая	42,34	0,42	24,65	3,69	4,25	0,11	7,59	13,58	1,10	0,50	0,43	-	1,97	100,63
Ж	Центральная лейкократовая	51,46	1,08	20,29	2,92	5,68	0,20	4,41	10,43	2,80	1,10	0,09	0,13	0,14	100,73

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№	a	c	b	s	a'	c'	x'	m'	t	y	n	q	a/c	a/b	FeO/MgO	Fe_2O_3/FeO
А	4,7	13,3	28,3	53,7	-	17,2	41,2	41,6	1,20	12,6	71,7	-15,3	0,36	0,68	0,68	0,22
Б	10,9	4,7	12,9	71,5	34,2	-	27,9	37,9	0,5	27,8	71,0	+16,5	2,3	0,85	0,61	0,10
В	4,5	9,1	33,1	53,4	-	18,5	38,5	42,2	3,0	15,2	75,0	-11,4	0,5	0,15	0,56	0,35
Г	3,6	16,9	24,6	54,9	-	7,2	33,4	59,4	0,7	14,4	78,3	-14,3	0,2	0,15	0,31	0,40
Д	8,2	10,1	19,3	62,4	15,9	-	43,7	40,4	1,6	13,3	79,0	-1,7	0,8	0,45	0,70	0,23

Химические анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Армянской ССР аналитиком С. Г. Чаталян.

на повышение парциального давления кислорода.

Дискретный характер изменения рассматриваемых петрохимических параметров должен указывать на резкие изменения условий кристаллизации, приводящие в конечном счете к процессам дифференциации субтрактивного типа (высокая глиноземистость, пониженная щелочность, повышенное парциальное давление кислорода) с возникновением двух структурно-парагенетических ассоциаций: анортит – оливин – магнетит и анортит – авгит – амфибол. Вариации кремнекислотности в крупно-средне-кристаллической структурно-минеральной группе приводят к появлению гиперстена вместо авгита или в парагенезисе с ним.

На петрохимической диаграмме показаны фигуративные точки различных структурных типов шаровых габбро. Ход кристаллизации и дифференциации исходного состава оливинового габбро (А) приводит к появлению двух комплементарных составов, соответствующих мелкозернистой меланократовой и крупнозернистой лейкократовой структурным зонам в шаровых обособлениях (Д и Г) и основной массе (Б и В). Вариационная линия показывает ход процесса разделения исходного состава на комплементарные составы при формировании шаровых габбро (рис. 3).

Небезынтересно, что возникновение меланократового остатка, взаимодействующего с ранее выделившимися твердыми кристаллическими фазами протекает, с одной стороны, с понижением щелочности, с другой, – с повышением известковистости.

Соображения о возможном механизме формирования орбикулярных габбро Мегринского плутона

Обзор литературы по орбикулярным или сфероидальным габбро показал, что в большинстве случаев в центральных частях шаров и в основной массе присутствуют плагиоклаз и амфибол (иногда пироксен) нормальной структуры, которые к периферии окружаются габбровой и сменяются последовательно плагиоклазом и амфиболом. Иногда овоиды существенно плагиоклазовые или амфиболовые, либо многократно-чередующиеся (С. И. Баласанян, 1956, В. Н. Котляр, 1945; Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, О. А. Воробьева, 1952; Ф. Хетч и др., 1975). Шаровые габбро Мегринского плутона по типу шаров и их зональности не имеют аналогов в литературе.

Периферические зоны шаров представлены мелкозернистым меланократовым агрегатом оливина – анортита – магнетита с реликтами первичной офитовой структуры, внутренние зоны характеризуются анортит-пироксеновой ассоциацией с резко выраженной офитовой структурой. Между указанными структурно-минеральными группами наблюдаются отчетливые реакционные взаимоотношения с замещением анортит – пироксен – амфиболовой ассоциации оливин-магнетитовой и сохранением реликтов анортит-пироксеновой.

При объяснении генезиса орбикулярных габбро Мегринского плутона мы исходили из следующих твердо установленных фактов:

1. В пределах габброидной фазы плутона выявляются довольно крупные сегрегационного типа обособления магнетитовых оливинитов

и магнетитовых диаллагитов, являющихся результатом фракционной кристаллизации.

2. Характерные для шаровых габбро повышенные основность и содержание плагиоклаза (анортита) и высокое содержание магнетита свидетельствуют об избытке глинозема и высоком парциальном давлении кислорода в исходной магме.

3. Сходство химического и минерального состава зон в шаровых обособлениях и структурно-минеральных группах основной, связывающей шары, массы.

Для понимания многих явлений во взаимоотношениях минералов и их структурно-парагенетических ассоциаций в шаровых габбро большое значение имеют исследования физико-химических систем соответствующего состава. Это тем более необходимо, что имеющиеся гипотезы не объясняют удовлетворительно образование шаровых структур при близости состава орбикул и основной массы. Так, Ф. Ю. Левинсон-Лессингом их образование (1952) объясняется явлением автобрекчирования при неоднократном внедрении магмы; С. И. Баласаняном (1956) — уменьшением объема магмы при кристаллизации и фракционной кристаллизацией в сфероидах; В. Н. Котляром (1945) — процессами конкреционной кристаллизации и др. Кроме того, некоторые авторы допускают процессы ликвации для объяснения образования полосатых и шаровых габбро (Е. А. Кузнецов, 1956; Ф. Хетч и др. 1975).

Из рассмотрения диаграмм фазового равновесия в системе диопсид-форстерит-анортит, изученной Е. Ф. Осборном и Д. Б. Тайтом (1956, 1961), и системы $MgO-FeO+Fe_2O_3-CaAlSi_2O_8-SiO_2$

, рассмотренной Е. Осборном и Е. Родером (1970), вытекают некоторые соображения, объясняющие генезис шаровых габбро. Во-первых, нахождение фигуративной точки среднего состава габбро в поле анортита (65–75%) указывает на присутствие анортита в избытке против эвтектики, что должно приводить к ранней кристаллизации анортита, к которой в дальнейшем в точке эвтектики присоединяется моноклинный пироксен с образованием наблюдающейся офитовой структуры. Во-вторых, состав остаточной жидкости должен обогащаться MgO и FeO , а выделившиеся твердые фазы анортита и диопсида, благодаря высокой кристаллизационной способности, будут фракционироваться. При повышении парциального давления кислорода с возрастанием отношения $Fe_2O_3:FeO$ первым кристаллизуется оливин, к которому присоединяется магнетит. Одновременно при соотношении 30% Ol и 10% Mt происходит реакционное взаимодействие сформировавшихся к тому времени анортит-пироксеновых обособлений с оливин-магнетитовой остаточной жидкостью.

Рассмотренные выше петрологические особенности формирования шаровых габбро свидетельствуют о неравновесных условиях их кристаллизации при значительных градиентах температур и давлений. Об этом свидетельствует наличие неравновесных парагенезисов и структурных групп.

Процессами, приводящими к нарушению нормального хода кристаллизации в первую очередь следует считать процессы ассимиляции

богатых глиноземом (глинистых осадочных) пород, приводящие к избытку анортита против эвтектики, а также первичную обогащенность магмы известью ("кальци-габбро").

Часто можно наблюдать включения типа ксенолитов. Быстрое охлаждение с падением температуры в неоднородном расплаве могло явиться причиной образования гетерогенных шаровых обособлений. Одновременно падение давления, которое сопровождалось возрастанием окислительного потенциала, приводило к диффузионному массообмену анортит-пироксеновых обособлений и остаточной жидкости с выделением магнезиального оливина и магнетита и формированием периферической зоны овоидов, а также цементирующей основной массы.

Таким образом в формировании шаровых габбро решающую роль играли процессы нарушения равновесного хода кристаллизации (гетерогенность расплава, резкое падение температуры и давления, высокое парциальное давление кислорода).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Багдасарян Г. П., Чибухчян З. О. К петрографии и условиям образования Лермонтовского габбрового интрузива. Зап. Арм. отд. ВМО, № 2, 1963.
2. Баласанян С. И. Шаровые габбро Геджалинского хребта в Армении. "Изв. АН Арм. ССР", сер. физ.-мат., естеств. и тех. наук, т. 9, № 4, 1956.
3. Джафаров А. А. Особенности процессов магматизма и метасоматизма при формировании Мегринского плутона. "Изв. АН Арм. ССР", сер. Науки о Земле, № 4, 1973.
4. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд. АН СССР, 1950.
5. Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. Изд. МГУ, 1956.
6. Котляр В. Н. О шаровых габбро у с. Воскресеновка Арм. ССР. "Изв. АН СССР", т. 49, № 9, 1945.
7. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Воробьева О. А. Заметка о шаровых структурах в изверженных породах. Избран. труды, т. III, изд. АН СССР, 1952.
8. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, 1961.
9. Хетч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. Изд. ИЛ, 1975.
10. Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Изд. "Недра", 1970.

К. М. Мурадян

ОСОБЕННОСТИ СРЕДНЕЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА ШАМШАДИН- СКОГО РУДНОГО РАЙОНА АРМЯНСКОЙ ССР

В настоящее время палеовулканические формации Малого Кавказа, в частности Армянской ССР, все больше привлекают внимание исследователей. Они представляют собой сложный, но интересный объект для геологического картирования и изучения потенциальной рудоносности (В. И. Смирнов, Г. С. Дзоенидзе, Г. Ф. Яковлев, В. Н. Котляр, И. Г. Магакьян, Э. Г. Малхасян, К. М. Мурадян, 1973, 1974, 1975).

В данной статье методом фациального анализа рассматриваются особенности среднеюрского вулканизма Шамшадинского рудного района. Приводится анализ вулканогенных пород по отдельным комплексам, особенно детально рассматривается верхнебайосский комплекс, с которым тесно ассоциирует колчеданно-полиметаллическое оруденение района.

1. Нижнебайосский вулканогенный комплекс

В пределах Шамшадинского рудного района вулканогенно-осадочные и вулканические породы основного-среднего состава пользуются максимальным площадным распространением на юге, вблизи водораздельной части Миапорского хребта, и обнажаются в верховьях бассейнов рек Хндзурут, Тавуш, Ахум, Нальтангет. Рассматриваемые образования занимают также обширные площади в сопредельных территориях: в Карнутском, Алавердском, Кафанском, Кедабек-Чирагидзорском (Азерб. ССР) рудных районах (К. Н. Паффенгольц, 1940; В. Н. Котляр, 1934; А. Т. Асланян, 1946, 1949, 1959; Р. Н. Абдуллаев, Э. Г. Малхасян, 1963, 1975) и др.

Возраст рассматриваемого вулканогенного комплекса исследователями оценивается как юрский, хотя и единогласия в более точном определении не имеется. К. Н. Паффенгольц (1940, 1970), Г. Т. Тер-Месропян и др. этому комплексу приписывают нижнеюрский (тоарский) возраст, основываясь на палеонтологических определениях В. В. Богачева; другие исследователи на основании более точных определений Г. Я. Крымгольца (1940) склонны относить его к бат-

скому возрасту. Согласно данным А. Т. Асланяна (1949, 1959) вопрос возраста этого комплекса решается в пользу байоса. В пределах Азербайджана пропластки вулканомиктовых – осадочных пород, находящиеся в описываемой толще, содержат многочисленные среднеюрские глубоководные аммониты, возраст которых не древнее среднего байоса. Детальное фациальное площадное наблюдение, а также анализ данных других исследователей (Р. Н. Абдуллаев, Э. Г. Малхасян и др., 1963, 1965, 1970, 1973, 1974, 1975) показывают, что вулканическая деятельность в период формирования рассматриваемого комплекса вначале была связана с прерывисто-непрерывными излияниями из трещинных вулканов, а позже носила очень бурный – взрывной характер из вулканов центрального типа. В результате этого в первый период формировалась мощная толща лав андезитов–базальтов, изредка перемежающаяся с пирокластическим материалом того же состава. В последний этап формирования комплекса спокойное излияние лав сменяется взрывным типом извержений, доставляющих на поверхность большое количество пирокластического материала.

Фациальный состав представлен: поверхностными (околожерловые, удаленные) потоками, пирокластами (вулканические брекчии, агломератовые туфы) и вулcano-терригенными (туффиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты), жерловыми (лавовые куполы, удлиненно-дайкообразные тела) и субвулканическими (пластовые залежи, полулакколиты, лакколиты, дайки) образованиями. Непостоянство (и отсутствие четко выраженной закономерности в распределении отдельных фаций, а также присутствие в толще вулканогенных образований туфогенных пород, наличие яшм и халцедона, шаровая отдельность потоков с карбонатным цементом указывают на подводный характер вулканизма и на существование не одного, а нескольких вулканических центров (Э. Г. Малхасян, 1962, 1970, 1975) на рассматриваемой территории. С другой стороны, на линейно-трещинный тип излияния указывает наличие в разрезах исследуемого района мощных лавовых покровов с довольно выдержанными мощностями, а также система роев–даек и пластовых тел, представляющих собой корни излияния.

В пределах Шамшадинского рудного района центры вулканических извержений локализовались в приосевой и осевой полосе. Миапорской структуры, совпадающих с приводоразделом одноименного хребта.

Размещение центров извержений в контуре Миапорской зоны разломов глубокого заложения устанавливается более или менее определенно по концентрации грубообломочного пирокластического материала в ореоле палеовулканических сооружений. Такие центры извержений выявлены автором в бассейнах верхних течений рек Хндзюрт, Тавуш, Ахум на участках: Яли–гомер – Зуйг–джрагац, Арчи–цакер, Мец–ял, Арчи–кохер, Гей–даг, Казан–учап, Саркис–ял и др.

П. Верхнебайосский вулканогенный комплекс

Шамшадинский рудный район является областью исключительно широкого развития пород верхнебайосского вулканогенного комплекса.

Породы рассматриваемого комплекса прослеживаются вдоль северного склона Малого Кавказа, обнажаясь максимально в Шамшадинском районе в разрезах бассейнов рек Хндзорут, Тавуш – Навур, Ахум, Верхний Агдан–Гелатангет–Нальтангет. Отсюда породы комплекса прерывистой полосой протягиваются до среднего течения р. Агстев, где погружаются под толщу верхнеюрских отложений Иджеванского синклинория, и вновь проявляются в бассейне верхнего течения р. Талигет (Армутлинское месторождение). На севере они развиты в Алавердском районе (месторождения Алаверди, Шамлуг, Ахтала), а на юге – в Кафанском районе (месторождения Кафан, Шаумян и др.). К востоку – в Азербайджанской ССР они развиты в пределах Шамхорского (Кедабекское месторождение), Гейгельского (Чирагидзорское месторождение) и незначительно в Мровдагском и Карабахском антиклинориях, в бассейнах рек Асрик, Дзегам, Шамхор, Кошкарчай, Гянджичай, Кюракчай. Кислые вулканические образования наиболее полно по фациям представлены в пределах Шамшадинского (Шамхорского) вулканогенного антиклинория, где они широкой полосой (около 30–50 км) протягиваются от левобережья р. Агстев до правобережья р. Кошкарчай на расстояние более 100 км. Образования рассматриваемого комплекса приурочены к центральным областям поднятия мезозойской Сомхето–Карабахской – структурно–формационной зоны. Они составляют около 15–20% площади, занятой среднеюрскими вулканогенными образованиями, и имеют общую протяженность более 300 км (от среднего течения р. Дебед на севере до средней части бассейна р. Тертер на востоке и до среднего течения бассейна р. Вохчи на юге).

О возрасте. Несмотря на то, что среднеюрские кислые вулканогенные образования привлекали внимание многих исследователей Малого Кавказа, вопросы точной датировки их возраста и стратиграфического положения являются до сего времени дискуссионными. Эти вопросы, как нам представляется, теснейшим образом связаны с разными представлениями исследователей об истинной геологической природе пород рассматриваемого комплекса.

Полевыми геологическими наблюдениями автором установлены следующие факты о возрасте пород рассматриваемого комплекса:

1. Из вулкано–терригенных фаций исследуемого комплекса (участки сс. Кирги–Чоратан; Чинари–Челаби) собрана фауна морских лилий верхнебайосского возраста.

2. Гальки дацит–липаритов и подстилающих этот комплекс андезитобазальтов и гипабиссальных плагиогранитов найдены в базальных и регрессионных конгломератах бата–келловея (бассейнов рек Ахум, Тавуш, Хндзорут).

3. Разные фации рассматриваемого комплекса прорываются поздневерхнебайосскими плагиогранитами.

4. Абсолютный возраст пород из разных фаций рассматриваемого комплекса, определенный калий–аргоновым методом в лаборатории

геохронологии ИГН АН Армянской ССР, составляет 157 ± 6 млн. лет.

Приведенные выше данные позволяют нам присоединиться к мнению большинства исследователей (А. Т. Асланян, 1946, 1947, 1958; Р. Н. Абдуллаев, 1963, 1969, 1973, 1974; Э. Г. Малхасян, 1965, 1975; Н. Р. Азарян и др.) и определенно считать возраст рассматриваемого комплекса верхнебайосским.

Фациальный анализ. Результаты фациального анализа в областях палеовулканизма используются для прогноза-металлогенических карт рудных полей и районов (В. И. Смирнов, 1968; В. Н. Котляр, 1965, 1968, 1970; И. Г. Магакян, 1965, 1967; Г. Ф. Яковлев, 1973, 1974, 1975; М. А. Бородаевская, 1970, 1974, 1975; М. А. Фаворская, 1965, 1969, 1974 и др.).

В Шамшадинском рудном районе рассматриваемые образования ранее специально не картировались и фациальный состав их детально не изучался. Исследователи района по-разному трактуют геологическое залегание, структурный контроль и природу рассматриваемых образований. Одни исследователи верхнебайосские вулканогенные образования района рассматривают как эффузивные образования, играющие роль опорного стратиграфического горизонта, другие принимают их за эффузивы и субвулканы, или крупные "субинтрузивы" - оторочки интрузивов и т. д. (К. Н. Паффенгольц, 1940; Ш. А. Азизбеков, 1947; Р. Н. Абдуллаев, 1963; Э. Ш. Шихалибейли, А. Н. Соловкин, М. А. Кашкай, Г. Х. Эфендиев, А. Т. Асланян, 1949, 1959; А. П. Лебедев, Э. Г. Малхасян, 1965, 1975; К. А. Мкртчян, 1962; Г. О. Григорян, 1965; Г. А. Чубарян, М. А. Аракелян, 1961, 1964 и др.). В результате разнородных представлений о характере и соотношении различных типов (или фаций) вулканитов не могли быть правильными и выводы о генетических связях этого вулканогенного комплекса, процессах метасоматоза и колчеданно-полиметаллическом оруденении района.

За основу при систематизации пород отдельных фаций, "кварц-плагиопорфирового" комплекса Шамшадинского рудного района принята "классификация вулканических и вулканогенно-осадочных обломочных пород", предложенная Межведомственной петрографической комиссией Академии наук СССР 1971 г. При этом был учтен опыт выделения отдельных фаций подобных образований палеогенового (К. М. Мурadian, 1966, 1971) и др. возрастов в Армянской ССР и в других вулканических регионах Советского Союза (Карпаты, Кавказ, Рудный Алтай, Казахстан, Урал, Приморье, Сихоте-Алин и др.), а также Румынии, Венгрии, Болгарии и Чехословакии.

Среди пород описываемого вулканогенного комплекса Шамшадинского рудного района нами выделяются следующие фации: вулканогенно-осадочная, вулканогенно-обломочная, собственно вулканическая (поверхностная) эффузивно-экструзивная, жерловая, криптовулканическая, субвулканическая, гипабиссальная.

Заранее отметим, что все перечисленные выше фации мы рассмат-

х По составу эти породы соответствуют: дацит-липаритам, липаритам и липарито-дацитам.

риваем как геологически одновременные прерывисто-непрерывные образования, т. е. относящиеся к одному сложному комплексу, характеризующему верхнебайосский вулканизм Шамшадинского рудного района.

Ниже приводится геологическая характеристика вулканогенных пород по фациям.

Вулканогенно-осадочная фация формировалась из переотложенного вулканического материала (вулканогенно-терригенной и пирокластической-осадочной природы – осадочного материала более 50%). Это отдаленно-жерловые образования (с морской фауной верхнебайосского возраста, рис. 1), которые через вулканогенно-обломочные фации тесно во времени и в пространстве связаны с жерловыми и субвулканическими фациями. В Шамшадинском рудном районе породы рас-

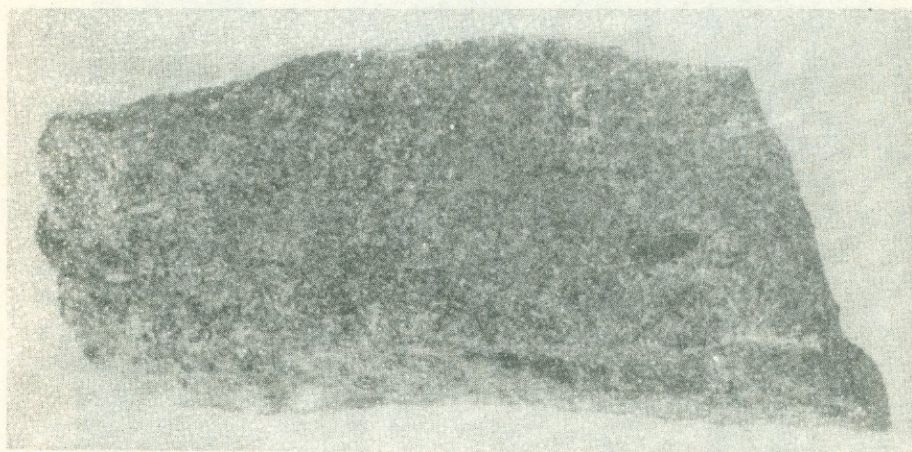


Рис. 1. Вулканогенно-терригенные песчаники, алевролиты с остатками морских лилий верхнебайосского возраста. Штучной образец, натуральная величина.

рассматриваемой фации установлены в пределах сс. Чоратан-Айгедзор, где представлены вулканомиктовыми аргиллитами, алевролитами, вулканомиктовыми песчаниками, а также туфогенными кремнистыми, карбонатными породами. Особенности пород рассматриваемой фации здесь не рассматриваются.

Вулканогенно-обломочная фация имеет осадочно-пирокластическую природу. Породы этой фации в основном формировались в результате эксплозивной деятельности верхнебайосских вулканов. Это отдаленно-жерловые образования, которые через поверхностно-эффузивно-экструзивные (околожерловые) фации переходят к жерловым фациям. Представлены туффитами осадочно-пирокластического облика (от тонкообломочных пелитовых $d = 0,1$ мм до средне-крупнообломочных псефитовых $d = 1-5$ мм), а также образованиями пирокластического облика – агломератовыми туфами, лахаровыми брекчиями разной размерности, спекшимися агломератовыми туфами, агломератовыми аглютинатами

($d > 200$ мм); спекшимися игнимбритами, сваренными туфами и глыбовыми вулканическими брекчиями (d от 0,1-1 до 5-10-30 мм); аглютинатами, глыбовыми аглютинатами ($d > 200$ мм).

Лавокластические околожерловые образования сложены туфолавами, агломератовыми лавами (облик и цемент различны по составу и структуре), а также туфолавами (< 10 мм), брекчиевыми и глыбово-брекчиевыми лавами ($d \sim 200$ мм - обломки и цемент одного состава, рис. 2). Породы рассматриваемой фации прослеживаются от сел. Кирги до сел. Эридзор - Айгедзор.

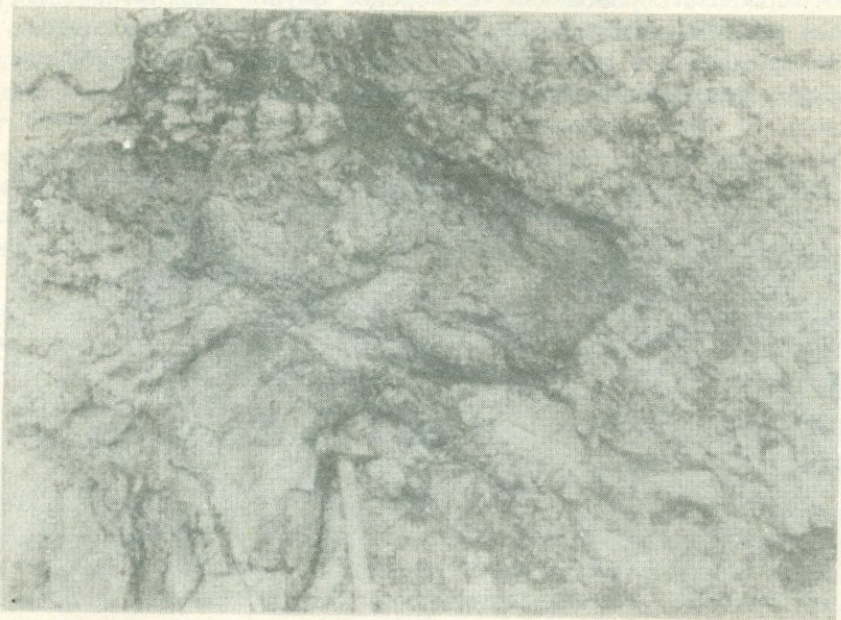


Рис. 2. Закрученная грушевидная, эллипсоидальная вулканическая бомба. Окружена и сцементирована спекшимися и сваренными лапилиевыми туфами, глыбовыми аглютинатами (вулканогенно-обломочная, эксплозивная - прикратерная фация) дацито-липаритов. Обнажение 0,8 км к ЮВ от нека Мец-кар.

Поверхностная эффузивная и экструзивная фация. Здесь рассматриваются вулканические породы, возникшие в связи с извержениями вулканического материала на поверхность земли. Это лавы, лавовые брекчии и сочетающиеся с этими образованиями все разновидности пирокластических пород. По условиям формирования среди вулканогенных образований собственно эффузивной фации Шамшадинского района выделяются породы трех субфаций: 1) субфация текучих лав (лавы и лавовые брекчии лавовых потоков, покровов), 2) экструзивная субфация (лавы, первичные автобрекчии и другие породы куполов); 3) эксплозивная субфация (пирокластические породы). В породах рассматриваемой фации наиболее полно отражаются все изменения в характере вулканической деятельности (изменения состава магматичес-

кого материала, характера и интенсивности извержения и т. д.) с течением времени. В исследуемом районе (сел. Навур — Кирги — Айгедзор) породы субфации текучих лав, (короткие лавовые потоки, покровы) субаэральные, субмаринные лавовые брекчии тесно перемежаются с мощными горизонтами вулканогенно-обломочной фации и постепенно переходят в породы вулканогенно-осадочной фации (вулканомиктовые аргиллиты, алевролиты, песчаники с морской фауной верхнебайосского-нижнебатского (?) возраста).

Породы экструзивной субфации в рассматриваемом районе относительно эродированы. Они сформировались при выдавливании вязкой магмы на поверхность земли, в непосредственной близости от выводного канала и имеют облик куполов иobeliskов типа иглы Монпеле, Артени (в Армении) и др.

Важно констатировать, что в породах эксплозивных субфаций рассматриваемой околожерловой-прикратерной фации на расстоянии 0,1–0,3–0,5–0,8 км от некков, (Зоравари-дзор, или Мец-кар; Эридзор, Кызкая; Айгедзор-гомер и др.) нами впервые для палеовулканических формаций Армении установлены вулканические бомбы (рис. 2), местами образующие т. н. "бомбовый" горизонт (Кирги). Исследуемые верхнебайосские бомбы и ассоциирующие лапилли составляют разной крупности (0,5–0,8–0,9 м) обломочный материал игнимбритовых туфов. Цементирующая масса спекшихся, сваренных туфов и глыбовых аглютинатов в основном витрокластическая, средне-мелкообломочная, без примеси кластоморфного осадочного материала (рис. 2). Характерен фациальный переход глыбово-брекчиевой лавы в спекшиеся, сваренные туфы, аглютинаты бомб и лапиллей разного размера (рис. 2).

Наиболее распространены бомбы грушевидной, веретенообразной, эллипсоидальной, лепешковидной, клиновидной, завитой — крученой с флюидальной текстурой (рис. 2), реже округлой формы. Грушевидные, веретенообразные бомбы обычно имеют оттянутый конец и прочно окружены — сцементированы спекшимися и сваренными лапиллиевыми туфами (рис. 2). Хорошо сохранившиеся признаки кручения бомб, говорят, вероятно, в пользу субареальной обстановки извержения. Одновременно, учитывая переход этих образований по простиранию в верхнебайосские (—нижнебатские ?) вулканомиктовые отложения с морской фауной (северный участок сел. Кирги), можно прийти к обоснованному выводу об островном характере палеоизвержений в исследуемом районе.

Применение фациально-генетического анализа при изучении вулканических выбросов в древних образованиях приобрело важное значение, поскольку дает возможность установить центры и судить о типе извержений в областях палеовулканизма. Важно при изучении древних вулканических бомб распознавание их в обломочных вулканогенных (или вулканогенно-осадочных) образованиях и установление характера их первичного и вторичного залегания. Работами последних лет установлены вулканические бомбы в палеовулканических зонах Урала, Рудного Алтая, Казахстана, Северного Кавказа, Советских Карпат и в других регионах Союза (Л. Г. Кваша, 1949, 1950; Д. С. Каретин, Б. П. Козин, Г. А. Смирнов, Н. А. Перижняк, Т. В. Диано-

ва, В. А. Коротеев, Г. Ф. Яковлев и мн. др., 1974, 1975).

Опубликованные работы по новейшему вулканизму Армянской ССР (К. Г. Ширинян, 1962, 1966, 1974, 1975; К. И. Карапетян, 1973; С. Г. Карапетян, 1964, 1966, 1970; Э. Х. Харазян, 1975 и др.) и обзор литературного материала по областям современного и молодого вулканизма (Г. М. Власов, 1966; В. И. Влодавец, 1940, 1958; Е. К. Мархинин, 1961; Г. С. Штейнберг, М. И. Зубин, 1963; И. В. Лучицкий, 1971; Е. Ф. Малеев, 1975; Б. Н. Пискунов, 1975 и многие другие) подтверждают мнение исследователей, относящих пирокластические выбросы-бомбы и лапилли к прикратерной фации. Они распространяются не далее 0,5-0,8 км (реже 1-1,5 км) от жерла вулкана, что хорошо согласуется с нашими палеовулканическими наблюдениями в Шамшадинском районе.

Жерловая и криптовулканическая фации. Выделение и выяснение особенностей пород рассматриваемой фации в древних вулканических областях республики и на территории Малого Кавказа в целом являются задачей первоочередной важности (К. М. Мурадян, 1969, 1971, 1974). В последние годы установлены и описаны многочисленные колчеданные, колчеданно-полиметаллические (а также золото-серебряные, железорудные, урановые и др.) месторождения вулканогенного типа, ассоциирующие с остатками древних вулканических сооружений (В. Н. Котляр, 1959, 1960, 1965, 1968, 1970, 1975; В. И. Смирнов, 1968, 1974; Г. С. Дзоцендзе, 1960, 1965; И. Г. Магакьян, 1959, 1965, 1967; М. Б. Бородаевская, 1966, 1974; И. В. Иванов, 1963, 1969; Г. Н. Щерба, 1966; Г. Ф. Яковлев, 1968, 1973, 1975; П. Д. Яковлев, 1965, 1976; В. С. Шарфман, 1969; А. Д. Каипов, А. К. Каюпов, 1971; К. М. Мурадян, 1967, 1971, 1974; В. Б. Сейранян, 1969 и мн. др.).

В палеовулканических областях вулканические аппараты обычно эродированы, реже захоронены. В полевых условиях мы имели возможность наблюдать лишь неки (или жерловины), реже экстрезивные купола, субвулканические тела (в виде даек, тел неправильной формы - нередко радиальной, либо кольцевой) и криптовулканические - эксплозивные - вулканические брекции, прорывающие и выполняющие разнообразные инъекционные тела сложной формы. Поскольку жерловые фации и фации, слагающие прижерловую зону, в палеовулканогенных формациях занимают относительно небольшие площади, они обнаруживаются преимущественно лишь в процессе специальных исследований, сочетающих дешифрирование аэрофотоснимков, детальное картирование на топографических основах с последующей реконструкцией отдельных аппаратов, трассирующих более крупные вулкано-тектонические структуры (К. М. Мурадян, 1971, 1974, 1975). Ниже приводятся основные особенности строения остатков некоторых вулканических аппаратов Шамшадинского района, приуроченных к длительно живущей зоне разлома СЗ-субширотного простирания, часто к узлам пересечения подобных нарушений с их оперяющими СВ субмеридиональными разломами.

Обычно породы жерловой фации выполняют жерла-каналы, служившие выводными путями для вулканического материала; прижерловые

зоны охватывают склоны эродированных вулканических построек. Жерловая фация по своему геологическому положению является промежуточной между субвулканическими и собственно эффузивными образованиями и тесно взаимосвязана с породами экструзивного облика (Пийп, 1941; Г. Ф. Яковлев, 1968, 1973, 1975, Е. Б. Яковлева 1967; А. Е. Святловский, В. С. Шарфман 1969 и др.). В описываемом районе породы рассматриваемой фации фиксируются в виде положительных форм рельефа, слагая нередко крупные возвышенности, когда жерловина заполнена лавой (Айгедзор-гомер, Эридзор, Кыз-кая, Мец-кар-Зораваридзор и др., рис. 3). Реже они проявляются в виде отрицательных и частично захороненных форм рельефа, когда нект выполнен своеобразными криптовулканическими — "пирокластическими" — эксплозивными вулканическими брекчиями (например, Зуиг-джрагац, Бэнкут, Маданидзор и др.).

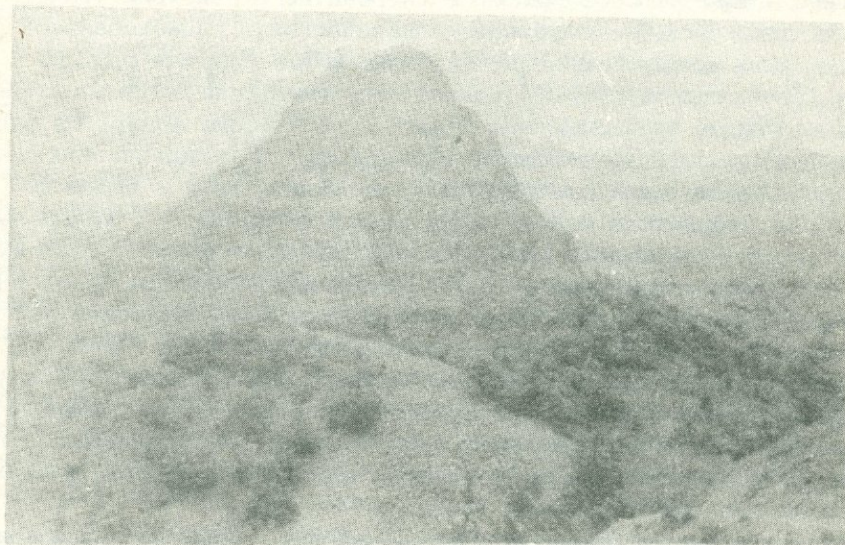


Рис. 3. Нект (жерловая фация) Мец-кар, центрального типа; обнажающийся в ущелье р. Зоравари-дзор.

Следует отметить, что породы жерловой фации нами в Шамшадинском рудном районе установлены, закартированы и детально изучены впервые (К. М. Мурадян, 1970, 1974, 1975). Это образования со множеством выходов, выполняющие подводящие каналы-жерла верхнебайосских вулканических аппаратов в виде сближенных линейно-локальных нектков и нектков — тел центрального типа (рис. 3). При детальных полевых наблюдениях они четко отбиваются морфологически в современном эрозионном срезе. Размеры жерловых зон разные и варьируют в широких пределах — от 20 (Н) x 50 (Д), 30 x 75, 50 x 100, 80-150, 100-300 до 150 x 300 и более. Кроме того, их фациальная морфологическая типизация дала возможность впервые установить в исследуемом районе несколько локальных жерловин, составляющих вулкано-тектонические структуры (например, Айгедзорскую,

Кирги-Эридзорскую, Тавушскую, Хндзорут-Зуйг-джрагацкую и др.).

Некки в Шамшадинском районе имеют более или менее изометрическую и овальную форму в плане. Они рвут вмещающие отложения, имеют крутые, инжецирующие контакты и содержат ксенолиты ранних порций и подстилающих пород. В современном эрозионном срезе проявляются также эллипсоидально-почковидные гигантские пустоты газовых полостей некк Гомер-Айгедзор или "Арчи-цакер", Зуйг-джрагац и др.), ориентированные вдоль некоторой оси и указывающие на возможные пути движения магмы (флюида). В строении расположенных по цепочке линейных сближенных некков и тел центрального типа принимают участие лавы жерловых-криптовулканических-эксплозивных брекчий (или брекчий взрыва).

Полевые исследования показывают, что в Шамшадинском районе жерловины несут на себе признаки многоактного действия (сочетание субвулканической и глубинно-вулканической - гипабиссальной фации) и лишь относительно редко встречаются простые выводные каналы ("побочные кратеры") одноактных извержений. Иными словами, везде вокруг установленных нами вулканических аппаратов, вдоль длительно живущих, неоднократно обновляющихся вулканических разломов наблюдаются признаки многократного извержения - выжимки магм вдоль оперяющих (меридиональных, субширотных) и кольцевых, радиальных трещин в виде даек (субвулканическая фация), связанных с данным этапом извержения. В современном эрозионном срезе в пониженных частях рельефа обычно фиксируются более глубокие части вулканических аппаратов (участок сс. Кирги-Эридзор и Айгедзор). В конседиментационных впадинах внутри вулкано-тектонических структур наблюдается прорывание пород вышеописанных фаций (покровной, эффузивно-экструзивной) мелкими телами пород глубинно-вулканической (гипабиссальной) фации. Возможно, последние являются фациями периферических магматических камер.

Жерловины или остатки палеовулканических аппаратов Шамшадинского района выявлены и детально закартированы в нижеследующих участках: в пределах сс. Айгедзор - Эридзор - Кирги; в участках Гомер-Арчи-цакер, Кыз-кая и др., в среднем и верхнем течениях бассейна р. Хндзорут; в пределах Цили-цов, Саджагатан, месторождения Зуйг-джрагац и др.; р. Тавуш - в пределах месторождения Анки-дзор и др., рр. Ахум, Гелатангет - в участках Саркис-ял, Бэнкут-Ханумюрт, Шек - подъем - Сакой-джала и др.

Учитывая, что рассматриваемые вулканические аппараты имеют сходное строение, в качестве примера опишем Айгедзорский (Арчи-цакерский), Эридзорский, Мец-карский и Зуйг-джрагацкий некки.

Айгедзорский некк расположен в западной части сел Айгедзор. Вдоль одноименной зоны разломов (Ю-С, СЗ, СВ, В-З) нами констатировано несколько побочных линейных сближенных некков центрального типа. Одним из таких вулканов с жерловой зоной сложного строения является некк Арчи-цакер, на участке Гомер. Центральный канал (и прижерловые зоны) с четко выраженной веерообразной флюидальностью, вытянутыми газовыми пустотками, ориентированными параллельно контурам некка, выполнен лавами. В центральной части

жерловина прорвана небольшим штокообразным телом розового плагиогранит-порфира (гипабиссальная фация) и радиальными дайкообразными телами (субвулканическая фация) с полосчатой флюидальной текстурой. Здесь встречаются жерловины, представляющие собой изометричные тела от 80–100 до 150 м высоты, в поперечнике 200–350 м (реже 500 м), а также пластообразные и дайкообразные тела субвулканической фации (участок Арви-дзор-Ангстанои и др.). Краевые части айгедзорских жерловин, а также одноименные конседиментационные впадины сложены бурыми игнимбритоподобными образованиями.

Эридзорский некк обнажается на водоразделе одноименного вулканического хребта, контролируемого Айгедзор-Бердской зоной разломов СЗ простирания. Эридзорский некк, сложенный лавами и частично лавовыми и эксплозивными брекчиями, четко выделяется в рельефе. В современном эрозионном срезе жерловина характеризуется обрывистыми вертикальными скалистыми склонами. Эридзорский некк (а также побочные безымянные жерловины на левом и правом склонах р. Хндзурут) представляет собой эллипсоидальное в плане тело, имеющее в поперечнике около 100–150 м, иногда до 300–400 м, высотой от 40–50 до 100 м. Углы падения контактов в разных частях тела различны (от 60 до 90°). Эридзорская жерловина характеризуется сложным строением. Как здесь, так и в других безымянных неках центральный канал тесно сочетается с реликтом экструзивной фации. Массивные лавы от центра к периферии рассматриваемой жерловины становятся флюидальными (реже с газовыми пузырьками), проявляя ориентировку, параллельную стенкам подводящего канала.

Следует отметить, что характерные особенности пород жерловой фации рассматриваемых эродированных некков в современном эрозионном срезе придают им большое сходство с породами экструзивной фации, с одной стороны, и с глубинно-вулканическими (субвулканическими) фациями, – с другой.

Субвулканическая фация. В настоящее время при детальном геологическом картировании и изучении палеовулканических рудных районов, полей и месторождений вопрос выделения пород субвулканической фации разного состава имеет первоочередное значение (Е. Б. Яковлева, К. К. Рудич, 1967, 1970; К. М. Мурадян, 1966, 1969, 1971, 1975).

К субвулканической фации мы относим вулканические образования, сформировавшиеся на небольшой глубине при движении лавы к поверхности и внедрившиеся в окружающие породы, иногда в непосредственной близости или внутри жерла и не имевшие непосредственной связи с земной поверхностью. В зависимости от морфологии тел, сложенных породами субвулканической фации, среди них могут быть выделены: дайки – линейные, радиальные, кольцевые – полукольцевые, реже купола, силлы, лакколиты, штоки и др. (Е. Б. Яковлева и др., 1967; Г. Ф. Яковлев и др., 1973; В. В. Донских, 1971, 1974).

Основанием для выделения пород рассматриваемой фации служат полевые геологические критерии: форма тел, четкая столбчатая отдельность, инъецирующий контакт с захватом ксенолитов, обожженные останцы вмещающих пород, текстурно-структурные и многие другие особенности.

В Шамшадинском районе ниже-верхнебайосские вулканогенные комплексы сопровождаются комагматическими породами субвулканической фации (рис. 4). Контакты тел субвулканической фации с вмещающими породами характеризуются пальцеобразными инъекциями во вмещающие породы с неправильными контурами. Контакты извилистые (с ксенолитами), крутопадающие, вертикальные и четкие, лишь при переходе в пластообразные залежи они выполаживаются. В большинстве случаев наблюдается слабая обожженность, приподнимание и деформирование, раздробление пород вмещающего андезитового, андезито-базальтового, реже дацит-липаритового комплексов, отмечаются слабооплавленные, измененные ксенолиты пород ранних порций, а также пород более низких стратиграфических горизонтов. Все это говорит об инъекционном механизме образования этих тел и быстром остывании магмы в близповерхностных условиях.

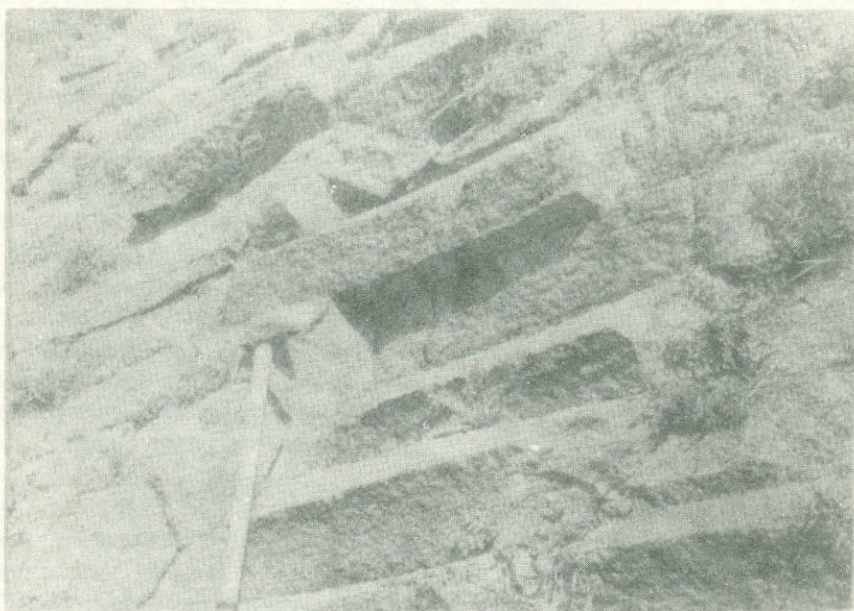


Рис. 4. Дайка (субвулканическая фация) с призматической отдельностью, на ЮЗ участке некка Мец-кар.

Породы этой фации проявляются в разных формах. В основном это дайки различной мощности (от первых метров до десятков метров), представляющие серию параллельных многоэтажных тел с множеством сложных ответвлений и взаимных сочетаний, реже самостоятельные тела с протяженностью от нескольких десятков до сотен метров, лишь в редких случаях достигающей километра. Отмечены также сложные – флексурообразные силлы, лакколлиты, штоки и др.

Породы субвулканической фации различных морфологических типов (дайки, силлы и др.) нами были констатированы в бассейне верхнего и среднего течений р. Хндзурт, в пределах месторождения

Зуйг-джрагац, рудопоявления Эркати-цакер, вдоль грунтовой дороги по р. Хндзорут, в бассейне притока р. Саджагатан, Цахкотюрт, а также в бассейнах верхних течений р. Тавуш — на месторождении Джргалидзор, проявления Арчич, Аваки-бина, участок Кнеца и р. Ахум — на месторождении Арчи-кохер, проявлениях Тандрлу, Сугютли, Карагидзор, Ханум-юрт (Северный и Южный Инак-даг), Глстрик, Кембаджи, Пашик, Бэнкут, Бостанчи-тала и мн. др..

В субвулканических телах названных участков зафиксировано несколько систем первичных трещин, определяющих столбчатую — горизонтальную, пластовую — подушечную, полосчатую, веерообразную, вертикально-столбчатую или призматическую отдельность (рис. 4). Стобы призматической отдельности ориентируются перпендикулярно к поверхностям охлаждения — к контактам даек и силлов.

Описанные специфические особенности дают возможность отличить эти образования от пород поверхностной эффузивно-экструзивной и жерловой фации. С другой стороны, текстурные особенности пород субвулканической фации характеризуются быстрой изменчивостью степени раскристаллизации основной массы от центров к периферии, слабым метаморфизмом, с образованием в контактовых частях вторичных минералов — эпидота, актинолита, биотита, магнетита, гематита, лейкоксена.

Рассмотренные особенности пород субвулканической фации указывают на более глубинные условия их формирования по сравнению с породами жерловой и экструзивной фаций в пределах отдельных палеовулканических аппаратов.

Из вышеизложенного вытекает, что в Шамшадинском рудном районе на ниже-среднеюрском (особенно верхнебайосском) этапе произошла наиболее бурная вулканическая деятельность, охватившая также Армутлинский-Алавердский, Кафанский и Шамхорский, Мровдагский, Карабахский блоки. В результате вулканической деятельности сформировалась мощная вулканогенная толща, преимущественно подводно-островного характера. Извержение происходило в виде мощных эксплозий (стромболианский, вулканический тип) из вулканов центрального типа в сочетании с линейно-трещинными извержениями.

В исследуемом районе начальная стадия геосинклинального магматизма в раннем байоссе характеризуется проявлением инициального вулканизма андезито-базальтового состава, а в верхнем байоссе в связи с началом восходящих движений происходят извержения продуктов кислой магмы дацит-липаритового, липаритового состава, завершающиеся формированием гипабиссальных плагиигранитных интрузивов.

Детальный фациальный анализ ниже-верхнебайосских комплексов дал возможность в его составе впервые выделить следующие фации: вулканогенно-осадочную, вулканогенно-обломочную, поверхностную эффузивно-экструзивную, жерловую, криптовулканическую, субвулканическую, гипабиссальную.

Из вышеприведенного фациального анализа рассматриваемых комплексов Шамшадинского рудного района также нетрудно заметить, что

слагающие их породы имеют целый ряд черт, сближающих их, с одной стороны, с осадочными, а с другой — с интрузивными образованиями. Это прерывисто-непрерывные парагенетические ассоциации (во времени и в пространстве) поверхностно-эффузивно-экструзивных, вулканогенно-обломочных и вулканотерригенных фаций, имеющие стратиформное залегание, а также жерловые, криптовулканические (частично и экструзивные) и субвулканические образования, залегающие в виде рвущих тел и имеющие пальцеобразно инъецированные, прорывающие контакты с ранними порциями аналогичного состава и с вмещающими толщами. В связи с этим методы изучения и картирования пород разных фаций должны быть комплексными в соответствии с особенностями геологической съемки разных фаций. Как вытекает из изложенного фактического материала, каждая фация обладает характерными чертами отличия, позволяющими выделять их в полевых условиях.

Следует отметить, что вулканические образования аналогичного состава, пользующиеся значительным распространением также в пределах других рудных районов — блоков (в Алавердском, Кафанском, Кедабекском, Чирагидзор-Тоганалинском и др.), не представляют собой непрерывный горизонт, а выражаются прерывистыми отдельными или полифациальными вулканическими островными комплексами.

С этой точки зрения полученные нами новые данные относительно разнофациальной природы рассматриваемых комплексов пород Шамшадинского рудного района могут иметь определенное значение для объективного и правильного подхода к разделению и изучению фаций аналогичных образований, а также для решения вопроса металлогенической роли среднеюрского вулканизма Малого Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
- Асланян А. Т. О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1949.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, "Айпетрат", 1959.
- Григорян Г. О. О генетической взаимосвязи кварцевых порфиров и плагиогранитов в Шамшадине. Ученые записки ЕГУ, т. 99, 1965.
- Донских В. В. Методы геологической съемки жерловых и субвулканических образований. В кн. "Геологическая съемка вулканогенных образований", вып. 2, Л., изд. "Недра", 1971.
- Карапетян К. И. Новейшие магматические формации Армении. Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Сибирское отд., изд. "Наука", 1973.
- Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденения. Изв. высших уч. зав. Геология и разведка, 9, 1960.

- Котляр В. Н., Сейранян В. Б. Некоторые особенности формирования вулканогенных месторождений Алаверди-Кафанской формационно-металлогенической зоны. Тезисы III Всесоюзн. вулк. совещ., Львов, 1969.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. Изд. "Недра", 1965.
- Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулканического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. Тр. совещ. "Рудоносность вулканогенных формаций", М., 1965.
- Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф. и Чернышев Н. М. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиров Северной Армении. ДАН Арм.ССР, т. XXУШ, № 2, 1959.
- Малхасян Э. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1975.
- Мкртчян К. А. Кварц-порфировые формации Малого Кавказа. Бюл. М. о-ва. Исп. природы отд. геол., т. XXXУП, № 4, 1962.
- Мурадян К. М. Базумский рудный район. Изд. АН Арм. ССР, 1971.
- Мурадян К. М. Взаимосвязь металлогении и метасоматизма с вулканотектоническими структурами. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 6, Ереван, 1974.
- Мурадян К. М. Закономерности размещения гидротермальных метасоматитов и колчеданного оруденения в Шамшадинском и Базумском рудных районах Армянской ССР. Матер. Всесоюзн. симп. "Метасоматизм и колчеданное оруденение", Ереван, 1975.
- Петрова М. А. О классификации и номенклатуре вулканогенных пород. В кн. "Вулканогенные породы и методы их изучения", М., Изд. "Недра", 1967.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений", М., изд. "Недра", 1968.
- Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с субвулканическими и эффузивными породами и методы их изучения. В кн. "Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов", Изд. АН СССР, 1965.
- Шарфман В. С. Признаки жерловых и прижерловых зон на эродированных палеовулканах. Сов. геол., № 4, 1969.
- Ширинян К. Г. Генетические типы и условия формирования пирокластических пород Армении. В кн. "Вулкано-осадочный литогенез" Южно-Сахалинск, 1974.
- Ширинян К. Г. К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1, 3-15, 1975.
- Яковлева Е. Б. Принципы выделения фаций вулканогенных пород. В кн. "Вулканогенные породы и методы их изучения". М., Изд. "Недра", 1967.
- Яковлев Г. Ф., Авдонин В. В. Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., изд. "Недра", 1973.
- Яковлев Г. Ф. Детальный палеовулканический анализ на рудных полях вулканогенных месторождений. Методы палеовулканических реконструкций. Петрозаводск, 1975.

Г. А. Казарян

О НАХОДКЕ ЛЕЙЦИТОВЫХ ФОНОЛИТОВ В АРМЯНСКОЙ ССР

Автором при полевых исследованиях летом 1973 г. в междуречье Азат – Веди были обнаружены фонолиты, содержащие сравнительно крупные кристаллы совершенно свежего лейцита.

Область развития лейцитовых фонолитов приурочена к пограничной зоне Севанского и Араксинского оротектонического поясов (А. Т. Асланян, 1958), сложенной осадочными образованиями даний-палеоцена и нижнего палеогена, собранных в пологие складки. Рассматриваемые лейцитовые породы, так же, как и трахиты, трахиандезиты, обычно образующие силлы, лакколиты или же лакколиты, переходящие на периферии в силлы, внедрены в юго-западное крыло синклинальной складки, вытянутой от г. Котуц в северо-западном направлении. Все силлообразные тела имеют центроклинальное падение к ядру синклинальной складки, северо-восточное крыло которой в значительной части перекрыто новейшими образованиями. Подобная структурная взаимообусловленность позволяет сказать, что в формировании синклинальной складки, расположенной на севере Котуц-Зовашенской разломной зоны, определяющую роль имел вулканизм и что возникновение впадины обусловлено опорожнением магматической камеры и последующим проседанием ее кровли. Указанный район в неогеновое время был ареной интенсивной вулканической деятельности, с которой связана целая серия щелочных и субщелочных пород.

Закономерности развития вулканических пород серии позволяют восстановить следующую историю магматической деятельности. В начальном этапе магматической деятельности формировались силлы и лакколиты трахитового и трахиандезитового состава, породы которых в пространстве довольно часто имеют взаимные переходы между собой. Отсутствие жерловых и экструзивных форм в определенной степени позволяет сделать предположение об относительно спокойном характере проявления магматизма в раннем этапе.

В следующем этапе подъем несколько дифференцированной высокощелочной магмы сопровождается сильными эксплозивными явлениями и формированием ряда жерловин, линейно расположенных в центре рассмотренной вулкано-тектонической структуры, из которых наиболее крупная (Котурбулакская) имеет диаметр около одного кило-

метра. На некотором удалении от вулканических жерловин формировались силлы фonoлитов, описанные автором (Г. А. Казарян, 1973). Жерловины выполнены обломками пород более ранних извержений (трахиты, трахиандезиты), фonoлитами (в преобладающем количестве), контактово-метаморфическими породами, а также вмещающими их осадочными образованиями, сцементированными взрывным материалом. Породы жерловин, как правило, в последующем подверглись интенсивным метасоматическим изменениям (альбитизация, карбонатизация), пересечены многочисленными жилками и прожилками кальцита, иногда флюорита и др.

В завершающем этапе развития серии описанных пород внедрились дайки оливиновых базальтов, лейцитовых фonoлитов и штоки псевдолейцитовых сиенит-порфиров. Дайки лейцитовых фonoлитов, ориентированные в северо-восточном и северо-западном направлении, имеют довольно отчетливое радиальное расположение относительно участка развития вулканических жерловин.

Размеры даек лейцитовых фonoлитов различные: от мелких — мощностью в 1,0–1,5 м при длине до 200 м до крупных — мощностью более 5–6 м при длине в 1,0 км. Дайки обычно крутопадающие ($< 50^\circ$), но среди них одна "Большая дайка", отличающаяся крупными размерами (длина 1,0 км, мощн. 5–8 м), при переходе от взрывных брекчий жерловой фации в осадочную свиту даний-палеоцена, "превращается" в силл, имеющий почти согласное с вмещающими слоистыми породами залегание. "Большая дайка" примечательна еще и тем, что обладает хорошо выраженной столбчатой отдельностью.

Макро- и микроскопический облик лейцитовых фonoлитов во многом зависит от размеров тел. Породы маломощных тел имеют темнoзеленоватую, серую, иногда почти черную, а в эндоконтактовой зоне — буровато-черную окраску и гялиноподобное строение. Под микроскопом такие породы имеют порфировую структуру с незначительным участием микрофировых вкрапленников санидина, лейцита, граната и пироксена. Лейцит в этих породах очень мелкий, диаметром до 0,3 мм; основная масса гялиновая или слабо девитрофированная.

Породы крупных тел, в частности "Большой дайки", макроскопически темносерo-зеленые с порфировым строением; в эндоконтактовой зоне приобретают отчетливо темные оттенки, напоминающие цвет пород маломощных даек. Под микроскопом лейцитовые фonoлиты состоят из вкрапленников лейцита (22,5%), санидина (12%), пироксена (0,8%), граната (0,7%). Основная масса (64%) имеет трахитовую структуру, состоящую из микролитов олигоклаза (№20–22) и калиевого полевого шпата, неподдающегося точной кристаллооптической диагностике.

Лейцит образует изометрические, обычно с округлыми краями, зерна диаметром до 1,5 мм, иногда сравнительно мелкие кристаллы образуют гломеропорфировые скопления, состоящие из 3–4 индивидов. Нередко встречаются продолговатые зерна длиной до 2,5–3,0 мм, шириной в 1,0–1,5 мм, с волнистыми контурами, представляющие скопления нескольких мелких линейно расположенных кристаллов. Для кристаллов лейцита довольно обычным является зональное строение,

обусловленное поясовым расположением мельчайших зернышек рудного минерала, повторяющих контуры зерен. В описанных породах лейцит совершенно свежий и лишен каких-либо продуктов превращений и замещений. Являясь наиболее ранневыделившимся минералом, он отличается наивысшей идиоморфностью в ряду всех породообразующих минералов породы.

Санидин образует, для рассмотренных пород, наиболее крупные кристаллы, размером до 10х6х4 мм, совершенно свежий, водяно-прозрачный, без каких-либо продуктов изменений и замещений. По следующим кристаллооптическим константам: $(001) - N_g = 90^\circ$; $N_m = 0^\circ$; $N_p = 90^\circ$; $-2V = 25^\circ$ ($\checkmark$) и $\perp$. $(010) - N_g = -0^\circ$; $N_m = 90^\circ$; $N_p = 90^\circ$; $-2V = 28^\circ$ ($\checkmark$) минерал отнесен к санидину.

В крупных зернах санидина довольно часто в виде включений присутствуют кристаллы лейцита с достаточно хорошо развитыми гранями в отличие от округлых зерен, присутствующих в раскристаллизованной основной массе.

Гранат в породе встречается довольно часто. В проходящем свете он имеет коричневую окраску с подчеркнутым высоким рельефом, обычно трещиноватым и, как правило, по краям окружен мелкими, часто квадратной формы зернами магнетита. Выделение граната происходило после лейцита и клинопироксена, относительно которых он резко ксеноморфен. Содержание TiO_2 в гранате составляет 2,6%, что позволяет определить его как меланит.

Клинопироксен образует призматические кристаллы размером 2,0х0,5х0,5 мм, окрашен в различные тона зеленого и желто-коричневого цветов, сильно плеохроичен, идиоморфен относительно граната и санидина. Обладает зональным строением, ядро имеет светло-зеленый цвет, а края — бутылочно-зеленый. От центра к периферии оптические константы меняются следующим образом: $cN_g = 53^\circ$, $2V = 70^\circ$, $cN_g = 62^\circ$, $2V = 86^\circ$, свидетельствующие об увеличении эгириновой молекулы в клинопироксене от 16–17% до 36–37% (А. Н. Винчелл, Г. Винчелл, 1953).

Акцессорные минералы в лейцитовых фonoлитах представлены апатитом, сфеном и магнетитом.

В табл. 1 приведены химические анализы лейцитовых фonoлитов исследуемого района. По петрохимическим параметрам породы соответствуют среднему составу лейцитовых фonoлитов по Р. Дэли, но по химическим показателям они имеют некоторые отклонения и в основном в количественном соотношении элементов внутри щелочной группы. Данные породы отличаются нехарактерным для лейцитовых фonoлитов заметным преобладанием натрия над калием. Значительное содержание лейцита (22,5%) можно объяснить особыми физико-химическими условиями эволюции магматического расплава, при которых протекало формирование описанных пород.

Определение абсолютного возраста лейцитовых фonoлитов калий-аргоновым методом дает цифру 11,7 млн. лет^x, что соответствует нижнему плиоцену.

x Определение произведено в лаборатории радиогеохронологии ИГН АН Армянской ССР под рук. Г. П. Багдасаряна (обр.ГК-2089).

Участие лейцитовых фонолитов в серии щелочных и субщелочных пород свидетельствует об особо напряженных условиях по соседству с Ераносским выступом кристаллических пород, обуславливающих ход петрологических процессов, а наличие свежего лейцита — о стремительном перемещении магматического расплава из бо́льших глубин, при котором силикатный расплав не успел реакционно воздействовать на ранневыделившийся фельдшпатойд.

Таблица 1

Химический состав лейцитовых фонолитов и сиенит-порфиров между-речья Азат-Веди и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому.

Окис- лы	2089	2262	2264	2088	Числов. характ.	2089	2262	2264	2088
SiO ₂	52,50	56,23	52,67	55,12	<i>a</i>	27,0	25,1	28,2	21,0
TiO ₂	0,09	0,09	0,09	0,36	<i>c</i>	2,4	2,9	3,1	4,4
Al ₂ O ₃	23,31	23,33	24,26	21,04	<i>b</i>	7,0	5,4	5,0	8,5
Fe ₂ O ₃	1,13	0,40	0,92	1,47	<i>s</i>	63,6	66,6	63,7	66,1
FeO	1,15	1,98	1,70	1,29	<i>f'</i>	34,5	47,4	56,5	32,5
MnO	0,18	0,15	0,19	0,15	<i>m'</i>	33,3	26,3	29,0	42,5
MgO	1,30	0,80	0,82	2,00	<i>c'</i>	32,2	—	14,5	25,0
CaO	3,64	2,17	2,97	5,05	<i>a'</i>	—	26,3	—	—
Na ₂ O	7,80	7,00	8,8	5,0	<i>n</i>	68,1	66,4	72,8	54
K ₂ O	5,40	5,40	5,0	6,0	<i>t</i>	0,1	0,1	0,1	0,5
H ₂ O	0,09	0,18	0,16	0,08	<i>y</i>	16,6	7,9	17,4	6,0
P ₂ O ₅	0,05	—	—	0,05	<i>q</i>	-28,8	-19,7	-22,1	-13,2
ппп	2,44	2,88	1,83	3,09	<i>g</i>	11,2	8,6	9,1	4,7
Сум- ма	99,58	100,61	99,41	100,70					

Пробы: 2089, 2262, 2264 — лейцитовые фонолиты, верховье р. Котурбулак; 2088 — лейцитовый сиенит-порфир, верховье р. Котурбулак.

Лейцитовые породы до наших находок в Армянской ССР были известны в Западном Вайке (А.С. Остроумова 1967), а псевдо- и эпилейцитовые породы — на Памбакском хребте, район развития которых также отличается особо напряженными тектоническими условиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. "Айнетрат", 1958.
2. Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд. ИЛ, 1953.
3. Казарян Г. А. О находке нефелиновых фонолитов в Армянской ССР. ДАН Арм.ССР, т. У1, № 1, 1973.
4. Остроумова А. С. Базальт-трахитовая формация Малого Кавказа. В кн. "Щелочные вулканические формации складчатых областей. Изд. "Недра", 1967.

Ю. Г. Гукасян, К. Г. Ширинян

БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРНОГО СКЛОНА МАССИВА г. АРАГАЦ

Арагацский массив и его периферические вулканические плато являются классической областью проявления вулканизма ареального типа.

Большая часть вулканических центров сосредоточена на Шамирамском, Кармрашенском, Егвардском, Октемберянском и Анийском периферических плато. Несколько слабее моногенный вулканизм проявился также по склонам массива г. Арагац. Центры активности в рельефе выражены шлаковыми конусами различных размеров, со многими из которых связаны лавовые потоки различной протяженности.

Состав продуктов вулканизма преимущественно андезито-базальт-андезитовый. Лишь некоторые центры западного предгорья Арагаца (Иринд, Цахкасар, Мусху, Кызыл-даг) извергали лавы и эксплозивный материал андезито-дацитового и более кислого состава. Нехарактерным для Арагацской зоны ареального вулканизма является базальтовый вулканизм. Исключение составляют базальтовые вулканы северного привершинного склона массива г. Арагац.

Базальтовые вулканы северного склона Арагаца не изучены полностью, имеются лишь скудные и отрывочные сведения о некоторых из них в неопубликованной работе В. М. Амаряна (1964). Предлагаемая статья является первым подробным описанием моногенного базальтового вулканизма Арагацской области.

Северный склон массива Арагаца, на котором расположены базальтовые эруптивные центры, имеет довольно крутое падение и сложен из серий вулканитов единого позднеорогенного (верхнеплиоцен-четвертичного) вулканогенного комплекса. Разрез этой толщи вскрывается ущельями рек Манташ и Гехадзор, радиально прорезывающими массив в северо-западном и северном направлениях. По ущельям этих рек устанавливается гомодромная последовательность эволюции состава вулканитов в каждом из вулканических этапов. В целом для массива устанавливается четыре этапа вулканизма, каждый из которых начинается излиянием андезито-базальтов и завершается андезито-дацитами и дацитами.

Указанный порядок эволюции, казалось бы, нарушается базальто-

вым вулканизмом северного склона Арагаца. Однако петрографические особенности базальтов, на которых мы останавливаемся ниже, указывают на их сегрегационное происхождение при дифференциации более кислой магмы и их подчиненность андезито-базальт-дацитовой формации^х. Вулканы северного склона Арагацкого массива располагаются на андезито-базальт-дацитовых вулканитах второго этапа активности.

Все вулканические центры северного склона образуют две линейно вытянутые группы – Туфашенскую и Аричскую.

Туфашенская группа расположена по левобережью р. Манташ и представлена тремя крупными (Барцрадир, Туфашен, Мец-Манташ) и двумя относительно небольшими (Покр Манташ, Анкрат) вулканическими конусами.

Аричская группа представляет вулканические центры левобережной части р. Манташ. В нее входят два крупных (Арич, Срагагат) и столько же небольших (Ваган, Тапак) центров извержений (рис. 1).

Конкретных данных относительно геологического возраста рассматриваемых вулканов не имеется. По данным В. М. Амаряна, вулканы правобережья р. Манташ (Туфашенская группа) и их продукты относятся к верхнечетвертичному времени, а вулканы левобережья реки (Аричская группа) со своими эффузиями – к нижнему антропогену. В последнем случае приводится факт перекрывания некоторых вулканов и их потоков среднечетвертичными туфами и туфолавами. По имеющимся у нас данным базальтовые вулканы северного склона прорывают верхнеплиоцен-нижнечетвертичную вулканогенную толщу Арагаца, а в нижнем течении р. Гехадзор (в окрестностях с. Аревшат) перекрываются лавами вулкана Шараилер (Голгат) и залегающими над последними туфо-туфолавыми образованиями.

Принимая во внимание то обстоятельство, что возраст лав вулкана Шараилер К. Н. Паффенгольцем и Г. Т. Тер-Месропяном (1964) датируется как средний антропоген (лавы типа С), мы считаем, что базальтовые лавы северного склона Арагацкого щитовидного массива посленижнечетвертичные и, вероятнее всего, относятся к низам среднечетвертичного времени. Полная идентичность геологического положения и состава продуктов всех вулканов северного склона дает нам основание считать их разновозрастными образованиями и не согласиться с мнением В. М. Амаряна о верхнечетвертичном возрасте вулканов правобережной части.

Морфология вулканов и особенности их строения

Центры базальтового вулканизма представлены аккумулятивными вулканическими сооружениями, сложенными из эксплозивного шлакового материала. Большинство из них имеют лавовые потоки с общим направлением течения на север-северо-запад. Все вулканические сооружения значительно эродированы и часто задернованы.

^х Приводимые в статье данные не дают основания для таких выводов. Образование же базальтов при "дифференциации более кислой магмы" неверно квалифицировано как "сегрегационное". Ред.

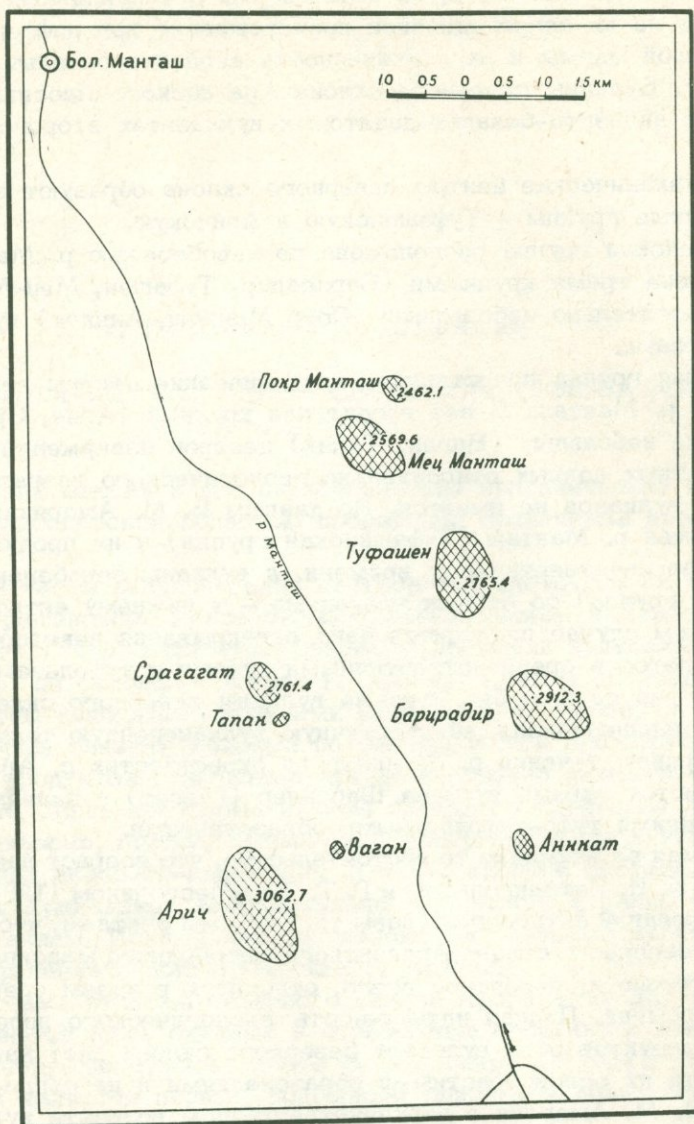


Рис. 1. План расположения базальтовых вулканов на северном склоне массива г. Арагац.

Вулканические центры правобережья р. Манташ расположены по линии, фиксирующей разрывную трещину северо-запад-юго-восточного простирания, причем, три крупных центра этой группы (Барирадир, Туфашен, Мец-Манташ) расположены на одной прямой с интервалом 1,0 км. Четвертый – морфологически слабо выраженный эруптивный центр, занимает самое южное положение и несколько отклонен от прямой на запад. Пятый центр этой группы (Покр-Манташ), весьма незначительный по размерам, замыкает цепь описываемых вулканов

с севера и расположен северо-восточнее Мец-Манташского конуса (рис. 1). На вершинах крупных центров имеются кратерные углубления.

Уникальным по строению является вулкан Туфашен, у основания северо-западного склона которого эксплозивные образования прорваны тремя дайками, возвышающимися над эродированной поверхностью шлаковых склонов на 15 м и прослеживающимися на расстоянии 100 м (рис. 2). Расположение даек фиксирует три радиально расходящиеся с юго-востока на северо-запад трещины, максимально удаленные друг от друга на 2–3 метра. Мощность даек от 0,4 до 0,7 м. Боковые поверхности (10–15 см) даек имеют массивное слоистое строение. Центральные части (30–40 см) сложены из обломочной массы слегка сваренных шлаков (рис. 3). Такое строение свидетельствует о постепенном охлаждении и сужении магмоподводящей трещины по зальбандам и о более продолжительном расщеплении на обломки в центральной части выводного канала.

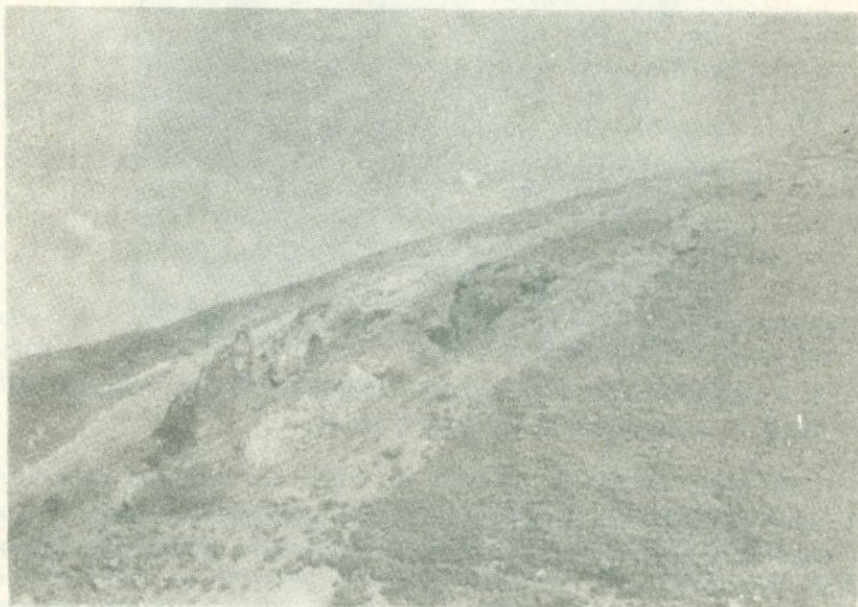


Рис. 2. Дайки на северо-западном склоне вулкана Туфашен (общий вид).

Вулканы Аричской группы локализованы в верхней зоне левобережья р. Манташ, три из которых (Срагагат, Ваган, Тапак) контролируются разрывным нарушением северо-западного простираения. Далее, как на юго-восток, так и на северо-запад, по направлению указанного нарушения, устанавливаются выходы базальтовой лавы, свидетельствующие о продолжении разлома далеко за пределами эксплозивных центров.

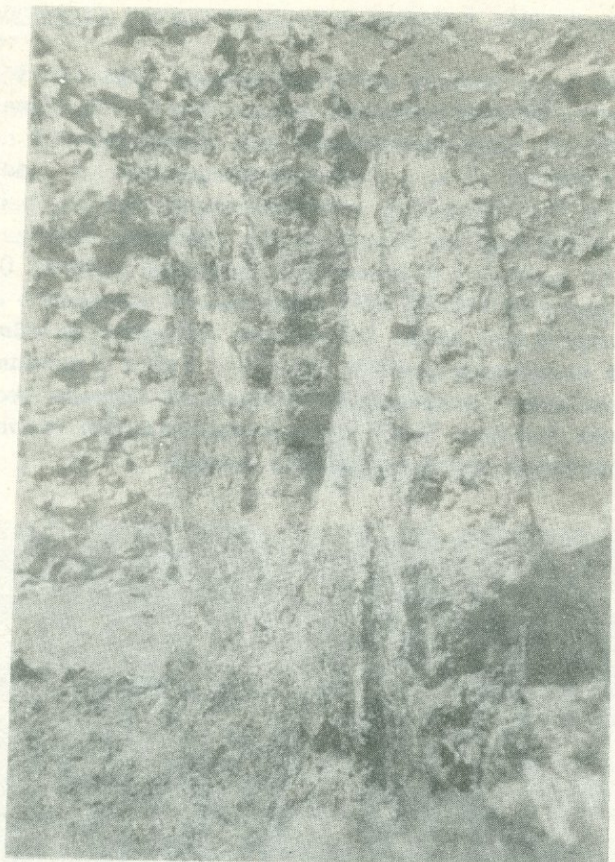


Рис. 3. Структура дайки на вулкане Туфашен. Видны массивные зальбанды и внутренняя обломочная часть.

Самый крупный из рассматриваемых вулканов – Аричский конус, занимает обособленное положение, располагаясь западнее вышеотмеченного нарушения.

Основные морфометрические характеристики базальтовых вулканических центров помещены в табл. 1.

Особенности состава продуктов вулканической деятельности

Базальтовые вулканиты северного склона Арагаца представлены лавами и рыхлым материалом пирокластических выбросов.

Лавы характеризуются плотным сложением, серой или темно-серой окраской, часто пористой текстурой и глыбовой отдельностью. Ближе к центрам извержений они обычно окислены и ошлакованы.

На сероватом фоне породы макроскопически довольно четко выделяются вкрапленники темноцветных минералов и плагиоклаза. Эти лавы обычно образуют длинные, маломощные потоки, протягиваясь

Таблица 1

Основные морфометрические характеристики вулканических
центров северного склона г. Арагац

Под- разде- ление	№ п/п	Название	Форма	Н абс.	Д макс.	Кратер			
						Н макс	форма	d	h
Вулканы правобережья р. Манташ	1	Аникат	Пологая Щитовидная	2980,0	320	5	-	-	-
	2	Барцрадир	Коническая	2912,3	1000	70	эллип- совид.	200х 400	10
	3	Туфашен	Конусовид- ная	2765,4	1200	165	овал.	200х 450	20
	4	Мец-Ман- таш	Коничес- кая	2569,4	1200	80	эллип- совид.	200х 550	10
	5	Покр-Ман- таш	Конусовид- ная	2462,1	350	50	-	-	-
	6	Арич	Коничес- кая	3062,7	1400	170	-	-	-
	7	Ваган	Щитовид- ная	2920,0	260	25	-	-	-
	8	Тапак	Щитовид- ная	2770,0	250	20	-	-	-
	9	Срагагат	Коничес- кая	2761,4	450	70	-	-	-

Примечание: Н абс. - абсолютная высота, Д макс. - максимальный диаметр основания, Н макс. - максимальная высота, d - диаметр кратера, h - глубина кратерного углубления (в м.)

вниз по обоим бортам Манташского ущелья. В нижнем течении р. Манташ все они сливаются в единый покров. Об особенностях строения последнего можно судить по разрезу южнее с. Б. Манташ, где покров образован из четырех последовательно излившихся однотипных базальтовых потоков общей мощностью около 16 м.

Структура лав обычно эвпорфировая, реже олигофировая (дайки на Туфашенском вулкане имеют афировую структуру и микролитовую основную массу). Основная масса обычно обладает микрокристаллической (аллотриоморфно-зернистой или интергранулярной), реже гиалопилитовой структурой, состоящей из мелких лейсточек или микролитов плагиоклаза, часто оплавленных и потерявших правильные кристаллографические очертания, из зернышек темноцветных минералов и точечных скоплений рудного минерала. В гиалопилитовых разностях цвет стекла меняется от серого, буро-коричневого до черного. Иногда стекло имеет полураскристаллизованный вид.

Фенокристаллы представлены плагиоклазом, авгитом, оливином и в редких случаях магнетитом.

Плагиоклаз встречается в виде призматических и идиоморфных

таблитчатых кристаллов. Последние иногда по краям оплавлены и замещены материалом основной массы. Крупные фенокристаллы сильно резорбированы — встречаются червоточные участки, заполненные мезостазисом. Нередки также вкрапленники с включениями авгита и магнетита. Обычные размеры фенокристаллов плагиоклаза составляют 1,0–1,4 мм, иногда до 2,0 мм. Часты простые или полисинтетические двойники, встречаются также зональные кристаллы.

Выделяются три генерации плагиоклаза. Плагиоклазы первой генерации представлены крупными фенокристаллами лабрадора ($60\text{--}68\% \text{An}$ $2VN_g = 80\text{--}84^\circ$, $N_g = 1,557\text{--}1,565$, $Np = 1,550\text{--}1,557$). Вторая генерация представлена лейстами более кислого плагиоклаза ($46\text{--}52\% \text{An}$ $2VN_g = 74\text{--}78^\circ$). Двойникование в обеих генерациях по $[001]$ и $\perp(010)$ законам. Третья генерация представлена микролитами, которые ввиду весьма мелких размеров оптически не характеризуются.

Химический анализ плагиоклаза потока вулкана Срагагат, с пересчетом на 32 атома кислорода, приводится в табл. 2. Содержание анортитового компонента в мол% по данным анализа составляет 58,1%. Ссылаясь на имеющиеся данные (У. А. Дир и др., 1966 ж), можно констатировать, что оптические константы плагиоклазов (табл. 2) соответствуют проценту анортитовой молекулы, полученной аналитическим путем.

Оливин встречается в характерных ромбовидных сечениях, а иногда и в виде округлых изометрических или овальных зерен величиной 0,6–0,7 мм. Фенокристаллы по трещинам или по краям обычно идингситизированы. Иногда появляются зерна, окаймленные непрозрачной, почти черной опацитовой оторочкой. Совершенно свежие кристаллы встречаются редко. Оптические константы вкрапленников оливина таковы: $2V = (-84)\text{--}(+88)^\circ$, $N_g = 1,720$, $Np = 1,682\text{--}1,685$.

В таблице 2 приведены результаты химических анализов оливинов с пересчетом на четыре атома кислорода. Приведенные данные показывают, что оливин изученных базальтов соответствует хризолиту с колебанием атомного процента Mg от 75,5 до 79,3. Оптические константы оливинов, согласно диаграмме зависимости оптических свойств и химических составов (У. А. Дир и др., 1965), несколько отклоняются от кривых диаграмм, что, вероятно, связано с присутствием в химическом составе некоторых нехарактерных элементов.

Авгит встречается в виде изометричных, шестиугольных сечений, реже — коротких призм, обычно с неправильными очертаниями или не совсем четко выраженными кристаллографическими формами. В целом по степени идиоморфизма уступает плагиоклазу и оливину. Иногда включает мелкие сростки оливина, а также втеки основной массы. Размеры зерен авгита варьируют от 0,3 до 0,9–1,0 мм, наиболее часто встречаются кристаллы величиной 0,5 мм. Оптические константы таковы: $C:N_g 38\text{--}47^\circ$, $2VN_g = 50\text{--}54^\circ$, $N_g = 1,714\text{--}1,715$, $Np = 1,690\text{--}1,691$.

Результаты химических анализов авгитов из образцов базальта потока Срагагат и лавового покрова южнее с. Б. Манташ помещены в табл. 2, там же приведены пересчеты весовых процентов на шесть атомов кислорода для расчета кристаллохимической формулы.

Таблица 2

Химические составы и оптические константы вкрапленников породообразующих минералов;
кристаллохимические формулы и коэффициенты их расчета

Окислы	О л и в и н						А в г и т				Плагноклаз	
	57		60		62		60		62		62	
	весовые проценты окислов и коэффициенты расчета кристаллохимических формул											
SiO ₂	38,37	0,998	37,85	0,987	37,32	0,979	49,57	1,856	50,38	1,871	52,51	9,646
TiO ₂	0,16	0,003	0,22	0,004	0,09	0,002	1,12	0,031	1,13	0,031	0,08	0,011
Al ₂ O ₃	0,48	0,015	0,36	0,011	0,60	0,018	3,59	0,158	2,93	0,128	29,21	6,327
Fe ₂ O ₃	0,16	0,003	2,65	0,052	1,30	0,025	3,09	0,087	2,98	0,083	0,09	0,011
FeO	18,57	0,404	20,88	0,459	20,22	0,444	5,76	0,180	6,48	0,201	0,18	0,027
MnO	0,40	0,009	0,49	0,011	0,45	0,010	0,25	0,008	0,29	0,009	не обн.	-
CaO	0,38	0,011	0,57	0,016	0,38	0,011	19,46	0,781	18,72	0,745	11,53	2,269
MgO	39,82	1,544	36,06	1,413	38,52	1,506	15,47	0,863	16,30	0,902	0,24	0,065
Na ₂ O	0,12	0,006	0,30	0,015	0,12	0,006	0,70	0,051	0,57	0,041	4,35	1,547
K ₂ O	0,06		не обн.		-		не обн.		-		0,38	0,088
H ₂ O	-		0,15		-		0,16		-		0,40	
ppn	1,21		0,80		1,42		0,53		0,72		0,76	
Σ	99,73		100,03		100,42		99,70		100,40		99,73	
	Mg = 79,3% Fe ⁺² = 20,7%		Mg = 75,5% Fe ⁺² = 24,5%		Mg = 77,2% Fe ⁺² = 22,8%		Fe = 14% Ca = 40,9% Mg = 45,1%		Fe = 14,7% Ca = 38,6% Mg = 46,7%		Ab = 39,6% An = 58,1% Or = 2,3%	
	(Mg _{1,54} Fe ⁺² _{0,41} Mn _{0,01} Al _{0,01} Ca _{0,01}) 1,98 Si _{1,00} O ₄		(Mg _{1,41} Fe ⁺² _{0,46} Fe ⁺³ _{0,05} Ca _{0,02} Al _{0,01} Mn _{0,01} Na _{0,01}) 1,97 Si _{0,99} O ₄		(Mg _{1,51} Fe ⁺² _{0,44} Fe ⁺³ _{0,02} Al _{0,02} Mn _{0,01} Ca _{0,01}) 2,01 Si _{0,98} O ₄		(Ca _{0,78} Mg _{0,86} Fe ⁺² _{0,18} Fe ⁺³ _{0,09} Mn _{0,01} Ti _{0,03} Al _{0,02} Na _{0,05}) 2,02 (Si _{1,86} Al _{0,14}) 2,00		(Ca _{0,74} Mg _{0,90} Fe ⁺² _{0,20} Fe ⁺³ _{0,08} Mn _{0,01} Ti _{0,03}) 2,00 (Si _{1,87} Al _{0,13}) 2,00 O ₆		(Na _{1,55} Ca _{2,27} K _{0,09} Mg _{0,06} Fe ⁺² _{0,03}) 4,00 (Si _{9,65} Al _{6,33} Fe ⁺³ _{0,01} Ti _{0,01}) 16,00 O _{32,00}	
2V	± 90°		- 86		+ 88		+ 54 46°		+ 52 42°		+ 80	
C:N _g												
N _g	1,720		1,720		1,720		1,715		1,714		1,565	
N _p	1,685		1,682		1,685		1,691		1,690		1,557	
An%											60 [001]	

Проба № 57 - лавовый поток вулкана Арич; проба № 60 - лавовый поток вулкана Срагагат; проба № 62 - лавовый покров южнее с. Б. Манташ.

Согласно известной номенклатуре Хесса и Полдерваарта (1951), в системе $CaMgSi_2O_6 - CaFeSi_2O_6 - Mg_2Si_2O_6 - Fe_2Si_2O_6$ изученные пироксены по составу соответствуют авгиту и размещаются вблизи эндиопсидового поля.

Магнетит в некоторых разновидностях лав также выступает в качестве фенокристаллов, характеризующихся изометричными небольшими (0,3 мм) часто округленными и иногда прямоугольными единичными зернами. Из акцессорных минералов в шлифах наблюдаются редчайшие игольчатые кристаллики апатита, еле заметные в основной массе породы.

Количественно-минералогический подсчет устанавливает следующие процентные содержания фенокристаллов и основной массы:

в порфиловых разностях (%)	в олигофиловых разностях (%)
плагиоклаз - 10-14	0,7-2,1
оливин - 1,8-4,0	0,2-1,1
авгит - 1,2-2,8	1,1-1,6
основная масса - 79,2-87,0	95,2-98,0

Пирокластические образования представлены шлаками, лапилли и песками, а также вулканическими бомбами различных величин (от нескольких см до 3,5 м и более) и форм (веретенообразные, миндалевидные, грушевидные).

Продукты взрывной деятельности по времени опережают эффузивную активность и по составу также относятся к базальтам (табл. 3). Текстура шлаков сильно пористая, пузыристая. Стекло окрашено в буро-коричневый, коричнево-красный или черный цвет. Шлаки характеризуются либо гиалопилитовой, либо стекловатой структурой с незначительным количеством сильно окисленных и метаморфизированных вкрапленников оливинов, пироксенов, оплавленных и корродированных зерен плагиоклазов.

Основные особенности базальтов северного склона г. Арагац отражены на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 4). На векторной диаграмме фигуративные точки рассматриваемых вулканитов образуют сравнительно узкую поперечную полосу между Ш и IV линиями, разграничивающими ассоциации Йеллоустонского парка и Этны соответственно.

Наблюдается сравнительно большой разброс точек по оси S_6 свидетельствующий о вариации кремнезема и темноцветных минералов в различных выборках базальтов.

Расположение векторов на проекции CSb указывает на высокое значение коэффициента "п", т. е. на натриевый облик пород. При сравнении со средними типами по Дэли нетрудно видеть, что рассматриваемые базальты являются более лейкократовыми и лишь наиболее основные из них (анализы 272, 581, 585, 576) приближаются к среднему базальту по Дэли.

Сравнение анализов взрывных выбросов шлаков и последовавших за ними лавовых излияний чаще всего указывает на смену составов от кислых к основным. Указанная закономерность хорошо подтверждается на примере сравнения составов взрывных выбросов шлакового материала вулкана Туфашен с составами пород, представ-

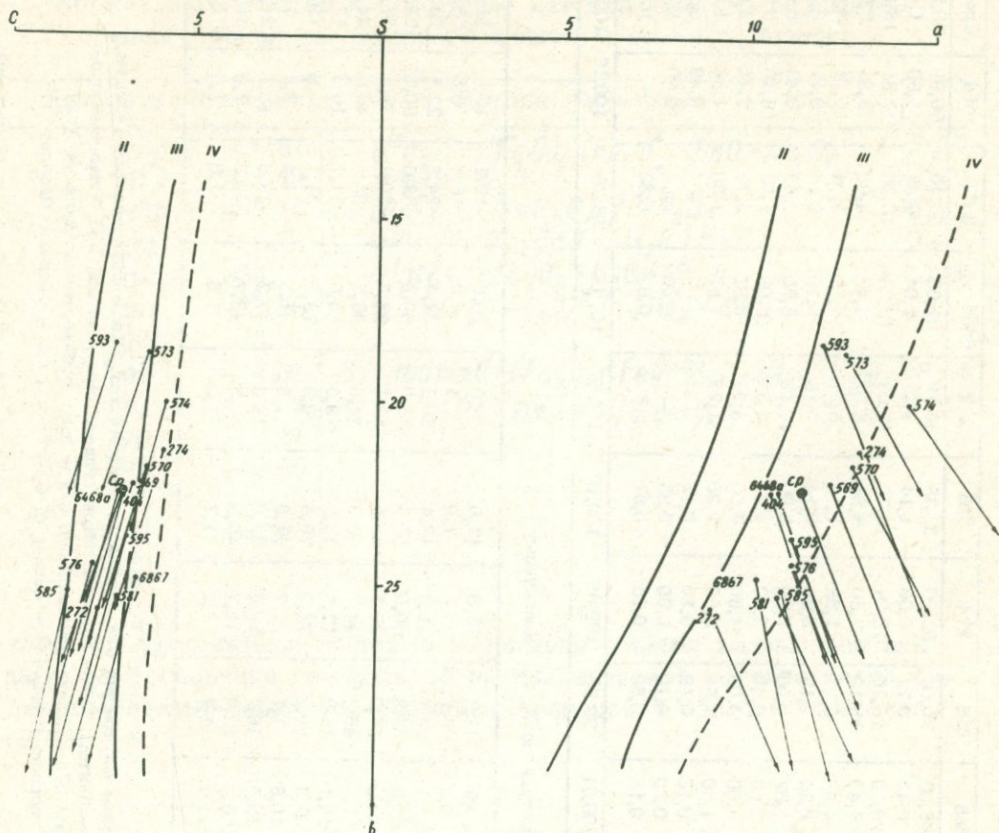


Рис. 4. Диаграмма А. Н. Заварицкого для базальтов северного склона массива г. Арагац. Вариационные кривые: II – тип Лассен Пик, III – тип Йеллоустонского парка, IV – тип Этны.

ляющих дайки, прорвавшие шлаки. В частности, намечается уменьшение кремнезема, общей и калиевой щелочности, увеличение магнезиальности и железистости. Антидромный порядок смены состава базальтов является доказательством дифференцированности магматического расплава в очаге.

В таблице 4 приведены нормативный состав и некоторые дополнительные петрохимические параметры для среднего базальта северного склона Арагаца. Эти данные свидетельствуют о несоответствии между модалным и нормативным составом минералов. Показатели сериального индекса (S_i), индексов дифференциации (DJ) и Ритмана (B) вместе с данными нормативных составов и рассмотренными выше петрографическими и петрохимическими особенностями базальтов дают нам основание отнести их к лейкократовому типу – близкому по многим признакам к андезито-базальтам.

Петрографические и петрохимические особенности базальтов северного склона Арагаца, особенности их взаимоотношения с более

Таблица 3

Химические составы базальтовых вулканитов северного склона г. Арагац

Окислы	569	570	573	574	576	581	585	595	274	593	272	6468 а	6867	404	Средн.
SiO ₂	51,03	51,00	53,07	51,20	48,00	48,50	48,05	50,06	52,00	52,38	49,79	51,65	50,20	50,91	50,56
TiO ₂	0,78	1,00	1,14	1,32	1,50	1,50	0,42	0,72	0,90	1,14	1,32	1,04	0,93	1,60	1,09
Al ₂ O ₃	18,72	18,50	18,17	18,65	19,50	18,20	20,10	18,20	18,04	18,70	17,63	18,28	16,96	17,81	18,39
Fe ₂ O ₃	5,25	4,12	7,27	7,94	3,60	7,80	4,40	5,10	7,30	6,86	5,01	4,45	4,66	3,96	5,55
FeO	3,92	4,70	0,84	0,96	5,80	1,96	4,48	3,92	1,68	1,12	5,21	4,76	5,04	5,12	3,60
MnO	0,24	0,20	0,17	0,06	0,22	0,27	0,25	0,15	0,24	0,14	0,18	0,10	0,14	0,11	0,18
CaO	8,40	8,68	8,00	8,50	9,70	10,00	9,52	9,00	7,60	8,00	10,09	8,50	7,48	8,43	8,70
MgO	5,85	5,18	4,20	4,18	6,40	6,50	7,56	6,40	5,60	4,57	6,59	6,09	7,53	6,10	5,92
Na ₂ O	4,20	4,50	4,20	5,00	4,00	3,90	4,00	4,00	4,60	4,00	3,25	3,87	3,72	3,55	4,05
K ₂ O	1,50	1,90	2,10	2,13	1,45	1,45	1,30	1,50	2,00	1,90	1,25	1,61	1,30	1,88	1,55
H ₂ O	0,10	0,10	0,12	0,13	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,25	-	-	0,49	0,12
nnn	0,50	0,30	0,44	0,70	0,20	0,40	0,20	0,10	0,50	0,65	-	0,06	сл.	0,90	0,35
P ₂ O ₅	0,30	0,11	0,69	0,01	0,11	0,20	0,13	0,69	0,13	0,57	-	0,69	0,82	-	0,31
Σ	100,79	100,29	100,50	100,78	100,58	100,78	100,51	99,94	100,69	100,15	100,57	101,00	98,78	100,16	100,06

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Al ₂ O ₃	a	12,2	12,8	12,6	14,3	11,2	10,8	10,9	11,2	13,0	12,0	9,0	10,8	10,2	10,6	11,4
CaO	c	6,5	6,1	6,1	5,6	7,6	6,9	8,2	6,7	5,7	7,0	7,4	6,9	6,4	6,8	6,8
FeO	b	22,2	21,7	18,6	20,0	24,4	25,3	25,1	23,7	21,3	18,4	25,6	22,4	24,8	22,5	22,4
S	s	59,1	59,4	62,7	60,1	56,8	57,0	55,8	58,3	60,0	62,6	58,0	59,9	58,6	60,1	59,4
f'	f'	38,0	38,0	39,1	39,0	36,9	35,0	34,0	35,0	38,3	39,5	36,7	37,7	36,2	37,2	37,6
m'	m'	44,7	40,8	40,2	35,9	45,2	43,8	51,9	46,4	44,7	43,3	44,0	46,3	52,1	46,5	44,9
c'	c'	17,3	21,2	20,7	25,1	17,9	21,2	14,1	18,6	17,0	17,2	19,3	16,0	11,7	16,3	17,5
n	n	79,8	78,5	75,6	78,3	80,7	80,2	82,3	80,2	77,9	76,5	79,5	78,5	81,1	74,0	79,8
t	t	1,2	1,5	1,6	1,8	2,3	2,2	0,6	1,1	1,2	1,6	1,9	1,5	1,4	2,3	1,6
ψ	ψ	20,4	16,5	34,2	34,1	13,1	26,6	15,5	18,7	29,6	33,0	16,6	17,2	16,2	15,1	21,2
Q	Q	-12,7	-12,9	-5,9	-14,0	-16,4	-14,5	-18,4	-12,4	-11,7	-5,8	-9,5	-8,7	-9,6	-7,8	-10,8
a/c	a/c	1,9	2,1	2,1	2,5	1,5	1,6	1,3	1,7	2,3	1,7	1,2	1,6	1,6	1,6	1,6

О п и с ь а н а л и з о в

569 - шлак вулкана Барирадир, 570 - лавовый поток вулкана Барирадир, 573 - шлак вулкана Анникат, 574 - шлак вулкана Туфашен, 576 - лава дайки вулкана Туфашен, 581 - шлак вулкана Мец-Манташ, 585 - лавовый поток вулкана Мец Манташ, 595 - лавовый про-
 ров юго-восточнее вулкана Ваган, 593 - шлак вулкана Ваган, 274 - шлак вулкана Арич, 272 - лава юго-восточнее вулкана Арич,
 6468 а - лава в 3-х км к югу от с. Манташ, 6867 - лава у вулкана Арич, 404 - лава у с. Сараландж, ср. - средний базальт из
 14 анализов.

Первые 11 анализов выполнены в хим. лаборатории ИГН АН Арм. ОСП аналитиком Егнян Н. Г., обр. 6867 и 6468 а заимствованы
 у В. М. Амаряна (фондовые материалы), а 404 у П. И. Лебедева (1931).

Таблица 4

Нормативный состав и некоторые петрохимические параметры
среднего базальта северного склона массива г. Арагац

Нормативный состав в %		Другие параметры	
<i>ap</i>	- 0,67	$(Fe_2O_3 + FeO) / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$	=0,61
<i>il'</i>	- 2,12	$Na_2O + K_2O$	=5,60
<i>mt</i>	- 8,10	$ag - (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$	=0,3
<i>oz</i>	- 9,46	$\omega - MgO / (CaO + Na_2O + K_2O)$	=0,41
<i>ab</i>	-34,08	$alkal - Al_2O_3 + K_2O + Na_2O$	=23,99
<i>an</i>	-27,26	$b - (Na_2O + K_2O)^2 / (SiO_2 - 43)$	=4,1
<i>di</i> { <i>wo</i>	- 5,81		
<i>en</i>	- 4,62	$Si - 100MgO / (Fe_2O_3 + FeO + MgO + Na_2O + K_2O)$	=28,64
<i>fs</i>	- 0,53	$DJ - \Sigma (Q + Oz + Ab) \text{ в } \%$	=40,92
<i>ol - po</i>	- 6,47		
<i>hy - en</i>	- 0,80		
Сумма	-99,92		

кислыми вулканитами, а также небольшие объемы излившихся лав дают нам основание говорить об их генетической подчиненности андезито-базальт-дацитово́й формации Арагацской области (Ширинян, 1975).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Изд. М., "Мир", т. 1,2,4, 1965, 1966.
2. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы, "Алагез - потухший вулкан Армянского нагорья", т. 1, тр. Сов. по изучению произв. сил (СОПС), серия Закавказская, вып. 3, 1931.
3. Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. Арагац. Ереван, Изд. АН Арм. ССР, 1964.
4. Ширинян К. Г. К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. XXV111, № 1, 1975.
5. Poldervaart A., Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. Journ. Geol., 59, 472, 1951.

А. Х. Мнацаканян, Э. Х. Хуршудян

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВКРАПЛЕННИКОВ РОГОВОЙ ОБМАНКИ И БИОТИТА ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ АРМЕНИИ

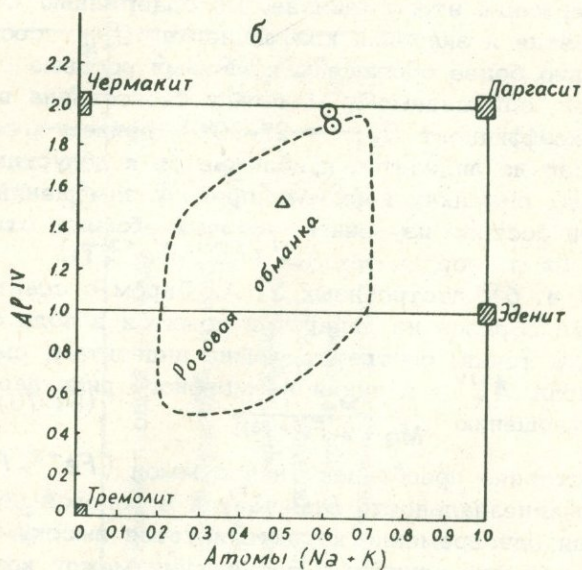
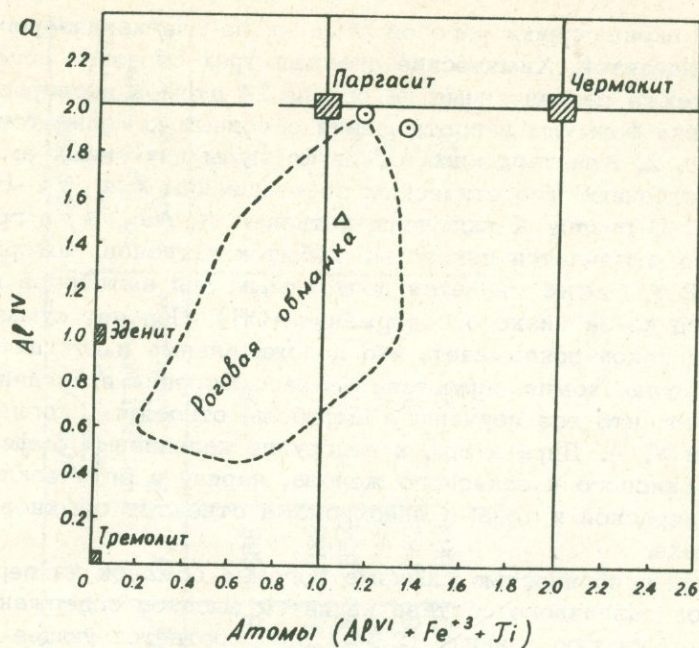
Варьирующие в широких пределах составы таких порообразующих минералов, как роговая обманка и биотит, являются важнейшими индикаторами физико-химических условий кристаллизации магматических пород. В данной статье приводятся результаты оптических, химических и рентгеноструктурных исследований порфировых вкрапленников этих минералов в породах верхнемеловой вулканической серии, ранее описанной одним из авторов (А. Х. Мнацаканян, 1964).

Роговая обманка

Роговая обманка — относительно редкий минерал в составе пород верхнемеловой серии. Она является главным темноцветным минералом-вкрапленником в натровых липаритах жерловой фации левого бережья р. Тауш. В этих породах она составляет 4–6% поверхности шлифа и ассоциирует с вкрапленниками ильменита и плагиоклаза (№ 49–37). В дайках гиперстен-роговообманковых обсидианов фенокристаллы роговой обманки находятся совместно с вкрапленниками плагиоклаза (№ 55–38) и гиперстена ($f = 41\%$). Описываемый минерал встречается также в плагиоклазовых андезитах, в которых составляет 2–6% поверхности шлифа и ассоциирует с плагиоклазом (46–35% Ap) и небольшим количеством авгита ($Wo_{38}En_{42}Fs_{20}$).

Во всех перечисленных типах пород роговая обманка представлена зеленовато-бурыми призматическими кристаллами, окаймленными скоплениями мелких зернышек магнетита; более мелкие выделения иногда нацело опацифицированы. Кристаллы не зональные, однородные с характерной схемой плеохроизма: N_g — темный буро-зеленый, N_m буровато-зеленый, N_p — зеленый.

Оптика и химизм. Оптические константы и коэффициенты железистости (и магнезиальности) вкрапленников амфибола (табл. 1) варьируют в сравнительно небольших пределах. По диаграмме У. А. Дира и др. (1965, т. 2), построенной с учетом изменений состава в связи с $2V$, N_g и N_p , коэффициент магнезиальности изученных амфиболов колеблется от 52 до 66%; наименее магнезиальным соста-



○ 1
△ 2

Рис. 1. Точки составов вкрапленников роговой обманки из пород верхнемеловой вулканической серии Северной Армении на классификационной диаграмме Дира и др. (1965).

1. Вкрапленники обыкновенной роговой обманки из плагиоклаз роговообманковых андезитов.
2. Вкрапленники обыкновенной роговой обманки из роговообманковых липаритов.

вом обладают вкрапленники роговой обманки из плагиоклаз-рогово-обманковых андезитов. Химические анализы трех образцов роговой обманки^X, а также рассчитанные на основе 24 атомов кислорода кристаллохимические формулы и соотношения основных компонентов приведены в табл. 2. Кристаллохимические формулы изученных амфиболов в целом отвечают теоретическим соотношениям $x:y:z: (O,OH) = (2-3) : 5:8:24$. В группу X включены катионы K, Na, Ca ; в группе

у постоянно отмечается некоторый избыток катионов, который, как считает В. Э. Леаке является допустимым для амфиболов вулканических пород из-за низкого содержания (ОН). Подсчет суммы валентностей катионов показывает, что положительные и отрицательные заряды в формулах компенсируются. Из рассмотрения приведенных данных следует, что все изученные амфиболы относятся, согласно классификации У. А. Дира и др., к подгруппе кальциевых амфиболов соотношения окисного и закисного железа, наряду с оптическими свойствами, окраской и тонами плеохроизма отвечают обыкновенной роговой обманке.

Характерной особенностью химизма роговых обманок из верхне-меловых пород различного состава является высокое содержание кальция на формульную единицу (2,04-1,91), соответствующее верхнему пределу содержаний этого катиона. По содержанию $(Na+K)$ различия не такие резкие и значения коэффициента A_{Ca} составляют 21-23%. Сравнительно более обогащены щелочами роговые обманки из андезитов. Далее, описываемому минералу свойственна высокая глиноземистость (коэффициент $A_{Si} = 25-20\%$), причем число атомов

Al^{IV} в образцах из андезитов приближается к допустимому в обыкновенных роговых обманках верхнему пределу замещений Si на Al . Эти особенности состава изученных роговых обманок отчетливо видны на диаграммах в координатах $Al^{IV} (Al^{VI} + Fe^{+3} + Ti)$ и $Al^{IV} - (Na+K)$ (рис. 1 а, б), построенных У. А. Диром с соавт (1965). Фигуративная точка образца из липаритов ложится в поле составов роговых обманок, а точки, соответствующие андезитам, смещаются за счет высокой доли Al^{IV} к линии изоморфного ряда паргасит-чермакит. Судя по отношению $\frac{Mg}{Mg + \Sigma Fe + Mn}$ (54-70) количество

ионов Mg постоянно преобладает над суммой $(Fe^{+3} + Fe^{+2})$ и наиболее высокая магнезиальность отмечается в роговой обманке из липаритов, которая одновременно характеризуется высоким содержанием Si на формульную единицу. Соотношения между коэффициентом магнезиальности и содержанием ионов Si изображены на рис. 1 в. Приведенные в табл. 2 отношения $Fe^{+3} / \Sigma Fe$ указывают на разную степень окисленности изученных образцов роговых обманок. В связи с этим необходимо также отметить постоянно низкое по сравнению с теоретической формулой содержание гидроксила, связанное с процессом окисления значительной части двухвалентного железа. Известно, что в лавах и экструзивах этот процесс является результатом экзотермических реакций в поверхностных условиях (В. Н. Лодочни-

х Обр. 572 проанализирован также З. О. Чибухчином методом сравнительной дисперсии двупреломления.

Таблица 1

Оптические константы вкрапленников роговой обманки из
пород верхнемеловой серии

Образцы	П о р о д а	$2V_{Np}$	CNg	N_g'	N_p'	$\frac{100 \cdot \sum Fe}{\sum Fe + Mg}$	$\frac{100 \cdot Mg}{Mg + \sum Fe + Mn}$
						по диаграмме В. С. Соболева	по диаграмме У. А. Дира и др.
41 а	Плагноклаз-роговообманковый андезит (дайка)	78°	14°	1,678	1,658	27	60
572	Плагноклаз-роговообманковый андезит (поток)	69°	13°	1,686	1,662	34	54
16	Роговообманковый липарит (купол)	74°	16°	1,678	1,654	26	59
15	Роговообманковый липарит (купол)	76°	14°	1,672	1,645	23	66
634	Роговообманковый липарит (купол)	73°	16°	1,676	1,652	25	61
13	Гиперстен-роговообманковый обсидиан	71°	15°	1,680	1,660	27	58

Таблица 2

Химический состав и кристаллохимические формулы вкраплен-
ников роговой обманки из верхнемеловых пород

	обр. 41 а	обр. 572	обр. 15
SiO_2	39,42	40,75	44,00
TiO_2	2,00	1,04	0,80
Al_2O_3	11,56	12,50	13,06
Fe_2O_3	6,00	6,85	5,80
FeO	11,24	11,50	7,90
CaO	12,81	12,42	12,20
MgO	14,00	11,90	14,16
MnO	0,30	0,22	0,36
Na_2O	1,65	1,35	1,44
K_2O	0,50	0,92	0,38
H_2O	1,20	0,69	0,80
H_2O	-	-	0,06
Σ	100,68	100,14	100,96

Количество ионов в пересчете на 24 (0)

Z	$\left\{ \begin{array}{l} Si \\ Al \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} 6,008 \\ 1,992 \end{array} \right\} 8,00$	$\left\{ \begin{array}{l} 6,190 \\ 1,810 \end{array} \right\} 8,00$	$\left\{ \begin{array}{l} 6,430 \\ 1,570 \end{array} \right\} 8,00$
	$\left\{ \begin{array}{l} Al \\ Ti \\ Fe^{+3} \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} 0,093 \\ 0,228 \\ 0,696 \end{array} \right\} 5,65$	$\left\{ \begin{array}{l} 0,433 \\ 0,128 \\ 0,786 \end{array} \right\} 5,55$	$\left\{ \begin{array}{l} 0,673 \\ 0,088 \\ 0,964 \end{array} \right\} 5,17$
Y	$\left\{ \begin{array}{l} Mg \\ Fe^{+2} \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} 3,170 \\ 1,425 \end{array} \right\} 5,65$	$\left\{ \begin{array}{l} 2,700 \\ 1,476 \end{array} \right\} 5,55$	$\left\{ \begin{array}{l} 3,085 \\ 0,310 \end{array} \right\} 5,17$
	$\left\{ \begin{array}{l} Mn \\ Na \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} 0,037 \\ 0,485 \end{array} \right\} 2,67$	$\left\{ \begin{array}{l} 0,027 \\ 0,421 \end{array} \right\} 2,62$	$\left\{ \begin{array}{l} 0,053 \\ 0,421 \end{array} \right\} 2,40$
X	$\left\{ \begin{array}{l} Ca \\ K \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} 2,085 \\ 0,091 \end{array} \right\} 2,67$	$\left\{ \begin{array}{l} 2,014 \\ 0,183 \end{array} \right\} 2,62$	$\left\{ \begin{array}{l} 1,911 \\ 0,070 \end{array} \right\} 2,40$
	$\left\{ \begin{array}{l} OH \\ O \end{array} \right.$	$\left. \begin{array}{l} 1,225 \\ 0,52 \end{array} \right\} 1,75$	$\left\{ \begin{array}{l} 0,712 \\ 1,29 \end{array} \right\} 2,00$	$\left\{ \begin{array}{l} 0,876 \\ 1,12 \end{array} \right\} 2,00$
Σ		45,92	46,24	45,95

Соотношения атомов

Mg/Fe^{+2}	2,3	1,8	10,0
$\frac{100 \cdot Mg}{Mg + \Sigma Fe + Mn}$	59,4	54,1	69,7
α_{Si}	24,9	22,6	19,6
α_{VI}^{+3}	18,0	24,3	20,6
α_{Ca}	21,9	23,1	20,5
$Fe^{+3}/\Sigma Fe$	0,33	0,62	0,24

Примечание: $\alpha_{Si} = \frac{Al^{IV}}{Al^{IV} + Si} \cdot 100$;

$$\alpha_{VI}^{+3} = \frac{(Al^{VI} + Ti + Fe^{+3}) \cdot 100}{Mg + Fe^{+3} + Fe^{+2} + Al^{VI} + Mn + Ti} ;$$

$$\alpha_{Ca} = \frac{(Na + K) \cdot 100}{Na + K + Ca} ; \text{ (по С. П. Кориковскому, 1966) }$$

ков, 1955; J. F. G. Wilkinson 1961).

На диаграммах составов роговых обманок изверженных пород в координатах $Q_{Si} - Q_{Ca}$ и $Q_{Si} - Q_{Al}^{+3}$ построенных С. П. Кориковским (1966), изученные образцы ложатся постоянно в поле, соответствующее роговым обманкам из диоритов и габбро-диоритов. Следовательно, если для амфиболов из верхнемеловых андезитов отмечается соответствие между составом вкрапленников этого минерала и вмещающей породы, то роговая обманка из липаритов по сравнению с таковыми гранитов характеризуется пониженной щелочностью и повышенной глиноземистостью.

Таким образом, изменение состава роговых обманок — вкрапленников в последовательности андезит-липарит происходит в сторону убывания коэффициентов изоморфизма Q_{Si} и Q_{Ca} и увеличения коэффициента магнезиальности, что соответствует убыванию степени замещения Si^{+4} на Al^{+3} , Ca , Na ($Na+K$) и Mg^{+2} на Fe^{+2} . Очевидно, что направленность отмеченных изменений противоположна тем, которые должны наблюдаться в генетическом ряду пород, эволюционирующих от основных к более кислым. Поэтому отметим, что плагиоклаз — роговообманковые андезиты и роговообманковые липариты принадлежат пространственно разобленным и параллельно развивающимся рядам (Прикуринская зона, Таузский прогиб). Кроме того, поскольку общая щелочность этих пород имеет близкие значения, различия в составе изученных роговых обманок определяются скорее температурой кристаллизации и участием других интрателлурических фаз. Так, высокая глиноземистость роговых обманок из андезитов может объясняться, по W. J. Hazzy, более высокой температурой кристаллизации этих пород и проявлением компенсированного изоморфизма по типу $(Mg^{+2}, Fe^{+2})Si^{+4} \rightarrow (Al^{+3}, Fe^{+3})Al^{+3}$. Далее, в андезитах магнезиальность вкрапленников роговой обманки зависит также от состава сосуществующих вкрапленников клинопироксена. В роговообманковых липаритах роговая обманка является единственным темноцветным минералом-вкрапленником и ранняя кристаллизация ильменита и магнетита в этих породах, связывающая значительную часть железа, могла обусловить более магнезиальный состав кристаллизующихся вкрапленников роговой обманки. Сравнительно менее магнезиальный состав, судя по показателям преломления и частному определению $MgO^{(x)}$ имеет роговая обманка из гиперстен-роговообманковых обсидианов. Поскольку в этих породах присутствуют вкрапленники гиперстена, то состав вкрапленников роговой обманки должен определяться распределением ионов магния и железа между этими сосуществующими минералами.

Рентгенометрическая характеристика. Вкрапленники роговой обманки из андезитов (обр. 41 а), липаритов (обр. 15) и обсидианов (обр. 13) исследовались также рентгеновским методом. Съемка велась на аппарате УРС-55 на железном неотфильтрованном излучении в камерах РКД. Режим на трубке — 30 кВ 16 мА Образец 41 а

^x Методом сравнительной дисперсии двупреломления З. О. Чибуханов в образце роговой обманки определено $MgO = 12.3\%$,
 $Al_2O_3 = 8.0\%$, $CaO = 12.9\%$

снят на дифрактометре ДРОН-1 на медном отфильтрованном излучении. В качестве внутреннего стандарта использовался элементарный кремний. Диагностика показала принадлежность всех изученных образцов к обыкновенной роговой обманке. В табл. 3 приводятся параметры элементарной ячейки роговых обманок, расчет которых проводился по следующим отражениям: параметр "а" - (400), (600); параметр "в" - (0,12,0), (0,14,0) и (0,10,0); параметр "с" - (661), (712), (772); угол: β - (641), (603).

Рассчитанные параметры элементарной ячейки вкрапленников амфибола из верхнемеловых пород в целом отвечают параметрам обыкновенной роговой обманки (см. У. А. Дир и др., 1965, т. 2). В литературе неоднократно указывалось, что крайняя сложность химизма природных амфиболов затрудняет выявление тесных связей между составом и параметрами ячейки. Поэтому рассмотрение значений параметров и кристаллохимических формул изученных роговых обманок позволяет на основе положений, суммированных в сводке У. А. Дира с соавт. и в статье P. A. Colville, W. G. Ernst and M. C. Gilbert (1966) подчеркнуть лишь следующее. 1. Известно, что в структуре кальциевых амфиболов позиция M_4 соответствует группе крупных катионов $X = (Ca, Na, K)$ если количество их не является избыточным по отношению к двум подходящим положениям. В изученных нами роговых обманках сумма этих катионов более 2 и доля ионов в группе составляет 76-80%. Это позволяет судить о том, что позиция M_4 занята преимущественно Ca а щелочные ионы входят в 2. Более мелкие катионы $Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al, Ti$, составляющие группу Y соответствуют позициям M_1, M_2, M_3 . Распределение их среди этих позиций в природных амфиболов не является беспорядочным. Colville и соавт. показали, что изменение параметра "в" есть функция размеров катионов в позициях M_2 и M_4 . Но поскольку M_4 в кальциевых амфиболов почти постоянно полностью занята Ca то колебания "в" контролируются значением среднего радиуса ионов в позиции M_2 . По диаграмме 13в цитированной работы можно судить, что значения параметра "в" изученных амфиболов из верхнемеловых пород, равные 18,11 - 18,08 Å, соответствуют среднему радиусу ионов в M_2 в пределах 0,60-0,65. Эти значения "в" определенно указывают также на то, что позиция M_2 на 50% занята ионами Al и на 50% - ионами Fe^{+2} . Следовательно, в изученных амфиболов ионы Mg и Fe^{+2} входят главным образом в позиции M_1 и M_3 , наряду с оставшимися ионами Al и Fe^{+2} . 3. Параметр " $a \sin \beta$ " является функцией как размера катионов в тетраэдрической координации, так и в октаэдрической. Colville и др. (1966) установили, что минимальные значения его (9,4 Å) отмечаются тогда, когда Si занимает все тетраэдрические позиции, а Mg и Al - все октаэдрические; максимальные значения (9,6 Å) наблюдаются в случае, когда октаэдрические позиции заняты преимущественно крупными катионами. Полученные для наших амфиболов значения $a \sin \beta$ близки и равны примерно 9,5 Å, что подтверждает распределение Al^{+3} как по тетраэдрическим позициям, так и по октаэдрическим. Можно, кроме того, считать, что октаэдрические положения примерно на 50% заняты крупными и на 50% - мелкими катионами. 4. Угол β

Таблица 3

Данные рентгеновского анализа моноклинных амфиболов из пород верхнемеловой серии

№ Об- раз- ца	Минерал	Параметры элементарной ячейки					
		$a(\text{\AA})$	$b(\text{\AA})$	$c(\text{\AA})$	β	$a \sin \beta$	$c \sin \beta$
41а	Обыкновенная рого- вая обманка	9,895	18,11	5,301	$73^{\circ}36'$	9,492	5,085
15	Обыкновенная рого- вая обманка	9,874	18,08	5,283	$74^{\circ}42'$	9,524	5,096
13	Обыкновенная рого- вая обманка	9,888	18,08	5,272	$74^{\circ}12'$	9,515	5,073

контролируется скорее всего отношением Al/Si чем ионами в позиции M_4 (COLVILLE и др.). По этому параметру амфиболы из андезитов, с одной стороны, и амфиболы из липаритов и обсидианов, с другой, различаются довольно четко в соответствии с тем, что в первых большее количество ионов Si замещено на Al (см. различия по коэффициенту изоморфизма Q_{Si}). 5. Значения параметра "с" определяются размером катионов в положениях M_1 и M_2 и возрастают при замещении Mg на Fe^{+2} . В нашем случае амфиболы из андезитов имеют большую величину "с" по сравнению с амфиболами из кислых пород, что, вероятно, отражает более магнизиальный состав последних. 6. Параметр " $c \sin \beta$ " тесно коррелируется с содержанием Al^{IV} (А. Л. Литвин, А. А. Петрунина, 1970). Однако полученные нами значения этого параметра заметно ниже приводимых указанными авторами значений на соответствующем графике зависимости между Al^{IV} и " $c \sin \beta$ ". Возможно, это связано с тем, что данный график составлен для роговых обманок из пород Украинского кристаллического массива и не может быть использован для роговых обманок из эффузивов. Отметим только, что " $c \sin \beta$ " в амфиболах из верхнемеловых пород уменьшается с уменьшением доли Al^{IV} в тетраэдрической координации.

Итак, подчеркнем основные особенности состава роговых обманок — вкрапленников из верхнемеловых пород: 1) по оптическим свойствам, химизму и результатам рентгеновского исследования изученные амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой с постоянно пониженным содержанием гидроксила; 2) с изменением состава вмещающих пород от андезитов до липаритов и обсидианов во вкрапленниках роговой обманки при одинаковой щелочности убывает степень замещения Si на Al и возрастает коэффициент магнизиальности. Изменения эти вероятно связаны с температурой кристаллизации пород и определяются составом сосуществующих минералов-вкрапленников; 3) рассчитанные параметры элементарной ячейки могут использоваться для суждения об упорядоченном распределении катионов в различных структурных позициях; 4) по химическому составу

изученные амфиболы, в том числе амфиболы из липаритов, ложатся в поле амфиболов из диоритов и габбро-диоритов (по С. П. Кориковскому). Высокое содержание Al^{IV} , суммарное содержание щелочей, отношение $\Sigma Fe/Mg$ при данных содержаниях SiO_2 во вмещающих породах позволяет относить изученные роговые обманки к типу, свойственному ассоциациям пород островных дуг, выделенному

Jakes, A. J. R. White (1972) на основании детального сравнения химизма амфиболов из вулканических ассоциаций островных дуг и окраин континентов.

Биотит

В верхнемеловых вулканических породах биотит встречается исключительно во вкрапленниках кислых вулканических пород, содержащих SiO_2 в пределах 66–70% и $K_2O \approx 3–5.60\%$. Это обсидиан-перлиты потоков, липариты и кварцевые дациты жерловой фации, развитые в левобережье р. Джогас и к востоку от с. Саригюх. В обсидиан-перлитах биотит – единственный фемический минерал, составляющий 2–6% поверхности шлифа и ассоциирующий с вкрапленниками олигоклаз-андезина и магнетита. В биотитовых липаритах содержание его возрастает до 4–8%; ассоциирующие вкрапленники представлены олигоклаз-андезином, магнетитом, санидином. В кварцевых дацитах биотит, составляющий 2–4% поверхности шлифа, находится совместно с вкрапленниками авгита ($Wo_{43}En_{42}Fs_{15}$) кварца и магнетита.

Во вкрапленниках лав и туфов биотит образует пластинчатые или изометричные шестиугольные выделения с опацизацией по периферии и по трещинкам спайности. Характерны включения идиоморфных кристалликов циркона и апатита. Схема абсорбций обычная; по Ng биотит окрашен в темнокоричневый цвет, что согласно выведенной И. А. Островским и В. П. Петровым (1940) зависимости средней светопрозрачности биотитов от общего содержания в них красителей (Fe_2O_3, TiO_2, FeO) отвечает содержанию последних в пределах 30 %.

По оптическим свойствам для описываемых биотитов приводятся ограниченные данные. Значение угла оптических осей во всех изученных образцах равно или близко к 0° . Показатели преломления ($Ng = Nm$) варьируют от 1,670 до 1,681, что, по диаграммам В. С. Соболева и Е. Хейнриха, свидетельствует о значительном колебании коэффициента железистости (табл. 4). Наиболее железистыми по составу являются вкрапленники биотита из кварцевых дацитов экструзива Кардан (Саригюхский участок).

Химизм. В таблице 5 приводятся результаты полного химического анализа 5 образцов биотита из всех типов верхнемеловых биотит-содержащих пород. По этим данным, изученный минерал относится к промежуточному типу между изоморфными рядами истонит – сидерофиллит и флогопит-аннит. Химические анализы рассчитаны на $24(OH, O)$ в соответствии с теоретической формулой $X_2Y_6-4Z_8O_{20}$

$(OH, O)_4$; сумма положительных зарядов в приведенных кристаллохимических формулах близко совпадает с суммой отрицательных зарядов.

Содержание крупных межслоевых катионов в 12-кратной коорди-

нации (группа X) колеблется от 1,63 до 2,36. Во всех анализах калий составляет 75–85% ионов группы; наиболее высокие содержания Na отмечаются в биотитах из кварцевых дацитов ($\frac{K}{Na} = 3,58$). Количество катионов в октаэдрических позициях (группа Y) составляет 5,61–6,30, что близко к теоретической цифре 6,0 в триоктаэдрических слюдах. Характерно, что большинство в этой группе составляют катионы Fe^{+2} , Fe^{+3} и Mg при постоянном преобладании $Fe^{+2}+Fe^{+3}$ над Mg и меньшую часть составляют Al^{VI} , Ti; и Mn. Поскольку постоянно присутствует Al^{VI} , титан входит только в октаэдрическую позицию и количество его в общем уменьшается с увеличением отношения $\frac{Fe}{Fe + Mg}$ от биотитов из перлитов и липаритов

к биотитам из кварцевых дацитов. В изученных биотитах тетраэдрические позиции заняты исключительно катионами Si и Al содержание Al^{IV} колеблется в пределах 2,250–2,365 на формальную единицу и максимальное значение устанавливается в биотитах из кварцевых дацитов. В дополнительной группе одновалентные анионы OH^- составляют 50% или меньше, что свидетельствует о высокой степени изоморфного замещения гидроксила на O^- в связи с окислением Fe^{+2} .

Наиболее четкие различия в составе изученных биотитов наблюдаются по коэффициентам железистости ($\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe + Mg}$; $FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$) и глиноземистости ($\frac{Al \cdot 100\%}{Al + Mg + Fe + Si}$).

Общая железистость (см. табл. 5) возрастает от 54% в биотитах из обсидиан-перлитов до 67,6% в кварцевых дацитах. Судя по графику (рис. 2), намечается связь между валовым содержанием SiO_2 в материнских породах и железистостью биотитов-вкрапленников. Последняя при этом возрастает с уменьшением SiO_2 . На том же графике видно, что с увеличением общей щелочности от перлитов ранних излияний к биотитовым липаритам экструзий железистость биотитов несколько возрастает. Одновременно кварцевые дациты, содержащие меньше щелочей, характеризуются высокой железистостью биотита вкрапленников. Эти незакономерные соотношения можно объяснить тем, что биотит в перлитах и липаритах – единственный темноцветный минерал и различия в его составе связаны со степенью дифференциации последовательных порций расплава. В кварцевых же дацитах состав биотита непременно должен контролироваться составом ассоциирующего с ним авгита, который как более тугоплавкая фаза связывает значительную часть магния.

Обращаясь к тройной диаграмме $Fe^{+3}-Fe^{+2}-Mg$ (рис. 3), можно видеть, что указанное изменение железистости в биотитах ряда перлит-липарит-кварцевый дацит происходит преимущественно за счет заметного возрастания Fe^{+3} при незначительном увеличении Fe^{+2} . На рассматриваемую диаграмму пунктиром нанесены также составы твердых растворов биотитов серии флогопит-аннит, изученных Wones *Eugster* в экспериментальной системе $KFe_3^{+2}AlSi_3O_{12}H_{-1} - KFe_3^{+2}AlSi_3O_{10}(OH)_2 - KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$. Эти твердые растворы устойчивы в условиях различного парциального давления кислорода, контролируемых индивидуальными буферами равновесия $Fe_3O_4-Fe_2O$, $Ni-NiO$, $Fe_2SiO_4-SiO_2-Fe_2O_4$ (цитирует-

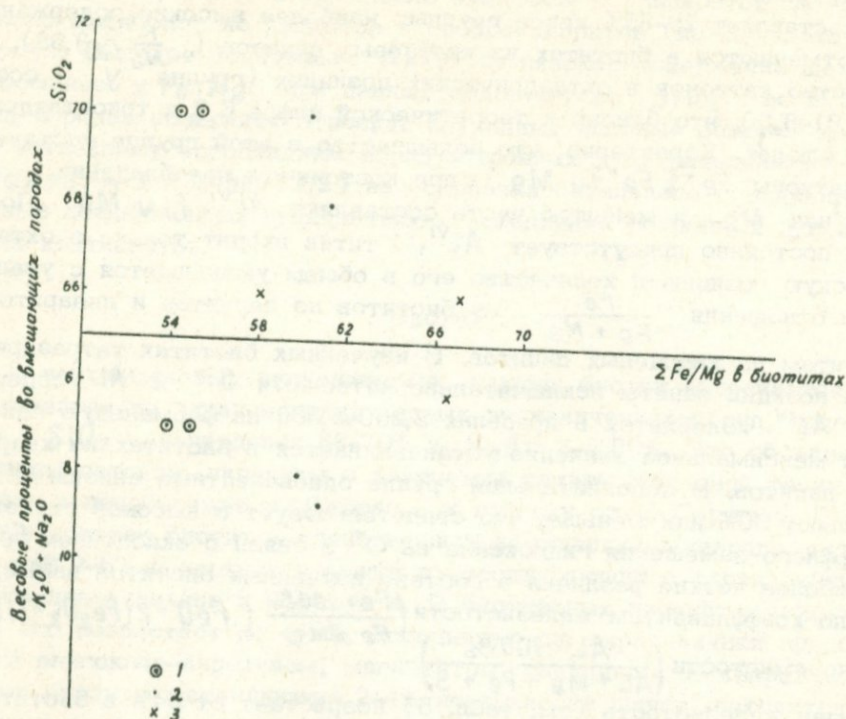


Рис. 2. Зависимость между составом биотитов-вкрапленников верхне-меловой серии и содержанием SiO_2 и $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ во вмещающих породах. 1. Вкрапленники биотита из биотитовых обсидиан-перлитов. 2. Вкрапленники биотита из биотит-санидиновых липаритов. 3. Вкрапленники биотита из кварц-биотитовых дацитов.

ся по работе *F. C. W. Dodge, V. C. Smith and, R. E. Mays, 1969*). Фигуративные точки наших биотитов в треугольнике составов $\text{Fe}^{+2} - \text{Fe}^{+3} - \text{Mg}$ располагаются близко к линии составов, устойчивых при парциальном давлении O_2 эквивалентном буферной смеси $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$. При этом линия изменения их состава наклонена под некоторым углом к линии составов при $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$. Это сравнение позволяет ориентировочно считать, что равное 55-67% отношение

$\text{Fe} / \text{Fe} + \text{Mg}$ в биотитах верхнемеловых пород контролировалось в период их кристаллизации значением $p\text{O}_2$ которое соответствует таковому в эксперименте с буфером $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ ($p\text{O}_2 = n \cdot 10^{-3} \text{ атм.}$) По диаграмме *Wones* и *Eugster*, воспроизведенной в статье

Dodge с соавт. на фиг. 9, биотиты такого состава должны быть устойчивы ниже контура 60, т. е. при $t = 600-750^\circ$ и $\lg f\text{O}_2 = 10-15$. Поскольку имеются свидетельства того, что кристаллизация вкрапленников биотита в изученных верхнемеловых породах происходила в интрателлурических условиях, можно вслед за указанными авторами предположить следующее. $p\text{O}_2$ в очаге кислой магмы не кон-

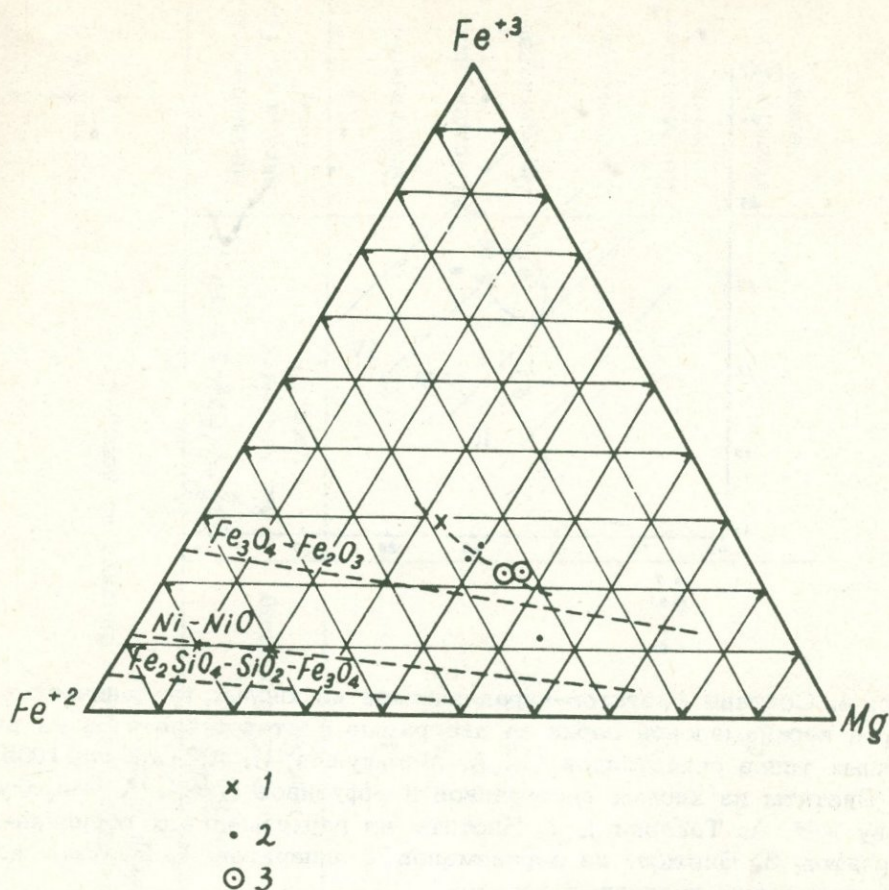


Рис. 3. Соотношения компонентов $Fe^{+3}-Fe^{+2}-Mg$ в биотитах из кислых вулканических пород верхнемеловой серии. Линии буферов магнетит-гематит, никель-окись никеля и кварц-фаялит-магнетит по статье *Dodge* с соавторами (1969). 1. Биотит из кварц-биотитовых дацитов. 2. Биотит из биотит-санидиновых липаритов. 3. Биотит из биотитовых обсидиан-перлитов.

тролировалось извне, но определялось составом магмы и температурой и роль буфера в ней могла осуществляться окислами (магнетитом, ильменитом), кристаллизующимися в самой магме.

Коэффициент глиноземистости изученных биотитов колеблется от 18,7-20,9 в перлитах и кварцевых дацитах до 21,7-24,60 в биотитовых липаритах.

На диаграмме в координатах $\frac{Si}{Al} - \frac{Mg+Fe}{Al}$ (рис. 4), рассмотренной А. А. Маракушевым и И. А. Тарариным (1965), фигуративные точки изученных биотитов располагаются в пределах III поля щелочности (гранитоидов нормальной щелочности или приближаются к его границе с полем гранитоидов повышенной щелочности (IV)). По сравнению с составами биотитов из кислых экструзивов и эффу-

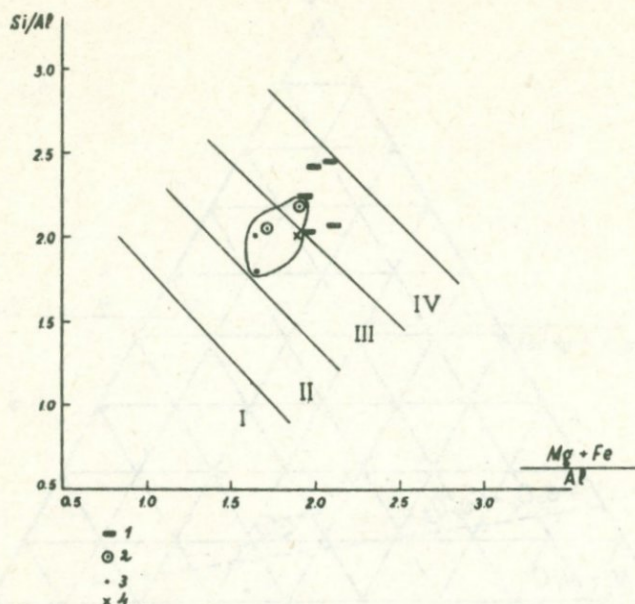


Рис. 4. Составы биотитов-вкрапленников из кислых вулканических пород верхнемеловой серии на диаграмме составов биотитов из различных типов гранитоидов (А. А. Маракушев, И. А. Тарарин, 1965). 1. Биотиты из кислых экструзивов и эффузивов (по А. А. Маракушеву и И. А. Тарарину). 2. Биотиты из верхнемеловых обсидиан-перлитов. 3. Биотиты из верхнемеловых липаритов. 4. Биотиты из верхнемеловых кварцевых дацитов.

зивов, использованными указанными авторами при построении диаграммы, биотиты из верхнемеловых кислых пород характеризуются более низкими отношениями Si/Al и $\frac{Mg+Fe}{Al}$, т. е. повышенной ролью Al как в тетраэдрической, так и в октаэдрической позиции. Кроме того, против введенных ими стандартных кристаллохимических формул биотитов для каждого поля щелочности наши биотиты отличаются высокой долей O^- в гидроксильной группе. Таким образом, по расположению фигуративных точек биотитов из верхнемеловых пород на диаграмме А. А. Маракушева и И. А. Тарарина можно судить, что по режиму щелочности условия их кристаллизации соответствуют гранитоидам нормальной щелочности. Из всего изложенного по химизму биотитов можно, следовательно, предположить, что колебания в их составе связаны с изоморфными замещениями по известной для биотитов схеме $(Mg+Fe)O + SiO_2 \rightarrow Al_2O_3$ которые в нашем случае происходят под влиянием обоих факторов — температуры ($u PO_2$) и режима щелочности.

Рентгенометрическая характеристика. Рентгеновское изучение образцов биотитов-вкрапленников из перлитов, липаритов и дацитов

Таблица 4

Оптические свойства и состав вкрапленников биотита из верхне-
ловых липаритов и дацитов

Образец	Порода	$N_g = Nm$	$\frac{\sum Fe}{\sum Fe + Mg}$ по В. С. Соболеву (мол.%)	$FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$ по Хейнричу (вес.%)	Название ми- нерала по Тре- геру
10	Обсидиан-перлит из потока	1,670	72	35	Лепидомелан
139	Обсидиан-перлит из потока	1,675	76	38	Лепидомелан
49 ₁	Биотитовый липарит из купола	1,678	78	40	Лепидомелан
49 ₂	Биотитовый липарит из купола	1,674	75	38	Лепидомелан
38	Плагноклазовый ли- парит из потока	1,680	80	43	Лепидомелан- аннит
246	Кварцевый дацит из экструзива	1,681	81	45	Лепидомелан- аннит

Химический состав и кристаллохимические формулы биотитов-вкрапленников
из линаритов и дацитов

Таблица 5

	106	139	49 ₁	49 ₂	246
SiO ₂	37,74	36,56	37,20	37,30	35,84
TiO ₂	2,36	2,62	3,45	2,30	1,52
Al ₂ O ₃	16,97	14,02	16,15	17,16	15,03
Fe ₂ O ₃	9,20	10,47	11,31	10,40	14,59
FeO	11,99	13,04	12,88	13,44	12,73
CaO	1,14	1,97	1,06	1,14	1,71
MgO	9,14	10,72	8,33	8,00	6,89
MnO	0,84	0,80	0,37	0,72	0,72
Na ₂ O	0,98	0,87	1,22	0,84	1,50
K ₂ O	8,00	8,30	6,65	7,60	8,10
H ₂ O	1,88	1,32	1,24	1,88	1,88
H ₂ O	-	-	0,10	-	-
Σ	100,24	100,69	100,02	100,78	100,51

Кристаллохимические формулы в пересчете на 24 (0)

Z	Si	5,751	8,00	5,690	8,00	5,720	8,00	5,720	8,00	5,635	8,00
	Al	2,249		2,310		2,280		2,280		2,365	
	Al	0,781		0,250		0,661		1,205		0,410	
	Ti	0,275		0,309		0,407		0,267		0,113	
Y	Fe ⁺³	1,065	5,84	1,235	6,07	1,315	5,99	1,200	6,30	1,715	5,81
	Fe ⁺²	1,531		1,690		1,641		1,715		1,665	
	Mn	0,110		0,103		0,046		0,092		0,094	
	Mg	2,080		2,482		1,920		1,825		1,615	
	Ca	0,183		0,327		0,176		0,184		0,283	
X	Na	0,293	1,63	0,262	2,23	0,370	1,88	0,258	1,93	0,432	2,36
	K	1,156		1,645		1,335		1,491		1,620	
OH	OH	1,945		1,345		1,390		1,855		2,000	
	O	2,040	3,985	2,655	4,00	2,610	4,00	2,045	4,00	2,000	4,00
W/K		44,23		44,50		44,60		44,55		44,80	

Соотношения атомов

$\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$	55,30	54,00	60,60	61,50	67,80
$\frac{Na+K}{Al} \cdot 100\%$	0,476	0,745	0,578	0,501	0,746
$\frac{AL}{AL+Mg+Fe+Si}$	20,9	18,7	21,7	24,80	20,8
$\frac{K}{Mg+Fe}$	3,940	6,270	3,70	5,760	3,58
$\frac{AL}{AL}$	1,545	2,115	1,860	1,360	1,800
$Fe_2O_3 + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$ в вес%	35,11	39,22	42,20	38,84	44,90
Fe^{+3}/Fe^{+2}	0,68	0,73	0,80	0,70	1,03

x в том числе: $di_2O = 0,0042$; $Rb_2O = 0,015$; $Cs_2O = 0,0006$

проводилось на дифрактометре УРС - 50 ИМ на $CuK\alpha$ излучении и ДРОН-1 на $FeK\alpha$. В обоих случаях в качестве внутреннего стандарта был использован элементарный Si . Съемка велась при скорости сканирования 1° и $0,5^\circ$ в минуту. Все образцы оказались триоктаэдрическими слюдами и представляют однослойную моноклинную модификацию $1M_1$. Расчет параметра "в" производился по линии (060), " $c \sin \beta$ " - по (1005). Вычисленные параметры элементарной ячейки, структурный тип и содержание Fe в октаэдрических позициях по диаграмме *Gower* (У. А. Дир и др., 1965, т. 3) приводятся в табл. 6. Отметим удовлетворительную сходимость значений коэффициента железистости по оптическим данным, химическим определениям и по отношению $J(004)/J(005)$.

Несмотря на вариации в составе биотитов из различных пород, значения межплоскостных расстояний d (060) колеблются в относительно небольших пределах, в связи с чем и параметры "в" и " $c \sin \beta$ " имеют близкие значения. При этом наиболее низкими значениями "в" характеризуются вкрапленники биотита из кварцевых дацитов, что является отражением наиболее высокого содержания в них тривалентного железа. В изученных биотитах закономерные вариации обнаруживаются для отношения интенсивностей $J(004)/J(005)$ которое чувствительно к изоморфным замещениям $Fe - Mg$ (*Gower*, 1957, Дир и др., 1966). Оно возрастает от 0,98 до 1,17 параллельно с возрастанием $Fe/(Fe + Mg)$ от 55 до 67,60%.

ИК-спектры поглощения. На спектрофотометре UR - 10 для образца биотита (49), получены также инфракрасные спектры поглощения в области волновых чисел $400-3800\text{ см}^{-1}$ (лаборатория ИК-спектроскопии, ВСЕГЕИ, аналитик Э. А. Липатова). Препарат готовился в виде смеси нерастертного образца с вазелиновым маслом с плотностью около 7 мг на см^2 поверхности окна кюветы. Масло компенсировалось с помощью кюветы переменной толщины, введенной в канал сравнения. Анализ спектра поглощения (рис. 5 а, б, в) позволяет сделать следующие выводы. 1. Образец содержит Fe^{+3} в количестве более 1 на элементарную ячейку из шести октаэдрических позиций, о чем говорит заметная полоса поглощения с максимумом около 3540 см^{-1} , вызываемая валентными колебаниями гидроксильных групп, связанных с вакансиями октаэдрического слоя. 2) Образец содержит некоторое количество воды в форме H_2O , о чем свидетельствует наличие полосы поглощения при 1640 см^{-1} , вызываемой деформационными колебаниями молекул воды, а также наличие небольшого фона поглощения при 3400 см^{-1} , обычно относимого к валентным колебаниям H_2O . Низкое отношение интенсивности поглощения при 3400 см^{-1} к поглощению при 1640 см^{-1} (менее единицы) дает основание предполагать кристаллогидратную форму этой воды. Возможно наличие некоторого количества дефектных межслоевых промежутков, заполненных молекулами воды, координированными вокруг катионов межслоевого пространства.

В заключение подчеркнем главные особенности состава биотитов из вкрапленников в кислых вулканических породах верхнемеловой серии. 1. Все изученные вкрапленники относятся к триоктаэдрическим слюдам структурного типа $1M_1$. Они характеризуются постоянным

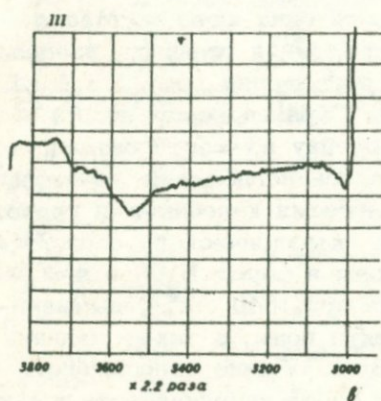
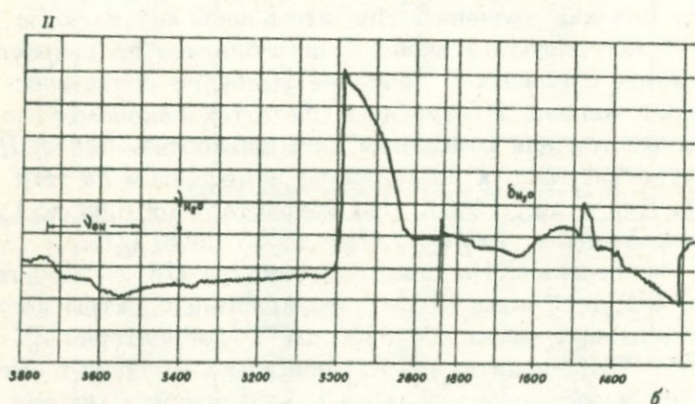
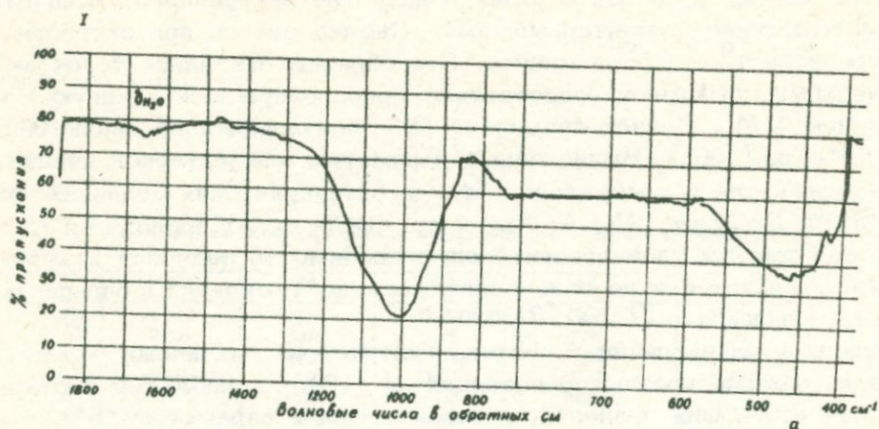


Рис. 5. Инфракрасные спектры поглощения образца биотита из верхне-меловых биотит-санидиновых липаритов. 1а Спектры поглощения в разных областях волновых чисел, слегка перекрывающиеся. Сняты из разных навесок. III в Участок спектра IIб с большим вертикальным масштабом. (Ув. в 2,2 раза).

Таблица 6

Результаты рентгеновского исследования биотитов из кислых
вулканических пород верхнемеловой серии

Об- ра- зец	$d_{(060)} \text{ \AA}$	$b (\text{ \AA})$	$d_{(005)} \text{ \AA}$	$\frac{J_{(004)}}{J_{(005)}}$	$c \sin \beta$	Струк- турный тип	Содержание (в %) в окта- эдрических по- зициях по диа- грамме <i>Gowez</i>
106	1,535	9,210	1,998	0,98	9,98	1 M_1	57
49 ₂	1,537	9,222	2,004	1,00	10,04	1 M_1	60
246	1,533	9,198	1,993	1,17	9,93	1 M_1	65

преобладанием $Fe^{+2} + Fe^{+3}$ над Mg и сравнительно высокой ролью Al как в тетраэдрической, так и в октаэдрической позициях. 2. В зависимости от химического состава вмещающих пород, особенно от вариаций SiO_2 состав соответствующих вкрапленников биотита несколько варьирует, главным образом в отношении общей железистости. Это отражается на колебаниях показателя преломления $N_g = N_m$ и отношения интенсивностей базальных рефлексов (004) и (005). 3. Геохимические условия кристаллизации вкрапленников биотита в верхнемеловых кислых вулканитах соответствуют гранитоидам нормальной щелочности. Она происходит при парциальном давлении кислорода, эквивалентном давлению при магнетит-гематитовом буфере. Состав биотита в различных типах пород контролируется, кроме того, составом сосуществующих минералов-вкрапленников, в частности магнетита, авгита и санидина. 4. ИК-спектр поглощения образца биотита из липаритов подтверждает высокое содержание Fe^{+3} в октаэдрических положениях и позволяет судить о наличии дефектных межслоевых промежутков, заполненных молекулами воды в кристаллогидратной форме.

За помощь при проведении настоящего исследования авторы благодарят Л. О. Оганисян, И. Я. Центер, Э. А. Липатову и Ж. С. Варгазарян.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2, 1965, т. 3, 1966, изд. "Мир".
- Кориковский С. П. Влияние щелочности на состав кальциевых амфиболов в магматических породах. ДАН СССР, т. 171, № 5. 1966.
- Литвин А. Л., Петрушина А. А. Влияние состава роговых обманок на размеры параметров их элементарной ячейки. Рентгено-

- графия минерального сырья, сб. 7, 1970, М., "Недра".
- Лодочников В. Н. Главнейшие порообразующие минералы. Изд. Госгеолтехиздат, 1955.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР, № 3, 1965.
- Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореферат канд. дисс., Ереван, 1964.
- Островский И. А., Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально железистых слюд. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 36, петрограф. серия (№ 11), 1940.
- Colville P. A. Ernst W. G. and Gilbert M. C. Relationships between cell parameters and chemical compositions of monoclinic amphibols. Amer. Mineral., v. 51, N 11-12, 1966.
- Dodge F. C. W., Smith V. C. and Mays R. E. Biotites from granitic rocks of the Central Sierra Nevada batholith, California. J. Petrol., v. 10, N2, 1969.
- Gower S. H. X-ray measurements of the iron-magnesium ratio in biotites. Amer. Jour. Sci., v. 255, N2, 1957.
- Jakes P., White A. I. R. Hornblendes from calci-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. Amer. Mineral., v. 57, N5-6, 1972.
- Wilkinson I. F. G. Some aspects of the calciferous amphiboles oxyhornblende, kaersutite and barkevikite. Amer. Mineral., v. 46, N3-4, 1961.

М. И. Толстой, Г. Т. Продайвода, С. Г. Карапетян

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ НОВЕЙШЕЙ ЛИПАРитОВОЙ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ АРМЕНИИ

Новейшие липаритовые продукты приурочены к крупным, морфологически хорошо выраженным куполовидным вулканам – Артени, Атис, Гутансар, Спитаксар, Гехасар, Хорапор (Караярых), Базенк, Мец и Покр Сатанакар (Б. и М. Девегезю), Барцратумб, расположенных в отдельных вулcano-структурных подзонах – Арагацской, Гегамской, Варденисской, Сюникской, составляющими звенья в единой цепи вулканических нагорий, протягивающихся по всей Центральной складчатой зоне Армении с северо-запада на юго-восток примерно на 250–300 км.

Происхождение продуктов липаритовых вулканов, вероятно, обусловлено возникновением ряда небольших и неглубоко залегающих очагов кислой магмы, синхронно возникших в отдельных частях (вулcano-структурных подзонах) Центральной складчатой зоны Армении в определенную фазу усиления тектонической активности в позднеорогенной стадии ее развития.

Сказанное, по всей вероятности, обусловило общее сходство в деятельности, в составе продуктов, в возрасте и других особенностях означенных вулканов. Однако на этом фоне все же наблюдается некоторая петро-геохимическая и акцессорно-минеральная специализация в продуктах вулканов отдельных подзон; она отражает, видимо, особенности тех участков земной коры, за счет переплавления которых образованы эти породы. Возраст новейших липаритовых вулканов по последним данным определен как верхнеплиоцен-нижнечетвертичный (С. Г. Карапетян, 1972).

В последние годы исследователи большое внимание уделяют всестороннему изучению кислых – липаритовых пород. Это связано, с одной стороны, с проблемой зарождения и эволюции кислой магмы, с другой – с особенностями распределения в них микроэлементов и акцессорных минералов, которые в некоторых случаях могут явиться концентратами ряда редких элементов и, наконец, с тем, что некоторые разности этих пород – перлиты, пемзы и обсидианы, ввиду хороших технологических свойств, в последние 10–15 лет нашли широкое

практическое применение в самых различных отраслях народного хозяйства и особенно в строительстве.

Из вышеизложенного видно, что действительно, всестороннее изучение кислых эффузивов имеет большое как научное, так и практическое значение.

В настоящее время в достаточной степени изучены закономерности распределения, геолого-тектоническая позиция, петрографические, петро-геохимические особенности, акцессорно-минеральная специализация и геологические аспекты практического применения разновидностей новейших липаритовых пород Армянской ССР (С. Г. Карапетян и др., 1939).

Однако, наряду с этим, недостаточно или почти совершенно не проводились комплексные изучения физических свойств означенных пород, которые являются индикаторами не только состава, но и условий формирования пород. Подобные исследования проведены авторами на протяжении последних лет и некоторые данные, в частности по базальтам, опубликованы (А. Т. Бондаренко и др., 1974; Г. Т. Продайвода и др., 1971; М. И. Толстой и др. 1974).

Настоящая статья посвящена результатам определений физических свойств липаритовых пород.

Объектами исследований избраны некоторые разности липаритов, обсидианов и перлитов двух типичных, но довольно удаленных друг от друга и расположенных в разных вулcano-структурных подзонах вулканов Артени (Арагацская подзона) и Мец Сатанакар (Сюникская подзона), а также доплиоценовые липариты и обсидианы, относимые к годерзской свите.

Все исследованные породы по составу отвечают липаритам. Петрографически они представлены преимущественно витрофировыми и олигофировыми разностями. Количество вкрапленников колеблется в пределах 0,4-4,2%; представлены они кислым плагиоклазом (олигоклаз-андезин), кварцем, реже роговой обманкой (в перлитах и пемзах).

Основная масса пород гиалиновая, в обсидианах нередко кристаллитовая; местами она девитрифицирована. В липаритах основная масса обычно раскристаллизована в кварц-полевошпатовый фельзитовый и сферолитовый агрегаты.

Почти все разности имеют флюидальную текстуру; в таких случаях раскристаллизованные и девитрифицированные агрегаты имеют линейное расположение.

Перлиты и особенно пемзы характеризуются большой пористостью, достигающей от 10-20% до 40-50% и более; в некоторых разностях липаритов и обсидианов она составляет от нескольких до 10-15%.

Методика комплексного изучения физических свойств

Определения физических свойств проводились на штучном образце весом более 800 г. Для этого из образца алмазной пилой выливались два кубика размерами 3х3х3 см и пластинка размерами 5х5х1 см. На кубиках производились измерения объемного веса, эффективной пористости и упругих свойств, а на пластинке - тепловые свойства.

Определение удельного веса δ производилось пикнометрическим методом с точностью до $\pm 0,015 \text{ г/см}^3$.

Объемный вес ρ определялся методом гидростатического взвешивания на аналитических весах с точностью $\pm 0,006 \text{ г/см}^3$. Тепловые измерения (теплопроводность - λ температуропроводность - α) производились в режиме нестационарных тепловых полей методом двух температурно-временных точек (Ю. А. Лобанов, 1971) с относительной среднеквадратичной погрешностью 5%.

Эффективная пористость (m_g) определялась методом принудительного вакуумного насыщения с относительной среднеквадратичной погрешностью 15% (1). Общая пористость (m_o) получена расчетным путем из следующего соотношения:

$$m_o = \left(1 - \frac{\rho}{\delta}\right) \cdot 100 \%$$

Скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн определялись ультразвуковым импульсно-фазовым методом с точностью 0,4 - 1 % (Г. Т. Продайвода, 1972).

Упругие модули вычислялись из известных соотношений теории упругости (Б. П. Беликов и др., 1970):

$$V = \frac{\frac{1}{2} - \left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2}{\left(\frac{V_s}{V_p}\right)^2}; \quad G = V_s^2 \rho;$$

$$E = V_p^2 \rho \frac{(1+V)(1-2V)}{(1-V)}; \quad K = \frac{E}{3(1-2V)};$$

где V - коэффициент Пуассона; G - модуль сдвига; E - модуль Юнга; K - модуль объемного сжатия.

Обсуждение экспериментальных данных

Результаты изучения физических свойств представлены в табл. 1-5; из них следует, что весьма сходные по составу породы отличаются пределами колебаний свойств различной физической природы.

Перейдем к анализу всех изученных физических параметров.

Удельный вес пород липаритовой формации колеблется от $2,35 \text{ г/см}^3$ до $2,562 \text{ г/см}^3$, а абсолютные значения коэффициентов вариации не превышают 1,3% (табл. 1).

Наибольшими средними значениями удельного веса обладают липариты годердзской свиты ($\delta = 2,545 \text{ г/см}^3$). Липариты вулканов Артени и Мец Сатанакар по средним значениям удельного веса различаются меньше.

Обсидианы годердзской свиты по сравнению с аналогичными породами Мец Сатанакара характеризуются повышенными средними значениями удельного веса. Перлиты вулканов Артени и Мец Сатанакар по значениям удельного веса различаются меньше и стоят ближе к обсидианам вулкана Мец Сатанакар. Обращают на себя внимание заметные различия средних значений удельного веса липаритов и обсидианов.

Как уже отмечено, для липаритов характерны фельзитовая или сферолитовая раскристаллизация основной массы и вкрапленники и во-

обще относительно больший процент кристаллической фазы, чем для стекловатых обсидианов. Этим и, по всей вероятности, объясняются большие значения удельного веса по сравнению с таковыми обсидианов.

Общая (m_0) и эффективная (m_3) пористость вулканитов испытывают наиболее широкие колебания: от $m_0 = 0,3\%$, $m_3 = 0,01\%$ до $m_0 = 36,1\%$ и $m_3 = 33,5$ (табл. 2).

Особенно высокими средними значениями общей и эффективной пористости характеризуются перлиты вулкана Артени, наименьшими — обсидианы вулкана Мец Сатанакар и годерзской свиты. Перлиты вулкана Артени по средним значениям общей и эффективной пористости более чем в четыре раза превышают значения этого параметра у однотипных пород вулкана Мец Сатанакар.

Объемный вес ρ пород в соответствии с вариациями пористости, характеризуется широкими пределами колебаний: от $1,50 \text{ г/см}^3$ до $2,478 \text{ г/см}^3$ (табл. 1). Вариабельность объемного веса липаритов и перлитов значительно выше, чем у обсидианов. Если у обсидианов значения коэффициентов не превышают $1,5\%$, то у липаритов они достигают уже $4,7\%$, а у перлитов — $9,8\%$.

Наибольшими средними значениями объемного веса характеризуются более древние по возрасту липариты годерзской свиты $\bar{\rho} = 2,408 \text{ г/см}^3$, (затронуты, видимо, в некоторой степени процессами диагенеза); наименьшими — перлиты вулкана Артени: $\rho = 1,782 \text{ г/см}^3$ (обладают наибольшими значениями общей и эффективной пористости). Малопористые обсидианы вулкана Мец Сатанакар и годерзской свиты по сравнению с липаритами характеризуются повышенными средними значениями объемного веса.

Колебания объемного веса обусловлены, прежде всего, пористостью, что находит подтверждение в результатах проведенного корреляционного анализа. Найденное значение коэффициента корреляции между объемным весом (ρ) и общей (m_0) пористостью для липаритов равно: $r = -0,72$, а между ρ и эффективной (m_3) пористостью $-r = -0,80$. Эту зависимость можно представить и в виде регрессионных уравнений следующего вида:

$$m_0 = (-21,9\rho + 59,41) \pm 5\%;$$

$$m_3 = (-20,2\rho + 54,77) \pm 3,64\%$$

Эти уравнения можно использовать для оценки общей и эффективной пористости по значениям объемного веса.

Упругие свойства изученных вулканитов исследованы неравномерно, что связано с трудностью отбора достаточно свежих и крупных монолитных штуфов из потоков липаритового состава.

Экспериментальные данные по скоростям упругих волн и рассчитанные значения динамических упругих модулей представлены в табл. 3.

Скорости продольных волн пород липаритовой группы изменяются в пределах $3,23 \text{ км/сек}$ до $5,83 \text{ км/сек}$. Наиболее высокими средними значениями скоростей продольных и поперечных волн характеризуются обсидианы годерзской свиты и вулкана Мец Сатанакар. В то же время обсидианы отличаются аномально низкими значениями коэффициента Пуассона ($\bar{V} = 0,19$), что объясняется их более высокими значениями скоростей поперечных волн ($\bar{V}_s = 3,56 \text{ км/см}$).

Таблица 1

Плотностные свойства пород липаритовой формации

П о р о д а	Количес- во опре- делений	Удельный вес г/см ³		Объемный вес г/см ³	
		$\bar{\delta}$ $\delta_{min} - \delta_{max}$	$V_1^{**}\%$	$\bar{\rho}$ $\rho_{min} - \rho_{max}$	$V_1\%$
"Верхние" липариты вулкана Артени	12/24 *	2,485 <u>2,444 - 2,499</u>	0,6	2,122 <u>2,00 - 2,28</u>	4,1
Липариты вулкана Артени /усред- ненная выборка/	90	2,49 <u>2,44 - 2,56</u>	1,3	2,132 <u>1,98 - 2,25</u>	4,7
Перлиты вулкана Артени	12/24	2,361 <u>2,35 - 2,38</u>	0,3	1,782 <u>1,50 - 2,18</u>	9,8
Липариты вулкана Мец Сатанакар	12/24	2,477 <u>2,458 - 2,494</u>	0,4	2,061 <u>1,901 - 2,163</u>	4,4
Обсидианы вулкана Мец Сатанакар	12/24	2,360 <u>2,363 - 2,400</u>	1,0	2,336 <u>2,326 - 2,341</u>	0,2
Перлиты вулкана Мец Сатанакар	12/24	2,400 <u>2,370 - 2,421</u>	0,7	2,242 <u>2,154 - 2,305</u>	2,0
Липариты гюдерзской свиты	12/24	2,545 <u>2,515 - 2,562</u>	0,5	2,408 <u>2,331 - 2,478</u>	1,6
Обсидианы гюдерзской свиты	12/24	2,413 <u>2,378 - 2,471</u>	1,0	2,366 <u>2,288 - 2,437</u>	1,5

*) В числителе - количество определений удельного веса, в знаменателе - количество определений объемно-го веса.

**) V - коэффициент вариации.

Как и в случае объемного веса, изменение скорости продольных волн (V_p) липаритов согласуется с характером изменения пористости. Найденные значения парных коэффициентов корреляции между V_p и m_0 , а также V_p и m_3 равны, соответственно: $r = -0,62$ и $r_{(V_p, m_3)} = -0,72$. Эти зависимости можно представить в виде регрессивных уравнений следующего вида:

$$V_p = (-0.03m_0 + 4.24) \pm 0.3 \text{ км/см};$$

$$V_p = (-0.05m_3 + 4.39) \pm 0.3 \text{ км/см};$$

Следует подчеркнуть, что обнаруженные различия других свойств липаритов и обсидианов являются убедительной иллюстрацией влияния на эти параметры структурно-текстурных особенностей вулканитов и, прежде всего, характера пористости.

Для обсидианов характерна весьма незначительная пористость и поры линзовидной и, нередко, изометричной формы (размеры их: 0,5–1 мм); они распределены в общей массе крайне неравномерно и ориентированы обычно вдоль флюиальности. Пористость липаритов часто выше по абсолютной величине; она отличается формой пор в общей массе породы. Обычно поры имеют вытянутую форму, иногда с резкими извилистыми очертаниями и так же ориентированы вдоль флюиальности, часто образуя непрерывные цепочки. Такой характер распределения пор приводит к резкому снижению компактности породы и соответственному снижению упругих свойств в указанных направлениях.

Флюиальная текстура и характер распределения пористости обсидианов и липаритов обуславливают, таким образом, анизотропию упругих свойств. Как следует из приведенных данных (табл. 4), в образце липарита значения скоростей продольных волн в плоскости флюиальности близкие, но несколько отличные, а в направлении, перпендикулярном флюиальности, значительно уменьшаются. Коэффициент анизотропии для продольных волн равен 3,8%. Аналогичная картина наблюдается в образце обсидиана, но значение коэффициента анизотропии для продольных волн несколько ниже, чем у липаритов, и равно 2,8%, для поперечных волн – 2%.

Тепловые свойства также являются чувствительными к изменению структурно-текстурных особенностей изученных пород. Прежде всего это относится к тепло- и температуропроводности обсидианов и липаритов (табл. 5). Увеличение степени раскристаллизации от обсидианов к липаритам, несмотря на увеличение общей и эффективной пористости в том же направлении, приводит в итоге к увеличению λ и α . В отличие от скоростей упругих волн, изменения λ коррелируются не только с пористостью, но и с количественным (даже относительно невысоким) соотношением вкрапленников в породе. Слабопористые обсидианы витрофировой структуры характеризуются относительно более низкой λ , чем λ липаритов, пористость которых в некоторых случаях более чем в 8 раз выше, чем у обсидианов.

Этим и объясняется невысокое значение коэффициента корреляции между λ и m_0 , равное $r(\lambda, m_0) = -0,40$. Эта зависимость может быть представлена регрессионным уравнением вида:

$$\lambda = (-0.03m_0 + 3.95 \pm 1.1)$$

Таблица 2

Емкостные свойства пород липаритовой формации

Порода	Количество определений	Общая пористость		Эффективная пористость	
		$\bar{m}_0$ $m_{0min} - m_{0max}$	$V_1\%$	$\bar{m}_\varepsilon$ $\bar{m}_{\varepsilon min} - \bar{m}_{\varepsilon max}$	$V_1\%$
"Верхние" липариты вулкана Артени	12/24	$\frac{14,63}{8,80 - 20,00}$	22	$\frac{13,82}{6,82 - 18,39}$	26
Липариты вулкана Артени (усредненная выборка)	90	$\frac{14,36}{8,10 - 21,10}$	30	$\frac{13,67}{7,50 - 20,02}$	28
Перлиты вулкана Артени		$\frac{24,49}{7,60 - 36,10}$	30	$\frac{24,04}{6,40 - 33,54}$	31
Липариты вулкана Мец Сатанакар	12/24	$\frac{16,81}{12,61 - 23,2}$	22	$\frac{14,75}{10,26 - 22,30}$	29
Обсидианы вулкана Мец Сатанакар	12/24	$\frac{1,36}{0,51 - 2,75}$	44	$\frac{0,07}{0,01 - 0,15}$	117
Перлиты вулкана Мец Сатанакар	12/24	$\frac{6,59}{3,16 - 9,50}$	28	$\frac{5,12}{2,72 - 7,95}$	29
Липариты гонерзской свиты	12/24	$\frac{5,35}{2,90 - 7,32}$	23	$\frac{3,58}{0,17 - 6,44}$	43
Обсидианы гонерзской свиты		$\frac{1,97}{0,30 + 4,98}$	63	$\frac{0,09}{0,01 + 0,25}$	77

Упругие свойства пород липаритовой формации

Таблица 3

Порода	Количество определений	Модуль Юнга 10^{11} дин/см ²		Модуль объемного сжатия 10^{11} дин/см ²		Модуль сдвига 10^{11} дин/см ²		Коэффициент Пуассона		Скорости упругих волн, км/сек			
		$\frac{\bar{E}}{E_{\min} - E_{\max}}$	$V_l, \%$	$\frac{\bar{K}}{K_{\min} - K_{\max}}$	$V_l, \%$	$\frac{\bar{G}}{G_{\min} - G_{\max}}$	$V_l, \%$	$\frac{\bar{\nu}}{\nu_{\min} - \nu_{\max}}$	$V_l, \%$	$\frac{\bar{V}_p}{(V_p)_{\min} - (V_p)_{\max}}$	$V_l, \%$	$\frac{\bar{V}_s}{(V_s)_{\min} - (V_s)_{\max}}$	$V_l, \%$
"Верхние липариты вулкана Артени	24	-	-	-	-	-	-	-	-	$\frac{3,86}{3,42 - 4,50}$	7,0	-	-
Липариты вулкана Артени (усредненная выборка)	24	-	-	-	-	-	-	-	-	$\frac{3,89}{3,50 - 4,20}$	5,3	-	-
Перлиты вулкана Артени	24	-	-	-	-	-	-	-	-	$\frac{4,04}{3,23 - 4,48}$	10,0	-	-
Липариты вулкана Мец Сатанакар	24/12	$\frac{2,45}{1,08 - 2,81}$	10	$\frac{1,53}{1,14 - 1,83}$	17	$\frac{1,00}{0,81 - 1,15}$	10	$\frac{0,23}{0,18 - 0,27}$	13	$\frac{3,70}{3,36 - 4,01}$	5,7	$\frac{2,19}{2,02 - 2,40}$	4,9
Обсидианы вулкана Мец Сатанакар	24	$\frac{7,04}{6,83 - 7,33}$	1,5	$\frac{3,77}{3,36 - 3,96}$	3,0	$\frac{2,97}{2,87 - 3,08}$	1,3	$\frac{0,19}{0,161 - 0,20}$	3,7	$\frac{5,74}{5,60 - 5,80}$	0,8	$\frac{3,36}{3,48 - 3,54}$	0,7
Перлиты вулкана Мец Сатанакар	3	$\frac{3,77}{3,53 - 3,99}$	-	$\frac{2,75}{2,50 - 2,89}$	-	$\frac{1,48}{1,4 - 1,57}$	-	$\frac{0,27}{0,264 - 0,39}$	-	$\frac{4,52}{4,08 - 4,82}$	-	$\frac{2,60}{2,58 - 2,70}$	-
Липариты гюдердзской свиты	24	$\frac{3,55}{3,13 - 4,28}$	11	$\frac{2,38}{2,06 - 2,68}$	9,0	$\frac{1,42}{1,22 - 1,75}$	12	$\frac{0,25}{0,23 - 0,28}$	8	$\frac{4,22}{3,98 - 4,55}$	4,8	$\frac{2,43}{2,22 - 2,71}$	6,3
Обсидианы гюдердзской свиты	24	$\frac{7,13}{6,69 - 7,32}$	2,8	$\frac{3,83}{3,40 - 4,03}$	4,4	$\frac{3,00}{2,85 - 3,07}$	0,3	$\frac{0,19}{0,17 - 0,20}$	3,7	$\frac{5,76}{5,61 - 5,83}$	0,1	$\frac{3,56}{3,50 - 3,59}$	0,9

В числителе - количество определений скоростей продольных волн, в знаменателе - поперечных волн.

Таблица 4

Анизотропия упругих волн в липаритах и обсидианах

Порода	Направление прозвучивания	Скорости упругих волн, км/сек		Примечание
		V_p	V_s	
Липарит	1	3,73	—	Направления, перпендикулярно флюидальности
	П	3,77	—	
	Ш	3,56	—	
Обсидиан	1	5,53	3,42	Ориентировка произвольная
	П	5,77	3,50	
	Ш	5,74	3,53	

Обобщенные данные по всем физическим параметрам липаритов представлены в табл. 6. Они по этим параметрам отличаются от таковых для представителей лав (базальтов) мантийных источников (М. И. Толстой и др., 1974).

Учитывая тесную связь удельного веса с составом (Г. Т. Продай-вода и др., 1971), можно говорить в целом о выдержанности и высокой гомогенности состава территориально разобренных липаритов, что может свидетельствовать об идентичности условий и механизма их формирования. Нормальный закон распределения удельного веса хорошо согласуется с нормальным типом распределения содержаний порообразующих окислов (В. И. Бондаренко, 1967) и, таким образом, является прямым следствием особенностей формирования вулканических пород.

Удельный вес является наиболее "консервативной" характеристикой, менее чувствительной к поверхностным условиям становления пород и отражает тончайшие различия в составе пород.

Объемный вес, упругие и тепловые свойства, теснейшим образом связанные с пористостью и структурными особенностями вулканитов, являются структурно-чувствительными параметрами. Широкий спектр изменений этих свойств для пород сходного состава имеет глубокий генетический смысл, так как отражает поверхностные условия их формирования.

Кислая магма, поднявшись к поверхности — в область низких температур, в зависимости от степени газонасыщенности и условий остывания, приобретает ту или иную структуру. Краевые части экструзий, подошва и кровля потоков при соприкосновении с воздухом, холодным субстратом мгновенно остывают, приобретая стекловатую структуру (обсидиан). Внутренние части этих тел, будучи на некоторое время изолированными стекловатой "коркой", остывают медленнее и приобретают некоторую кристалличность, обычно тем большую, чем ближе к центральной части.

Газонасыщенные начальные порции магм, ввиду большой разницы

Таблица 5

Тепловые свойства пород липаритовой формации

Порода	Теплопроводность, 10^{-3} кал см сек град		Температуропроводность, 10^{-3} см ² /сек		Теплоемкость, кал/г град	
	λ	* V _i %	$\bar{a}$	V _i %	$\bar{c}$	V _i %
	$\lambda_{\min} - \lambda_{\max}$		$a_{\min} - a_{\max}$		$c_{\min} - c_{\max}$	
"Верхние" липариты вулкана Артени	$\frac{3,32}{2,46 - 4,24}$	16	$\frac{7,42}{5,82 - 8,89}$	12	$\frac{0,211}{0,165 - 0,256}$	12
Липариты Артени (усредненная выборка)	$\frac{2,95}{1,86 - 3,52}$	30	$\frac{6,14}{3,18 - 7,44}$	19	$\frac{0,233}{0,175 - 0,238}$	18
Перлиты Артени	$\frac{1,79}{1,29 - 2,12}$	16	$\frac{4,57}{3,65 - 4,95}$	9	$\frac{0,221}{0,207 - 0,245}$	5
Липариты вулкана Мец Сатанакар	$\frac{3,82}{2,97 - 4,60}$	13	$\frac{8,43}{7,00 - 9,50}$	10	$\frac{0,214}{0,164 - 0,265}$	12
Обсидианы вулкана Мец Сатанакар	$\frac{3,10}{2,65 - 3,60}$	10	$\frac{6,33}{5,72 - 7,20}$	7	$\frac{0,211}{0,132 - 0,257}$	12
Перлиты вулкана Мец Сатанакар	$\frac{2,99}{2,73 - 3,27}$	8	$\frac{6,01}{5,30 - 6,80}$	7	$\frac{0,221}{0,201 - 0,236}$	8
Липариты гонерзской свиты	$\frac{3,97}{2,91 - 5,11}$	16	$\frac{7,67}{6,41 - 8,75}$	9	$\frac{0,213}{0,181 - 0,245}$	11
Обсидианы гонерзской свиты	$\frac{3,16}{2,15 - 3,86}$	16	$\frac{6,37}{5,58 - 7,29}$	7	$\frac{0,211}{0,137 - 0,284}$	19

Количество определений:

П = 12 для каждой породы;

*) V - коэффициент вариации.

давлений – внутреннего (паров и газов) и внешнего (атмосферного) быстро дегазируются, превращаясь в пористую, сотовидную, губчатую или ячеистую массу.

Изменение структурно-текстурных особенностей вулканитов неизбежно влечет за собой и изменение их структурно-чувствительных физических характеристик, что дает возможность привлекать дополнительную количественную информацию при фациальном анализе и вообще изменении внутреннего строения вулканических тел, а также использовать при этом дистанционные геофизические методы.

Таблица 6

Статистические оценки параметров распределения физических свойств пород липаритовой формации

Физический параметр	Средние доверительные пределы среднего при 5% уровне значимости	$V, \%$	Закон распределения
Удельный вес, г/см ³	$\frac{2,50}{2,49 - 2,51}$	1	Нормальный
Объемный вес, г/см ³	$\frac{2,14}{2,07 - 2,21}$	10	Логнормальный
Общая пористость	$\frac{12,46}{9,96 - 14,97}$	61	Логнормальный
Эффективная пористость	$\frac{11,53}{9,53 - 13,53}$	53	Логнормальный
Скорость продольных волн, км/сек	$\frac{3,81}{3,67 - 3,94}$	10	Логнормальный
Теплопроводность $10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см сек град}}$	$\frac{3,58}{3,37 - 3,80}$	18	Нормальный
Температуропроводность, $10^{-3} \frac{\text{см}^2}{\text{сек}}$	$\frac{7,62}{7,29 - 7,96}$	13	Нормальный

Емкостные свойства являются относительной количественной характеристикой, отражающей степень загазованности исходной магмы и скорость остывания ее на поверхности (Е. К. Устиев, 1956).

Таким образом, выявленные как петрофизические особенности, так и технологические качества липаритов, обсидианов и перлитов, являются функцией генетических условий формирования пород.

Обнаруженная анизотропия упругих волн этих пород обусловлена их флюидальностью – полосчатостью; это, в свою очередь, является

результатом вязкости кислого расплава, неравномерного, послойного распределения в нем некоторых химических компонентов, и особенно летучих, что принято называть в петрографии процессом ликвации. Эту концепцию в настоящее время принимают многие исследователи, в частности и авторы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беликов Б. П., Залесский Б. В., Розанов Ю. А., Санина Е. А., Тимченко И. П. Методы исследований физико-механических свойств горных пород. Сб. "Физико-механические свойства горных пород", М., "Наука", 1964.
2. Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород, М., "Наука", 1970.
3. Бондаренко В. И. Статистические методы изучения вулканогенных комплексов, М., "Недра", 1967.
4. Бондаренко А. Т., Воларович М. П., Продайвода Г. Т. Электрические параметры базальтов Армении при высоких давлениях и температурах. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 4, 35-47, 1974.
5. Карапетян С. Г., Израелян В. Р., Акопян Г. Г. Влияние генезиса кислых вулканических стекол на их структуру и технологические свойства. Сб. "Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла", М., "Наука", 1969.
6. Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1972.
7. Лобанов Ю. А. Визначення теплофізичних властивостей гірських порід методом двох температурно-часових точок, Вісник Київського університету, сер. геології, № 13, 1971.
8. Продайвода Г. Т., Серга А. Ю., Жуков Н. И. Об оценке химического состава новейших вулканогенных пород Армении по удельному весу. ДАН Арм. ССР, т. 52, № 4, 1971.
9. Продайвода Г. Т. Лабораторная установка для измерения скорости ультразвука в образцах горных пород импульсно-фазовым методом. Сб. "Вопросы геофизических исследований на Украине", Изд. "Наукова Думка", 1972.
10. Толстой М. И., Продайвода Г. Т., Молявко В. Г. Физические свойства базальтов Армении. Геофизический сб. ин-та геол. наук АН УССР, в. № 1, 1974.
11. Устиев Е. К. Некоторые особенности механизма происхождения пористых лав на примере позднечетвертичного трахибазальтового потока долины Монни. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1956.

А. Г. Казарян

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЦЕОЛИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КАФАНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Размещению рудных парагенезисов в пространстве посвящены многочисленные публикации. Нерудным ассоциациям минералов, развитым вдали от рудных тел или на значительном удалении, придается меньшее значение или они при прогнозной оценке учитываются не в достаточной мере. В то же время ангидрит, цеолиты, карбонаты и др. представляют собой не только звенья единой цепи минералообразования, но служат также важнейшими показателями кислотности-щелочности гидротермальных растворов, и каждый из этих минералов характеризуется определенным уровнем глубинности его формирования.

После специального рассмотрения ангидрит-сульфидного парагенезиса, как дополнительного поискового признака (А. Г. Казарян, 1975), следовало бы обратить внимание исследователей на геологическую обстановку проявления цеолитовой минерализации на примере Кафанского рудного поля и Сомхето-Карабахской зоны, с точки зрения использования ее при возможной оценке перспективных площадей (в комплексе с другими геологическими факторами).

Ниже приводятся фактические данные по детализации и обоснованию этого вопроса, который пока мало освещен в литературе (Казарян, 1971).

Положение цеолитовой минерализации в стратиграфическом разрезе и взаимоотношение ее с магматическими образованиями

Детальными исследованиями А. Х. Мнацаканян (1964), Мнацаканян и др. (1972) в вулканогенных породах верхней юры-мела территории Армянской ССР и, в частности, Кафанского рудного поля выявлены и описаны цеолиты.

Пространственное совмещение цеолитов с указанными вулканогенными породами привели А. Х. Мнацаканян (1964), Р. Н. Абдуллаева (1963) и многих других исследователей к выводу о тесной возрастной и генетической связи цеолитов с вулканическим процессом.

Проведенное автором в последние годы картирование и детальное

изучение цеолитов в пространстве дает возможность привести дополнительные сведения по данному вопросу. Установлено, что в Кафанском рудном поле цеолиты развиты в вулканогенных породах всего стратиграфического разреза, начиная с нижнебайосских отложений андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, кончая аптскими андезитовыми порфиритами. Интенсивно проявлены цеолиты в оксфорд-кимериджских и титон-валанжинских вулканогенных отложениях (Мнацаканян и др., 1972). Цеолит встречен Э. Г. Малхасяном и др. (1956) в рудовмещающих верхнебайосских образованиях в ассоциации с эпидотом и кальцитом.

Полевые исследования привели к выявлению следующих соотношений цеолитовой минерализации с продуктами магматической деятельности. Обычно цеолит в вулканогенных породах проявляется в виде прожилков (рис. 1), ассоциирующих с карбонатом, в то время как в миндалинах, местами достаточно широко распространенных, этот минерал тесно прорастает с хлоритом, карбонатом, халцедоном и агатом (рис. 2).

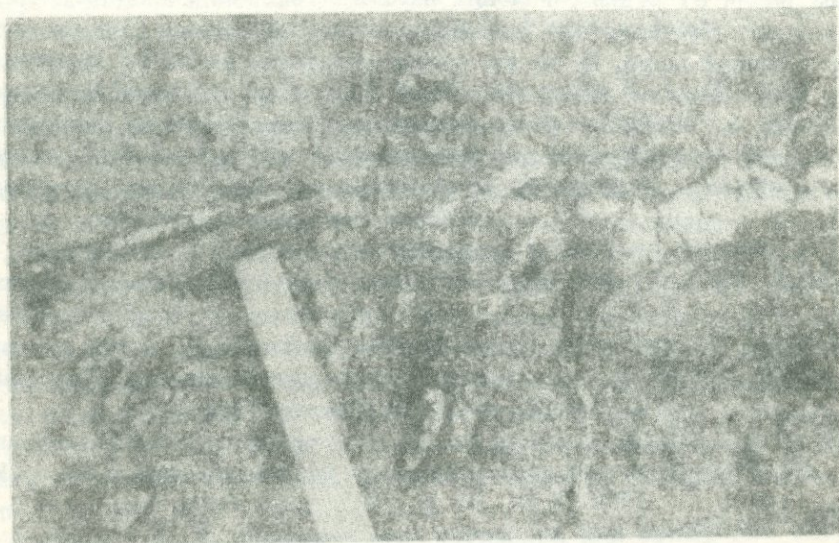


Рис. 1. Цеолит-карбонатные прожилки в породах хуступ-чимянской толщи (Чуллу).

К северу от с. Дзорастан дайка липарито-дацитового состава мощностью 3-4 м с аз. простирания 330° , с крутым падением на восток рассекает отложения оксфорда-кимериджа. В призальбандовых частях дайки развита карбонат-цеолитовая (ломонтитовая) минерализация, проявленная в виде прожилков и гнездообразных выделений, которые определенно затухают при удалении от дайки (рис. 3). Следует отметить, что непосредственно у дайки и на удалении от нее в 5-6 - 10 м цеолит представлен тем же ломсититом, что подтверждено рентгенометрически.

В районе с. Бех в андезитовых порфиритах хуступ-чимянской тол-



Рис. 2. Халцедон-опаловые обособления в туфоконгломератах оксфорда-кимериджа.

щи дайки диабазовых порфиритов выполняют протяженные разрывы меридионального простираия. Породы эти интенсивно цеолитизированы, причем цеолит (ломонтит) выполняет поры или замещает лейкократовые обособления. Пржилки карбонат-цеолитового состава пересекают дайки.

Карбонат-цеолитовые прожилки возникли позднее и по отношению к липарито-дацитовым дайкам, обнажающимся по шоссейной дороге Кармракар – Кафан, Шикахох – Кафан; вмещающие породы имеют возраст оксфорда-кимериджа, титона-валанжина.

Цеолит-карбонат-эпидотовые прожилки выявлены в дайке диабазового порфирита, рассекающей оксфорд-кимериджские отложения и на юго-восточной окраине с. Шгарджик.

Цеолитизация отмечается и в полосчатой диабазовой дайке, обнажающейся в самом западном ущелье урочища "Унан". Цеолит избирательно развивается по лейкократовым полосам (А. Г. Казарян, Э. В. Ананян, 1966).

Ломонтит в тесной ассоциации с сульфидами (пиритом) нами наблюдался в кварцевых диоритах Шикахохского (кern скважины № 51) и Малдашского проявлений (А. Г. Казарян, Э. А. Хачатурян, 1974).

Количество подобных примеров можно значительно умножить, но важно подчеркнуть, что цеолит-карбонатная минерализация проявляется позднее становления магматических образований. На отдельных участках (Хотанан, Чуллу) выявляется серия прожилков цеолит-карбонатного состава, приуроченных к разрывным нарушениям, что впервые было отмечено А. Х. Мнацаканян (1964). Описан случай (С. О. Ачикгезян, 1974) развития цеолита в дайках диабазовых порфиритов

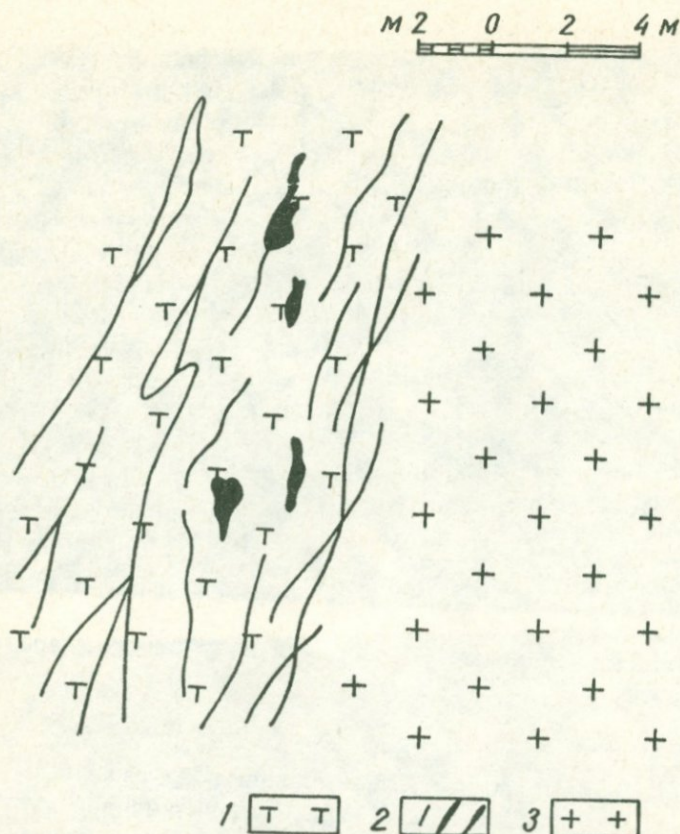


Рис. 3. Проникновение ломонтитовых прожилков в дайку липарито-дацита (Дзорастан).

на разведку Шаумянском участке – восточном фланге Кафанского месторождения, дорудный возраст которых доказан однозначно.

Геолого-минералогические особенности цеолитовой минерализации Кафанского рудного поля и Сомхето-Карабахской зоны

Специально проведенными исследованиями минерального состава цеолитов Кафанского рудного поля (А. Х. Мнацаканян и др., 1972) установлены: натролит, гейландит, десмин, ломонтит, морденит, гмеллинит, образующие единый зональный ряд.

В верхнеюрско-меловых вулканогенных образованиях, наряду с цеолитами, выявлены палагонит, хлориты, селадонит, эпидот, пумпеллит, пренит, которые детально описаны А. Х. Мнацаканян и др. (1972).

Проведенное нами минералогическое исследование с применением рентгенометрии^х и термометрии интересующих нас цеолитов из ряда участков показало преобладание ломонтита над томсонитом и гейландитом.

х Автор выражает благодарность Э. Х. Хуршудян и Н. В. Ревазовой за рентгенометрические определения цеолитов.

Детальное изучение кернов многих скважин, пробуренных в различных частях рудного поля, также показало широкое развитие цеолит-карбонатной ассоциации с халцедоном, хлоритом и преобладающее их распространение в породах верхней юры — нижнего мела.

Скважины, пробуренные на далеких флангах месторождения — участках Чуллу, Пеллор, Антарашат, Шабадин, Иригис, не подсекли промышленных концентраций металлов, хотя анализ кернов этих скважин выявляет определенную зональность в распространении первичных ореолов рассеяния металлов (*Cu, Fe, Pb, Zn, Ba*) развитых в гидротермально-измененных породах, сходных с гидротермальными метасоматитами, сопровождающими рудные тела. Наблюдаемые отличия в составе последних обусловлены литолого-структурными условиями. Рудоносные площади среднеюрских пород характеризуются значительно большими концентрациями металлов и интенсивным проявлением продуктов кислотного выщелачивания. Оксфорд-кимериджские отложения, перекрывающие рудовмещающие андезито-дацитовые порфириды, в пределах Кафанского месторождения весьма слабо оруденелы, но в пересекающих их кварцевых жилах и прожилках содержится пренит. В целом можно согласиться с тем (А. Х. Мнацаканян и др., 1972), что пренит-хлоритовая ассоциация сформировалась на несколько большей глубине по сравнению с цеолит-хлорит-карбонатной. Изучение шлифов керна показало имеющее место тесное срастание цеолитов и ряда других минералов, что, несомненно, свидетельствует о существовании определенных парагенезисов с цеолитами, сформировавшимися в течение одного этапа.

Макроскопические наблюдения в обнажениях и микроскопические исследования миндалин в вулканогенных породах выявляют одни и те же соотношения между минеральными индивидами. Так, к северо-западу от с. Дзорастан в отложениях оксфорда-кимериджа встречены миндалины диаметром в 2–3 см, с четко выраженной зональностью: внешняя кайма имеет мощность 0,2 см и представлена сине-зеленым хлоритом, внутреннее ядро сложено белым карбонатом и кремевым цеолитом. Порода испещрена прожилками карбонат-цеолитового состава, в которых макроскопически хлорит не наблюдается. Некоторые миндалины, находящиеся на близком расстоянии друг от друга, соединены единой минерализованной трещиной, выполненной карбонат-цеолитовым материалом.

Такие же соотношения устанавливаются в породах титона-валанжина близ с. Гедаклу (рис. 4). Здесь в обнажениях миндалины макроскопически представлены больше хлоритом, хотя и встречаются почковидные агрегаты цеолита размером до 3 см в поперечнике. Устанавливаются переходы миндалин в прожилки.

К северо-востоку от с. Вачаган с карбонат-цеолит-хлоритовой ассоциацией встречен агат с кварцем, находящиеся в тесных прорастаниях. Агатовые "обособления" в миндалинах верхнеюрско-нижнемеловых пород в Кафанском районе имеют подчиненное распространение.

Черты сходства с последними выявляет кварц-карбонат-агат-цеолитовая ассоциация в Иджеванском районе Сомхето-Карабахской зоны, в которой главенствующими являются минералы агат, халцедон.

Поэтому небезынтересно кратко остановиться и на особенностях



Рис. 4. Миндалины и прожилки (внизу) цеолита в ассоциации с хлоритом в породах титона-валанжина (Гедаклу).

проявления этой ассоциации. Специальными исследованиями агат-халцедоновой минерализации Иджевана, проведенными А. Х. Мнацаканян (1966), А. Х. Хакимовым (1966) и др., достоверно установлено, что минерализация в вулканических породах сантона контролируется керциусовским разломом, что свидетельствует о значительно более позднем поступлении в зону минерализации гидротермальных растворов по отношению к времени формирования вмещающих пород. Наблюдения в разведочных выработках показали, что агатовая минерализация локализована вдоль даек, рассекающих сантонские отложения. Упомянутые исследователи наблюдали повышенные концентрации агата висячем боку разлома. Тем самым доказывается последовательный возраст кварц-агат-цеолитовой минерализации. Здесь встречены редкие по значимости агрегаты пиритовых кристаллов, обволакивающих кварцевые обособления. А. Х. Хакимов (1966) отмечает также, что агатовая минерализация изредка приурочена к гнездам выщелачивания порфиритов, точнее, миндалин в порфиритах. Нами подмечена также исключительно высокая пористость, вернее, пузыристость вмещающих агатовую минерализацию андезитовых порфиритов. На значительный разрыв во времени формирования агатовой минерализации от вмещающих пород указывают и результаты исследований Б. И. Шаронова и др. (1971).

В соседних с Иджеванским, Алавердском, Болнисском и Шамшадинском районах также устанавливаются определенные концентрации цеолитов. В Алавердском районе цеолит указан в шахтахтской толще (Налбандян, 1968).

В Болнисском рудном районе цеолиты широко проявлены на флан-

гах Маднеульского месторождения. По данным И. П. Хомасуридзе (1968), в рудовмещающих пропилитизированных породах Маднеульского месторождения также развит цеолит. И. П. Ратман и Т. Г. Зулиа-швили (1973) пришли к выводу, что цеолитизированные породы верхне-меловой вулканогенной толщи в Южной Грузии образуют зональный ряд с пропилитами и аргиллитами и являются продуктами эволюции единого гидротермального раствора.

Проявления цеолитовой минерализации получили развитие и в азербайджанской части Сомхето-Карабахской зоны (Р. Н. Абдуллаев, 1973), а также в вулканических породах Севано-Акеринской зоны.

Цеолиты в других рудных провинциях и формациях

Существенный вклад в дело изучения минерального состава и пространственного размещения цеолитов внесли И. Костов (1965) и др. Работами И. Костова в последнее время доказано, что цеолитовая минерализация в Болгарии развивается вдоль зон разрывных нарушений послевулканического и послейнтрузивного возраста. Миндалины, так же как и прожилки, выполнены кварцем, морденитом, гейландитом, самородной медью. По данным ряда болгарских исследователей, цеолиты занимают внешнюю надрудную зону.

Цеолит установлен на Уральских медноколчеданных месторождениях и, в частности, на Юбилейном (Аржавитина, Аржавитин, 1974) в туфах андезито-дацитовых порфиритов висячем боку рудной залежи на глубине 100 м.

На Галкинском месторождении (Н. Н. Семенова и др., 1974) на Урале устанавливается вертикальная метасоматическая колонка (сверху вниз); цеолитизация с ломонитом (по андезито-базальтам), окварцевание, серицитизация, карбонатизация (по дацитам), окварцевание, серицитизация периода рудоотложения.

В Армянской ССР цеолитовая минерализация обнаружена и в Армянской складчатой зоне. К. А. Карамян (1967) описал стеллерит из Тейского золоторудного месторождения. В. Б. Сейранян и др. (1974) установили цеолит в рудах Арманинского золоторудного проявления. Цеолит выявлен и на Зодском золоторудном месторождении.

Г. Н. Шерба (1960) для редкометальных месторождений (Западный и Центральный Казахстан) отмечает проявление послерудных цеолитовых прожилков. С. Т. Бадалов и др. (1971) указывают на развитие цеолита в рудах Алмалыкского медно-молибденового месторождения. Е. И. Доломанова (1962) специально описала цеолиты Шерловгорского вольфрамового месторождения в Забайкалье.

По данным С. И. Набоко (1963), на Паужетке (Камчатка) зона цеолитизации начинается у самой поверхности и ее максимальная мощность достигает 500 м. Цеолитизация в основном развивается по туфам дацита. Большей частью ломонит является единственным цеолитом. В отдельных случаях встречены в ассоциации с ломонитом птилолит, вайрацит, томсонит, сколецит.

По представлениям этого исследователя, зона пропилитизации с сульфидообразованием сменяется к поверхности зоной цеолитизации, адуляризации и окварцевания с образованием в трещинках карбонатов.

Число подобных примеров можно значительно увеличить, но и приведенные выше убедительно свидетельствуют о проявлении цеолитов во всех формациях руд и в том числе колчеданных (табл.).

Обсуждение

В. П. Петров (1967) в специальной работе указывал: "Необходимо отказаться от представления о синхронности цеолитообразования и извержения лавы". В. А. Жариков и Б. П. Омеляненко (1965) отмечали, что "площадным" гидротермальным изменениям, без достаточного на то основания, приписывают вулканогенное происхождение. И. Костов (1965) показал, что выявленная им цеолитизация является наложенной на вмещающие породы и контролируется зонами разрывных нарушений.

Цеолитообразование на территории Армянской ССР происходило больше в пределах вулканогенных пород в. юры-мела всей Сомхето-Карабахской зоны. В Складчатой зоне Армении цеолиты развиты и в породах в.эоцена. Приведенные выше данные позволяют заключить, что цеолитовая минерализация возникает позднее формирования послеприступивных даек и тесно сопряжена с единым гидротермальным процессом. Проявляется она больше в надрудных вулканогенных породах и на далеких флангах месторождений. Отсутствуют какие-либо признаки термального воздействия даек на цеолиты.

Если исходить из вулканогенной гипотезы происхождения цеолитов, то в случае внедрения даек в предварительно цеолитизированные вулканогенные породы последние "будучи" гидроксилсодержащими, должны были быть полностью преобразованными.

Возраст вышеприведенных дайковых образований по геологическим данным посленижнемеловой, что подтверждается и радиологическими определениями.

Региональные изменения вмещающих пород, затрагивавшие вулканогенные, интрузивные и жильные образования, проявились главным образом после основной складчатости. Об этом свидетельствуют факты, указывающие на развитие гидротермальных метасоматитов вдоль разрывных нарушений, которые были заложены до формирования даек.

Толщи вулканогенных пород Кафанского рудного поля подвергнуты достаточно сильным изменениям в связи с воздействием гидротермальных растворов, продукты образования которых в целом представлены средне-низкотемпературными пропититами (Д. С. Коржинский, 1960). На участках, дислоцированных разрывными нарушениями, процесс гидротермального преобразования протекает значительно интенсивнее, что приводит к формированию кварц-хлорит-карбонат-серицитовых, кварц-карбонат-серицитовых, диаспор-пироксилитовых, алунит-гематитовых и т. д. пород с сопряженной рудной минерализацией. Как правило, при преобладании пород с площадным эпидот-хлорит-карбонатным парагенезисом, сопровождаемое оруденение большей частью убогое.

Карбонат-цеолит-хлоритовая ассоциация в значительном большинстве случаев не сопровождается рудной минерализацией.

Развитие гидротермального процесса в рудных полях обычно при-

водит к проявлению исключительно выдержанной зональности в распределении метасоматических фаций как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Отклонения обусловлены составом и строением вулканогенных толщ и интрузивных образований, а также глубиной эрозионного среза.

Косвенными фактами, свидетельствующими о послескладчатом проявлении продуктов гидротермального изменения, являются также:

— Полное отсутствие упомянутых выше изменений в новейших и четвертичных базальтах Армении и других регионов.

В процессе картирования на Кафанском месторождении удалось наблюдать интенсивно пористые андезиты-базальтовые порфиры оксфорда-кимериджа, в которых поры остались не выполненными продуктами гидротермальной деятельности (рис. 5).

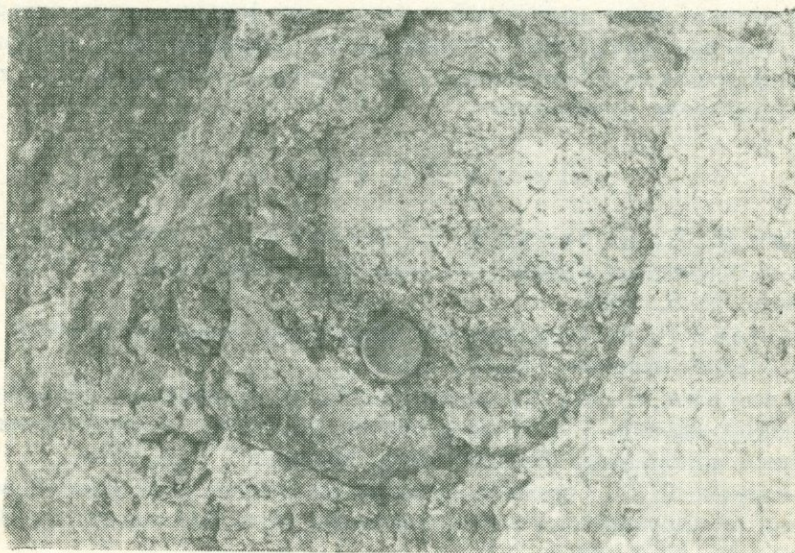


Рис. 5. Андезиты-базальты оксфорда-кимериджа между "пустыми" порами (Кафан).

--Локальное проявление продуктов гидротермального изменения достоверно фумарольно-сульфатного генезиса. Так, опалиты, развитые весьма ограниченно в кратере единственного из многочисленных четвертичных вулканов Айюцзора - Агусара, имеют размеры 3,5-4 м в поперечнике (К. И. Карапетян и др., 1962).

Следует иметь в виду, что послескладчатые метасоматиты, как и рудная минерализация, образуют зональный ряд по отношению к определенным структурным элементам. В пространстве их место вполне закономерное. Продукты же фумарольно-сульфатных изменений тяготеют к вулканическим аппаратам. Они обычно имеют весьма локальное распространение и могут быть в рудных районах последующими преобразованиями завуалированы или "стерты".

Заключение

Анализ существующего фактического материала по распределению цеолитов в пределах Кафанского рудного поля и примеры изучения других регионов позволяют заключить, что цеолиты распространяются на большую глубину по вертикали.

Отчетливо устанавливается литолого-структурный контроль оруденения и цеолитообразования. Гидротермальные растворы, проникая из андезито-дацитов в андезито-базальты (слабо нарушенные), нейтрализуются и становятся более щелочными, что приводит к ограниченному выделению сульфидов. Наиболее интенсивно проявляются здесь пренит-кварцевый, цеолит-карбонатные парагенезисы.

Таким образом, наибольшие концентрации цеолитов в вулканогенных породах в связи с их литологическими особенностями фиксируют неблагоприятные зоны разгрузки в отношении формирования сульфидных руд. Физико-химические условия цеолитообразования и сульфидообразования в целом не совпадают, что приводит в основном к их пространственному разобщению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян В. Т., Казарян А. Г., Шехян Г. Г. Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения. Изв. АН СССР, • сер.геол., № 5, 1969.
2. Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1963.
3. Аржавитина М. Ю., Аржавитин П. В. О цеолите Юбилейного месторождения. Сб. "Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья", Уфа, 1974.
4. Ачикгезян С. О. Гидротермальные изменения даек диабазового состава на Шаумянском месторождении. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1974.
5. Доломанова Е. И. Цеолиты Шерловогорского месторождения в восточном Забайкалье. Тр. Минер. музея им. Ферсмана, вып. 13, 1962.
6. Жариков В. А., Омеляненко Б. П. Некоторые проблемы изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях", М., "Недра", 1965.
7. Казарян А. Г., Ананян Э. В. К вопросу о полосчатости в дайках диабазовых порфиров. ДАН СССР, т. 169, № 2, 1966.
8. Казарян А. Г. О месте цеолитов в зональном ряду рудных месторождений. ДАН Арм.ССР, т. П, № 5, 1971.
9. Казарян А. Г., Хачатурян Э. А. Некоторые геологические особенности рудопоявлений в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях Кафанского рудного района. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1, 1974.
10. Казарян А. Г. Ангидрит-сульфидная минерализация Кафана и

Особенности проявления цеолитовой минерализации в Кафанском рудном поле,
Сомхето-Карабахской зоне и в других регионах

Местонахождение проявления участка, рудного поля	Вмещающие породы, возраст	Минералы, минеральные ассоциации	Геологическая позиция	Автор, источник
с. Дзорастан (Кафанское рудное поле)	Лавы и туфоконгломераты оксфорда-кимериджа рассеянные дайками	Хлорит-карбонат-цеолитовая в миндалинах	Вмещающие породы рассечены дайкой липарито-дацитового состава, $Az, Pr 330^{\circ}$, с крутым падением на восток. В при-зальбандовой части дайки развита карбонат-цеолитовая минерализация в виде прожилков и гнездообразных выделений, выявляющих позднее происхождение	Казарян А. Г. (1971)
с. Бех (Кафанское рудное поле)	Андезитовые порфириды титона-валанжина	Карбонат-ломонитовая	Вмещающие породы пересечены дайками диабазовых порфиридов. Те и другие интенсивно цеолитизированы	Казарян А. Г.
г. Шгарджик (юго-восток) (Кафанское рудное поле)	Андезито-базальтовые оксфорда-кимериджа	Цеолит-карбонат-эпидитовая	В дайке диабазового состава устанавливаются прожилки	Казарян А. Г.
Урочище Унан (Кафанское рудное поле)	Андезито-базальтовые порфириды ниж. байоса	Цеолитизация	В полосчатой диабазовой дайке цеолитизация избирательно проявляется по лейкократовым (плагиоклазовым) полосам.	Казарян, Анян 193
Малдашское (Кафанское рудное поле)	Туфоконгломераты андезитового состава верхнеаптского возраста	Цеолит-карбонат-сульфидная	Вмещающие породы содержат прожилки цеолит-сульфидной минерализации	Казарян и др., 1974
Шаумянское (Кафанское рудное поле)	Дайки диабазового порфирита в рудной зоне, после-верхнеюрская	Карбонат-ломонитовая	Минерализация приурочена исключительно к дайке	Ачикгезян 1974
Борты автотрасс: Кафан-Кармиркар, Шикахох-Кафан (Кафанское рудное поле)	Андезитовые и андезито-базальтовые порфириды титона-валанжина	Карбонат-цеолитовая	Карбонат-цеолитовая ассоциация приурочена к трещинным зонам, сопряженным с тектоническими разломами (Хотананский и др.)	Казарян А. Г.
с. Вачаган (Кафанское рудное поле)	Андезитовые порфириды титона-валанжина	Карбонат-цеолит-хлорит-агатовая	Карбонат-цеолит-хлорит-агатовая ассоциация развита в миндалинах, реже в прожилках	Казарян А. Г.
Иджеванский р-он (Армянская ССР)	Андезитовые и андезито-базальтовые породы (?) сантона	Кварц-агат-карбонат-цеолитовая	Минерализация контролируется Керциусовским разломом. Разведочными работами доказана локализация агатовой минерализации вдоль даек, пересекающих сантонские отложения	А. Х. Мнацаканян, 1966, А. Х. Хакимов, 1966
Алавердский р-он (Арм. ССР)	Андезитовые порфириды бата	Карбонат-цеолитовая	Надрудная толща Алавердского месторождения содержит цеолитовую минерализацию	Э. М. Налбандян, 1969
Болнисский р-он (Груз. ССР)	Андезитовые порфириды сантона	Карбонат-цеолитовая	Верхи рудовмещающей толщи и фланги Маднеульского месторождения цеолитизированы. Они совместно с аргиллитами и пропилитами рассматриваются в едином зональном ряду	И. П. Ратман и др. (1973) В. Т. Гогишвили, Т. Ш. Гогишвили
Среднегорье (Болгария)	Андезитовые порфириды сантона	Цеолит-карбонатная	Верхи рудовмещающей толщи и фланги месторождений цеолитизированы	И. Костов и др. 1965

- закономерности ее проявления на колчеданных и медно-молибденовых месторождениях. Изв. АН СССР, № 7, 1975.
11. Карамян К. А. Стеллерит из Тейского золото-полиметаллического месторождения. ДАН Арм.ССР, т. ХУ, № 1, 1967.
 12. Карапетян К. И., Петросов И. Х. Опализация шлаков в кратере вулкана Западный Агусар. Изв. АН Арм.ССР, т. 15, № 4, 1962.
 13. Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного поля в Южной Армении. НТО, Ереван, 1956.
 14. Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Ереван, 1964.
 15. Мнацаканян А. Х., Ревазова Н. В., Хуршудян Э. Х. Цеолиты из верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенных пород Кафанского антиклинория. Записки АВМО, вып. 5, 1972.
 16. Ратман И. П., Зулиашвили Т. Г. О связи цеолитизации с гидротермальным изменением в Южно-Грузинской рудной области. Материалы Кавказского ин-та минерального сырья (КИМС), вып. 10 (12), сер. геол., 1973.
 17. Сейранян В. Б., Саркисян С. Ш., Завьялов Е. Н. О цеолитах из руд Арманисского золото-полиметаллического месторождения (Северная Армения). Геология рудных месторождений, № 6, 1974.
 18. Семенова Н. Н., Ершова В. Г. Рудоносные метасоматиты и руды колчеданных месторождений Северного Урала и северной части Среднего Урала. Сб. "Критерии рудоносности метасоматитов". Тр. симпозиума, ч. П, 1974.
 19. Ферсман А. Е. Цеолиты России и их минералогия. Избранные труды, т. 1, М., 1952.
 20. Хакимов А. Х. Особенности агато- и хрусталеобразования в основных эффузивах. Автореф. кандидатской дисс., М., 1966.
 21. Хомасуридзе И. П. Физико-химические условия образования рудосодержащих пород Маднеульского месторождения. Геология рудных месторождений, № 6, 1968.
 22. Шаронов Б. И., Аркадьев Н. А., Настасенко Е. В. К геологии месторождений агата. В кн. "Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых", Л., 1971.
 23. Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
 24. Kostov J. Zoning and zeolite formation. Symposium Problems of post-magmatic ore deposition, v. II, 1965

С. Б. Абовян

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЛИСТВЕНИТОВ АРМЯНСКОЙ ССР И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Листвениты на территории Армянской ССР широко развиты среди массивов ультрамафитов, которые вместе с мафитами входят в состав двух дугообразных офиолитовых поясов – Севанского и Вединского. Они продолжаются на СЗ в Турцию и на ЮВ – в Иран и являются, таким образом, частью обширной цепи офиолитов Средиземноморской геосинклинальной области.

Мафит-ультрамафитовые породы слагают массивы различных размеров – от нескольких десятков квадратных метров до 75 кв. км. и более. В большинстве случаев массивы имеют линзо-, дайко- и пластообразную формы, вытянутые в СЗ – общекавказском направлении, согласно с общим простираанием вмещающих вулканогенно-осадочных толщ офиолитовых поясов. Как правило, мафит-ультрамафитовые массивы многофазные и имеют сложный состав. В их строении в различных количественных взаимоотношениях участвуют ультрамафиты и мафиты. В целом ультрамафиты (70%) преобладают над мафитами (30%). Ультрамафиты представлены главным образом перидотитами (96%), реже дунитами (3%) и пироксенитами (1%), которые в различной степени серпентинизированы. По своим главнейшим особенностям мафит-ультрамафитовые породы относятся к типичным представителям "альпинотипных" комплексов Е. Д. Джексона и Т. П. Тайера (1972).

Преимущественное развитие листвениты имеют в Севанском поясе. Хотя в общей массе пород пояса удельный вес лиственитов невелик, однако правильное определение их геолого-структурного положения и происхождения имеет важное значение для выяснения их металлогенической роли и возрастного положения массивов ультрамафитов.

Листвениты отдельных участков пояса рассмотрены в работах А. Г. Бетехтина (1937, 1953), С. Б. Абовяна (1961), М. А. Кашкая и Ш. И. Аллахвердиева (1965), Л. С. Меликяна и др. (1967), Г. С. Арутюняна (1967) и Г. А. Саркисяна и Г. С. Арутюняна (1968).

Распространение лиственитов и их морфологические типы

В Севанском поясе листвениты развиты (с СЗ на ЮВ) на Мумухан-Красарском, Кармракарском массивах, Желто- и Чернореченском

и Катнахпур-Карахачском группах массивов, Восточно-Шоржинском, Джил-Сатанахачском и Караиман-Зодском мафит-ультрамафитовых массивах.

На Мумухан-Красарском массиве листвениты оконтуривают с южной стороны ультрамафиты, располагаясь на контакте последних с известняками кампана-маастрихта и нижнего эоцена. Ширина выхода полосы лиственитов составляет 20 м. На Кармракарском массиве они также развиты вдоль южного контакта ультрамафитов с известняками нижнего коньяка в виде полосы шириной в 15 м. Среди Желто- и Чернореченских дайкообразных тел листвениты развиты с северной стороны вдоль контакта ультрамафитов с известняками нижнего сенона. Ширина выхода лиственитов от 5 до 15 м. С южной стороны ультрамафиты граничат с порфиритами эоцена и листвениты отсутствуют. Большинство выходов ультрамафитов Катнахпур-Карахачской группы массивов расположено среди известняков нижнего мела и обычно на контактах между ними развиты листвениты, ширина выхода которых колеблется от 1 до 8 м. На Восточно-Шоржинском массиве листвениты в виде гигантской реакционной каймы шириной от 1 до 15 м прослеживаются всюду вдоль контакта ультрамафитов с известняками кампана-маастрихта и нижнего эоцена. На Джил-Сатанахачском и Караиман-Зодском массивах листвениты развиты в виде полосы шириной от 3 до 30 м вдоль южного контакта ультрамафитов с известняками кампана-маастрихта. С северной стороны ультрамафиты граничат с габбро и вулканогенно-осадочными породами коньяка-сантона. На контакте с последними листвениты отсутствуют.

В редких случаях на Джил-Сатанахачском и Караиман-Зодском массивах встречаются листвениты и внутри ультрамафитовых участков, вдали от современных их контактов с известняками. Они чаще слагают тела неправильной формы, повторяющие неровности поверхности массивов, реже вытянуты в виде различно ориентированных полос. Такие лиственитовые выходы рассматриваются нами как апикальные части массивов, где известняки кровли размыты. Геолого-разведочные работы, проведенные на таких участках (Джил, Бабаджан, Дара), показали, что эти породы залегают в виде маломощной покрывки и с глубиной постепенно переходят в ультрамафиты аналогично тому, как это происходит в контактовых частях массивов.

Еще реже листвениты встречаются среди известняков в виде вытянутых в субширотном направлении тел (к югу от Восточно-Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов). Находки внутри этих тел линзообразных выходов серпентинизированных ультрамафитов указывают на генетическую связь между этими породами. Они представляют апикальные части едва вскрытых среди известняков массивов ультрамафитов, имеющих более крупные размеры на глубине.

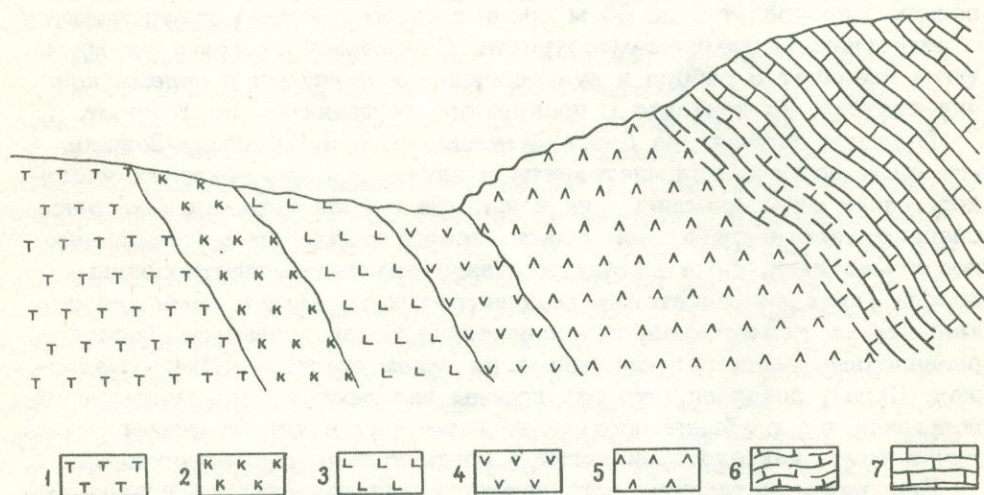
В Вединском поясе листвениты отсутствуют, так как массивы ультрамафитов в большинстве своем размещены среди вулканогенной толщи нижнего коньяка.

Из вышеизложенного ясно, что все рассмотренные листвениты развиваются преимущественно в виде реакционной каймы ("реакционные" листвениты) вдоль контакта ультрамафитовых массивов с вмещающими известняками, хотя и образуют три различных морфологических типа. Из них наибольшее развитие имеют крутопадающие те-

ла жиллообразной формы, повторяющие боковые или вертикальные контакты массивов, значительно реже — тела неправильной формы внутри массивов, повторяющие неровности верхних или апикальных частей массивов (останцы кровли) и еще реже — субширотные полосы среди известняков, фиксирующие контакты апикальных частей слабо вскрытых ультрамафитовых массивов.

Состав лиственитов и связанных с ними пород

На контакте массивов ультрамафитовых пород с известняками развивается ряд разновидностей пород, связанных между собой постепенными переходами и отвечающих различным стадиям единого автометаморфического процесса: серпентиниты — карбонатизированные серпентиниты — серпентино-карбонатные породы — тальк-карбонатные породы — листвениты (кварц-карбонатные породы) — доломиты и доломитизированные известняки — известняки. Из них наибольшее развитие имеют листвениты, представляющие конечный продукт изменения ультрамафитов (рис. 1).



Фиг. 1. Зарисовка контакта ультрамафитового массива с известняками (обобщенная). 1. Серпентинизированные ультрамафиты и серпентиниты. 2. Карбонатизированные серпентиниты. 3. Серпентино-карбонатные породы. 4. Тальк-карбонатные породы. 5. Листвениты. 6. Доломиты и доломитизированные известняки. 7. Известняки и мергели.

Серпентиниты развиты в различной степени среди ультрамафитовых пород всех массивов. Они представляют собой массивные зеленовато-серые, зеленые, черные, реже бурые, иногда пятнистые

породы, обладающие местами сланцеватым строением. Для них характерно отсутствие какой-либо реликтовой структуры, позволяющей определить первоначальный состав материнской породы. Реже отмечается петельчатая и сложнопетельчатая структуры. Из разновидностей серпентиновых минералов присутствуют хризотил, лизардит, антигорит, реже серпофит; из рудных минералов – метаморфизованные зерна хромшпинелидов и пылевидные выделения магнетита. Размеры чешуек антигорита достигают до 0,7 мм, реже 1 мм, а толщина волокон хризотила и лизардита – до 0,05 мм. Прожилки серпофита достигают толщины 0,1 мм. Отмечается многостадийный характер процесса серпентинизации (С. Б. Абовян, 1964), имеющего преимущественно аутометаморфическое происхождение и связанного с многофазным становлением мафит-ультрамафитовых массивов. Наряду с этим, значительно реже встречаются серпентиниты, которые по совокупности признаков относятся к аллометаморфическим образованиям. Все серпентиновые минералы в свою очередь замещаются в различной степени хлоритом, тальком, карбонатом и гидроокислами железа, обладающими тонкоагрегатным сложением.

Карбонатизированные серпентиниты граничат, с одной стороны, с серпентинитами, с другой – с серпентино-карбонатными породами, с которыми они связаны постепенными переходами. Внешне это средне- и мелкозернистые породы, напоминающие серпентиниты; в свежем изломе они имеют зеленовато-серую или темно-зеленую окраску, а с поверхности – буровато-желтую корку выветривания. Обычно для них характерна петельчатая микротекстура, состоящая из серпентина и карбоната, при этом стенки петель сложены хризотилом или лизардитом, а внутренние части – мелкозернистым карбонатом, развивающимся по бывшим зернам антигорита. В редких случаях карбонат замещает также волокна хризотила и лизардита, а также встречается в виде псевдоморфоз по пироксену (баститу) с выделением магнетита вдоль трещин-спайностей. Количество карбоната не превышает 40–50%. Из других вторичных минералов наблюдаются хлорит, приуроченный к участкам развития серпентиновых минералов, а из рудных – хромшпинелид и вторичный магнетит. Как и в серпентинитах, хромшпинелид метаморфизован, а вторичный магнетит образует пылевидные выделения.

Серпентино-карбонатные породы располагаются между карбонатизированными серпентинитами и тальк-карбонатными породами и также связаны между собой постепенными переходами. Они представляют собой дальнейший продукт изменения серпентинитов, в которых количество карбоната достигает 80–85%. Это мелко- и среднезернистые породы желтовато-бурого и коричневатого-желтого цвета, обладающие неровным изломом, на поверхности которых нередко заметны тонкие прожилки карбоната (до 3 мм) и вкрапленники зерен хромшпинелидов. Петельчатая микротекстура сохраняется лишь в отдельных участках, сложенных серпентиновыми минералами. Более характерна неравномернозернистая структура породы, обусловленная развитием мелкозернистого агрегата карбоната, среди которого наблюдаются средне-, реже крупнозернистые скопления карбоната. Морфологические особенности последних указывают на более позднее их

происхождение и наложенный характер их на существующую структуру породы. Сравнительно реже встречаются более поздние прожилки мелкозернистого карбоната толщиной до 3 мм, пересекающие более ранний карбонат и серпентиновые минералы породы. Зерна хромшпинелидов обычно метаморфизованы, а вторичный магнетит разложен на гидрокислы железа, чем отчасти обуславливается общая буроватая окраска породы.

Тальк-карбонатные породы связаны постепенными переходами, с одной стороны, с серпентино-карбонатными породами, с другой — с лиственитами. Они представляют собой мелко- и среднезернистую породу желтовато-бурого цвета. Минеральный состав их следующий: карбонат 70-80%, тальк 20-30%. От серпентино-карбонатных пород они отличаются тем, что вместо серпентина в них развивается мелкочешуйчатый тальк, а серпентин встречается спорадически в качестве второстепенного минерала. Другие вторичные минералы представлены пылевидным магнетитом, гидрокислами железа, а в переходных участках к лиственитам появляется также кварц. Хромшпинелиды метаморфизованы, часто раздроблены, трещинки заполнены мелкозернистым карбонатом.

Листвениты — это мелко- и среднезернистые породы серого цвета с неровным изломом, покрытые желто-бурой коркой выветривания, на поверхности которой нередко выступают рельефные прожилки кварца, а также вкрапленность хромшпинелидов. По составу они представляют кварц-карбонатную породу, в которой кварц составляет 20-30%, карбонат 70-80%. Наряду с зернистым карбонатом наблюдаются выделения халцедона со сферолитовой или криптокристаллической структурой. Карбонат представлен брейнеритом, доломитом, магнетитом и кальцитом, слагающими разнокристаллическую массу, среди которой отмечаются отдельные таблитчатые образования тех же карбонатов. Реликтовые минералы сложены серпентином, реже хлоритом и тальком; рудные минералы — хромшпинелидом и магнетитом. Структура лиственитов — неравномернозернистая, иногда петельчатая, представляющая реликтовую структуру, унаследованную от серпентинитов. В последнем случае мелкозернистый карбонат слагает стенки петель, развиваясь по хризотилу или лизардиту, а кварц или более крупные выделения карбоната — внутренние части петель. Иногда петельчатая микротекстура обусловлена тонкими выделениями вторичного магнетита, образовавшегося за счет разложения железо-магнезиальных силикатов ультрамафитовых пород. Хромшпинелид является единственным первичным минералом ультрамафитов, обычно метаморфизован, иногда раздроблен и сцементирован карбонатом или мелкозернистым кварцем. В редких случаях вокруг зерен хромшпинелидов наблюдается каемка, сложенная листочками зеленой слюды — фуксита. Иногда для лиственитов характерна торцовая или мозаичная структура, обусловленная взаимопараллельным расположением вдоль длинной оси индивидов кварца и карбоната. В поперечном срезе зерна последних имеют изометричный облик с полигональными прямолинейными контурами. Химические составы лиственитов приведены в табл. 1.

Доломиты и доломитизированные известняки расположены между лиственитами и известняками и мергелями, с которыми связаны постепенными переходами. Внешне это серовато-белые среднезернистые породы, покрытые желтоватой коркой выветривания. Состоят исключительно из среднезернистого доломита, который иногда слагает небольшие участки с крупнокристаллическими таблитчатыми выделениями. В качестве акцессорного минерала встречаются редкие зерна кварца и кальцита. Рудные минералы отсутствуют. Структура их неравномернозернистая. В лиственитах, контактирующих с доломитами, постепенно исчезает кварц, а вместо брейнерита появляется доломит. По направлению к известнякам доломит сменяется кальцитом, порода приобретает состав доломитизированного известняка, а еще дальше совершенно исчезает доломит и наблюдается постепенный переход в слоистые известняки и мергели, вмещающие массивы ультрамафитовых пород.

Из описанных пород контактовой зоны не все разновидности имеют одинаковое развитие. Наибольшим распространением среди них пользуются листвениты, серпентино-карбонатные породы и доломиты, наименьшим — тальк-карбонатные породы.

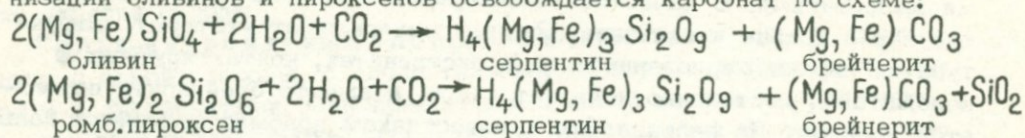
О происхождении лиственитов

Совершенно бесспорный процесс превращения серпентинизированного дунита в лиственит на Восточно-Шоржинском массиве детально изучил А. Г. Бетехтин (1937, 1953). По его данным, по обе стороны от контакта массива с известняками наблюдаются метасоматически развивающиеся породы: с одной стороны — лиственит (по дуниту), с другой — доломитизированный известняк. Переходы лиственита в дунит и доломитизированный известняк постепенные. По мнению А. Г. Бетехтина, здесь проявляется простой, но яркий пример биметасоматических процессов (по Д. С. Коржинскому, 1953), что иллюстрируется химическими анализами систематически подобранных образцов из контактовой зоны лиственита, доломита и глинистого известняка.

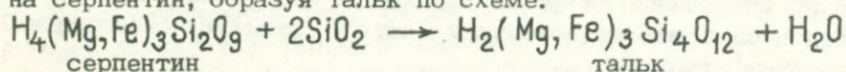
Сравнение данных анализов этих пород показывает, что при доломитизации известняка происходит явное обогащение магнием и в ничтожном количестве закисного никеля, что указывает на привнос указанных элементов из ультрамафитов. Листвениты, по сравнению с доломитами, характеризуются отсутствием CaO и резко повышенным содержанием MgO , FeO , NiO и наличием вкрадленников хромшпинелидов; карбонат в них представлен брейнеритом. Подсчеты показывают, что соотношение окислов (за исключением CO_2) в лиственитах вполне соответствует соотношениям их в дуните. На основании многочисленных спектральных анализов (табл. 2) также выяснено, что качественное и количественное распределение элементов-примесей в лиственитах и ультрамафитах примерно одинаковое. Все эти данные говорят о том, что листвениты образовались за счет изменения ультрамафитов.

Изучение геолого-структурного положения, петрографического состава карбонатизированных серпентинитов и лиственитов показывает,

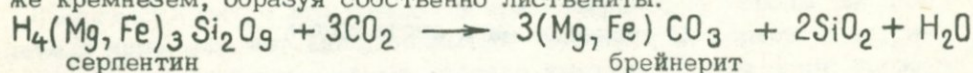
что эти породы образуются в результате аутометаморфического процесса взаимодействия серпентинизированных ультрамафитов с вмещающими их известняками, когда при эндоконтактовом изменении в процессе серпентинизации ультрамафитами непосредственно на границе их соприкосновения с известняками могли усваиваться значительные количества CO_2 . В начальной стадии этого процесса при серпентинизации оливинов и пироксенов освобождается карбонат по схеме:



Освобождающаяся при этом процессе кремнекислота воздействует на серпентин, образуя тальк по схеме:



Таким образом, по-видимому, можно объяснить образование описанных выше контактовых пород — карбонатизированных серпентинитов, серпентино-карбонатных и тальк-карбонатных пород. На последних стадиях этого процесса, наряду с карбонатом, выделяется также кремнезем, образуя собственно листвениты:



Согласно экспериментальным данным (Розенберг, 1961) FeCO_3 , MgCO_3 и CaCO_3 могут дать полную серию твердых растворов, температурный интервал которых заключен в пределах $350\text{--}550^\circ\text{C}$, при этом с увеличением содержания FeCO_3 соответственно возрастает температура образования карбонатов.

Во всех описанных выше ультрамафитовых массивах Армянской ССР листвениты имеют контактово-метаморфическое происхождение и необходимая для их образования углекислота усваивалась ультрамафитами непосредственно из вмещающих их известняков. На это недвусмысленно указывает факт отсутствия лиственитов среди ультрамафитов Вединского офиолитового пояса, где они контактируют с вулканогенной толщей нижнего коньяка. На это же указывает отсутствие лиственитов на южном контакте Желто- и Чернореченских тел и на северном контакте Джил-Сатанахачского и Караиман-Зодского массивов, которые также контактируют с вулканогенными толщами.

В Казахстане Н. П. Михайловым и В. Н. Москалевой (1956) описаны листвениты, которые обычно встречаются вдоль тектонически ослабленных зон в серпентинитовых массивах, вне связи с известняками. Образование их объясняется процессом аутометаморфической серпентинизации, когда гидротермальные растворы, насыщенные углекислотой, воздействуют непосредственно на первичные магматические минералы ультрамафитов.

Иную трактовку происхождению лиственитов дает Г. С. Арутюнян (1967), согласно которому они представляют гидротермально-метасоматические образования, пространственно приуроченные к ультрамафитам, но по времени являющиеся более поздними. При этом источником гидротермальных растворов, по его мнению, возможно, являлись интрузивы габброидного комплекса.

Значительно реже лиственитов среди мафит-ультрамафитовых массивов Севанского пояса наблюдается другой тип кварц-карбонатных пород, внешне похожих на листвениты, но залегающих в иных геологических условиях. Они, как правило, приурочены к линейно вытянутым тектонически нарушенным зонам офиолитового пояса и залегают в виде крутопадающих линз- и жиллообразных тел. Если листвениты развиты только на контакте ультрамафитов с известняками, то рассматриваемые породы развиты внутри массивов как ультрамафитовых, так и мафитовых пород, а также выходят за их пределы — во вмещающие вулканогенно-осадочные толщи и часто характеризуются интенсивным брекчированием.

В их минеральном составе, кроме кварца, карбоната, серпентина и талька (при залегании среди ультрамафитов), широко развиты актинолит, клиноцоизит, эпидот, пренит, хлорит, альбит, серицит (среди мафитов и вулканогенно-осадочных толщ). Кроме того, для них характерна многостадийная рудная минерализация.

В отличие от лиственитов, в составе рассматриваемых гидротермально-измененных пород (табл. 1, анализы 1016, 896-с, 1749) наблюдаются повышенные содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и K_2O причем K_2O больше, чем Na_2O в лиственитах же Na_2O всегда больше K_2O и повышенные содержания MgO , Cr_2O_3 . Далее, в них резко повышены V, Ni, Cu, Ag, Pb, Sb, Zr, As, Hg, Ga, Y, Yb, Ba, Sr, Be, Se, В. В лиственитах вообще не обнаружены Zr, Ag, Pb, Y, Yb, As, Sb, Ba, Be, Sc (табл. 2)

Наиболее резко отличаются и металлогенические особенности рассматриваемых пород. Если листвениты являются практически безрудными (за исключением небольших редких хромитовых тел магматического происхождения, (С. Б. Абовян, 1965), то для гидротермально измененных пород кварц-карбонатного состава весьма характерно образование золота (Ш. О. Амирян, 1960), асбеста, ртути (С. Б. Абовян, 1961), мышьяка и сурьмы (С. Б. Абовян, В. О. Пароникян, А. Ш. Матевосян, 1971) с ассоциацией многостадийных сульфидных минералов, присущих низкотемпературным гидротермальным образованиям средних и малых глубин. Генетически, вероятно, они связаны с очагами молодых гранитоидных интрузивов позднеолигоцен-раннемиоценового возраста (К. Н. Паффенгольц, 1970).

Ряд исследователей (Л. С. Меликян и др., 1967; Г. А. Саркисян, Г. С. Арутюнян, 1968; С. А. Паланджян, 1971) указанные гидротермальные образования идентифицируют с контактовыми лиственитами, имеющими автометаморфическое происхождение. Если внешне эти породы похожи на листвениты, то, как было указано выше, по геологическим условиям залегания, минеральному составу, химизму, геохимическим и металлогеническим особенностям и происхождению они резко отличаются от них. Они приурочены к тектонически нарушенным зонам офиолитового пояса и имеют аллометаморфическое происхождение и связываются с гидротермальной деятельностью молодых гранитоидных интрузивов.

Исходя из изложенного, подобно серпентинитам, автометаморфические листвениты мы выделяем под названием собственно лиственитов, а аллометаморфические кварц-карбонатные породы, связанные с деятельностью поздних гранитоидных интрузивов — аллолиственитов.

Таблица 1

Химические составы лиственитов и аллолиственитов Армянской ССР

№ п/п	№ об- разцов	Название пород	Содержание окислов в %												п.п.п.	Сумма	Место взятия (массив)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O			
1	1609 с	Лиственит	29,00	—	2,10	0,34	1,48	3,12	0,14	30,08	0,36	0,12	0,01	0,38	33,68	100,81	Мумухан-Красарский
2	801	Лиственит	34,00	0,18	0,53	0,24	4,60	1,76	0,10	31,06	0,47	не обн.	не обн.	0,20	27,04	100,58	Катнахшор-Карахачский
3	925 с	Лиственит	26,76	0,01	0,26	0,16	2,72	4,74	0,07	31,95	0,50	0,18	0,05	нет	32,50	99,90	Джил-Сатанахачский
4	1601 с	Лиственит	23,74	—	5,40	0,30	3,60	4,23	—	26,52	0,56	0,31	0,07	0,47	35,00	100,20	Джил-Сатанахачский
		Средний состав	28,48	0,05	2,07	0,26	3,10	3,46	0,08	29,90	0,47	0,15	0,03	0,26	32,06	100,37	
1	1616	Аллолиственит	42,34	0,30	2,94	0,10	2,14	4,28	0,05	13,36	10,47	0,60	0,75	1,48	21,16	99,97	Мумухан-Красарский
2	896 с	Аллолиственит	35,76	0,18	3,73	0,10	1,83	5,06	0,05	23,15	5,48	0,53	0,28	0,47	23,04	99,66	Караиман-Зодский
3	1749	Аллолиственит	40,67	0,24	3,46	—	1,01	5,30	0,07	8,87	15,50	0,40	0,80	0,10	22,94	99,36	Караиман-Ходский
		Средний состав	39,59	0,24	3,38	0,07	1,66	4,88	0,06	15,13	10,48	0,51	0,61	0,68	22,38	100,89	

Таблица 2

Составы элементов-примесей в ультрамафитах, лиственитах и аллолиственитах Армянской ССР

Элементы	Породы		
	ультрамафиты	листвениты	аллолиствениты
Ti	0,05	0,05	0,35
V	0,006	0,007	0,015
Cr	0,33	0,30	0,09
Ni	0,25	0,13	0,90
Cu	0,005	0,003	0,04
Zn	0,007	0,005	0,002
Zr	-	-	0,032
Ag	-	-	0,0005
Pb	-	-	0,0001
Sb	-	-	0,03
As	-	-	0,11
Hg	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$75 \cdot 10^{-5}$
Ga	-	-	0,0013
Y	-	-	0,0024
Yb	-	-	0,0013
Sr	0,019	0,019	0,036
Ba	-	-	0,226
Be	-	-	0,00013
Sc	-	-	0,0012
B	0,006	0,003	0,0033

Заключение

1. Разновидности измененных пород, развивающихся на контакте ультрамафитовых массивов с известняками, связаны между собой постепенными переходами и отвечают различным стадиям единого автометаморфического процесса. Из них наибольшее развитие имеют листвениты, представляющие конечный продукт изменения ультрамафитов.

2. Наблюдается три морфологических типа указанных пород: а) живообразные тела на контакте ультрамафитов с известняками; б) тела неправильной формы, повторяющие неровности апикальных частей ультрамафитовых массивов (останцы кровли) и в) субширотные полосы среди известняков, фиксирующие апикальные части слабо вскрытых ультрамафитовых массивов. Последние два морфологических типа имеют резко подчиненное распространение.

3. Листвениты и связанные с ними породы образуются в результате автометаморфического процесса взаимодействия серпентинизированных ультрамафитов с вмещающими их известняками, когда при эндо-контактовом изменении в процессе серпентинизации ультрамафитами на границе их соприкосновения с известняками могли усваиваться значительные количества CO_2 .

4. От собственно лиственитов, имеющих аутометаморфическое происхождение, следует отличать аллолиствениты, связанные с гидротермальной деятельностью молодых гранитоидных интрузивов. Они отличаются не только по условиям залегания (обычно они слагают жиллообразные крутопадающие тела, приуроченные к тектонически нарушенным зонам офиолитового пояса) и составу, но и по своим металлогеническим особенностям. Если листвениты являются практически безрудными, то аллолиствениты характеризуются оруденением сурьмы, мышьяка, ртути и особенно золота. При проведении поисково-разведочных работ в офиолитовых поясах Армянской ССР серьезное внимание должно быть уделено аллолиственитовым участкам.

ЛИТЕРАТУРА

- Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм.ССР, 1961.
- Абовян С. Б. Стадии серпентинизации в ультраосновных породах Армянской ССР. Сб. "Вопросы геологии Кавказа", Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Абовян С. Б. О редких случаях нахождения хромитового оруденения среди габбро и лиственитов Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. ХУП, № 2, 1965.
- Абовян С. Б., Пароникян В. О., Матевосян А. Ш. Геология, рудоносность и минералого-геохимические особенности Амасийского рудного района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. ХХIУ, № 4, 1971.
- Амирян Ш. О. К минералогии золоторудных месторождений. ДАН Арм.ССР, т. ХХХI, № 1, 1960.
- Арутюнян Г. С. О лиственитах северо-западной части Севанского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. ХХ, № 4, 1967.
- Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Хромиты СССР, Изд. АН СССР, т. 1, 1937.
- Бетехтин А. Г. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. Сб. "Вопросы петрографии и минералогии". Изд. АН СССР, 1953.
- Кашкай М. А., Аллахвердиев Ш. И. Листвениты, их генезис и классификация. Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. Сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд. АН СССР, 1953.
- Меликян Л. С., Паланджян С. А., Чибухчян З. О., Вартазарян Ж. С. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. ХХ, № 1-2, 1967.
- Михайлов Н. П., Москалева В. Н. О процессах лиственитизации серпентинитов Казахстана. Сб. "Материалы по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана", Материалы ВСЕГЕИ. Новая сер., вып. 19, 1956.

- Паланджян С. А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд. АН Арм.ССР, 1971.
- Паффенгольц К. Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм.ССР, 1970.
- Саркисян Г. А., Арутюнян Г. С. О генетических типах листвени-
тов. ДАН Арм.ССР, т. XV1, № 3, 1968.
- Jacson E. D., Thayer T. P. Some criteria for distinguishing between strati-
form, concentric and alpine peridotit-gabbro complex. Intern. Geol. Congr.,
XXIV session, section 2, Petrology, Montreal, 1972.
- Rosenberg R. S. Subsolidus relations in the system $\text{CaCO}_3\text{--MgCO}_3\text{--FeCO}_3$
between 350 and 550 C. Amer. Mineral., v. 52, N5-6, 1961.

А. А. Коджоян, Св. С. Мкртчян

О СООТНОШЕНИЯХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД И
ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
АРМЯНСКОЙ ССР

Данные относительно гидротермального изменения вмещающих пород полиметаллических (Ахтала, Привольное) и свинцово-цинковых (Марцигет, Круглая Шишка) месторождений и рудопроявлений северной части Армянской ССР приводятся в работах Св. С. Мкртчян (1965), А. А. Коджояна (1968) и Э. М. Налбандяна (1970).

Работами последних лет установлено, что процесс рудообразования на этих месторождениях был длительным и многостадийным, причем образование полиметаллического оруденения явилось лишь одной из стадий этого процесса, с которой связано специфическое изменение и развитие определенных типов минеральных ассоциаций.

Наблюдается два типа гидротермального изменения; первый тип характеризуется региональным распространением в вулканогенных толщах и представлен пропилитизацией и вторичными кварцитами. Второй тип изменения — это околорудные изменения боковых пород в пределах рудных месторождений, связан непосредственно с процессом рудообразования и, как правило, наложен на общую пропилитизацию. Продукты этого типа изменения пользуются более локальным распространением по сравнению с изменениями первого типа и представлены окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией. Отличительной особенностью второго типа изменения от первого является наличие зоны сульфидной минерализации, фиксируемой при удалении от рудного тела сначала макроскопически, затем в шлифах под микроскопом.

В настоящем сообщении нашей целью является разбор результатов исследования закономерностей распределения рудных компонентов в измененных вмещающих породах и причин, вызвавших эти закономерности. Этот вопрос, на наш взгляд, имеет важное теоретическое и практическое значение, так как он позволит осветить некоторые аспекты закономерностей геохимической истории рудных элементов в ходе всего процесса рудообразования, сделать ряд выводов об особенностях миграции рудных элементов в рудах и метасоматически измененных породах.

Весь процесс рудообразования в целом определяется прежде всего химической активностью гидротермальных растворов и их термодинамическими параметрами, изменение которых в пространстве-времени обуславливает появление зональности размещения зон - геохимических ассоциаций.

Образование геохимических ассоциаций протекает в условиях закономерного изменения свойств растворов, их кислотности, щелочности, а также происходящего одновременно понижения температуры, вследствие чего образуется метасоматическая колонка, в которой рудные тела формируют одну из ее зон, располагаясь на контакте областей выщелачивания и отложения. Вместе с тем нам представляется, что гидротермально измененные породы так же, как и руды, являются отдельными звеньями в общей цепи, причем, в каждом из этих звеньев преобладающими являются определенные комплексы факторов, определяющие условия образования каждого из звеньев в отдельности, где проявляются свойственные им закономерности.

Рассмотрим в отдельности зону рудоотложения и зону гидротермального изменения пород.

В зоне рудоотложения решающую роль играют процессы, вызывающие концентрацию рудных компонентов, находящуюся в прямой зависимости от физико-химических условий среды. Современные представления о форме переноса элементов в гидротермальных растворах базируются на теории комплексообразования. Известно, что главной, если не единственной, формой нахождения рудных элементов в растворе являются комплексные соединения. Устойчивость этих комплексов определяется прежде всего состоянием раствора, его pH, концентрацией, режимом серы и кислорода и др.

Осаждение сульфидов и образование руд - это функция изменения устойчивости и степени образования комплексов. Следовательно, рудоотложение происходит при совокупности перечисленных факторов (назовем их внутренними), определяющих отложение элементов в форме собственных минералов (А. А. Коджоян, Св. С. Мкртчян, 1975).

Механизм образования гидротермально измененных пород - это результат сложного сочетания многих параллельных и последовательных процессов и к ним труднее в сравнении с процессом рудоотложения применять готовые схемы физической химии.

Отметим, что в зоне гидротермально измененных пород решающую роль, помимо перечисленных выше внутренних факторов, приобретают внешние факторы: давление, состав пород, пористость пород и др. Эти факторы способствуют просачиванию (инфильтрации) растворов через среду с сопротивлением, по ослабленным зонам, через систему сообщающихся между собой с помощью пор трещин. Инфильтрующий в породы гидротермальный раствор, обогащенный комплексами рудообразующих и нерудообразующих металлов, подвергает эти породы гидротермальному выщелачиванию, в процессе которого раствор в свою очередь насыщается основаниями, выщелоченными из боковых пород. Рудные же минералы будут отлагаться в порядке возрастания основности раствора. (Э. А. Хачатурян, Св. С. Мкртчян, 1974).

Разбор условий рудоотложения и метасоматического изменения пород сделан нами лишь в первом приближении с целью выяснения места и относительного времени образования рассеянных рудных компонентов (в дальнейшем будем называть эндогенными ореолами рассеяния) в общей цепи процесса рудообразования.

По этому поводу высказываются две точки зрения: одни исследователи (Красников В. И., Гинзбург И. И., Сафронов Н. И., Янишевский Е. М.) считают, что руды и эндогенные ореолы рассеяния образуются синхронно и представляют проявления единого процесса рудоотложения, что ореолы рассеяния составляют неотъемлемую часть руды и что различия в условиях образования рудной залежи и ореолов рассеяния заключаются в разномасштабном влиянии одних и тех же факторов. Основной аргументацией этой точки зрения исследователи считают общность признаков, характеризующих как рудные залежи, так и ореолы рассеяния. В число этих признаков входят общность состава, морфологические особенности, зональность строения и др.

Исследователи, придерживающиеся другой точки зрения (Овчинников Л. Н., Сауков А. А., Баранов Э. Н., Григорян С. В.), единодушны в своем мнении, что эндогенные ореолы рассеяния и метасоматически измененные породы образуются в одну стадию за счет аналогичных процессов, вызывающих изменение пород; что ореолы рассеяния — это совокупность околорудных изменений.

На первый взгляд, трудно провести выбор между этими представлениями. На наш взгляд, наибольший интерес имеют представления о синхронном образовании эндогенных ореолов рассеяния и метасоматически измененных пород, так как они в какой-то мере объясняют ряд наблюдаемых нами явлений.

На исследованных месторождениях эндогенные ореолы рассеяния развиты в гидротермально измененных породах, причем зональность ореолов рассеяния ориентирована относительно зональности измененных пород. Наблюдается определенная корреляция между составом ореолов и типом околорудных метасоматитов.

Из рис. 1 ясно видно, что внутренняя зона ореолов рассеяния, представленная полной полиметаллической ассоциацией, совпадает с кварц-серицитовой зоной измененных пород. Со средней зоной изменения (кварц-серицит-хлоритовой) совпадает неполная полиметаллическая ассоциация ореолов рассеяния — Pb, Zn, Cu, As, Ba. С внешней зоной изменения — кварц-хлорит-эпидотовой, совпадает внешняя зона ореолов рассеяния, представленная Cu, Zn, Ba. Такое совпадение зональности ореолов рассеяния и измененных пород мы объясняем их одновременным образованием.

Обогащение пород рудными элементами идет в основном за счет их концентрации в новообразованных минералах измененных пород — серицитах, хлоритах, кварце, карбонатах и т. д. Это видно из рис. 2. Так, в серицитах обнаружены следующие элементы: Pb, Ga, Ge, Ba, Bi, Ag, Zn, Cu и др. Из них Pb, Ga и Ge возможно, входят изоморфно в решетку серицита.

Анализ мономинеральных проб серицитов показал, что 60% свинца, определяемого в породе, связано с серицитом. Изоморфное замещение

калия свинцом в сериците всегда допускалось вследствие близости их ионных радиусов ($Pb^{2+} - 1,32 \text{ \AA}$; $K^+ - 1,33 \text{ \AA}$). Помимо этого, нами было проведено избирательное выщелачивание из мономинеральной фракции серицита (Мкртчян Св. С., 1965). Результаты свидетельствуют, что только 15-20% свинца извлекается из серицита, остальной, по-видимому, входит в решетку и поэтому извлечению не поддается. Примесь остальных элементов в серицитах, по-видимому, механическая (Bi, Ag, Zn, Cu и др.)

Хлориты отлагаются на флангах зон гидротермально измененных пород, главным образом на путях движения гидротермальных растворов. В хлоритах обнаружены следующие элементы, присутствие кото-

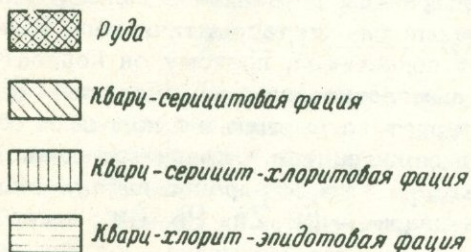
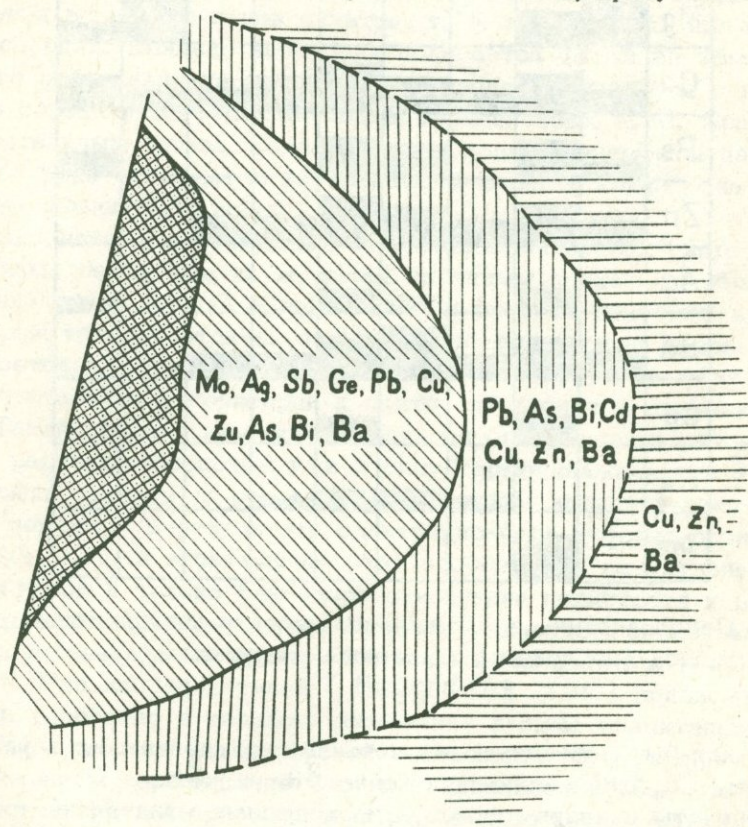


Рис. 1. Схематический план изменения пород и состава ореолов с удалением от рудного тела.

элементы	Серицит		Кварц		пирит			Карбонат	
	I генерация	II генерация	I генерация	II генерация	из кварц-серицит-фации	из серицит-альбит-фации	из первичной породы	Прерудной	Рудный
Fe									
Mg									
Cu									
Pb									
Zn									
Ag									
Ba									
Cd									
Ga									
Mo									

Рис. 2. Распределение элементов-примесей в минералах гидротермального процесса (по данным спектрального анализа).

рых может быть объяснено изоморфным вхождением их в решетку хлорита: **Cu, Ga**; неясно положение **Ba** и **Pb**.

Карбонаты и кварц являются проходящими минералами гидротермального процесса. Они распространены в различных зонах гидротермально измененных пород. В процессах метасоматического изменения кремнезем является вполне подвижным, поэтому он концентрируется как во внутренних зонах выщелачивания с образованием серицитовых кварцитов, так и мигрирует во вмещающие породы с образованием хлоритовых и серицитовых кварцитов и кварцевых жил. То же можно сказать и о карбонате. В этих минералах наблюдается следующий комплекс элементов: в кварце – **Ba, Zn, Pb, Cu**; в карбонате – **Ag, Cu, Pb**.

Форма проявления рудных элементов в минералах гидротермально измененных пород, помимо изоморфной, может быть весьма разнообразной. Это могут быть механические примеси, выраженные собственными минералами, ионы, сорбированные на поверхности различных

минеральных образований. Необходимы специальные исследования форм нахождения элементов в минералах измененных пород, которые внесут ясность в наши представления о путях и формах аккумуляции рудных элементов в минералах. В этом плане большую роль могут сыграть экспериментальные исследования.

Большой интерес, на наш взгляд, представляют экспериментальные исследования Е. В. Рожковой и М. Б. Серебряковой (1958), которые имели целью выяснение роли ионно-адсорбционных процессов в миграции элементов в породах. Исследовалась конкретно адсорбция свинца на природных фильтрах. Было установлено, что концентрации металла на фильтре в силу фильтрационного эффекта сопровождались переводом в раствор ионов фильтра, т. е. наблюдалась ионно-обменная адсорбция. Влияние адсорбции полагается также на том основании, что распределение элементов в ореоле увязывается с их положением в сорбционных рядах катионов, определенных А. И. Краевой экспериментальным путем. Согласно этим данным элементы начала сорбционного ряда тяготеют к внутренней, элементы конца ряда — к внешней зоне измененных пород.

Однако нахождение рудных элементов в минералах гидротермально измененных пород еще не является конечным процессом образования ореольных концентраций в породах. Сам процесс рудоотложения также сопровождается отдачей элементов во вмещающие породы, что наблюдается в форме вкрапленников рудных минералов в породах, которые постепенно с периферии к центру переходят в промышленные руды. Такой процесс нам представляется следующим образом: рудоносный раствор, способный уже в силу термодинамических и физико-химических свойств к рудоотложению, также инфильтрирует в измененные породы и в результате фильтрационного эффекта оставляет свой груз, т. е. в этом случае этот раствор уже не активный в отношении пород и только благодаря отношению пористости к величине ионного радиуса элемента растворенное вещество откладывается в форме собственного минерала. При этом немаловажную роль играет диффузия. Ряд исследователей (Buggedens 1945) приписывают диффузии (особенно в твердом состоянии) весьма значительную роль.

В общем смысле под диффузией понимается обусловленное тепловым движением перемещение частиц в направлении убывания их концентраций. Диффузия приводит к выравниванию концентраций.

Диффузия, как известно, управляется законом Фика:

$$dm = DS \frac{\partial c}{\partial x} \cdot dt$$

S — площадь, через которую проходит диффузия, $\frac{\partial c}{\partial x}$ — градиент концентрации элементов — движущая сила диффузии, D — коэффициент диффузии, определяющий скорость диффузии и зависимость ее от диффундируемого вещества и среды.

Таким образом, не исключено, что наличие вкрапленности рудных минералов во вмещающих породах — это результат диффузии, сопровождающей непосредственно процесс рудоотложения.

Резюмируя изложенное, отметим, что в общем процессе рудообразования руды, ореолы рассеяния и гидротермально измененные поро-

ды имеют общую генетическую природу и что образование измененных пород, ореолов и руд обязано прежде всего изменению кислотности-щелочности гидротермальных растворов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Коджоян А. А. Минеральный состав руд полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Марцигет-Привольненской рудной зоны. Автореф. канд. дисс., Ереван, 1968.
2. Мкртчян Св. С. Эндогенные геохимические ореолы химических элементов на Шамлугском медном и Ахтальском полиметаллическом месторождениях. Автореф. канд. дисс., Ереван, 1965.
3. Коджоян А. А., Мкртчян Св. С. Условия образования сфалеритов и галенитов на примере колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, № 4, 1975.
4. Налбандян Э. М. Гидротермальные изменения рудовмещающих пород колчеданных месторождений Алавердского рудного района Армянской ССР. Автореф. канд. дисс., Ереван, 1970.
5. Рожкова Е. В., Серебрякова М. Б. Возможная роль сорбции в образовании ореолов рассеяния. Сов. геология, № 4, 1958.
6. Хачатурян Э. А., Мкртчян Св. С. К вопросу о поведении свинца и цинка в рудах и эндогенных ореолах на примере колчеданно-полиметаллических месторождений Алаверди-Кафанской рудной зоны. Тезисы докл. на Всесоюз. совещ. "Теоретические аспекты миграции элементов-индикаторов рудных месторождений". Ереван, 1974.
7. Bugge Jens A. W. The geological importans of diffusion in the solid stste avhand, einger utgih av Det Norske Videnskaps Academi: Oslo 1945

К ВОПРОСУ О ПРИРОДЕ РУДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ИНЪЕКЦИОННЫХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ БРЕКЧИЯХ ШАУМЯНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

При решении проблемы происхождения колчеданных месторождений и выяснении соотношений во времени процессов рудоотложения и формирования рудовмещающих вулканогенных толщ большое значение придается установлению природы и генезиса своеобразных обломковидных включений (или так называемых "галеков") колчеданной руды, как правило, обнаруживаемых в рудовмещающих и надрудных толщах многих известных колчеданных месторождений.

О природе этих включений среди исследователей имеются разные точки зрения, и дискуссия по этому вопросу, начавшаяся еще два десятилетия назад, продолжается и по настоящее время. Мнения исследователей о происхождении "рудных обломков" разделились по двум направлениям. Некоторые исследователи доказывают, что эти включения являются рудными гальками, образовавшимися в результате размыва колчеданных залежей и накопления их в виде обломков в конгломератах пострудного возраста (В. П. Логинов, 1956; И. В. Ленных, 1959; В. И. Скрипиль, 1961; В. И. Смирнов, Т. Я. Гончарова, 1959 и др.), или же рудными гальками, возникшими при дроблении колчеданных рудных тел в результате взрывов, связанных с последующей вулканической деятельностью и накоплением надрудных толщ (В. А. Прокин, В. М. Рудаков, 1959). При этом наличие рудных галеков в рудовмещающих толщах этими исследователями рассматривается как прямое доказательство сингенетичности или тесной возрастной связи рудных тел колчеданных месторождений с вмещающими их вулканогенными формациями.

Эта точка зрения опровергается другой группой исследователей, считающих, что так называемые "рудные гальки" (по С. Н. Иванову, 1956, "обломковидные обособления") образуются путем избирательного замещения рудным веществом обломков пород благоприятного состава, залегающих в вулканогенно-обломочных толщах. По мнению М. Б. Бородаевской и Э. А. Прушинской (1962), эти рудные обособления возникли в результате развития процессов коллоидного или гелевого метасоматоза в цементе рыхлых пород кластического сложения. Помимо избирательного замещения рудным веществом отдельных обломков пород, Н. В. Петровская (1961) в образовании "руд-

ных обломков" большое значение придает также явлениям тектонического дробления, происходящего неоднократно в процессе многостадийного формирования колчеданных руд. В такой интерпретации рудные обломки, естественно, не могут рассматриваться как свидетельство близко-одновременного формирования вулканогенных толщ и колчеданного оруденения.

На Шаумянском колчеданно-полиметаллическом месторождении рудные обломки обнаружены в описанных нами ранее (С. А. Зограбян, 1971) инъекционных вулканических (эксплозивных) брекчиях, играющих наряду с рудовмещающими андезито-дацитовыми кварцевыми порфиритами значительную роль в геологическом строении месторождения. Инъекционные вулканические брекчии Шаумянского месторождения, принимавшиеся ранее за нормальные туфобрекчии и туфоконгломераты (или лавобрекчии и лавоконгломераты), слагают различной мощности и простирания крутопадающие секущие иногда слепые тела дайкообразной, трубообразной, грибообразной и др. формы и состоят преимущественно из обломков в различной степени измененных кварцевых андезито-дацитов, сцементированных туфогенным кластическим материалом аналогичного состава. Эти своеобразные секущие брекчиевые тела, согласно нашим представлениям и представлениям других исследователей, изучавших аналогичные образования на многочисленных рудных полях Урала, Алтая, Дальнего Востока, Карпат, Северного Кавказа и других регионов (с чем согласуются и данные наших исследований), возникли в результате подъема в верхние горизонты земной коры насыщенного газами и перегретыми парами обломочного и пылевидного туфоподобного материала, образовавшегося при подземных exploзивных явлениях на заключительных стадиях развития очагов вулканических центров.

Как установлено наблюдениями, в инъекционных вулканических брекчиях Шаумянского месторождения, в отличие от рудовмещающих кварцевых андезито-дацитов, не возникают жильные рудные тела, а развивается лишь убогая прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация. Только в отдельных случаях к структурам, вмещающим дайки инъекционных брекчий, бывают приурочены полиметаллические жильные тела, залегающие параллельно зальбандам этих даек (жилы № 3, 5 и др.). Именно в такой геологической обстановке в сближенных пространственно с рудными жилами телах брекчий и отмечается максимальное количество рудных обломков. Эти обломки по составу чаще всего представлены кварц-серицитовыми иногда с карбонатом и хлоритом породами с вкрапленной пиритовой реже халькопиритовой минерализацией. Реже отмечаются обломковидные включения, состоящие из сплошных пиритовых, халькопиритовых или сфалеритовых минеральных агрегатов. Такие рудные включения, сложенные целиком сульфидными минералами, нередко в брекчии соседствуют со слабо пиритизированными обломками пород. Минеральный состав рудных включений в брекчиях полностью идентичен таковому рудных тел месторождения.

Формы обломков разнообразны - угловатые или же округлые. Размеры их колеблются в пределах от 0,5 - 1,0 см до нескольких сантиметров.

В силу отмеченных выше особенностей механизма формирования инъекционных брекчий, выяснение условий образования "рудных галек" на Шаумянском месторождении, помимо важного научного значения, приобретает также и практический интерес, поскольку нахождение в составе брекчий настоящих рудных обломков прямо указывало бы на наличие нескрытых залежей колчеданной руды, что, в свою очередь, могло значительно расширить перспективы глубоких горизонтов месторождения.

В целях решения этого важного вопроса нами был собран большой материал из брекчий, изучение которого однозначно выявило, что так называемые рудные обломки образовались в результате замещения сульфидными минералами обломков пород в брекчиях.

Наиболее детальному изучению были подвергнуты два инъекционных тела вулканических брекчий, содержащих наибольшее количество рудных включений. В концевой части штольни № 1 вдоль обоих залбандов маломощной (0,5–0,7 м) вертикально падающей дайки инъекционных брекчий, секущих под крутым углом вмещающие слоистые туфы, развиты мелкие жилообразные тела кварц-пирит-сфалерит-халькопиритового состава (рис. 1), а в самой брекчиевой дайке отмечаются обломковидные включения руды, сложенные теми же сульфидными минералами. Аналогичные соотношения в более крупных масштабах

шт. 1, 1285 м

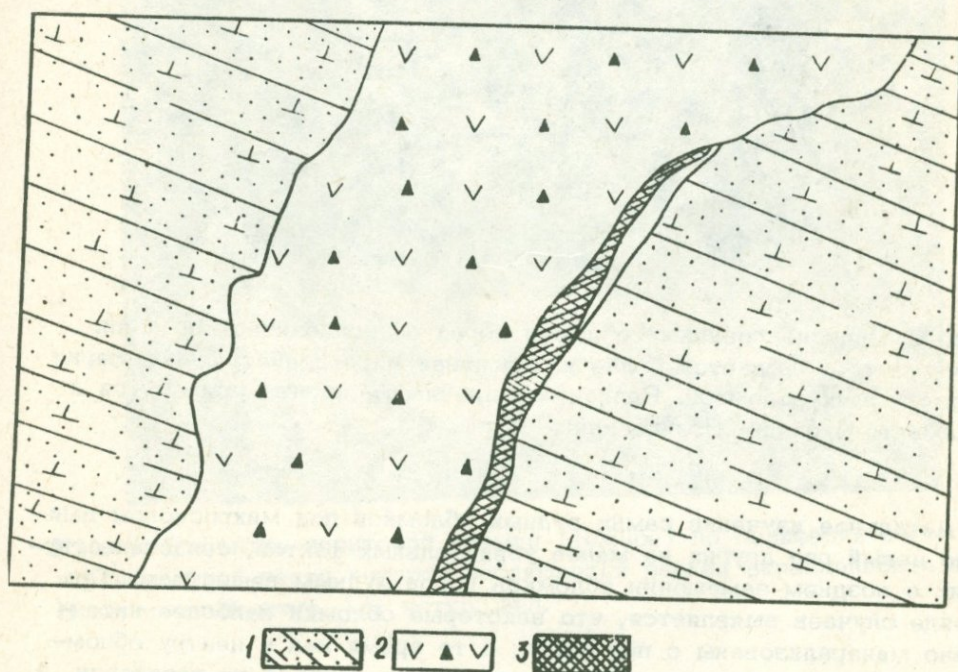


Рис. 1. Дайка инъекционных брекчий с рудными включениями (2), секущая слоистые туфы (1). К залбандам дайки приурочены прожилки кварц-полиметаллического состава (3).

наблюдаются в штреке на запад по жиле № 5 гор. 780м, где в пространстве, ограниченном двумя полиметаллическими жилами, залегают мощное дайкообразное тело брекчий, содержащих в своем составе большое количество рудных (преимущественно пиритовых) включений.

Микроскопическими исследованиями полированных и прозрачных шлифов и изучением полированных штучных образцов установлено, что сульфидная минерализация развивается и вне контуров "рудных обломков" - в цементе брекчий в виде рассеянной вкрапленности (рис. 2), небольших скоплений и прожилков сульфидов, тяготеющих преимущественно к рудным включениям. Примечательно, что в отдельных случаях и в цементе брекчий развиваются метакристаллы пирита с одинаковыми кристаллографическими очертаниями и примерно равными размерами (рис. 3). В редких случаях наблюдается избирательное замещение сульфидами только цемента брекчий. При этом брекчиевое строение породы подчеркивается контрастным выделением светлых обломков кварцевых андезито-дацитов на темном фоне пиритизированной цементирующей массы.



Рис. 2. Пиритизированные обломки пород в взрывной брекчии. Отчетливо наблюдается более интенсивная пиритизация по периферии двух крупных обломков. Редкая вкрапленность пирита отмечается и в цементе брекчий. Полированный штуч.

Детальное изучение самих рудных обломков под микроскопом выявило целый ряд других не менее убедительных фактов, свидетельствующих о позднем замещении обломков пород рудным веществом. Так, в ряде случаев выявляется, что некоторые обломки наиболее интенсивно минерализованы с периферии, в то время как к центру обломков степень минерализации резко ослабевает. Иногда по периферии обломков наблюдается каемка новообразований кристаллического пирита, повторяющая все изгибы и неровности внешних контуров обломков, в остальной же части отмечается только редкая вкрапленность пирита (рис. 4). Описанные явления обычно наблюдаются не по всему



Рис. 3. В оруденелом обломке (слева) отмечается скопление кристалликов пирита. В цементе брекчии (справа) развивается аналогичный метакристалл пирита. Прозрачный шлиф. Ув. $\times 40$. При одном никеле.

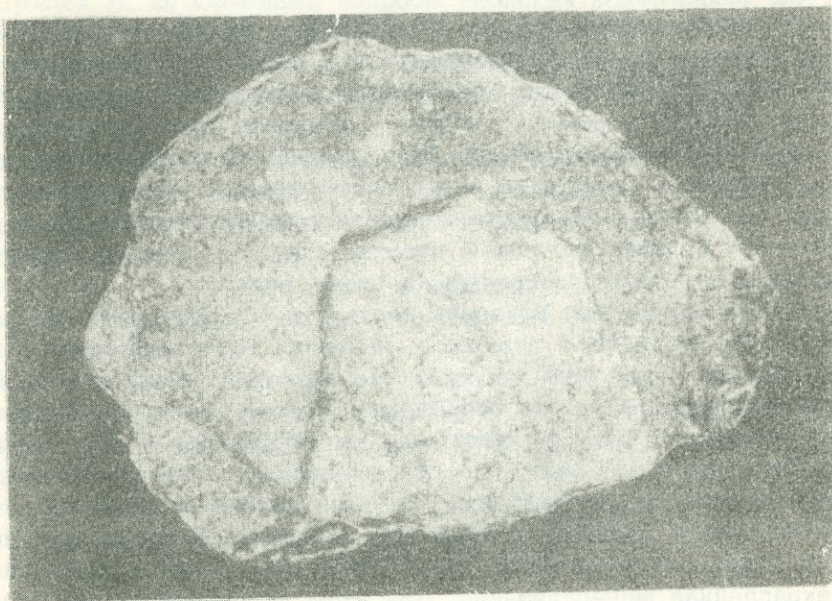


Рис. 4. Развитие пиритовой каемки (темное) по периферии обломка, в центральной части которой наблюдается редкая вкрапленность пирита. Полированный штуф. 1/2 натур. вел.

контуру рудных включений, а на отдельных его отрезках.

Контакты рудных включений с основной мелкообломочной цементирующей массой зазубренные и обусловлены, очевидно, метасоматическим характером новообразований рудных минералов. При этом мета-

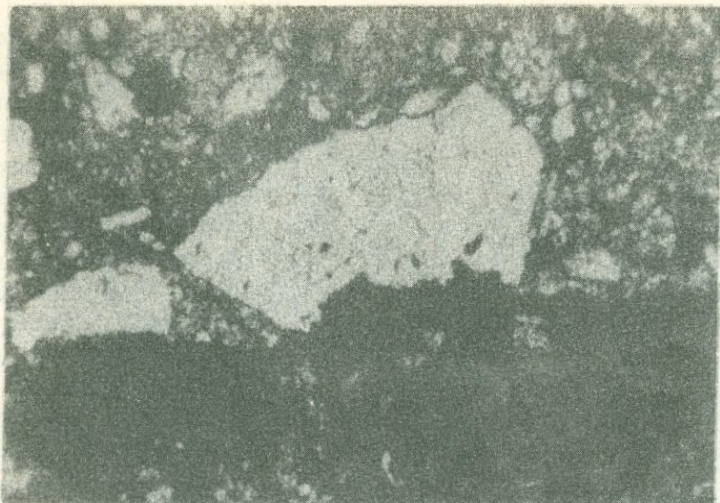


Рис. 5. Замещение пиритом рудного включения контактирующих с ним кристаллокластов плагиоклаза в брекчии. Прозрачный шлиф. Ув. х40. При одном никеле.

кристаллы пирита, возникшие по периферийным частям обломков, нередко врастают в цемент и замещают его, а иногда наблюдается замещение кристаллами пирита вкрапленников-кристаллокластов плагиоклаза, находящихся в цементе вблизи с рудными включениями (фиг. 5).

В одном из рудных включений была подмечена интересная зональность — включение, сложенное в основном светлым сфалеритом, с периферии окаймлено тонкой оторочкой темного сфалерита, который по отдельным мелким трещинкам проникает и во внутрь включения. Это явление нами пока полностью не расшифровано.

При микроскопическом изучении часть рудных включений оказалась простым скоплением сульфидов, имеющих более или менее четкие контакты с вмещающей породой, что придавало этим включениям внешнее сходство с рудными обломками. Такие "обломки" нередко имеют удлиненную форму и постепенно выклиниваются в обе стороны.

Примечателен и тот факт, что обломковидные рудные включения отмечаются только в тех брекчиях, которые залегают в непосредственной близости с рудными телами или минерализованными зонами. Вдали от таких зон в брекчиях отсутствуют как рудные включения, так и вкрапленная минерализация. При этом попадание рудных включений в брекчии тектоническим путем исключено, так как рудные тела и сами брекчии находятся в ненарушенном залегании и не несут признаков тектонических деформаций.

Следует подчеркнуть, что нами не наблюдалось случаев срезания контурами обломков рудных вкрапленников или каких-либо других признаков, свидетельствующих о подверженности включений механическим воздействием. Не было зафиксировано также случаев наличия лимонитовой корки по контуру включений, что, судя по литературным описаниям, характерно для рудных галек, образовавшихся при размыве или разрушении рудных тел в поверхностных условиях.

Приведенный фактический материал убедительно свидетельствует о том, что рудные включения, обнаруживаемые в инъекционных вулканических брекчиях Шаумянского месторождения, образовались не в результате разрушения сформированных ранее рудных тел, а представляют собой результат избирательного замещения обломков пород, а иногда и цемента брекчий, происшедшего в гидротермальный этап, синхронно с образованием рудных тел месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бородаевская М. Б., Прушинская Э. Я. О генезисе обломковидных сульфидных обособлений в породах месторождения имени XIX партсъезда (Южный Урал). "Геология рудн.месторожд"., № 1, 1962.
2. Зограбян С. А. Эксплозивные брекчии кварцевых андезитов-дацитов Кафанского месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 6, 1971.
3. Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, вып. 43, 1959.
4. Ленных И. В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та УФАН, вып. 43, 1959.
5. Логинов В. П. Метаморфизованные колчеданные гальки в верхнесилурийских конгломератах Левихи (Средний Урал). Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.
6. Петровская Н. В. Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медно-колчеданного месторождения (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.
7. Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. Геология рудн. месторожд., № 1, 1961.
8. Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. О рудных гальках в породах кровли Урупского медно-колчеданного месторождения на Северном Кавказе. ДАН АН СССР, т. 126, № 1, 1959.

В. О. Пароникян, М. Я. Мартиросян

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД ЛАЛИГЮХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лалигюхское месторождение находится около с. Лали в Иджеванском районе Армянской ССР. В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные образования верхнего мела, прорванные на отдельных участках небольшими субвулканическими телами и дайками основного и кислого составов. Разрез меловых отложений в пределах месторождения снизу вверх следующий:

- 1 - пелитоморфные известняки и мергели (сеноман-нижний турон),
- 2 - вулканогенно-осадочные породы - туфопесчаники, туфы, известковистые песчаники, известняки и др. (верхний турон-нижний коньяк),
- 3 - туфоосадочные породы - туфоконгломераты, туфопесчаники с потоками базальтовых порфиритов (верхний коньяк - нижний сантон)

составляют главную часть площади рудного поля. К этому возрасту относятся и рудовмещающие диабазовые порфириты, которые в узкой полосе шириной 100-300 м прослеживаются в северо-восточном направлении вдоль контакта экструзии липаритового фельзит-порфира. Верхний разрез меловых отложений (кампан-маастрихт) обнажаются в крайне северо-западной части рудного поля, где они в свою очередь перекрываются грубообломочными конгломератами, песчаниками и суглинками апшеронского возраста.

Общее простирание пород, слагающих северное крыло Шамшадинского антиклинория, северо-восточное с пологими ($10-20^{\circ}$) углами падения на север и северо-запад.

Прорывающие верхнемеловые отложения - субвулканические липаритовые фельзит-порфиры площадью $\sim 0,4$ кв. км, обнажаются в крайне северо-западной части рудного поля. Юго-восточная граница этого тела с рудовмещающими диабазовыми порфиритами и их пирокластами представлена тектоническим нарушением, вдоль которого породы подвергнуты интенсивному гидротермальному метаморфизму. Это субвулканическое тело прорывает породы верхнего мела, включая горизонт карбонатных пород кампана-маастрихта.

Рудовмещающие диабазовые порфириты и их пирокластолиты занимают центральную часть рудного поля. Отнесение их к субвулканическим образованиям (Ш. А. Арутюнян, М. А. Микаелян, 1970; М. Е.

Мнацаканян, В. С. Симонян и др., 1975) требует дополнительной, более веской аргументации, так как в разрезах скважин № 20, 27, 31, 49, 52 наблюдается многократное чередование диабазовых порфиров с туфо-обломочными породами аналогичного состава. Довольно широко развиты также жильные и субвулканические породы основного состава, представленные габбро-диабазами и диабазовыми порфитами. Находятся они главным образом в пределах вулканогенно-осадочных пород верхнего коньяка-нижнего сантона. В плане они имеют чаще всего оваловидную форму, с максимальными размерами 250x200 м. Простирание их северо-западное и близширотное.

Контролирующей структурой рудного поля, установленной геолого-разведочными и съемочными работами (Ш. А. Арутюнян, М. А. Микаелян, 1970), является так называемое главное нарушение, проходящее вдоль контакта липаритовых фельзит-порфиров и диабазовых порфиров. Оно прослеживается от участка Жангот-дзор до участка Кармир-кар в северо-восточном направлении более чем на 4 км и круто (80°) падает на северо-запад. Разлом этот фиксируется зоной сильно раздробленных и гидротермально метаморфизованных пород шириной в среднем 100 м. Рудоконтролирующими структурами, однако, служат поперечные менее выдержанные разломы, концентрация которых увеличивается на двух участках - северо-восточном (уч. Кармир-кар) и юго-западном (уч. Жангот-дзор).

Рудные тела морфологически представлены жилами и жильными зонами. На участке Кармир-кар имеется полоса сближенных жил (мощностью в 100-200 м), упирающаяся к северу в вышеуказанную разломную зону. Полоса сближенных жил (мощностью 50 м) установлена и на участке Жангот-дзор.

Участок Кармир-кар расположен в 4-5 км к востоку от с. Лали, на южном склоне г. Кармир-кар. Геолого-разведочными работами здесь установлены четыре крутопадающие жилы (жильные зоны) северо-западного простирания ($300-340^{\circ}$) с падением на юго-запад, реже - северо-восток. Рудная минерализация на этом участке изучена на четырех горизонтах до глубины 200 м от поверхности. Наиболее крупное из рудных тел (тело 1) по простиранию на горизонте штольни 2 прослежено на 350 м при средней мощности $\sim 0,7$ м. Рудные жилы участка Жангот-дзор изучены только наземными горными выработками. Локализованы они здесь как в северо-восточных, так и северо-западных структурах и упираются в северной части участка в главный разлом.

Вещественный состав руд

Вещественный состав руд Лалигюхского месторождения изучался ранее Ш. О. Амиряном (1974). Приведенные в этой статье результаты наших исследований дополняют прежние представления и позволяют выявить ряд индикаторных минералого-геохимических характеристик, которые могут быть использованы при разведке месторождения.

По вещественному составу руды Лалигюхского месторождения относятся к золото-полиметаллическому типу (золото-сульфидный тип,

по Ш. О. Амиряну, 1974), формировавшемся в условиях малых глубин. Руды обычно полнокристаллические; в отличие от колчеданной формации руд Алаверди-Кафанской зоны, колломорфные структуры здесь почти полностью отсутствуют. Из текстурных узоров наиболее характерными являются прожилковые, брекчиевидные и, реже, друзовые в пустотах пород. Зональная текстура довольно характерна для рудного тела 1 на горизонте штольни 2. В прожилках, при этом, непосредственно вдоль их зальбандов, располагаются полосы пирита, сменяющегося далее к центру последовательно ассоциациями – пирит-халькопиритовой и галенит-сфалеритовой. Центральные части рудных прожилков обычно заняты безрудным карбонатом, иногда вместе с кварцем и баритом. В случае брекчиевидных руд указанная последовательность в смене ассоциаций повторяется от границы обломков к внутренней части цементирующего рудного вещества.

Минеральный состав руд изучен на полированных шлифах, отобранных из наиболее крупного и перспективного рудного тела 1 на горизонте штольни 2; небольшое число рудных образцов было собрано из отвала заваленной штольни 1.

Во всех полированных шлифах был проведен количественный минералогический подсчет. Эти исследования показали, что количественные соотношения как главных, так и второстепенных и редких рудообразующих минералов претерпевают значительные изменения в различных частях жилы. Случаи явного пересечения друг друга парагенетических ассоциаций, за исключением лишь широкого развития безрудных карбонатных прожилков, не были установлены в рудах. Поэтому в настоящее время можно говорить лишь о парагенетических ассоциациях, фациально сменяющих друг друга по простиранию и падению рудных тел. Во всех случаях главным жильным минералом является кварц, при подчиненной роли карбоната, меньше встречается барит. Эти ассоциации, с учетом частоты их встречаемости, следующие: пиритовая (12%), пирит-сфалеритовая (9,5%), пирит-халькопирит-сфалеритовая (28,5%) и пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовая ($\sim 48\%$). Выделение указанных естественных ассоциаций имеет практическое значение, так как золото, как это будет показано ниже, проявляет определенную тенденцию концентрироваться во второй ассоциации.

Объемные соотношения главных рудообразующих сульфидов – пирит: сфалерит : халькопирит : галенит в рудном теле 1, согласно нашим подсчетам, составляют – $11 : 6 : 2 : 1$, которым соответствуют весовые отношения – $7,7 : 3,2 : 1,2 : 1$. Эти результаты подтверждаются и косвенно, а именно количественными спектральными анализами главных рудообразующих сульфидов. Согласно этим данным, отношение $Zn : Pb$ в пирите составляет – $3,2 : 1$, в халькопирите – $5,8 : 1$; весовые отношения $Cu : Pb$ в этих двух минералах близки и составляют $1,8 : 1$.

Вышеприведенные результаты исследований показывают, что пирит и сфалерит являются преобладающими рудными минералами, которые количественно превосходят галенит в 3–8 раз, между тем как халькопирит и галенит встречаются примерно в равных весовых соотношениях. По этим главным характеристикам рассматриваемое

месторождение приближается к рудам колчеданной формации, от которой оно, вместе с тем, отличается рядом существенных показателей. Ниже приводится краткое описание рудообразующих минералов, в том числе, впервые установленных – пирротина, борнита, алтаита, петцита и теллуrowисмутита.

Пирит в изученных 54 кристаллах представлен кубами – 65%, кубами с недоразвитыми гранями октаэдра – 24%. Он присутствует в нескольких генерациях: вкрапленники в боковых породах; связанный с кварц-карбонат-пиритовой ассоциацией и в собственно полиметаллических рудах. Будучи наиболее ранним сульфидным минералом, пирит иногда разъедается по краям зерен или пересекается микропрожилками сфалерита, халькопирита и галенита, нередко также кварца и карбоната поздней генерации. В полях пирита довольно обычны эмульсиевидные вкрапленники (размером до 0,03 мм) халькопирита, реже – сфалерита, пирротина, петцита и самородного золота. Внутренняя структура агрегатов – гипидиоморфнозернистая. Большинство индивидов обладает формой куба. В редких случаях пирит проявляет зональность, причем внутренние зоны, как правило, представлены пентагондодекаэдрами, а внешние – кубами.

В табл. 2 приведены средние содержания элементов-примесей в пиритах из различных ассоциаций. Из этих данных следует, что пириты мало отличаются друг от друга по содержаниям элементов группы железа, между тем, как в последовательности ассоциаций I (пирит-сфалеритовая), II (пирит-халькопирит-сфалеритовая), III (пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовая) возрастают концентрации механических элементов-примесей – Cu, Pb, Sb, As. Важно отметить, что наиболее высокие концентрации золота, серебра и теллура приурочены к пириту из пирит-сфалеритовой ассоциации, между тем как в ассоциациях II и III концентрации этих элементов в пирите падают от нескольких до десятков раз.

Сфалерит в рудах представлен коричневой (18%), буровато-черной (18%), темно-коричневой (64%) разновидностями. Представлен крупнозернистыми агрегатами, которые после травления в парах царской водки показывают аллотриоморфнозернистую, крупнозернистую внутреннюю структуру с редкими выделениями полисинтетически сдвойникованных пластинок. В сфалерите отмечаются редкие микропрожилки карбоната (реже кварца), халькопирита и галенита; последнее, наряду с этим, вокруг зерен сфалерита образуют тонкие каемки с коррозионными границами соприкосновения. Продукты распада халькопирита в большинстве случаев отсутствуют; в редких случаях их количество доходит до 0,5–1% и в среднем составляет ~ 0,1% площади сфалерита.

По данным спектральных количественных анализов, сфалериты рассматриваемого рудопроявления в целом маложелезистые (Fe – 0,91%) с небольшим содержанием также марганца (0,019%). В то же время сфалерит в этих рудах является одним из главных концентраторов серебра, теллура, кадмия и золота (табл. 2). Как и в случае пирита, здесь высокие концентрации золота отмечались в сфалерите из пирит-сфалеритовой ассоциации (табл. 2); кроме того, присутствием золота и серебра в этом минерале, главным образом в

форме микровключений теллуридов, обуславливаются положительные корреляционные зависимости содержаний указанных элементов от содержания теллура.

Халькопирит образует мелко-среднезернистые, аллотриоморфнозернистые и ксеноморфные агрегаты в межзерновых участках кварца и карбоната. Отмечаются редкие эмульсиевидные его выделения в пирите и сфалерите. Халькопириты из различных ассоциаций мало отличаются друг от друга как по содержанию элементов группы железа, так и по другим элементам-примесям (табл. 2). Халькопирит характеризуется низкими концентрациями Sb, Bi, As, Fe, Sn, Hg . По данным количественных спектральных анализов 14 мономинеральных проб, халькопириты этого месторождения слабо золотоносны (среднее содержание Au составляет 1 г/т).

Галенит представлен кристаллически-зернистыми и гипидиоморфнозернистыми агрегатами, менее характерны микровключения и прожилки в пирите и сфалерите. Пространственно более тесно связан с халькопиритом. Галенит является главным концентратором серебра, висмута и теллура (табл. 2). Золото в нем присутствует в небольших содержаниях (в среднем 0,33 г/т). В отличие от пирита и сфалерита теллур в галените присутствует в форме алтаита, образующего мельчайшие частицы, распределение которых напоминает структуру распада твердого раствора.

Гематит является мало характерным минералом. В рудах горизонта штольни он был установлен в редких случаях, между тем как более часто встречается в образцах из верхнего горизонта месторождения: на горизонте штольни 1 его количество достигает $\sim 1\%$ площади полированных шлифов. Гематит в рудах обычно присутствует в форме тонкочешуйчатых, призматических и игольчатых частиц длиной до 0,1 мм. Они образуют пятна или тонкие полоски в кварце. Там, где присутствует тонкодисперсный гематит, кварц приобретает фиолетовую окраску.

Борнит относится к редко встречающимся минералам. Представлен мелкими зернами и каемками вокруг зерен халькопирита. Этот гипогенный борнит фиолетового-коричневого цвета, почти всегда содержит тонкопластинчатые выделения халькопирита — результат распада твердого раствора.

Блеклая руда также является редко встречающимся минералом. Мелкие выделения размером до 0,06 мм установлены в сфалерите и пирите. Блеклая руда, по всей вероятности, представлена теннантитом, на что указывает явное преобладание мышьяка над сурьмой в проанализированных сульфидах (табл. 2).

Пирротин установлен в трех образцах, в которых он образует мелкие изометрические, оваловидные частицы размером до 0,03 мм в пирите из кварц-карбонат-пиритовой ассоциации. Цвет пирротина светло-коричневый, полируется хорошо, отражательная способность намного ниже, чем у галенита; от слабого до умеренного анизотропный.

Петцит хотя количественно значительно уступает пириту, сфалериту и галениту, его следует считать одним из главных рудных минералов, так как основная масса (40–50%) золота связана с этим минералом. Согласно полученным данным, частота встречаемости

теллуридов убывает в ряду – петцит, гессит, алтаит, теллуровисмутит. Из просмотренных 40 полированных шлифов только в шести установлены выделения теллуридов, причем наиболее часто петцита совместно с самородным золотом. Эти статистические характеристики важны с точки зрения выбора рациональной схемы обогащения руд.

В исследованных образцах петцит наиболее тесно ассоциирует с самородным золотом, иногда образует мирмекитовые сростки с гесситом. Наиболее часто неправильные по форме выделения петцита, размером обычно 0,01–0,03 мм до 0,1 мм в поперечных сечениях, наблюдались в полях сфалерита, в особенности в пограничных частях его, зерен. Сравнительно в меньших количествах петцит был встречен в пирите, а еще реже – в галените и халькопирите.

Цвет петцита в отраженном свете светло-серый с лиловым или фиолетово-красновато-коричневым оттенком. Отражательная способность близка к таковой галенита, относительный рельеф заметно ниже, чем у последнего, а также самородного золота. Полируется плохо. Эффекты анизотропии слабые, редко отчетливые; структура мономинерального агрегата тонкозернистая, аллотриоморфнозернистая.

Гессит в рудах установлен Ш. О. Амиряном (1974). Является вторым по распространенности теллуридом; встречается в тесных сростаниях с петцитом, иногда с самородным золотом. От петцита отличается грязно-коричневым оттенком и более сильно выраженными эффектами анизотропии. Наиболее часто мелкие включения гессита (размером до 0,03 мм) отмечались в периферийных участках зернистых агрегатов сфалерита.

Алтаит в виде эмульсиевидных частиц размером до 0,004 мм в диаметре встречен в полях галенита в виде тонкой сыпи, напоминающей структуру распада твердого раствора. В тесном сростании с петцитом алтаит отмечался также в сфалерите. Цвет – белый, отражательная способность немного выше, чем у пирита; относительный рельеф примерно равен таковому галенита, изотропный.

Теллуровисмутит отмечается в виде двух тонкопластинчатых выделений размером до 0,03 мм в галените. Цвет – кремово-белый, относительный рельеф ниже, чем у галенита. Отражательная способность близка к пириту (намного выше), от слабого до умеренного анизотропный.

Самородное золото встречается в тех ассоциациях, где присутствуют теллуриды Ag, Au, Pb, Bi причем его количество примерно равно количеству другого главного носителя золота – петцита.

Из 40 полированных шлифов только в шести установлены золото и его носители, что соответствует 15% общей рудной массы. Этот процент золотоносности руд в кондиционных содержаниях подтверждается и данными геолого-разведочных работ.

Микровключения самородного золота размерами обычно от 0,01–0,02 мм, иногда до 0,06 мм наиболее часто, как и его теллуриды, отмечались в пограничных частях зерен сфалерита, меньше – пирита, совместно с петцитом. Реже самородное золото в этих минералах образует волосяные прожилки. Цвет густо желтый (проба, по видимому, высокая), редко отмечаются более светлые разности. От-

ражательная способность очень высокая, изотропный.

Кварц является главным жильным минералом. Для него характерны сплошные зернистые массы молочно-белого, реже фиолетового цвета. Иногда наблюдается концентрически-зональное чередование белого и фиолетового кварца. Фиолетовая окраска минерала связана с наличием тонкодисперсных частиц гематита. Кварц, будучи наиболее ранним минералом, сильно разъедается карбонатом. Редко прожилки более позднего кварца устанавливаются в пирите и сфалерите. Спектральные анализы кварца приведены в табл. 1.

Карбонат распространен гораздо меньше, чем кварц. Встречается в тесной парагенетической ассоциации с ранним кварцем, а также в виде мономинеральных безрудных прожилков и микропрожилков. Обычно карбонат занимает межзерновые участки кварца; прожилки поздней его генерации отмечаются в пирите и сфалерите, реже — в халькопирите и галените. Цвет карбоната серый, кремово-белый, реже розовато-белый. Отражательная способность его намного выше, чем у кварца; относительный рельеф заметно ниже последнего. Полируется хорошо; структура — аллотриоморфнозернистая, в некоторых зернах отмечались полисинтетические двойники. Спектральные анализы 7 проб карбонатов (табл. 1) показывают их принадлежность к кальциту, обогащенному марганцем; характерными компонентами карбонатов являются также Mg (4%) и Fe (2,2%).

Хлорит имеет широкое распространение в регионально хлоритизированных (и карбонатизированных) рудовмещающих диабазовых порфиритах верхнего мела. Кроме того, темно-зеленый хлорит в виде радиально-лучистых агрегатов довольно часто встречается в рудной массе и, по-видимому, связан с гидротермальными рудообразовательными процессами. Согласно рентгенометрическим исследованиям этот хлорит принадлежит к богатой магнием разновидности. Спектральные анализы (табл. 1), помимо главных его составных частей, показывают также повышенные содержания марганца.

Барит встречается редко в виде таблитчатых кристаллов, обычно в качестве цемента рудной массы.

Распределение элементов-примесей в рудах

В рудах Лалигюхского месторождения практическое значение могут иметь следующие элементы — золото, серебро, цинк, медь, свинец, а также кадмий, теллур и висмут. От полиметаллических руд Мурхузской приразломной зоны они в достаточной степени отличаются относительно более высокими концентрациями — золота, серебра, теллура и кобальта, между тем как для второго типа более характерны повышенные содержания галлия и германия. Ниже, на основании данных табл. 1, 2, 3, 4 и обобщения результатов геолого-разведочных работ, рассматривается распределение элементов в рудах.

Золото является одним из ценных компонентов руд. Коэффициент вариации этого элемента (V) в рудном теле 1 по данным 290 бороздовых проб составляет 240%, т. е. выше какого-либо другого рудообразующего компонента. Содержание золота в рудах колеблется в широких пределах, в преобладающей части рудных тел его содержа-

Таблица 1

Содержание элементов-примесей в жильных рудообразующих минералах Лалигюхского рудопрооявления
по данным приближенно-количественных спектральных анализов

Названия минерала	№ проб	С о д е р ж а н и я в %													
		Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Mo	Cu	Pb	Ag	Zn	Sr	Ba
Кварц	5030 ^б		0,32	0,1	2,4	0,18	0,1	0,013	0,00056	0,0075	0,0018	0,0024	1,3		0,01
	5031 ^а		0,32	0,24	1,3	0,18	0,075	0,024	0,00056	0,018	0,0024	0,0013	0,032		0,01
	5034 ^а		0,32	0,075	1,0	0,18	0,075	0,018	0,0018	0,01	0,0024	0,0024	0,32		0,01
	5064		0,42	0,024	1,3	0,075		0,0042		0,0013	0,0024	0,001			0,0032
	5069		0,18	0,024	1,3	0,13		0,0042		0,0024	0,0024				0,013
	5097 ^с		0,18	0,01	1,3	0,075		0,0042		0,0024	0,001		0,0056		0,0032
	5108 ^е		0,56	0,32	7,5	0,32		0,013		0,01	0,0056		0,042		0,0032
	Среднее		0,3	0,08	1,4	0,14	0,03	0,011	0,0005	0,0073	0,0025	0,001	0,05		0,0075
Карбо- наты	5030 ^а	4,2	0,56	4,2		0,24	5,6	0,018		0,00075	0,0056	0,0075	0,13	0,018	1,0
	5034 ^б	1,3	0,24	2,4		0,18	5,6	0,0056		0,00042	0,0075	0,0018	0,0032	0,018	0,018
	5072 ^с	1,0	0,13	5,6		3,2	10,0			0,0003	0,0075	0,00032		0,032	2,4
	5072 ^е	0,75	0,056	7,5		3,2	10,0	0,0013		0,00032	0,0075	0,00032		0,1	3,2
	5084 ^к	1,8	0,18	0,56		2,4	7,5	0,0042		0,0056	0,0032	0,018		0,013	1,3
	5098 ^к	1,8	0,1	0,32		2,4	7,5	0,0056		0,0024	0,024	0,0013		0,56	3,2
	5088 ^к	0,32	0,42	7,5		4,2	1,0	0,032		0,056	0,024	0,00042	0,042	3,2	3,2
	Среднее	1,6	0,24	4,0		2,2	6,7	0,009		0,0014	0,011	0,0042	0,024	0,12	2,0
Барит	5093	0,042	0,056	0,56		0,32	2,4	0,013		0,0042	0,0032		0,13	3,2	
Хлорит	5088 ^с		7,5		0,56		3,2	0,01		0,18	0,56	0,0075	0,75		

Таблица 2

Средние содержания элементов-примесей в главных рудных минералах Лаличского рудообразования по данным количественных спектральных анализов^х

Название минерала	Ассоциация минералов	Количество проб	Содержание, %																		
			Fe	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cu	Pb	Ag	Sb	Bi	As	Zn	Cd	Te	Ga	Jn	Hg	Au
Пирит	I	5		0,006	0,00072	0,082	0,0016	0,00092	0,1	0,01	0,02	0,0004	0,00015	0,0074	0,46	0,005	0,0094	-	до 0,00032	до 0,00025	0,0068
	II	6		0,0046	0,00073	0,040	0,0021	0,0007	0,33	0,014	0,0064	0,00087	0,00015	0,0070	0,24	0,0025	0,0042	-	-	-	0,00057
	III	8		0,0097	0,00078	0,020	0,0009	0,009	0,34	0,26	0,0027	0,001	0,00014	0,014	0,43	0,0037	0,0044	-	до 0,0005	до 0,0006	0,00014
	Итого	19		0,007	0,00075	0,03	0,0014	0,0008	0,28	0,12	0,0084	0,00084	0,00014	0,01	0,38	0,0037	0,0056	-	0,00012	0,00015	0,0020
халькопирит	II	7		0,016	0,00064	0,0046	0,00018	0,00086		0,04	0,0052	0,0007	0,00013	0,0039	0,7	0,0051	0,0012	-	0,0004	0,00012	0,00012
	III	7		0,012	0,00055	0,0042	0,00026	0,00077		0,21	0,004	0,0004	0,00012	0,0042	0,7	0,0056	0,0025	-	0,0003	0,0002	0,00007
	Итого	14		0,014	0,0006	0,0044	0,00023	0,008		0,12	0,0049	0,0006	0,00012	0,0041	0,7	0,0054	0,0020	-	0,00033	0,00016	0,0001
сфалерит	I	4	0,8	0,011	0,00002	0,0003	0,00003	0,00023	0,0065	0,0066	0,036	-	0,00007	-		0,11	0,027	0,00075		-	0,0026
	II	2	0,33	0,0075	0,000018	0,0004	0,00009	0,00017	0,02	0,02	0,005	-	0,00008	-		0,10	0,003	0,0010		до 0,00015	0,00012
	III	10	1,1	0,024	0,00007	0,0019	0,00006	0,00035	0,056	0,086	0,0087	-	0,00011	-		0,12	0,0041	0,0009		до 0,0003	0,0004
	Итого	16	0,91	0,019	0,00004	0,0013	0,0006	0,00029	0,04	0,064	0,016	-		-		0,12	0,0088	0,0009		до 0,00008	0,00082
Галенит	III	10	0,11	0,014	0,000095	0,0002	0,00014	0,0005	0,043	-	0,043	0,0036	0,0050	-	0,25	0,011	0,024	0,00011	0,00022	0,00007	0,000033

^х Количественные спектральные анализы выполнены в лаборатории ИГН М. Мартинсрюном^{хх} I - пирит-сфалерит

II - пирит-сфалерит-халькопирит

III - пирит-сфалерит-халькопирит-галенит

ние не превышает 1 г/т. Степень золотоносности рудных тел по отдельным горизонтам участка Кармир-кар приведена в табл. 3.

Таблица 3

Название штолен	Горизонты	% протяженности содержаний золота (≥ 2 г/т) от общей длины рудных жил
Штольня 4	985	38,2
Штольня 1	910	18,0
Штольня 1	860	22,0
Итого		24,5

Из табл. 3 следует, что на глубине порядка 120 м интенсивность минерализации золота падает в 1,7 – 2 раза, и можно предполагать продолжение золотой минерализации до глубины порядка 200 м от горизонта штольни. Приведенные в этой таблице данные согласуются также с минераграфическими исследованиями, по которым на горизонте штольни 2 полированные шлифы с самородным золотом и петцитом составляют $\sim 15\%$ общего количества исследованных образцов. Необходимо в то же время отметить, что вариации содержаний золота в рудах наиболее тесно связаны с колебаниями содержаний серебра и теллура. Коэффициент корреляции в рудном теле 1 между содержаниями $\text{Au}-\text{Ag}$ составляет 0,88.

По данным минераграфических исследований, золото в рудах присутствует равным образом в двух формах – в виде самородных дисперсных частиц и теллуридов, причем обе эти минеральные формы в тесном парагенезисе встречаются в одних и тех же образцах. Как видно из табл. 2, главными концентраторами золота в рудах являются наиболее распространенные минералы – пирит и сфалерит. В халькопирите и галените присутствуют лишь небольшие примеси этого элемента.

В пирите содержание золота доходит до 170 г/т при коэффициенте вариации 205%. Наиболее высокие содержания золота приурочены к пириту из пирит-сфалеритовой ассоциации; в случае наличия большого количества халькопирита и галенита содержание золота (вместе с серебром и теллуrom) в пирите в несколько десятков раз падает (табл. 2). В пирите коэффициент корреляции между содержаниями $\text{Au}-\text{Te}$ высокий и составляет 0,74, при отношении $\text{Te} : \text{Au} - 2,8:1$.

В сфалерите среднее содержание золота составляет 92 г/т, при $V - 144\%$. Здесь также наиболее высокие его концентрации отмечаются в сфалерите из пирит-сфалеритовой ассоциации (табл. 2). Таким образом, присутствие халькопирита или же галенита в рудах этого месторождения является отрицательным фактором для золотоносности пирита и сфалерита, и руд в целом. Коэффициент корреляции между $\text{Au}-\text{Te}$ в сфалерите составляет 0,89.

По данным Ш. О. Амиряна (1974), серебряно-золотое отношение в рудах низкое и составляет 15:1. Для рудного тела 1 оно составля-

ет 15:1. Для рудного тела I оно составляет 9,4:1, а по их содержаниям в главных рудообразующих минералах – 12:1. Это отношение резко возрастает в последовательности образования сульфидов: пирит (4,2:1), сфалерит (17:1), халькопирит (49:1) и галенит (1300:1). Эта закономерность установлена нами (В.О. Пароникян, 1967) и для других золото-полиметаллических месторождений Армянской ССР и указывает на более низкотемпературные условия выделения серебра по сравнению с золотом.

Серебро является также типичным элементом в рудах. Как уже отмечалось выше, содержание серебра положительно координировано с вариациями содержаний золота, что, на наш взгляд, обусловлено связью большей части содержаний обоих компонентов с теллуридами – гесситом и петцитом.

Присутствие микровключений этих носителей серебра определяет высокие концентрации рассматриваемого металла в пирите и сфалерите на уровне галенита (табл. 2). Коэффициент корреляции (γ между Ag-Te в пирите составляет 0,44 ($V_{Ag} - 132\%$), в сфалерите более высокий – 0,86 ($V_{Ag} - 112\%$), а со свинцом в этих двух минералах серебро показывает отрицательную связь при значении

γ соответственно: – 0,25, – 0,38. Наибольшие концентрации серебра в пирите и сфалерите устанавливаются в пирит-сфалеритовой ассоциации, обогащенной вместе с тем золотом и теллуром.

Содержания серебра в галените и халькопирите довольно стабильные с небольшими значениями коэффициента вариации, указывающими на присутствие этого элемента в форме изоморфной примеси.

Селен и теллур также являются характерными компонентами в рудах. По данным химических анализов (табл. 4), содержание селена в пирите и халькопирите составляет 32–36 г/т, а в сфалерите и галените – 60–67 г/т при отношении Se : Te в рудах в целом 1:1. Содержание теллура возрастает в последовательности минералов халькопирит, пирит, сфалерит и галенит (табл. 4). Формы нахождения этого элемента несколько меняются в разных минералах: в пирите и сфалерите, согласно микроскопическим исследованиям, теллур находится в форме механических включений теллуридов золота и серебра, между тем как в галените теллур присутствует главным образом в форме алтаита, в меньшей степени – теллуrowисмутита.

Таблица 4

Средние содержания некоторых элементов-примесей в главных минералах Лалигюхского рудопроявления по данным химических анализов.

Название минерала	С о д е р ж а н и е в % ^x					
	Se	Te	Cd	Ge	Ga	Zn
Пирит	<u>0.0036</u>	<u>0.004</u>				
	5	5				
Халькопирит	<u>0.0032</u>	<u>0.0012</u>				
	4	4				
Галенит	<u>0.006</u>	<u>0.033</u>				
	3	3				
Сфалерит	<u>0.0067</u>	<u>0.003</u>	<u>0.35</u>	<u>0.00011</u>	<u>0.0025</u>	<u>0.0019</u>
	9	9	11	9	2	10

134^x В знаменателе – количество проб.

Кадмий концентрируется, в основном, в сфалерите, в котором его средние содержания составляют 0,35% при небольшом значении коэффициента вариации – 26,4%. Небольшие концентрации кадмия при высоком значении коэффициента вариации устанавливаются в пирите ($\bar{X}$ – 36 г/т, V – 202%), халькопирите ($\bar{X}$ – 54 г/т, V – 187%) и галените ($\bar{X}$ – 110 г/т, V – 225%). В указанных минералах содержание кадмия контролируется микровключениями сфалерита, что подтверждается и корреляционным анализом: $Zn-Cd$ для пирита – 0,71; халькопирита – 0,84; галенита – 0,85.

Висмут в небольших содержаниях (1 – 1,5 г/т) присутствует в пирите, халькопирите и сфалерите; главным носителем этого элемента является галенит (50 г/т), в котором содержание висмута контролируется содержаниями теллура ($Zn-Te$ – 0,76). Под микроскопом в полях галенита устанавливаются редкие включения носителя висмута – теллуrowисмугита.

Галлий, германий и индий, судя по полученным результатам спектральных и химических анализов (табл. 2, 4) в целом, не являются характерными компонентами для рассматриваемых типов руд. В сфалерите содержание галлия составляет 9–25 г/т, а индия – 19 г/т. В других рудообразующих минералах содержания этих элементов находятся на грани или ниже пределов чувствительности принятых аналитических методов.

Сурьма и мышьяк здесь, в отличие от типичных колчеданных руд Алавердского и Кафанского рудных районов, не относятся к числу типоморфных элементов. Небольшие содержания сурьмы (6–8 г/т) отмечаются в пирите и халькопирите, несколько больше – в галените (36 г/т). Содержания мышьяка больше в пирите (100 г/т) и халькопирите (41 г/т). Соотношение $As-Sb$ в этих двух минералах составляет 5–10:1, что говорит в пользу наличия в рудах мышьяковистой разности блеклой руды.

Как видно из табл. 2, содержания элементов группы железа падают в последовательности – пирит, халькопирит, сфалерит и галенит, что полностью соответствует возможностям их изоморфного вхождения в кристаллические решетки указанных минералов.

Вышеизложенные минералого-геохимические данные позволяют заключить, что оруденение золота можно ожидать на значительном вертикальном отрезке; в настоящее время изучены только верхние горизонты. Дальнейшая задача геолого-разведочных работ на этом месторождении, на наш взгляд, должна заключаться в исследовании флангов и, в первую очередь, промежутка между участками Жанготдзор и Кармир-кар.

ЛИТЕРАТУРА

- Амирян Ш. О. К минералогии и геохимии руд Лалигюхского золото-сульфидного месторождения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1974.
- Пароникян В. О. К геохимии благородных и некоторых редких элементов в колчеданной и полиметаллической формациях руд Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5–6, 1967.

Г. Б. Межлумян

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АБОВЯНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

За последние годы проведенными исследованиями получены некоторые новые данные по вопросам особенностей минерализации, типов руд и их текстур и структур, которые позволяют дополнить и внести ясность относительно представления о геологических условиях образования Абовянского месторождения магнетит-апатитовых руд.

Абовянское месторождение является одним из наиболее интересных и перспективных объектов среди железорудных месторождений Армянской ССР в отношении промышленной концентрации железа, фосфора и других ценных компонентов.

Месторождение территориально входит в Абовянский административный район Армянской ССР и находится в 25 км к северо-востоку от г. Еревана в благоприятных горно-технических и экономических условиях.

Железные руды Абовянского месторождения носят комплексный характер и могут быть использованы в металлургической промышленности после селективного обогащения. Успешное решение технологических вопросов теснейшим образом связано с детальным изучением типов, минерального и химического состава, особенностей текстур и структур магнетит-апатитовых руд.

Выяснение геолого-генетических особенностей месторождения приводит к установлению закономерностей образования и размещения магнетит-апатитовых руд, значение которых трудно переоценить при целеустремленном направлении поисково-разведочных работ и при выборе методики проведения последних.

Основные черты геологического строения месторождения и структурных элементов района ниже вкратце приводятся по данным А. Т. Асланяна (1950, 1958), А. А. Габриеляна (1959, 1964), К. Н. Паффенгольца (1959), А. Р. Арутюняна, Дж. А. Оганесяна, М. А. Мовсисяна, Л. Б. Саруханян и других исследователей.

В геологическом отношении район Абовянского месторождения сложен вулканогенными образованиями верхнетретичного и четвертичного времени.

По тектоническому районированию А. Т. Асланяна (1970), район Абовянского месторождения входит в Еревано-Ордубадскую структур-

но-фациальную интрагеосинклинальную зону Араксинского оротектонического пояса, заложившуюся в домиоценовое время перед общей инверсией Малого Кавказа.

По А. А. Габриеляну, район месторождения входит в среднеараксинскую впадину, в северо-западной части которой в верхнем олигоцене-нижнем миоцене накапливались пестроцветные или "красноцветные" континентальные образования, представленные полимиктовыми песчаниками, линзами глинистого гипса и конгломератами (мощностью 600 м). В среднем миоцене указанная впадина испытывала дальнейшее прогибание, которое характеризуется установлением лагунного режима, благоприятствующим накоплению песчано-глинистых образований с прослоями и линзами гипса и каменной соли ("гипсоносная" свита).

Ереванский соленосный бассейн, северо-западную часть которого занимает Абовянское месторождение, представляет собой крупный грабен-синклинорий, ограниченный со всех сторон разломами большой амплитуды (А. А. Габриелян, 1959).

В пределах месторождения буровыми скважинами (№ 85 и № 135) вскрыты глинистые образования среднего-верхнего сармата, известные в литературе как разданская свита.

В конце верхнего миоцена (предмэотиса) в связи с новым поднятием Антикавказской геоантиклинали и Среднеараксинской депрессии происходят интенсивные тектонические движения, обусловившие складчатость верхнего палеогена и всего миоцена.

В течение нижнего и среднего плиоцена, в результате проявления интенсивного вулканизма, происходит накопление вулканогенно-обломочных образований (так называемая вохчабердская свита), которые в районе месторождения перекрывают отложения сармата. Названная свита представлена грубообломочными туфобрекчиями, пемзовыми песками, туфогенными песчаниками, глинами, агломератовыми туфами, туффитами, туфопесчаниками, вулканическими пеплами, песками, андезитами, обсидианами и липаритами. К наиболее древним вулканическим образованиям относятся рудовмещающие андезитовые порфириды и андезито-дациты, представляющие собой первые продукты деятельности вулкана Атис.

Относительно возраста рудовмещающих андезитовых порфиритов мнение большинства исследователей расходится. Так, К. Н. Паффенгольц считает их олигоценовым, А. Т. Асланян - миоценовым, А. А. Габриелян - среднеплиоценовым, Дж. А. Оганесян - мэотис-понтическим, А. Р. Арутюнян и Л. Б. Саруханян - постсарматским и т. д. Автор разделяет точку зрения о постсармат - допонтическом возрасте рудовмещающих андезитовых порфиритов и андезито-дацитов.

По данным Л. Б. Саруханян (1971), абсолютный возраст оруденения Абовянского месторождения, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, составляет 6-7 млн. лет, что соответствует понтиммерию.

На месторождении выделяются андезито-дациты двух типов:

а) экструзивные тела андезито-дацитов, которые приурочены к зонам разлома и содержат обломки и ксенолиты интрузивных пород основного и ультраосновного составов. Магнетит-апатитовое оруде-

нение приурочено к этим андезито-дацитам субвулканического характера;

б) перекрывающие эффузивные андезито-дациты, представленные потоками лав более молодых — верхне-плиоценовых и четвертичных вулканов Атис, Агмаган и Гутансар, мощностью от нескольких метров до 60–100 м.

На месторождении развиты также липариты, липарито-дациты, дациты, обсидианы и перлиты, которые согласно залегают на эффузивные образования андезито-дацитов и перекрываются потоками четвертичных андезитов и андезито-дацитов.

В пределах месторождения ограниченное распространение имеют дайки роговообманковых андезитовых порфиритов.

В истории развития вулканизма и формирования структур района месторождения, в том числе рудоконтролирующих структур, важное значение имел многостадийный характер проявления альпийского орогенеза. В этом отношении теснейшая связь оруденения с неогеновым и антропогеновым вулканизмом и тектоническим режимом свидетельствует о приуроченности месторождения к глубинному Гегамскому разлому близмеридионального простирания (А. Т. Асланян, Е. А. Милановский, 1964; А. А. Габриелян, 1964; Дж. А. Оганесян, К. И. Карапетян и др.).

Район Абовянского месторождения приурочен к региональной Ани-Ордубадской зоне разломов и флексур глубокого заложения, проходившей по границам зон сочленения эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной областей Армянской геосинклинали (Асланян А. Т., 1970).

Морфология рудных тел довольно сложна. В большинстве случаев рудные скопления образуют крайне неправильные и нередко разветвляющиеся залежи, приближающиеся к пластообразным, линзовидным и жиллообразным рудным телам магнетит-апатитовых руд. Общая морфологическая особенность для большинства рудных тел — их близость к линзовидной и дайкообразной форме, которые на глубине 400–500 м постепенно выклиниваются.

Характер оруденения, многостадийность рудного процесса, текстурно-структурные особенности руд говорят о многократности тектонических подвижек, которые привели к образованию раздробленных и трещиноватых зон и участков. На месторождении оруденение контролировалось в основном этими зонами и участками повышенной трещиноватости и раздробленности андезитовых порфиритов. Образование этих рудоподводящих структур, по-видимому, обусловлено оживлением вышеупомянутого Ани-Ордубадского близмеридионального глубинного регионального разлома, прослеживающегося в районе Абовянского месторождения.

По соотношению оруденения и разрывных нарушений на месторождении выделяются дорудные, интратрудные и послерудные тектонические нарушения и трещины. Дорудные тектонические нарушения являлись основными рудоподводящими путями и каналами, вдоль которых образовались рудные залежи и оруденелые зоны. Интратрудные и послерудные тектонические нарушения, близкие по времени к оруденению, проявлялись в многократных подвижках, предопределивших образова-

ние брекчиевидных и прожилковых магнетитовых и магнетит-апатитовых руд месторождения и метасоматитов гидротермального этапа.

Среди железных руд республики различных генетических типов и формаций магнетит-апатитовые руды Абовянского месторождения отличаются своеобразием минерального и химического составов, широким колебанием содержания главных рудослагающих минералов, многообразием разновидностей текстур и структур руд.

Железные руды месторождения состоят, в основном, из магнетита и апатита. В минеральном составе магнетит-апатитовых руд в подчиненном количестве принимают участие также кальцит, скаполит, актинолит, тремолит, кварц, пирит, мартит и биотит; сравнительно реже встречаются лимонит, гематит, халькопирит, мушкетовит, ильменит и другие минералы.

По минеральному составу и количественному соотношению главных рудослагающих минералов руды Абовянского месторождения относятся к магнетит-апатитовому типу железных руд гидротермально-метасоматической формации. На основании этих особенностей и характера оруденения на месторождении можно выделить три основных разновидностей магнетит-апатитовых руд: 1) богатые сплошные магнетитовые и магнетит-апатитовые, 2) средние брекчиевидные магнетит-апатитовые и 3) бедные прожилково-вкрапленные магнетит-апатитовые руды.

На месторождении, в пространстве, провести четкую границу между выделенными разновидностями магнетит-апатитовых руд практически почти невозможно, они распределены в пространстве неравномерно и на небольшом расстоянии переходят одна в другую. Эти разновидности отличаются своими специфическими особенностями текстур и структур руд, свидетельствующих о сложном и изменчивом характере геолого-структурных условий образования Абовянского месторождения.

Сплошные магнетит-апатитовые руды морфологически образуют пластобразные линзовидные и жилообразные тела весьма различных размеров, мощностью от десятков сантиметров до 30-40 м.

По количественному соотношению магнетита и апатита среди богатых сплошных магнетит-апатитовых руд могут быть выделены следующие разновидности: а) сплошные магнетитовые руды, в которых содержание апатита незначительное и достигает 1-3% от общей массы руды; б) сплошные магнетит-апатитовые руды с содержанием апатита до 30%; в) сплошные магнетит-апатитовые руды, в которых содержание магнетита и апатита примерно равно; г) магнетит-апатитовые руды, в которых апатит значительно преобладает над магнетитом. В отдельных случаях апатит достигает 95-98% общей массы руды. В последнем случае руда апатитовая.

Макроскопически сплошные магнетитовые руды характеризуются массивной, а сплошные магнетит-апатитовые - пятнистой, радиально-лучистой и призматически-зернистой текстурами. Главная масса сплошных магнетитовых и магнетит-апатитовых руд средне- и мелкозернистая.

На общем темно-сером, почти черном фоне массивной магнетитовой руды выделяются неравномерно распределенные тонкопризматические зерна апатита. Содержание его в описываемых рудах незна-

чительное и достигает 2–3% от общей массы руды. В редких случаях сплошные магнетитовые руды содержат небольшие пустоты, на стенках которых развиты крупные, хорошо ограненные октаэдрические кристаллы магнетита (размером до 18–20 мм), которые образуют друзовые текстуры. В сплошных магнетит-апатитовых рудах апатит иногда образует таблитчатые и короткопризматические, почти изометрические зерна и скопления мелких зерен в виде пятен (размером 0,6–1,7 см), образуя пятнистую текстуру (рис. 1).

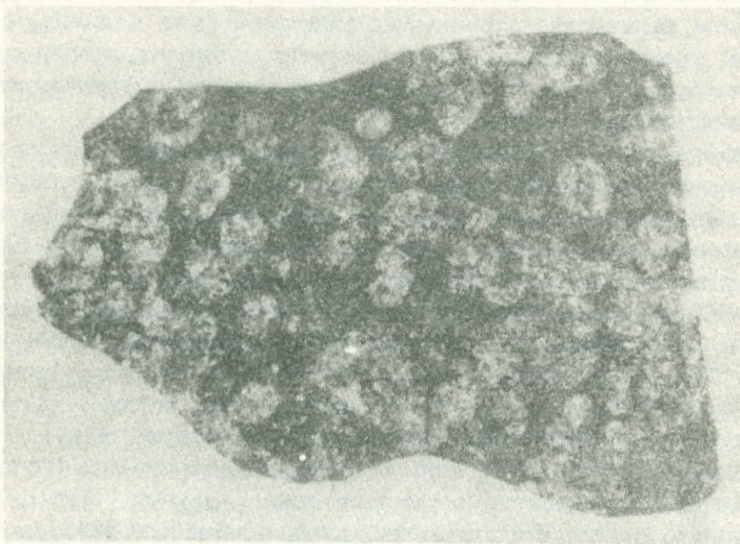


Рис. 1. Пятнистая текстура. Сплошная магнетит-апатитовая руда. Пятна апатита (светло-серое) среди магнетитовой массы (темно-серое). Полиров. штуп, 2/3 нат. вел.

Пятна апатита распределены как равномерно (равномерно-пятнистая), так и неравномерно (неравномерно-пятнистая текстуры).

Под микроскопом, в отраженном свете, массивные руды представлены изометрическими, а также несколько продолговатыми зернами магнетита, размеры которых варьируют в пределах от 0,05 до 6–7 мм. Обычно преобладают зерна магнетита размерами 0,5–2,0 мм. Зерна магнетита ограничиваются едва заметными и гладкими контурами, которые плотно соприкасаются друг с другом. По границам его зерен нередко развиты довольно мелкие выделения нерудных минералов. Зерна магнетита неодинаково поддаются хорошей полировке, на поверхности часто наблюдаются пустоты (дефекты полировки) и мелкие включения нерудных минералов.

В раздробленных сплошных магнетитовых и магнетит-апатитовых рудах по трещинам и по периферии зерен магнетита (в большинстве случаев в контактах с нерудными минералами) наблюдается мартитизация.

Сплошные, так называемые собственно магнетит-апатитовые руды отличаются сравнительно большим разнообразием, которое обусловлено широким колебанием содержания апатита от 10–12 до 85–90%,

вплоть до образования собственно апатитовых руд с небольшим количеством магнетита и других минералов. Изучение взаимоотношений этих двух минералов на штучных образцах и аншлифах (№ 13, 703^a, 710^a, 714^a, 718) под микроскопом показало, что апатит выделился раньше магнетита. Апатит часто корродирован и замещен магнетитом; апатит образует неправильные, вытянутые, червеобразные, скелетообразные, призматические и другие формы (рис. 2). Сочетание перечисленных сложных форм выделения апатита приводит к многообразию текстур и структур сплошных магнетитовых и магнетит-apatитовых руд.



Рис. 2. Магнетит-апатитовая руда. Скелетообразные, призматические и шестоватые выделения апатита (светло-серое) среди сплошной магнетитовой массы (темно-серое). Полиров. штuf, 1/2 нат. вел.

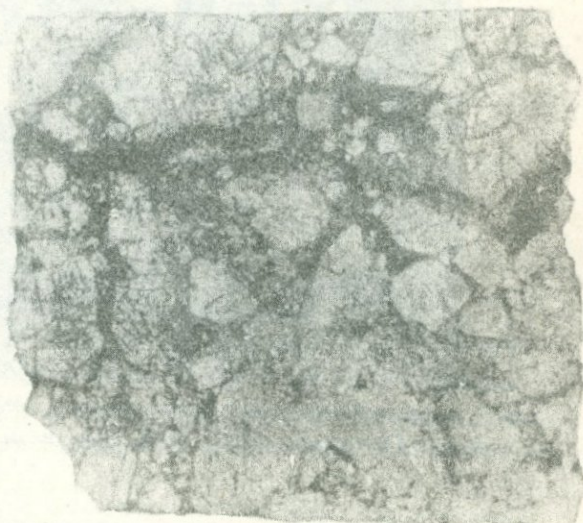


Рис. 3. Брекчиевидная текстура магнетитовой руды. Обломки андезитодацитов (серое и светло-серое) сцементированы магнетитовой основной массой (темно-серое). Полиров. штuf, 2/3 нат. вел.

Структура сплошных магнетитовых руд панидиоморфнозернистая. В полированных шлифах срезы зерен магнетита имеют пяти- и шестиугольные очертания (контуры).

Гипидиоморфнозернистая структура присуща сплошным магнетит-апатитовым рудам и характеризуется неравномерным, реже равномерным расположением призматических и шестовых, а также изометри-

ческих зерен апатита среди магнетитовой массы. Здесь апатит идиоморфен по отношению к магнетиту, причем последний выполняет межзерновые пространства апатита.

Брекчиевидные магнетит-апатитовые руды. На месторождении магнетитовые и магнетит-апатитовые руды с брекчиевой и брекчиевидной текстурами имеют довольно широкое распространение. Эти руды характеризуются тем, что обломки брекчии представлены рудовмещающими андезито-дацитами, которые цементируются рудой — магнетитовой массой. Иногда наряду с магнетитом, в качестве цементирующего материала присутствуют также амфибол, скаполит, карбонат и другие минералы.

Размеры обломков брекчий андезито-дацитов колеблются в широких пределах, от нескольких миллиметров до 10–12 см. По размеру и форме обломков, характеру и степени интенсивности их изменения, обломки андезито-дацитов полностью или частично, по периферии, в виде осветленных каемок различной ширины подверглись изменению со стороны цементирующей массы (рис. 4).



Рис. 4. Брекчиевидная текстура магнетит-апатитовой руды. Обломки андезито-дацитов (серое) сцементированы измененной нерудной массой с вкрапленностью магнетита (темно-серое) и апатита (светло-серое). Полиров. штупф, 2/3 нат. вел.

В первой разновидности брекчиевидной текстуры рудный цемент характеризуется сплошной массой тонкозернистого магнетита, а во второй — мелкой густой вкрапленностью магнетита, рассеянного среди нерудной измененной массы.

Микроскопически андезито-дациты представляют собой плотные и мелкозернистые породы серого, светло-серого и зеленовато-серого цветов, которые под воздействием рудных растворов, дорудных и послерудных метасоматических процессов, в той или иной степени

подверглись различным изменениям: скаполитизации, альбитизации, амфиболитизации, карбонатизации, эпидотитизации, мартитизации, пиритизации, биотитизации и каолинизации.

Под микроскопом андезит-дациты имеют порфировую структуру с гиалопилитовой основной массой (фиг. 5). Порфировые выделения представлены плагиоклазом (андезином). В основной массе, в небольшом количестве принимают участие стекло и мельчайшие включения магнетита, реже пирита. Химический анализ андезит-дацитов приведен в табл. 1.

Прожилково-вкрапленные магнетит-апатитовые руды на месторождении пользуются широким развитием. Несмотря на их распространенность, значение этого типа оруденения в общем балансе железных руд подчиненное.

Прожилково-вкрапленные руды характеризуются тем, что в рудовмещающих андезит-дацитах наряду с прожилками магнетита и апатита почти равномерно рассеяны мелкие (размером 0,1–1,0 мм) вкрапленники магнетита, который составляет примерно 1–3% общей массы породы.

По текстурно-структурным особенностям прожилково-вкрапленные



Рис. 5. Рудовмещающий андезит-дацит. Порфировые выделения плагиоклаза (светло-серое) среди гипокристаллической основной массы. Прозрач. шлиф, ув. $70\times$.

магнетит-апатитовые руды довольно сложны и многообразны. Для этих руд характерными текстурами являются прожилково-вкрапленные, а также текстуры пересечения, которые представлены вкрапленностью и прожилками магнетита, часто с апатитом, скаполитом, карбонатом и небольшим количеством других минералов. Эти текстуры отличаются наличием сети жилок и прожилков различных ми-

Таблица 1

Результаты химических анализов руд и вмещающих пород
Абовянского месторождения (в %).

№ проб окислы	912/72	16	706	11
SiO ₂	1,03	6,92	41,08	63,03
TiO ₂	0,92	0,19	0,22	0,33
Al ₂ O ₃	2,07	0,53	10,88	16,91
Fe ₂ O ₃	67,38	57,00	21,25	3,09
FeO	25,14	22,12	6,12	2,10
MnO	0,04	0,20	0,26	0,02
MgO	1,61	1,61	2,41	0,39
CaO	1,62	5,98	5,94	7,05
Na ₂ O	Н.о.	Н.о.	3,20	3,80
K ₂ O	0,80	Н.о.	1,60	1,87
H ₂ O	Н.о.	Н.о.	1,92	0,32
п.п.п.	Н.о.	Н.о.	4,41	0,90
S	Н.о.	0,08	-	0,03
V ₂ O ₅	0,006	0,21	0,056	0,03
NiO	-	0,01	-	-
CaO	-	0,08	-	-
P ₂ O ₅	-	4,62	0,44	0,02
Сумма	100,62	99,55	99,79	99,89

№ 912/72 - сплошная магнетитовая руда; № 16 - сплошная магнетит-апатитовая руда; № 706 - бедная брекчиевидная магнетитовая руда, № 11 - рудовмещающий андезит-дацит.

Примечание: "-" означает, что определение данного компонента не произведено, а "Н.о." - не обнаружено.

неральных ассоциаций, мощностью от долей миллиметра до 4-5 см (рис. 6).

Иногда взаимное пересечение этих прожилков приводит к образованию жильной (или прожилковой) текстуры пересечения. От обычной жильной текстуры последняя отличается тем, что в ней прожилки представляют собой разновременные заполнения трещин. Они возникли в результате многократного приоткрывания трещин в основном северо-восточного направления во вмещающих андезито-дацитах и выполнения их рудным веществом в различных стадиях. По минеральным ассоциациям и возрастным взаимоотношениям среди прожилково-вкрапленных магнетит-апатитовых руд различаются: а) магнетитовые, б) магнетит-апатитовые, в) магнетит-апатит-карбонат-скаполитовые, 2) актинолит-апатит-скаполитовые, д) полевошпат-биотит-пиритовые, е) карбонатные, ж) кварц-карбонатные. Перечисленные прожилки во вмещающих породах развиваются по всевозможным направлениям, часто образуя прожилково-сетчатую структуру.

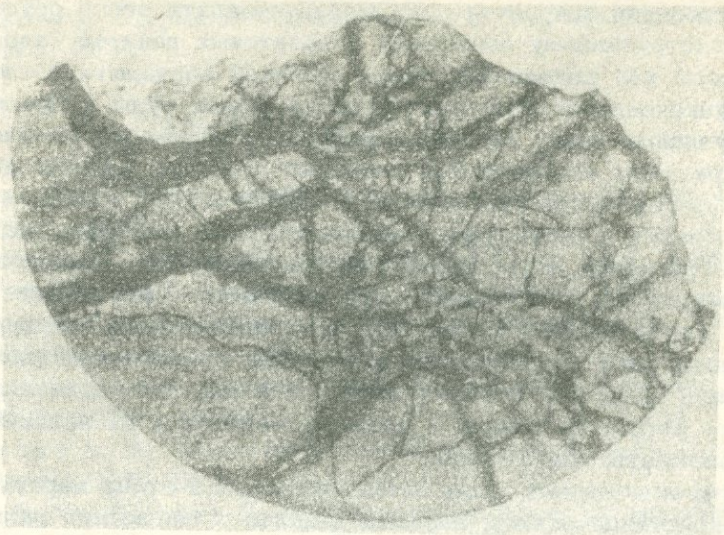


Рис. 6. Жильная (прожилковая) текстура магнетитовой руды. Прожилки магнетита (темно-серое) в андезито-дацитах (светло-серое). Полиров. штуп, 2/3 нат.вел.

Вопрос геологических условий образования магнетит-апатитовых руд Абовянского месторождения в разное время рассматривался многими исследователями и в некоторой степени является дискуссионным. Здесь мы не преследуем цели дать критический разбор существующих точек зрения, а лишь в общих чертах коротко остановимся на основных генетических особенностях Абовянского месторождения и его рудно-формационной принадлежности среди железорудных месторождений Армянской ССР.

Несмотря на то, что геологические и минералого-геохимические особенности Абовянского месторождения изучены детально, тем не менее вопрос генетической связи магнетит-апатитового оруденения с определенным интрузивным комплексом или с каким-либо очагом пока остается дискуссионным. Такое положение прежде всего объясняется тем, что магнетит-апатитовые руды локализованы в молодых мио-плиоценовых вулканических породах (андезитовых порфиритах и андезито-дацитах) и в районе месторождения интрузивные породы с признаками данного типа оруденения не обнаружены. В настоящее время единственным доказательством наличия гипотетического не-вскрытого интрузива в районе месторождения могут служить находки обломков ксенолитов основных и ультраосновных пород в мио-плиоценовых вулканических образованиях. Петрографическое описание этих ксенолитов подробно приведено А. С. Остроумовой (1967). На основании этих косвенных данных установление связи магнетит-апатитового оруденения с интрузивным комплексом того или иного состава может привести к противоречивым выводам. Тем не менее, следует учесть, что эти факты определенным образом свидетельствуют о том, что широко проявленному вулканизму предшествовал интрузив-

ный магматизм в районе месторождения. Однако тесная пространственная постоянная приуроченность магнетит-апатитового оруденения именно к экструзивному комплексу андезитовых дацитов наводит на мысль о том, что железорудное образование является неразрывной частью единого вулканоплутонического процесса. Здесь руды и рудовмещающие экструзивные тела, вероятно, связаны с общим магматическим очагом. При этом экструзивный комплекс среднего состава является ранним дифференциатом рудоносного магматического очага.

Многообразие и возрастное взаимоотношение минеральных ассоциаций и агрегатных форм рудослагающих минералов, большое колебание размеров зерен последних, приуроченность оруденения к определенным типам тектонических структур, особенности текстур и структур руд позволяют предположить о сложном и многостадийном характере рудного процесса, который протекал в два последовательно развивающихся этапа: а) ранний — пневматолитовый и б) поздний — гидротермально-метасоматический.

Магнетит-апатитовые руды пневматолитового этапа характеризуются крупнокристаллическими зёрнами апатита и магнетита пегматоидного характера, при кристаллизации которых, по всей вероятности, рудный раствор был богат летучими компонентами (P, Cl, F, H, OH). Руды пневматолитового этапа довольно отчетливо различаются также агрегатными формами зерен апатита (призматические, клинообразные, веерообразные, радиально-лучистые) и магнетита (хорошо ограненные кристаллы октаэдра и их комбинации) от тех же минералов прожилково-вкрапленных магнетит-апатитовых руд гидротермально метасоматического этапа.

Образование гидротермально-метасоматических магнетит-апатитовых руд связано с более поздним процессом гидротермальной деятельности магматического очага, породившего парагенетически взаимосвязанные экструзивные андезито-дациты и магнетит-апатитовые руды. При формировании последних важную роль сыграли рудоконтролирующие разрывные структуры. По данным многочисленных буровых скважин, руды гидротермального этапа на месторождении пространственно приурочены к зонам и участкам повышенной трещиноватости и раздробленности андезито-дацитов. Эти рудоконтролирующие структуры, несомненно, являлись оперяющими нарушениями (близмеридионального и северо-западного направления) глубинных разломов, прослеживающихся через район месторождения в близмеридиональном направлении. Широкое развитие брекчиевидных и прожилковых текстур, а также текстур пересечений говорят в пользу неоднократного возобновления тектонических подвижек, служивших благоприятными путями для распределения и локализации магнетит-апатитовых руд гидротермально-метасоматического этапа рудного процесса.

Судя по минеральным парагенезисам руд, многостадийному характеру оруденения и взаимоотношению различных стадий минерализации, можно предположить, что руды Абовянского месторождения образовались в широком температурном интервале от 600° до 200°С.

Современные наши представления о геологическом строении месторождения, особенностях вулканизма, рудоконтролирующих структурах и условиях локализации оруденения в совокупности позволяют

отнести магнетит-апатитовые руды Абовянского месторождения к пневматолито-гидротермально-метасоматической формации железных руд Армянской ССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, Изд. "Айпетрат", 1958.
2. Асланян А. Т. Тектоника. Геология СССР, т. XLII, Армянская ССР, Геологическое описание. М., Изд. "Недра", 1970.
3. Габриелян А. А. К вопросу о сармате Армении. Изв. Арм. фил. АН СССР, сер. естеств. наук, 1943, № 1.
4. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1959.
5. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван, Изд. АН АрмССР, 1964.
6. Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. Железорудные месторождения Армении. Ин-тут научно-техн. инф., Ереван, 1963.
7. Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Сов. геология, 1959, № 7.
8. Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., Изд. "Недра", 1969.
9. Милановский Е. А. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса юго-восточной Европы и юго-западной Азии. В кн. "Гималайский и Альпийский орогенез". Мат.межд. геол. конгр. XXIII сессия. Докл. сов. геол. М., Изд. "Недра", 1964.
10. Остроумова А. С. Включения меланократовых пород в экструживных дацитах г. Гадис (Армения). Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 2.
11. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1959.
12. Саруханян Л. Б. Минералогия, геохимия и генезис Абовянского апатит-магнетитового месторождения. Изд. АН АрмССР, 1971.
13. Хачатурян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения. Изд. АН АрмССР, 1953.

Л. П. Яшвили, К. А. Карамян, Э. А. Джангирян,
Г. М. Мкртчян

МАРГАНЦЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ АГАРАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Агаракское медно-молибденовое месторождение располагается на крайнем юго-востоке Армянской ССР и является типичным представителем медно-молибденовой формации руд.

В геологическом строении Агаракского месторождения принимают участие останцы осадочной толщи верхнего мела, порфиров эоцена и прорывающие их интрузивные породы Мегринского плутона, которые в рудном поле имеют весьма широкое распространение. Здесь породы граносиенитового интрузивного массива прорываются штоком порфировидных лейкократовых гранодиоритов северо-восточного-меридионального простиранья. Медно-молибденовая минерализация контролируется упомянутым штоком. Оруденение локализовано главным образом в штоке порфиров, и по мере удаления его от штока интенсивность его убывает. Аналогичная медно-молибденовая минерализация установлена и на флангах месторождения как на севере, так и на юге.

В 1972 году при изучении северного фланга Агаракского рудного поля нами была обнаружена марганцевая минерализация, которая представлена прожилками, залегающими в трещинах северо-западного простиранья с падением на юго-восток. Азимут падения $230^{\circ} \pm 65^{\circ}$.

Вмещающие породы представлены грано-сиенитами. Необходимо отметить, что в районе этого участка повсеместно в трещинах отмечаются вторичные налеты гидроокислов марганца.

Марганцевая минерализация на Агаракском рудном поле представлена марганцевистым гетитом, манганитом и пиролюзитом, которые образуют вкрапленники и сеть прожилков среди измененных грано-сиенитов. Мощность прожилков составляет 1–3 см. Оруденелая зона по поверхности прослеживается на 15–20 м. По данным химического анализа, выполненного в химлаборатории ИГН (аналитик Т. Т. Торгомян), проба, отобранная из продуктивной зоны с марганцевой минерализацией, содержит: MnO_2 – 22,05%; MnO – 5,01%; Fe_2O_3 – 31,2%. Приблизительно количественный спектральный анализ той же пробы показывает следующие содержания в процентах (анализ выполнялся в спектральной лаборатории ИГН): $Mn \geq 10$; Si – 5,6; Fe – 3,2; Zn – 0,42; Al – 0,32; $Ca \leq$ – 0,24; K – 0,1; Mg ,

Ti - 0,075; Cu - 0,018; V - 0,01; Zr - 0,0056; Mo - 0,0042; Ba - 0,0032; Pb - 0,0018; Be - 0,0042.

Ниже приводится описание вышеотмеченных минералов.

Гетит на Агаракском рудном поле представляет собой первично-окисное соединение, образованное в гипогенных условиях (П. Рамдор, 1962). Он представлен бурым до черного цвета тонкозернистым агрегатом, образующим прожилки, вкрапленники и гнезда среди вмещающих пород.

Как показывают микроскопические исследования, гетит выпадает в раннюю стадию минерализации в виде сплошных скрытокристаллических и колломорфных образований (рис. 1). Местами гетит сильно катаклазирован и сцементирован манганитом (рис. 2). Под микроскопом в отраженном свете гетит серого цвета с заметным голубоватым оттенком, отражательная способность довольно низкая (ниже, чем у манганита) и приближается к таковой сфалерита. Двухотражение очень слабое, но при увеличениях порядка 500^x видно довольно отчетливо. При наблюдении в иммерсии гетит значительно темнеет, отражательная способность понижается, эффекты анизотропии усиливаются. Довольно часто наблюдаются желто-оранжево-бурые внутренние рефлексы.

По данным локального лазерного микроспектрального анализа, полученного с поверхности полированного шлифа, гетит из Агаракского рудного поля содержит Fe ~ 40-45% и Mn - 3-5% (анализ выполнялся в спектральной лаборатории ИГН на лазерной установке LMA-1).

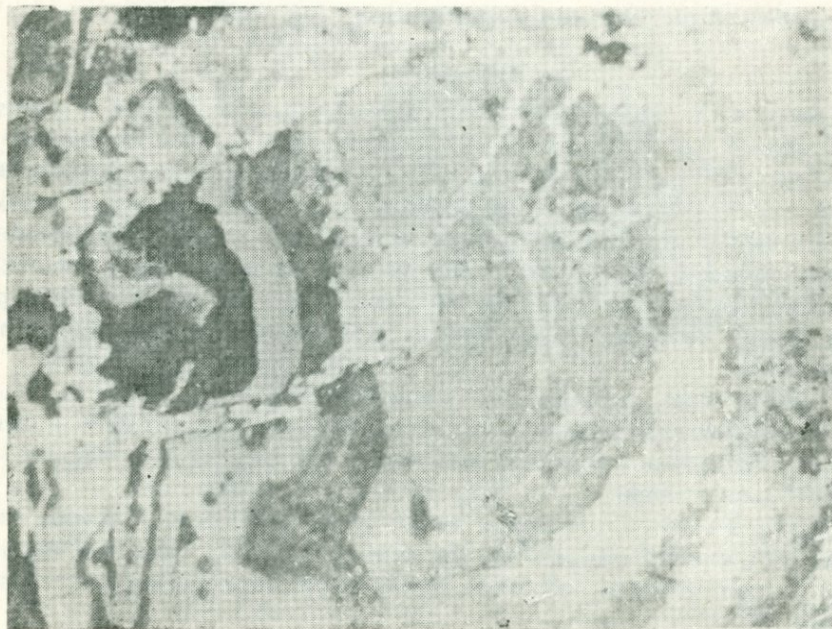


Рис. 1. Колломорфные образования гетита. Раздробленная почка, сцементированная манганитом. Серое - гетит, светло-серое - манганит, белое - пироклизит. Ув. 500^x

Таким образом, данные лазерного микроспектрального анализа свидетельствуют о том, что описанный гетит относится к марганцевистой разновидности. Такие высокие содержания Mn для гетита не характерны (1967).

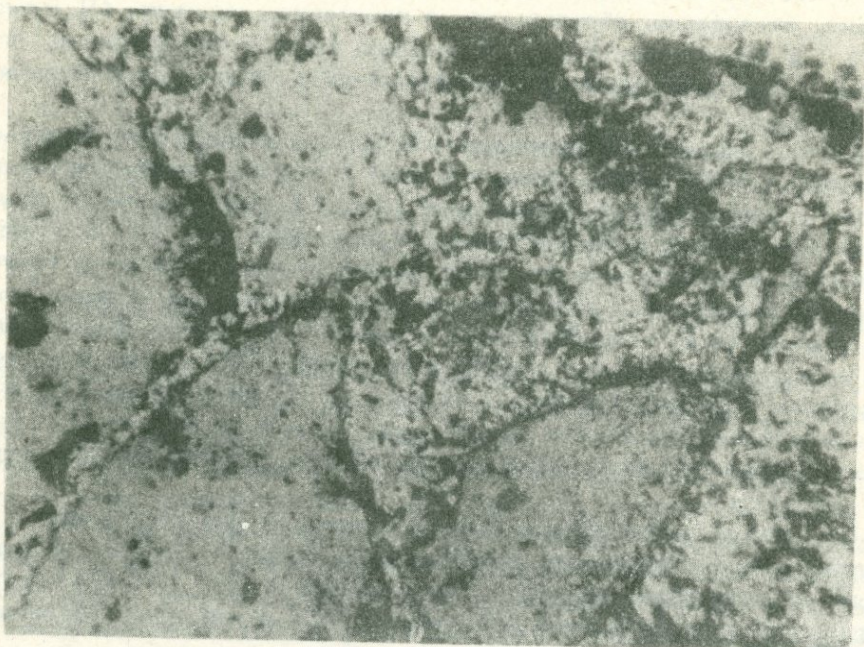


Рис. 2. Катаклазированный тонкозернистый агрегат гетита, сцементированный полуокисленным манганитом, Ув. 100^x

Манганит на Агаракском рудном поле, так же как и гетит, представляет собой первично-окисное соединение низкотемпературного гидротермального происхождения. Макроскопически представляет собой скрытокристаллические образования черного цвета с полуметаллическим блеском и низкой твердостью. По времени образования выпадал позже гетита в виде сплошных масс тонкокристаллических агрегатов как клиновидных игольчатых, так и призматических (рис. 3, 4). Очень часто манганит цементирует катаклазированные агрегаты гетита.

Манганит под микроскопом обнаруживает все характерные оптические свойства: низкий показатель отражательной способности, сильное двуотражение (отчетливо видно на рис. 3) и интенсивные эффекты анизотропии.

Пиролюзит встречается только в гипергенных условиях как продукт окисления манганита. Последний часто замещается пиролюзитом ориентированно, образуя характерную маркетовидную структуру (рис. 5).

Исходя из минерального состава, текстурно-структурных особенностей, марганцевая минерализация на Агаракском рудном поле представляет собой результат типичного низкотемпературного гидротермального процесса с характерной ассоциацией гидроокисных соединений марганца и железа.

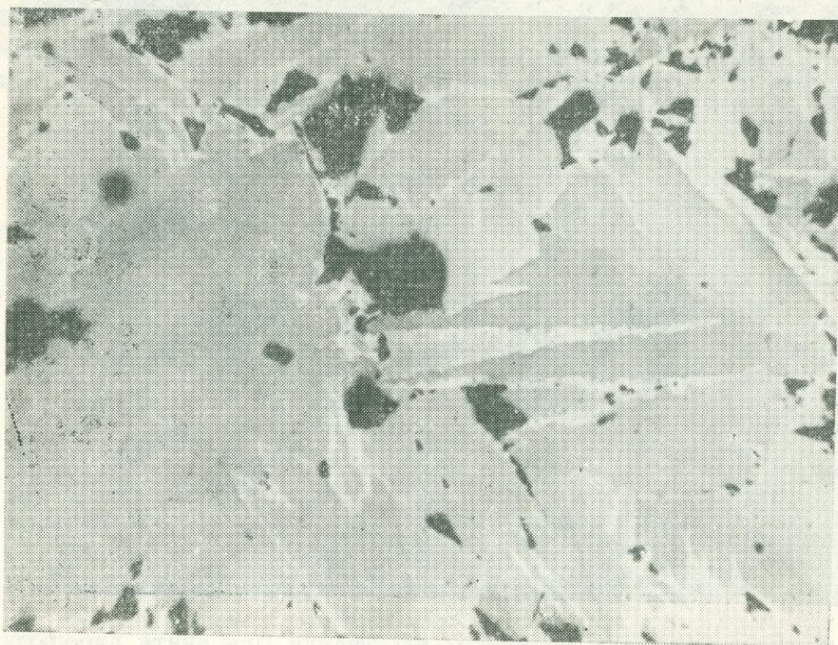


Рис. 3. Клиновидные тонкозернистые агрегаты манганита, затронутые процессами окисления. Серое - манганит с отчетливым двустранием, белое - пиролюзит. Ув. 500^x.

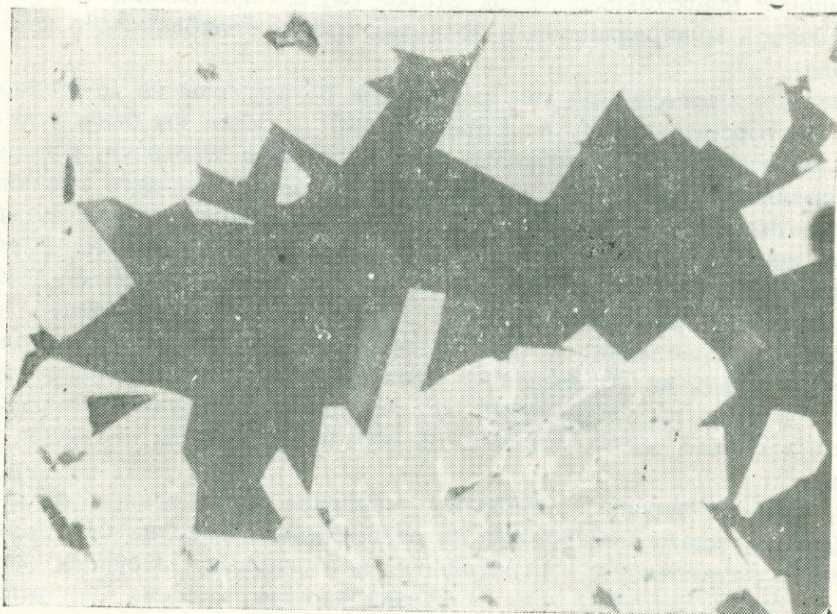


Рис. 4. Призматические выделения манганита. Серое - манганит, белое - пиролюзит, черное - кальцит. Ув. 200^x.



Рис. 5. Паркетовидные структуры замещения манганита пиролюзитом. Полированный шлиф. Ув. 500^x.

Установление первичных минералов марганца на Агаракском месторождении представляет собой второй случай проявления эндогенной марганцевой минерализации в пределах медно-молибденового рудного поля.

Впервые марганцевые минералы были обнаружены на Дастакертском месторождении (К. А. Карамян, 1957). Здесь им были установлены самостоятельные алабандин-родохрозитовые прожилки, которые образовались в конце рудного процесса и только наиболее поздние карбонатные прожилки отчетливо пересекали алабандиновые прожилки. Алабандин в прожилках и небольших жилах тесно сростается с родохрозитом, образуя совместные алабандин-родохрозитовые колломорфные почки, свидетельствующие об их совместном образовании. При пересечении алабандина поздними карбонатными прожилками (кальцит, доломит) вдоль их образовались краевые каемки мельниковит-пирита, что и было им рассмотрено как случай высаживания дисульфида железа в сильно восстановительной обстановке, каким является алабандин.

Помимо собственных минералов марганца (алабандин, родохрозит) на Дастакертском месторождении относительно высокие содержания марганца установлены и в остальных карбонатных минералах (кальцит, доломит, анкерит), что не характерно для этих же минералов Каджаранского, Джиндаринского и Айгедзорского месторождений.

В связи с отмеченным нам представляется, что источником марганца для марганцевой минерализации упомянутых месторождений могут быть осадочные марганцевые месторождения и проявления, залегающие в верхнемеловой толще (Сваранц), которые в процессе

регенерации вовлекались в процесс гидротермальной деятельности и перестраиваются в виде сульфидных, окисных и гидроокисных соединений, завершая гидротермальный процесс медно-молибденового оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания, М., ИЛ, 1962.
2. Минералы. Справочник, т. П, вып. 3. М., Изд. "Наука", 1967.
3. Карамян К. А. Алабандин из Дастакертского медно-молибденового месторождения. Изв. АН АрмССР, серия геол. и географ. наук, т. X, № 4, 1957.

О. Д. Горбунов, В. С. Плотников

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ МАЛОГО КAVKAZA

Особенностям распределения рудных элементов, и в первую очередь молибдена, меди, свинца в отдельных разновидностях пород южного склона и центральной части Малого Кавказа посвящено сравнительно большое число работ, опубликованных за последнее десятилетие (Ш. А. Азизбеков и др., 1969; Ю. К. Гуменный, 1965; А. М. Демина и др., 1968, 1969, 1970; Р. Н. Зарьян, 1973; Б. М. Меликсетян, 1964; Г. В. Мустафаев, 1968; Г. Х. Эфендиев, 1959), но эти исследования касаются в основном гранитоидных массивов по разобранному рудным районам, не охватывая геологических формаций всего разреза. Кроме того, приводимые данные получены в различных лабораториях с помощью различных видов химического и спектрального анализа, поэтому не сопоставимы между собой. Так, содержания молибдена и меди в отдельных фазах Мегринского плутона, по данным Б. М. Меликсетяна (1964), в 3-5 раз отличаются от данных А. М. Демина и др. (1968).

Нами сделана попытка сопоставить средние (кларковые) содержания четырех рудных элементов по наиболее распространенным осадочным и магматическим формациям нескольких районов Малого Кавказа, которые получены на основе представительного числа проб, проанализированных в течение ряда лет в одной лаборатории при систематическом внутреннем и внешнем контроле. Штуфные и пунктирно-бороздовые пробы собраны самими авторами в процессе прогнозно-тематических исследований, а по некоторым разновидностям пород любезно представлены геологами Т. К. Викентьевой, В. Б. Мешеряковой, М. П. Орловой, Б. К. Архиповым и Е. Н. Мерончуком.

Приведенные в табл. 1 средние содержания молибдена, меди, свинца и никеля рассчитаны с 5% уровнем значимости по принятой в геохимических исследованиях методике, концентрации в каждой пробе получены спектральным анализом повышенной точности за счет использования фотоэлектрической регистрации интенсивности почернения линейчатого спектра с помощью особой приставки к спектропроектору конструкции Д. М. Гершмана и В. А. Чекушина. Усовершенствованная методика позволила существенно повысить разрешающую способность анализа с одновременным уменьшением систематических ошибок. По материалам 1971-1973 гг., при внутреннем контроле ошиб-

ки воспроизводимости для указанных элементов в среднем не превышают 3–5 относительных процентов по всем диапазонам концентрации. Внешним контролем с арбитражной лабораторией обнаруживается занижение содержаний свинца и молибдена в среднем на 12–15%, завышение содержаний меди на 15%. В сравнении с рентгеноспектральным анализом свинец по 150 пробам занижен на 14%.

Таким образом, есть основания полагать, что параметры распределения фоновых концентраций при представительном числе анализов получены с достаточной степенью устойчивости и пригодны для сравнения отдельных формаций и их групп между собой. Отметим основные, наиболее ярко выраженные особенности выявленных геохимических характеристик.

Молибден определялся с нижним порогом 0,5 г/т при том же интервале градаций. Малые концентрации этого элемента не обнаруживаются в карбонатных породах за счет мешающего влияния линии кальция. В древних толщах, вплоть до эоцена, содержания молибдена близки к мировым кларкам в соответствующих типах пород или несколько ниже их. Обогащение молибденом осадочных пород, вулканогенных и интрузивных формаций позднего этапа альпийской активизации не повсеместно. Наиболее ярко оно выражено в Зангезурском районе, менее заметно в отдельных толщах и массивах Айюцзорского района, слабо проявлено на Памбакском нагорье.

Известно, что медно-молибденовые руды Каджаранского месторождения не распространяются за пределы монцонитовой интрузии ни в обрамляющие андезитовые порфириды, ни в более поздние порфировидные гранитоиды. Монцониты на флангах рудного поля обладают средним содержанием молибдена 4,4 г/т, в 4 раза выше кларка, причем из статистической совокупности, как и во всех остальных случаях, исключены пробы по измененным околорудным породам с явно повышенными содержаниями. В эоценовых андезитах как северного, так и западного (Нахичевань) обрамления Мегринского плутона концентрация молибдена в 3–4 раза превышает кларк для основных пород (1,4 г/т), в то время как порфировидные гранитоиды к западу от Дебаклинского разлома, ограничивающего месторождение, по молибдену не специализированы. Этот факт может служить подтверждением пострудного возраста гранодиоритовой интрузии^х, что противоречит общепринятому взгляду, но некоторыми исследованиями доказывается на основании чисто геологических соображений.

Молибденом обогащена не вся монцонит-сиенитовая формация, а только ее часть, включающая Каджаранское рудное поле. Массивы того же состава в Южном Зангезуре и на Памбакском хребте содержат кларковые количества молибдена. Это свидетельствует в пользу эпигенетического характера обогащения, которое могло происходить в период между двумя фазами магматизма на локальных площадях в благоприятной тектонической обстановке.

Самые молодые вулканические образования центральной части

х В порфировидных гранодиоритах и андезитах есть участки с медно-молибденовой минерализацией, что говорит о дорудном возрасте гранодиоритовой интрузии (ред.).

Малого Кавказа обладают несколько повышенной концентрацией молибдена, что хорошо согласуется с данными других исследователей по районам Гегамского нагорья и Лорийского плато.

Медь определена с нижним порогом чувствительности 5 г/т и в грациях с интервалами через ту же величину. В самых общих чертах она повторяет распределение молибдена во времени и пространстве. Подтверждается высокий уровень специализации монзонитов Каджарана, повышенные фоновые концентрации меди в порфиритах и роговиках северного экзоконтакта интрузии. Наиболее важной особенностью является обогащение медью интрузивных формаций среднего и основного состава в Базумском и Памбакском хребтах, но без корреляции с молибденом. В металлогеническом отношении это отражается сменой медно-молибденовой формации на колчеданно-полиметаллическую.

По сравнению с другими элементами распределение меди в геологических формациях изученного региона меньше всего отличается от мировых кларков, но различие между минимальной и максимальной величиной фона достигает целого порядка, что не всегда учитывалось при выделении аномалий по результатам металлометрических съемок.

Для свинца нижний порог чувствительности составляет 3–5 г/т, градации при низких концентрациях – через 2 г/т. Различие его фоновых содержаний лежит в пределах 3–45 г/т, что превышает дисперсию мировых кларков по главным типам пород.

К числу наиболее специализированных формаций следует отнести эоценовые андезиты в западном обрамлении Мегринского плутона, олигоценовые туфопесчаники и туфобрекчии и миоценовые трахилипариты Айодзорского поднятия, где содержания свинца в 2–2,5 раза превышают кларк. В древних толщах свинец ниже кларка, в большинстве формаций альпийского структурного этажа дифференцируется в зависимости от состава пород на уровне планетарных кларков, но в умеренно кислых и щелочных интрузиях Зангезура, за исключением Каджаранского рудного поля, отмечается обеднение свинцом.

Таким образом, на этапе позднеальпийской активизации молибден обогащает большинство магматических комплексов пород, в особенности Зангезурского района, медь – преимущественно интрузивные, свинец – вулканогенные комплексы.

Никель, не характерный для металлогении Малого Кавказа, включен в число рассматриваемых элементов по причине резкой зависимости его содержаний от состава пород и благодаря хорошей разрешающей способности спектрального анализа в определении этого элемента. Нижний порог чувствительности составляет 5 г/т, градации – через 2 г/т при низких концентрациях. Установленный размах фоновых содержаний, от 3 г/т в меловых известняках до 70 г/т в серпентинитах и перидотитах, гораздо ниже, чем колебания планетарных кларков. В этом проявляется общее обеднение никелем большинства формаций Малого Кавказа, что особенно резко выражено для пород основного и ультраосновного состава. При этом явно эпигенетический характер обнаруживает обогащение никелем пестроцветной олигоцен-миоценовой формации карбонатно-терригенного состава

Распределение рудных элементов в геологических формациях южного склона Малого Кавказа

Таблица 1

№№ п/п	Состав формации	Возраст	Районы развития	Число анализов	Средние содержания в г/т и пределы колебаний с уровнем 5%			
					молибден	медь	свинец	никель
1	Кристаллические сланцы	$P_2 - P_{Z1}$	Памбак	36	$1,0 \pm 0,1$	52^+7	6 ± 1	30 ± 6
2	Плагнограниты	$P_2 - P_{Z1}$	Памбак	23	$0,8 \pm 0,1$	41^+12	8 ± 1	43^+11
3	Известняки	$D_2 - C_1$	Айюцдзор	24	н.о.	35^+11	8 ± 5	14^+6
4	Известняки	$P_2 - T_1$	Айюцдзор	25	н.о.	30^+7	3 ± 1	7^+2
5	Порфиры	K_2	Айюцдзор	30	$1,2 \pm 0,2$	32^+5	4 ± 1	13^+3
6	Известняки	K_2	Айюцдзор	21	0,5	12^+2	2,5	3
7	Песчаники, алевролиты	$K_2 - P_1$	Айюцдзор	66	0,5	26^+2	6 ± 1	23^+7
8	Андезиты	$P_1 - 2$	Памбак	12	$1,5 \pm 0,8$	80^+16	12^+5	10^+4
			Нахичевань	33	$5,2 \pm 1,2$	44^+12	40^+11	37^+7
			Зангезур	36	$4,4 \pm 0,7$	110^+22	12^+4	24^+5
	Роговики		Зангезур	33	$4,3 \pm 1,5$	90^+15	17^+8	26^+15
9	Андезиты, туфопесчаники	$P_2 - 3$	Айюцдзор	50	$2,5 \pm 0,8$	35^+6	10^+2	20^+5
10	Мергели, известняки	— — —	Айюцдзор	41	$1,5 \pm 0,4$	12^+2	15^+3	10^+2
11	Песчаники, конгломераты	— — —	Айюцдзор	81	$1,5 \pm 0,2$	36^+3	10^+1	37^+6
12	Габбро, перидотиты, серпентиниты	$K_1 ?$	Присеванье	15	$1,2 \pm 0,4$	90^+32	5^+2	70^+25
13	Габброиды		Базумский хр.	15	$0,6 \pm 0,2$	130^+25	4^+1	45^+8
	Диориты	$P_2 - 3$	— — —	30	$2,3 \pm 0,5$	110^+15	11^+2	16^+3
	Граниты, гранодиориты	— — —	— — —	19	$1,5 \pm 1,0$	40^+6	9^+4	6^+1
14	Туфобрекчии, туфопесчаники	$P_3 - 2$	Айюцдзор	36	5 ± 1	30^+7	42^+11	35^+8
15	Кремнистые известняки	$P_3 - N_1$	Нахичевань	36	$2,5 \pm 0,2$	80^+8	10^+1	70^+8
	Песчаники, глины	— — —	— — —	31	$1,7 \pm 0,3$	65^+10	10^+2	40^+10
16	Трахипариты, фельзиты	P_3	Базумский хр.	25	$2,0 \pm 0,8$	40^+8	6^+2	4^+1
			Памбак	36	$1,3 \pm 0,5$	75^+11	20^+4	7^+1
17	Андезиты, дациты	N_1	Нахичевань	36	$1,4 \pm 0,4$	50^+7	25^+3	53^+9
18	Трациты, трахипариты	— — —	Айюцдзор	120	$4,4 \pm 0,5$	30^+5	45^+3	40^+3
19	Монзониты, сиениты, габбро	$P_3 - N_1$	Памбак	27	$1,5 \pm 0,2$	100^+8	13^+3	10^+1
			Айюцдзор	117	$2,8 \pm 0,3$	65^+6	14^+2	15^+2
			Каджаран	100	$4,4 \pm 1,1$	120^+8	17^+4	18^+7
			Южн. Зангезур	23	$1,5 \pm 0,2$	90^+11	8^+1	20^+5
20	Нефелиновые сиениты	$P_3 - N_1$	Памбак	36	$1,5 \pm 0,5$	60^+7	25^+4	6^+1
			Зангезур	36	$2,6 \pm 0,4$	80^+7	8^+1	6^+1
21	Гранит-порфиры, гранодиориты	$N_1 - 2$	Зангезур	36	$1,5 \pm 0,2$	60^+4	7^+1	16^+2
			Далидаг	9	$3,8 \pm 1,2$	63^+9	12^+2	18^+4
22	Липариты, трахиандезиты	N_2	Памбак	27	$3,5 \pm 0,7$	60^+6	15^+1	18^+3
			Присеванье	12	$2,0 \pm 0,7$	20^+2	10^+2	7^+3
			Нахичевань	30	$2,5 \pm 0,5$	65^+11	18^+2	30^+4
23	Базальты, андезиты	$N - Q$	Базумский хр.	5	$2,2 \pm 1,2$	33^+4	8^+3	44^+14
			Присеванье	30	$2,2 \pm 0,3$	38^+2	13^+3	25^+3

в Нахичеванском районе и трахитов Айоцдзора. Рудоносные формации Зангезура по никелю не специализированы.

В обобщенном виде характеристика геохимической специализации магматических пород отдельных районов представлена в табл. 2. По Нахичевану все магматические образования отнесены к классу вулканогенных. Неоген-четвертичные лавы не включены в таблицу, поскольку площади их развития изучены неравномерно.

Таблица 2

Геохимическая специализация кайнозойских магматических комплексов в районах Малого Кавказа

Элементы Районы	Mo		Cu		Pb		Ni	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Базумский хребет	+	+	+	-	-	-	-	-
Памбак	-	-	+	++	-	-	-	-
Айоцдзор	++	+++	+	-	-	++	-	+++
Нахичевань		+		+		+		-
Зангезур	+++	+++	+++	+++	-	-	-	-

Примечания: 1 - интрузивные комплексы, 2 - вулканогенные комплексы, "-" - средние содержания кларка, "+" - 1,5-2 кларка, "++" - 2-3 кларка, "+++ - более 3 кларков.

Как следует из табл. 2, специализация магматических комплексов как по распространенности, так и по интенсивности примерно одинакова в отношении Mo и Cu, но резко снижается для Pb и Ni. Наиболее высокую степень обогащения ведущими рудными элементами обнаруживают породы Зангезурского района, что полностью соответствует размещению месторождений медно-молибденовой формации.

Айоцдзорский район выделяется среди остальных отчетливым проявлением специализации вулканогенных образований по свинцу и никелю, связанной, по-видимому, со спецификой местного магматического очага.

Магматические образования Базумского хребта, Памбакского нагорья^x, Нахичеванской впадины в гораздо меньшей степени обогащены ведущими металлами, что снижает перспективы проведения в этих районах поисковых работ на медно-молибденовые руды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азизбеков Ш. А., Вольфензон Е. Ф. Распределение рудных элементов в гранитоидах Мегри-Ордубадского батолита. Изв. АН Азерб. ССР, Науки о Земле, № 6, 1969.

^x Памбакский хребет и его Мисханский отрог являются перспективными для проведения поисковых работ на медно-молибденовые руды (Ред.).

2. Гуменный Ю. К. Некоторые результаты геохимических исследований гранитоидов Баргушатского хребта. Методика и техника разведки. Сб. № 50, ВИТР, ОНТИ, 1965.
3. Демин А. М., Поляков В. В., Ситнин А. А. Особенности распределения молибдена, меди и цинка в гранитоидах Мегринского plutона. Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 11.
4. Демин А. М., Поляков В. В., Ситнин А. А. Особенности химического состава адамеллитов Мегринского plutона. Сб. "Вопросы магматической геологии", "Наука", 1969.
5. Демин А. М., Поляков В. В., Ситнин А. А. Редкие элементы в породах главных интрузивных фаз Мегринского plutона. Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1970, № 5.
6. Зарьян Р. Н. и др. О геохимических особенностях пород магматических комплексов Кафанского рудного поля. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1973, № 6.
7. Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского plutона Сб. "Металлогеническая специализация магматич. комплексов", "Недра", 1964.
8. Мустафаев Г. В. Минералого-геохимические признаки генетической связи оруденения с Далидагским гранитоидным интрузивом. Изв. АН Азерб.ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
9. Эфендиев Г. Х., Гейдаров А. С. К геохимии молибдена в Далидагском интрузиве. Изв. АН Азерб.ССР, серия геол.-географ., № 6, 1959.

В. Е. Вартанесов

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В ПОРОДАХ АГАРАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

При проведении геохимических исследований одной из главных задач является выбор элементов-индикаторов, как прямых, так и косвенных.

Последние, хотя и не являются рудообразующими, в определенных геологических условиях могут служить достаточно надежными указателями скрытого на глубине оруденения.

В работах различных авторов отмечается, например, что повышенные содержания Mn иногда указывают на присутствие цветных и благородных металлов на глубине (М. З. Кантор, 1966), по отношению Ni/Co часто можно судить о глубине эрозионного среза (И. И. Гинзбург, 1957), а Ti на некоторых месторождениях образует ореолы вокруг рудного штокверка (Л. В. Таусон, 1961).

В этой связи геохимическое изучение распределения элементов группы железа в породах Агаракского рудного поля проводилось с целью выявления косвенных индикаторов локализации медно-молибденового оруденения.

Приближенно-количественному спектральному анализу подверглись пробы, отобранные из коренных пород обнажений, а также отдельные мономинеральные фракции породообразующих и рудных минералов из различных стадий минерализации.

Данные спектральных анализов подверглись статистической обработке для определения закона и основных параметров распределения элементов в породе. Определялись: среднее модальное содержание ($\bar{X}\%$); среднеквадратическое отклонение (S), коэффициент вариации (V), вероятностная ошибка определения (λ); величина асимметрии (A) и эксцесса (E).

Элементы группы железа — Ti , V , Cr , Mn , Co и Ni в породах Агаракского рудного поля содержатся в основном в виде изоморфных примесей в породообразующих минералах, главным образом в биотите, роговой обманке и других магнезиально-железистых силикатах.

Все они, за редким исключением, характеризуются невысокими концентрациями и довольно равномерным распределением. И только в гидротермально измененных разностях пород отмечается перерас-

Таблица 3

Основные параметры распределения хрома в породах Агарака

П о р о д ы	К-во проб	χ п. $10^{-3}\%$	Slg	Vlg	$\lambda(5\%)$	Alg	Elg
Порфириды	24	2,10	0,19	0,29	0,08	0,17	2,64
Кварц. монциты	130	2,06	0,19	0,30	0,08	0,21	2,22
Гранодиориты	79	3,65	0,25	0,39	0,06	1,12	3,47
Граносиениты	394	2,39	0,23	0,36	0,02	0,34	2,12
Лейк.гранодиор.-порф.	39	1,82	0,18	0,28	0,06	0,80	3,71
Кварциты	24	2,01	0,22	0,04	0,09	0,10	1,90

Данные статистического анализа показывают, что для хрома, в отличие от ванадия, характерно логнормальное распределение с небольшими показателями асимметрии и эксцесса. И только распределение хрома в гидротермально измененных граносиенитах не соответствует логнормальному закону, так как величина асимметрии и эксцесса значительно превышает допустимую.

В свежих породах рудного поля хром концентрируется в основном в темноцветных минералах, изоморфно замещая Fe^{3+} , Al^{3+} и Mg^{2+} .

Содержания его колеблются в пределах 0,01–0,03% в биотите, и хлорите; 0,05% – в пироксене и 0,01–0,03% – в эпидоте. Рудные минералы месторождения практически хрома не содержат.

В пределах площади Агарацкого рудного поля несколько повышенные содержания хрома отмечаются только в западной части его, вблизи зоны Агарацкого разлома, где встречаются отдельные останцы габбровых пород.

Марганец в породах Агарацкого рудного поля находится в нижекларковых концентрациях, хотя отдельные пробы и содержат много марганца (0,4%). Максимальные содержания его отмечаются в кварцевых монцитах (0,4%), а минимальные – в граносиенитах (0,004%). В целом же сравнительно обогащены кварцевые монциты (средн. 0,07%) и гранодиориты (средн. 0,043%).

Приведенные ниже расчеты показывают, что распределение марганца подчиняется логнормальному закону, хотя в определенных петрографических разностях видны значительные отклонения (наличие асимметрии и эксцесса). В этом случае следует, по-видимому, предположить возможность предпочтительной концентрации марганца в определенных минералах-концентраторах, содержащих значительные количества кальция, магния и железа.

Объясняется это широкой возможностью замещения марганцем этих элементов в породах, а присутствие его в пиритах, халькопиритах и сфалеритах, хотя и в небольших количествах, указывает на возможность концентрации марганца в сульфидах рудных стадий в виде изоморфной примеси.

В породах Агарацкого рудного поля марганец связан, по-видимому, с распределением железистых и кальциевых минералов. Предпочтительно обогащены здесь марганцем биотит (до 1%), роговая обманка

Таблица 4

Основные параметры распределения марганца в породах Агарака

П о р о д ы	К-во проб	$\bar{x}$ п. $10^{-2}\%$	$S\bar{x}$	$V\bar{x}$	$\lambda(5\%)$	$A\bar{x}$	$E\bar{x}$
Порфириты	24	3,02	0,25	0,40	0,10	0,50	1,92
Кварц.монцониты	130	6,76	0,22	0,35	0,04	0,88	3,10
Гранодиориты	79	4,24	0,30	0,48	0,07	0,20	2,83
Граносиениты	394	2,29	0,27	0,44	0,003	0,05	2,48
Лейк.гранодиор.-порф.	39	2,95	0,27	0,43	0,09	0,26	1,81
Кварциты	24	1,82	0,31	0,51	0,13	0,52	2,06

ка (до 1%) и сфен (1–3%). Присутствует марганец и в рудных минералах месторождения, однако в небольших количествах.

Кобальт в главных разновидностях распределяется в концентрациях, превышающих кларк, для кислых пород (А. П. Виноградов, 1962). Максимальные содержания кобальта отмечаются в гранодиоритах (0,015%), а минимальные опускаются до пределов чувствительности анализа (0,0001%) и встречаются во всех трех разновидностях. В среднем значительно больше других содержат кобальт только кварцевые монцониты Агарака.

Таблица 5

Основные параметры распределения кобальта в породах Агарака

П о р о д ы	К-во проб	$\bar{x}$ п. $10^{-3}\%$	$S\bar{x}$	$V\bar{x}$	$\lambda(5\%)$	$A\bar{x}$	$E\bar{x}$
Порфириты	24	0,10	0,26	0,41	0,11	0,75	0,01
Кварц.монцониты	130	1,96	0,23	0,37	0,04	2,12	3,67
Гранодиориты	79	0,11	0,24	0,38	0,06	1,36	3,64
Граносиениты	394	0,16	0,28	0,45	0,03	0,06	3,10
Лейк.гранодиор.-порф.	39	0,19	0,25	0,39	0,08	0,43	2,90
Кварциты	24	0,26	0,31	0,50	0,13	0,04	2,12

Расчетные данные показывают, что распределение кобальта в породах рудного поля в основном подчиняется логнормальному закону, с отдельными отклонениями в некоторых разновидностях. Это, по-видимому, объясняется нахождением кобальта не только в породообразующих минералах, но и в некоторых сульфидах рудного поля.

В халькопиритах и пиритах Агаракского месторождения по данным спектрального анализа мономинеральных фракций устанавливается наличие кобальта в количествах до 0,001–0,003%. В слабо измененных породах его главные концентрации в породообразующих минералах, где кобальт вместе с никелем содержится в биотите (0,01–0,03%), роговой обманке (0,01%) и амфиболе (0,003%).

Никель содержится в главных разновидностях пород Агаракского рудного поля в пределах 0,006–0,008%, т. е. несколько выше

кларка для кислых пород (А. П. Виноградов, 1962).

Наибольшие средние содержания никеля характерны для гранодиоритов (0,0018%) и кварцевых монцонитов (0,0016%), не являющихся рудовмещающими породами месторождения.

Таблица 6

Основные параметры распределения никеля в породах Агарака

Породы	К-во проб	$\bar{x}$ п. $10^{-3}\%$	Slg	Vlg	$\lambda(5\%)$	Alg	Elg
Порфириды	24	1,04	0,09	0,14	0,64	2,32	3,89
Кварц. монцониты	130	1,62	0,15	0,24	0,03	0,10	2,40
Гранодиориты	79	1,78	0,20	0,32	0,05	0,06	1,99
Граносиениты	394	1,24	0,13	0,20	0,01	0,97	4,51
Лейк. гранодиор.-порф.	39	1,12	0,09	0,14	0,03	0,86	2,58
Кварциты	24	1,0	0,09	0,14	0,04	0,82	2,69

Приведенные в табл. 6 данные показывают, что для никеля, как и для других элементов, в общем характерен логнормальный закон распределения, однако и здесь встречаются значительные отклонения в отдельных петрографических разностях. Наибольшее отклонение от логнормального распределения устанавливается в граносиенитах, где наблюдается наибольшая измененность пород гидротермами и устанавливается концентрация рудных компонентов.

Содержание в породе никеля связывается с присутствием его в породообразующих и рудных минералах месторождения.

Никель, как и кобальт, в породах рудного поля содержится в биотите (0,01–0,03%) и роговой обманке (0,003–0,01%), а также присутствует в небольших количествах в халькопирите и пирите.

Площадей повышенных содержаний в рудном поле никель не образует и служить индикатором медно-молибденового оруденения не может.

Краткие выводы

В породах Агаракского рудного поля элементы группы железа содержатся в концентрациях, близких к кларкам, и распределяются главным образом в фемических породообразующих минералах, являющихся их основными концентраторами.

Воздействие на вмещающие породы постмагматических растворов вызывает их перераспределение, выражающееся в изменении закона распределения, причем только отдельные элементы значительно изменяют свои концентрации.

Косвенным индикатором молибденового оруденения в полосе Дебаклинского разлома может служить только титан, который образует участки повышенных концентраций в местах локализации молибденового оруденения.

Марганец, который на многих месторождениях является индикатором сульфидного оруденения, в Агаракском рудном поле такого значения не имеет.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А. А., Григорян С. В. Использование методов математической статистики при геохимических поисках. Изд. Госгеолкомитета СССР, 1965.
2. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород. "Геохимия", № 7, 1962.
3. Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. Госгеолтехиздат, 1957.
4. Демин А. М., Поляков В. В., Ситнин А. А. Редкие элементы в породах главных интрузивных фаз Мегринского плутона. Изв. ВУЗ, геол. разв., № 5, 1970.
5. Кантор М. З. Характер распределения эндогенного марганца как возможный критерий для поисков и оценки постмагматических месторождений. Сб. "Мат. II Конф. по околорудному метасомат", 1966.
6. Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона. Сб. "Металлогеническая специализация магматических комплексов". Изд. "Недра", 1964.
7. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, 1961.
8. Ферсман А. Е. Избранные труды, т. У, Изд. АН СССР, 1959.
9. Kuroda P. K. Sandell E. B. Geochemistry of molybdenum „Geochim. et cosmochim. „ acta 6 N1, 1954. реферат 3141, 1955.

СОДЕРЖАНИЕ

Г. П. Багдасарян, В. О. Пароникян. Геолого-радиогеохронологические данные о палеогеновых магматических породах Марцигетского рудного поля	5
Б. М. Меликсетян. Орбикулярные габброиды Мегринского плутона	11
К. М. Мурадян. Особенности среднеюрского Шамшадинского рудного района Армянской ССР	25
Г. А. Казарян. О находке лейцитовых фонолитов в Армянской ССР	40
Ю. Г. Гукасян, К. Г. Ширинян. Базальтовый вулканизм северного склона массива г. Арагац	44
А. Х. Мнацаканян, Э. Х. Хуршудян. Особенности состава вкрапленников роговой обманки и биотита из верхнемеловых вулканических пород Северной Армении	56
М. И. Толстой, Г. Т. Продайвода, С. Г. Карапетян. Петрографическая характеристика вулканитов новейшей липаритовой формации Центральной складчатой зоны Армении	75
А. Г. Казарян. Геологическая позиция цеолитовой минерализации Кафанского рудного района	87
С. Б. Абовян. Генетические типы лиственитов Армянской ССР и их металлогеническое значение	98
А. А. Коджоян, Св. С. Мкртчян. О соотношениях гидротермально измененных пород и эндогенных ореолов рассеяния на полиметаллических и свинцово-цинковых месторождениях северной части Армянской ССР	110
С. А. Зограбян. К вопросу о природе рудных включений в инъекционных вулканических брекчиях Шаумянского месторождения	117
В. О. Пароникян, М. Я. Мартиросян. Вещественный состав руд Лалигюхского месторождения	
Г. Б. Межлумян. Генетические особенности Абовянского железорудного месторождения	136
П. Яшвили, К. А. Карамян, Э. А. Джангирян, Г. М. Мкртчян. Марганцевая минерализация Агаракского рудного поля	148
О. Д. Горбунов, В. С. Плотников. Некоторые закономерности распределения рудных элементов в геологических формациях Малого Кавказа	154
В. Е. Вартанесов. Распределение элементов группы железа в породах Агаракского рудного поля	160

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР

ИБ 9

Редактор издательства Ж. В. Налчаджян
Художник Ю. А. Аракелян
Худож. редактор Г. Н. Горцакалян
Технич. редактор Р. Х. Геворкян
Корректор С. Г. Пироева

Набрана на наборно-пишущей машине
оператором М. Б. Геворкян

Книга издана офсетным способом

ВФ 03395 Изд. 4820 Тираж 500 Заказ 1135
Сдано в производство 29.08.1978г. Подписано
к печати 24.07.1978г., печ. 10,5 л+ 1 вкл.,
усл. печ. л. 15,0, изд. 12,28л. Бумага № 1
70x108 1/16. Цена 1 р. 90 к.

Издательство Академии наук Арм ССР. 375019,
Ереван, Барекамутян, 24 г.

Типография Издательства АН Армянской ССР,
г. Эчмиадзин.

1 р. 90 к.

П 5

вып. 9