

МАГМАТИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
АРМЯНСКОЙ ССР

7

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Հ Ա Յ Կ Ա Կ Ա Ն Ս Ս Հ
Մ Ա Գ Մ Ա Տ Ի Զ Մ Ը Ե Վ Մ Ե Տ Ա Ղ Ա Ծ Ն Ո Ւ Թ Յ Ո Ւ Ն Ը

ՀԱՄԱՄԻՈՒԹԵՆԱԿԱՆ ՄԻՆԵՐԱՂՈԳԻԱԿԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅԱՆ
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱԺԱՆՄՈՒՆՔԻ ԶԵԿՈՒՑԱԳՐԵՐ

Պ Ր Ա Կ 7

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

17-5

МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
АРМЯНСКОЙ ССР

ЗАПИСКИ АРМЯНСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ ВСЕСОЮЗНОГО
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВЫПУСК 7

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1974

552
М 62

Редакционная коллегия

И. Г. МАГАКЬЯН (ответ. редактор)

Н. И. ДОЛУХАНОВА, Э. Г. МАЛХАСЯН (зам. отв. редактора)
Г. О. ПИДЖЯН, М. А. САТИАН, З. О. ЧИБУХЧЯН, К. Г. ШИРИНЯН

М 0293-037 92-73
703(02)-74

© Издательство АН Армянской ССР, 1974.

Г. П. Багдасарян, С. Б. Абовян, В. А. Агамалян,
С. И. Баласанян, Р. Х. Гукасян, Р. Т. Джрбашян,
Г. А. Казарян, Э. Г. Малхасян, Б. М. Меликсетян,
Р. Л. Мелконян, А. Х. Мнацаканян, З. О. Чибухчян.

ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Территория Армении, как и Малого Кавказа в целом, отличается длительной и весьма сложной историей геотектонического развития, магматизма и связанных с ними рудных формаций.

Магматизм проявился здесь чрезвычайно интенсивно, сложно и многоэтапно, начиная от палеозоя (?) и до антропогена включительно. Продукты многообразной вулканической и плутонической деятельности на рассматриваемом участке земной коры пользуются исключительно широким распространением. Представлены они многочисленными ассоциациями пород, образующими в общей сложности почти всю петрографическую "гамму" — от ультрабазитов и базитов до кислых и типичных щелочных пород.

Изучением геологического строения, магматизма и рудоносности Армении и прилежащих к ней районов занималось не одно поколение геологов. Наиболее ранние петрографические исследования в период 1925-1945 гг. наряду с общегеологическими и, частью, металлогеническими, были проведены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, А. Н. Заварицким, А. С. Гинзбергом, Б. М. Куплетским, П. И. Лебедевым, К. Н. Паффенгольцем, В. Г. Грушевым, В. Н. Котляром, А. П. Додиним, А. В. Кржечковским, И. В. Баркановым, А. А. Турцевым, П. П. Гамбаряном, Е. Н. Дьяконовой-Савельевой, Н. Г. Кознаковой, Г. М. Смирновым, С. А. Мовсесяном, С. С. Мкртчяном, О. С. Степаняном, Ю. А. Араповым и др.

Вопросы магматизма рассмотрены в той или иной степени также в работах по тектонике металлогении республики, проведенных И. Г. Магакьяном, С. С. Мкртчяном, А. Т. Асланяном, А. А. Габриеляном, Б. С. Вартапетяном, Р. А. Аракеляном, К. А. Мкртчяном, Э. А. Хачатуряном, Г. О. Пиджяном, Э. Х. Гульяном, А. Г. Мидяном, П. С. Бартикяном и др.

Систематические петрографические исследования проводятся большим коллективом петрографов республики, начиная с 1940 годов, Г. П. Багдасаряном, Т. Ш. Татевосяном, А. И. Адамяном, А. А. Адамян, с 1950 г. — С. И. Баласаняном, Э. Г. Малхасяном, К. Г. Шириняном, Г. А. Казаряном, С. Б. Абовяном, а с 1960 годов — также К. И. Карапетяном, Б. М. Меликсетяном, Р. Т. Джрбашяном, А. Х. Мнацаканян, С. Г. Карапетяном, Р. Л.

Мелконяном, С. А. Паланджяном, О. П. Гуюмджяном, З. О. Чибухчяном, Р. Н. Таяном, В. Кочаряном и др.

Представленный материал основан на многолетних геолого-петрографических, петрологических, минералого-геохимических и петрохимических исследованиях авторов. Кроме того, при выделении магматических комплексов и формаций наряду с имеющимися геологическими возрастными данными широко использованы результаты радиогеохронологических исследований.

Таким образом, анализ и обобщение накопленного за последние годы большого фактического материала по геологии и магматизму с широким использованием данных по радиогеохронологии, формационного анализа и минералого-геохимических исследований позволяют значительно пополнить и уточнить наши представления об истории геологического развития, магматизма и постмагматических процессов в рассматриваемой области.

В работе даются вариационные диаграммы химических составов эффузивных (фиг. 1) и интрузивных (фиг. 2) альпийских формаций Армянской ССР (по А. Н. Заварицкому).

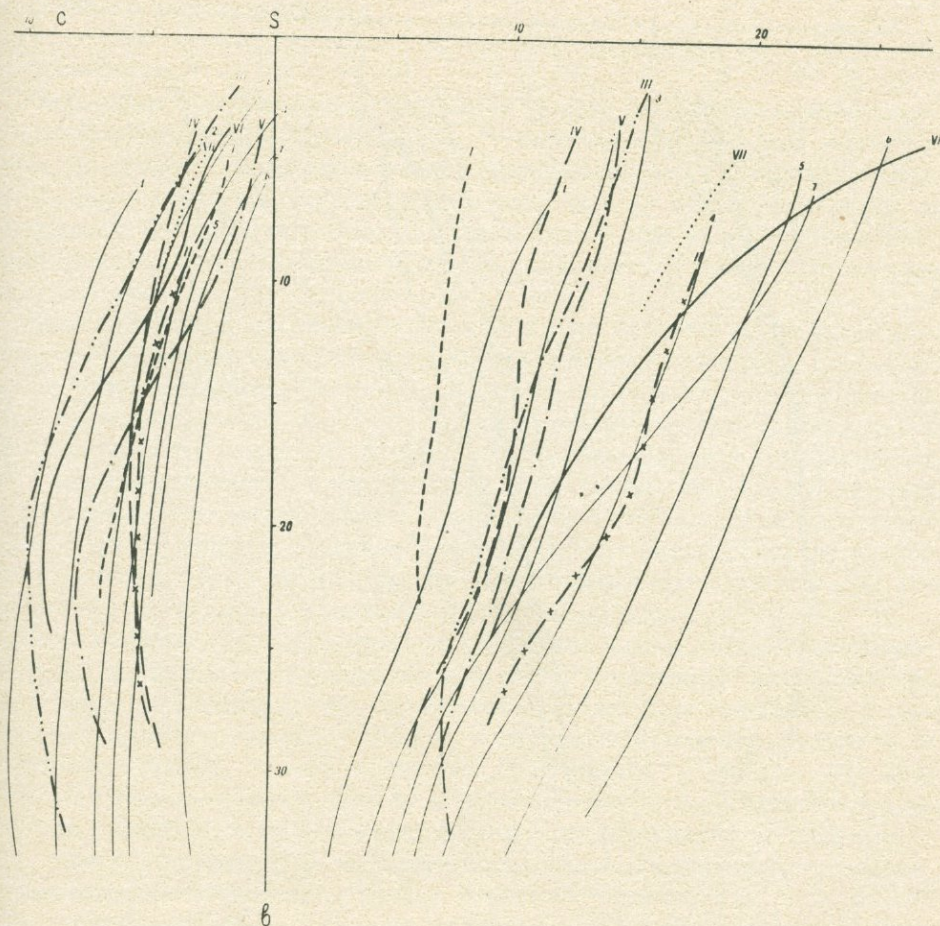
Байкало-каледонские магматические формации

К проявлениям байкало-каледонского (?) магматизма на территории Армении многими исследователями относятся регионально-метаморфизованные породы, обнажающиеся в ядрах альпийских антиклинальных поднятий в пределах Цахкуняцкого хребта, Шамшадинского и Сюникского районов. Из-за отсутствия прямых стратиграфо-палеонтологических данных, эти образования параллелизуются в возрастном отношении с более или менее близкими по составу и степени метаморфизма (и дислокации) образованиями Дзирульского, Храмского и Локского массивов Грузии, относящихся рядом исследователей к палеозоо-докембрию^{х/}. К условному байкало-каледонскому этапу приписывается исключительная тектоническая подвижность и проницаемость земной коры.

Большой объем радиолого-геохронологических исследований выходов древних метаморфических пород кали-аргоновым методом (Багдасарян) позволили установить возраст последнего метаморфизма для пород Шамшадинского антиклинория - 220-250 млн. лет, Цахкуняцкого антиклинория - 160-170 млн. лет. Указанные возрастные значения отвечают, соответственно, верхам карбона и концу байоса - бату. Однако, возраст седиментации рассматриваемых толщ, сопровождающихся значительной вулканической деятельностью, не получил однозначного решения.

Гранитоидные массивы, прорывающие древние метаморфические толщи,

^{х/} Байкало-каледонский возраст этих массивов, однако, также недостаточно аргументирован и неоднозначно решается их исследователями.



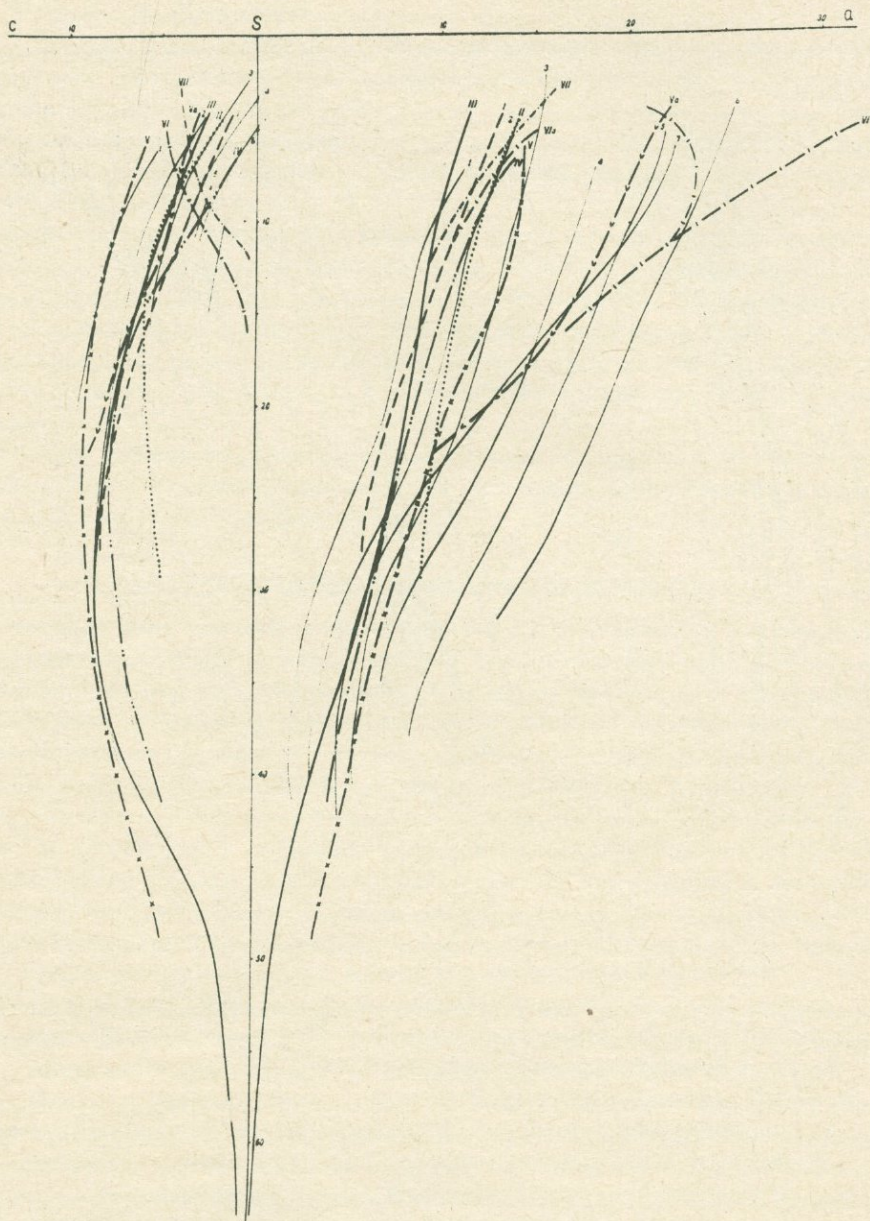
Фиг. 1. Вариационная диаграмма химических составов эффузивных формаций Армянской ССР.

Известково-щелочная ассоциация: 1 – Мон Пеле, 2 – Лассен Пик, 3 – Йеллоустонский парк, 4 – Этна. Щелочная ассоциация: 5, 6 – Марос-Хайвуд, 7 – Гавай.

Геосинклинальные формации: I – андезитовая, II – спилит диабазовая, III – базальт-андезитовая, IV – андезитовая. Орогенные формации: V – андезитовая, VI – трахиандезитовая, VII – трахилипаритовая.

как будет рассмотрено ниже, принадлежит раннеальпийскому этапу магматизма. Кроме того, радиогеохронологически установлено внедрение в метаморфическую толщу Цахкуняцского антиклинория на участках, сопряженных по Анкаван-Сюникскому глубинному разлому с Севано-Ширакским синклинорием, ряда небольших интрузивных тел и даек третичного возраста – отголосков мощно проявленного в указанном синклинории палеогенового магматизма.

Продукты магматизма байкало-каледонского (?) этапа представлены метаморфизованными интрузивными и эффузивными породами (орто-



Фиг. 2. Вариационная диаграмма химических составов интрузивных формаций Армянской ССР.

Известково-щелочная ассоциация: 1 - Мон Пеле, 2 - Лассен Пик, 3 - Йеллустонский Парк, 4 - Этна, Щелочная ассоциация: 5, 6 - Марос Хайвуд, 7 - Гавай.

Геосинклинальные формации: I - плагиогранитная, II - диорит-гранодиоритовая, III - базит-гипербазитовая, IV - габбро-диорит-гранодиоритовая, V - габбро-монцонит-сиенитовая, Ua - габбро-монцонит-сиенитовая щелочная ветвь, U1 - щелочно-сиенитовая, U1a - щелочно-сиенитовая субщелочная ветвь, VII - гранитовая.

сланцы и ортогнейсы): порфиритоидами, порфироидами, зеленокаменными габбро и серпентинитами.

В составе метаморфического комплекса выделяются две серии: нижняя и верхняя.

Магматизм в нижней серии вероятно проявился внедрением мелких пластовых интрузий габбро-диабазов в неметаморфизованные терригенно-карбонатные отложения в период прогибания геосинклинали (габбро-диорит-диабазовая формация). Породы нижней серии претерпели региональный метоморфизм амфиболитовой фации, при этом габбро-диабазы перешли в гнейсовидные амфиболиты (андезин+сине-зеленая розовая обманка).

Предполагается, что накопление отложений верхней серии происходило в меридиональных грабенах геосинклинали прогиба, заложенных на консолидированном (нижняя серия) фундаменте. Магматизм начался излиянием базальтов (спилит-диабазовая формация), быстро сменившимся плагиолипаритами с субвулканическими телами плагиолипаритов (плагиолипаритовая субформация). Вулканизм завершился внедрением пластовых тел меланократовых оливиновых габбро. Гарцбургиты (серпентиниты) прорывают наиболее верхнюю карбонатную свиту верхней серии, а габбро туда не проникают. Интрузивный магматизм серии соответствует габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Метаморфизм верхней серии соответствует фации зеленых сланцев, который отразился на породах нижней серии в качестве диафтореза. В результате зеленосланцевого метаморфизма базальты перешли в порфиритоиды (альбит + эпидот + хлорит + актинолит) плагиолипариты - в порфироды (альбит + кварц + серицит + хлоритоид), габбро и пироксениты в зеленокаменные габбро и актинолитовые сланцы (альбит + эпидот + актинолит + хлорит), гарцбургиты - в серпентиниты (хризотил + антигорит + тремолит), в магнезиальные сланцы (тремолит + тальк) и сланцеватые листовиты (тальк + карбонат + кремний).

В герцинском этапе, характеризующемся субплатформенным режимом развития, на территории Армении (Габриелян, 1959), магматические явления почти полностью отсутствуют. Отмечаются лишь вулканогенные образования основного состава в пределах южно-сюникского антиклинория в верхнем девоне и перми (Мкртчян, 1958).

Альпийские магматические формации

а. Раннеальпийские магматические формации

Начиная с юры, территория Малого Кавказа (Антикавказ) вступает в альпийский этап своего развития, который подразделяется на собственно геосинклиальный ($J_1 - P_2$) и орогенный подэтапы ($P_2^3 - Q$) (Милановский, 1964, Джрбашян и др., 1967, Габриелян и др., 1968). Начало собственно геосинклиального подэтапа характеризуются раскалыванием доальпийского субстрата, возникновением разломов глубокого заложения и формированием двух структурно-формационных зон - Сомхето-Кафанской эвгеосинклиальной и Центральной геоантиклинальной зоны Армении.

В пределах Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали выделяется два вулканических цикла: среднеюрский (возможно добатский^X) и верхнеюрский -нижнемеловой, в течение которых происходит формирование соответствующих вулканических комплексов. В каждом из комплексов изменение состава вулканитов происходит от базальтов до кварцевых дацитов (кварцевых плагиопорфиров) и липаритов (альбитофиров) (Малхасян, 1970).

Продукты первого вулканического цикла слагают в основном зелено-каменную толщу, породы которой имеют широкое распространение в Алавердском, Шамшадинском и Кафанском антиклинориях и принадлежат андезитовой формации. В начальной стадии извержения носят спокойный характер. На средней стадии местами проявляется тенденция к воздыманию (появляются архипелаги островов вулканического происхождения); характер извержений несколько меняется, чаще и в гораздо большем количестве выбрасывается пирокластический материал, в основном андезитового и в меньшей степени дацитового состава. Одновременно возникают вулканические центры, извергавшие различные по составу магматические продукты (чередование образования андезитового и дацитового состава); трещинный тип извержений сменяется центральным. В завершающей стадии вулканической деятельности, в верхнебайосское время, в результате дальнейшего дифференциального поднятия, особенно в период максимального воздымания, сопровождавшегося размывом, происходят извержения вулканических продуктов кислого состава, приведшие к формированию кварц-плагиопорфировой толщи. С формированием покровов кварцевых плагиопорфиров, сопровождавшихся также выбросами пирокластического материала, образовались субвулканические тела того же состава (плагиолипаритовая субформация).

После некоторого перерыва в вулканической деятельности область, имевшая тенденцию воздымания, некоторое время подвергается сильному размыву, в результате чего из разреза некоторых районов выпадают целые свиты. Так, в южной Армении выпадают свиты кварцевых плагиопорфиров и пирокластолитов.

На рубеже средней и верхней юры в связи с предкейловейскими тектоническими движениями происходит геоантиклинальное воздымание Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали, сопровождавшееся перерывом в осадко-накоплении. К этому же времени приурочено формирование ячеек современных кулисообразно расположенных антиклинальных сооружений (Алавердское, Шамшадинское, Кафанское и др.) и выдрение Ахлатского, Хидеорутского и Тавушского плагиогранитовых массивов. Последние, вместе с Атабек-Славянским и Гильанбирским массивами (Азерб. ССР) слагают единую среднеюрскую плагиогранитовую формацию (Мелконян, 1965; Казарян, 1966). Интрузивы этой формации обычно многофазны с резким преобладанием разностей плагиогранитового состава и характеризуются сравнительно слабо проявленными процессами гибридности. Основ-

^X По представлениям Г. А. Казаряна и Э. Г. Малхасяна.

ными минералого-геохимическими и петрохимическими особенностями пород этой формации являются: почти полное отсутствие калиевых полевых шпатов, некоторая пересыщенность глиноземом, пониженная, резко натриевая щелочность, почти полное отсутствие редкометалльных аксессуариев, резко повышенные содержания малых петрогенных элементов (Li, Rb, Cs) и Tl, а также высокое содержание титана в акцессорном титаномагнетите.

Интрузивы отмеченной формации генетически связаны с эффузивными и субвулканическими образованиями кварцевых дацитов, плагиолипаритов (кварцевые плагиопорфиры) (Азизбеков и Мадатов, 1957; Асланян, 1958; Григорян, 1965 и др.), с которыми образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию (Джрбашян, Меликсетян, Мелконян, 1967; Баласанян, 1967).

Судя по геологическому положению плагиогранитных комплексов в истории геотектонического развития области, а также их минералогическим, петрохимическим и геохимическим особенностям, исходной для плагиогранитов являлась кислая магма базальтоидного ряда.

Второй вулканический цикл охватывает время от бата - согласно одним авторам (Казарян, Малхасян), а другим - от келловея до оксфорда включительно. Этот этап также начинается постепенным опусканием области, сопровождаемым накоплением конгломератов и песчаников. Однако, в этом этапе тектонический режим отдельных частей Сомхето-Кафанской зоны приобретает несколько различных характер, что в свойственных им тенденциях к поднятию или погружению. Если в Северной Армении происходило постоянное погружение области с интенсивным проявлением на отдельных участках вулканической деятельности (район г. Шахтахт), давшей вулканы андезитового состава, то в южной Армении, в этот период, по-видимому, еще сохранились условия воздымания и интенсивные процессы размыва, ярким свидетельством чего является отсутствие батских отложений в Кафанской антиклинальной зоне. После значительного перерыва, в келловее происходит формирование туфоосадочных толщ, которые в оксфорде сменяются более значительным проявлением эффузивного вулканизма и получают довольно широкое развитие по всему региону (андезито-базальтовая формация).

Однако, по своей интенсивности и масштабам распространения она значительно уступает среднеюрскому вулканизму. В период геосинклинального воздымания области происходит внедрение больших массивов субвулканических тел липаритового состава (альбитофиры), слагающих липаритовую (натриевую) субформацию.

В петрохимическом отношении породы юрской вулканогенной толщи относятся к известково-щелочному ряду с резким преобладанием натрия над калием. В этой толще в основном локализовано медноколчеданное оруденение Армянской ССР.

Сомхето-Кафанская эвгеосинклиналь в конце верхней юры в своей северо-западной части и в конце неокома - в юго-восточной испытывает повсеместное геосинклинальное воздымание, сопровождавшееся неокомской фазой складчатости. К этим периодам приурочено внедрение

в ядра геоантиклинальных сооружений Кохбского, Цахкашатского, Цавского и Вачаганского массивов, относящихся к диорит-гранодиоритовой формации. Образование отмеченных массивов ввиду неодновременного характера их консолидации несколько разорвано друг от друга во времени и в целом соответствует интервалу от неокома до апта. Следует далее отметить, что под наименованием "Цавского массива" многими исследователями до сих пор рассматривались в качестве единого интрузивного массива (с двумя фазами внедрения) два резко различных по возрасту и составу интрузива, пространственно локализованных в районе с. Цав и соседних участков. Геолого-петрографические наблюдения и особенно радиогеохронологические исследования привели к установлению здесь двух разновозрастных интрузивов: 1) Цавского диорит-кварцево-диоритового преаптического и 2) Шишкерт-Раздаринского гранитового - верхнеэоценового (Багдасарян).

Нижнемеловые интрузивные комплексы сложены полифазными и полифациальными массивами с широко проявленными процессами гибридизма при резком преобладании разностей кварц-диоритового состава. Интрузии диорит-гранодиоритовой формации относятся к ряду известково-щелочных ассоциаций и характеризуются нормальной, отчетливо проявленной натриевой щелочностью, низкой железистостью темноцветных породообразующих минералов, отчетливой обедненностью редкометальными аксессуориями, резко пониженными содержаниями малых петрогенных элементов, таллия и т.д.

В связи с тектоническими движениями в среднеюрское и нижнемеловое время, интенсивно проявленными в Сомхето-Кафанской зоне, в юго-западном борту этой зоны вдоль Анкаван-Сюникского разлома наблюдается тектоническая активизация, сопровождающаяся формированием в пределах смежной Армянской геоантиклинальной зоны (Цахкуняцкий горст-антиклинорий) аналогичных по возрасту и составу интрузивных комплексов плагиигранитовой и диорит-гранодиоритовой формации.

Интрузивные породы плагиигранитовой формации, представленные плагиигранитами и габброидами (резко подчиненное развитие) локализованы исключительно в пределах Апаран-Арзаканского метаморфического комплекса. Геологическими данными возраст интрузивов с достаточной определенностью не датируется. Плагииграниты, слагающие Адамадзорский массив, Лусагюхскую и Чкнахскую группы мелких интрузивов, а также предшествующие им габброиды, включаются в среднеюрский интрузивный комплекс на основании данных определений абсолютного возраста (Багдасарян, 1962, 1966; Чибухчян, 1966).

С петрохимической точки зрения плагииграниты Цахкуняцкого блока близки к аналогичным породам Сомхето-Кафанской зоны, отличаясь от них несколько повышенной щелочностью, в частности, калиевой и пониженной кремнекислотностью.

Интрузивы диорит-гранодиоритовой формации нижнемелового (неокомского) возраста Цахкуняцкого блока представлены Анкаванским, Такарлинским, Миракским и Гехаротским массивами. Перечисленные интрузивы за исключением Гехаротского массива, для которого отме-

чается перекрывание нижнесенонскими известняками, датируются на основании данных определений абсолютного возраста (Багдасарян, 1966; Чибухчян, 1966).

б. Среднеальпийские магматические формации

Верхнемеловой этап характеризуется перестройкой тектонического плана и заложением трех геосинклинальных зон – Прикуринской, Присеванской (Ширако–Севано–Акеринской) и Приараксинской.

Заложение Прикуринской геосинклинали сопровождалось раздроблением южной части Закавказского срединного массива вдоль продольного Предмалокавказского разлома глубокого заложения, смещенного к северо-востоку относительно консолидированных юрских структур. Кроме того, образуются новые и активизируются древние поперечные разломы, по которым закладываются Иджеванская, Тавушская и другие впадины, осложняющие Сомхето–Карабахское поднятие. Тектоническое развитие указанной системы продольных и поперечных структур в коньяке–сантоне отвечало стадии вулканических островов и сопровождалось накоплением пород, объединяемых в оливин–базальт–андезитовую формацию. В верхнем сантоне в связи с усилением антиклинальных тенденций образуется своеобразная липаритовая субформация. Указанные формации обладают известково–щелочным химизмом и отличаются повышенной глиноземистостью, известковистостью, железистостью и натровым уклоном.

Заложение Присеванской геосинклинали – трога происходило по глубинному разлому северо–западного простирания; юго–восточное его продолжение разделило единую Сомхето–Кафанскую структурно–формационную зону на Сомхето–Карабахское и Кафанское антиклинальные поднятия. В пределах последнего возникает Срабердский поперечный прогиб, в котором проявляется сходный с Прикуринской зоной вулканизм.

Приараксинская геосинклинальная зона, также имеющая характер узкого трогообразного прогиба, наложена на палеозойское основание по разлому северо–западного направления. Характерно, что в Присеванской и Приараксинской зонах верхнемеловой вулканизм по своим особенностям соответствует начальным этапам развития геосинклинальных прогибов и вулканические накопления относятся к спилит–диабазовой формации. Она отличается повышенной железистостью, резким преобладанием Na_2O над K_2O , пониженной известковистостью и магнезиальностью.

Пространственно с рассматриваемой спилит–диабазовой формацией обеих геосинклинальных зон сопряжены интрузии гипербазит–базитовой формации, которая слагает два дугообразных пояса СЗ простирания – Амасийско–Ширако–Севанский и Вединский. В тектоническом отношении первый пояс приурочен к Присеванской, а второй – к Приараксинской геосинклинальным зонами, характеризующимся интенсивной складчатостью, наличием зон глубинных разломов и представлены линейно вытянутыми линзо–, дайко– и пластообразными телами.

В вопросе о возрасте ультраосновных пород существует два представления: I – о трех возрастах магматического внедрения гипербазитов – а) досеноманский, вероятно, палеозойский (Хисслейтнер), б) нижнесенонский – докампанский; в) верхнеэоценовый – доолигоценый (Паффенгольц, Абовян); II – о досенском возрасте магматического внедрения гипербазитов и последующем их тектоническом выжимании уже в твердом виде в отложении сенона и палеогена (Арутюнян, Паланджян, Книппер и др.). Ряд исследователей (Марковкина, Арутюнян) считают часть габбро метасоматического происхождения.

Ультраосновные породы массивов представлены перидотитами, реже дунитами и пироксенитами. Породы основного состава – различными габбро, троктолитами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами. Имеются два взгляда на формирование пород офиолитового пояса: I – о дифференциации родоначальной магмы на ультраосновную и габбровую на глубине до ее внедрения во вмещающие породы. При этом отмечается многофазный характер внедрения. Лишь незначительная часть ее подвергалась дифференциации на месте и в этом случае наблюдается постепенный переход ультраосновных пород в основные через троктолиты и оливиновые габбро (Абовян), II – о самостоятельности ультраосновного и габброидного комплекса пород, разорванных во времени (Паланджян).

С описываемой формацией пород связаны концентрации хромита, магнезита и асбеста. Изучение составов хромитов показывает, что наиболее богатые Cr и бедные Al руды (магнохромиты) концентрируются в нижних частях, а бедные Cr и богатые Al руды (алюмохромиты и хромпикотиты) и – в верхних частях массивов, что указывает на наличие в последних внутренней дифференциации.

В геологическом развитии Малого Кавказа переход от мела к палеогену знаменует собой новый этап. В процессы погружения вовлекаются обширные территории. Происходит замыкание отдельных меловых прогибов, заложение новых, дальнейшее развитие существующих прогибов и дробление их фундамента. Области наиболее интенсивного прогибания и вулканизма сосредотачиваются в пределах Ширако-Севано-Кельбаджарской и Айондзор-Ордубадской зон. Последние развиты вдоль крупных зон разломов и разделены поперечными нарушениями и перемычками на отдельные прогибы.

Нижнеэоценовое и ранне-среднеэоценовое время в указанных структурах пользуются преимущественным развитием породы андезитовой формации, которая в конце этапа сменяется липаритовой (натровой). На отдельных участках (западная часть Севано-Ширакского синклинория) наблюдается развитие кислых дифференциатов андезитовой формации (андезито-дацитов, дацитов, липаритов) преимущественно в эксплозивной фации.

Наибольшей интенсивности вулканизм достигает в среднем эоцене, распространяясь и на соседние консолидированные структуры в пределах локально набуженных поперечных прогибов (Лалварский прогиб).

Вулканическая деятельность среднего эоцена носит, в основном, подводный характер. Вулканические образования объединяются в единый

комплекс, характеризующийся сложным фаціальным составом. Они составляют серию от базальтов до липаритов с преобладанием андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов и принадлежат андезитовой формации, для которой характерен нормальный известково-щелочной химизм.

На крайнем северо-западе Сомхето-Карабахской зоны в среднем эоцене, в образованной Лалварской поперечной впадине формируются вулканогенные образования в начале андезитовой, а затем липаритовой формаций.

С замыканием среднеэоценового Севано-Ширакского прогиба и появлением цепи вулканических островов связано появление эффузивных, экструзивных и эксплозивных образований липаритового, липарито-дацитового состава, которые принадлежат липаритовой субформации.

В пределах Айоцдзор-Ордубадского синклинория вулканическая деятельность среднего эоцена проявлена сравнительно слабо. Здесь к этому периоду относится формирование вулканогенно-обломочных и терригенных толщ, в строении которых собственно эффузивные фации играют подчиненную роль.

в. Позднеальпийские магматические формации

С замыканием среднеэоценовых и образованием остаточных и крайних прогибов в верхнем эоцене - нижнем олигоцене вулканизм в своем распространении тяготеет к Лорийскому, Памбакскому, Арегунийскому прогибам Севано-Ширакского синклинория и Айоцдзорскому синклинорию.

В связи с неравномерным блоковым воздыманием территории Малого Кавказа вулканизм этого периода развивается неоднородно.

В пределах Лорийского, Памбакского, Арегунийского прогибов формируется разнообразная по характеру вулканизма и сложная по вещественному составу толща мощностью до 1,5 км. Особенностью строения ее является параллельное развитие на смежных территориях двух серий пород: 1) базальт-трахилипарит и 2) трахиандезит-лейцитовый фонолит.

В пределах Айоцдзорского синклинория отложения верхнего эоцена представлены в основном осадочной фацией, которые с запада на восток сменяются вулканогенными (Варденисский хребет); в последнем они представлены андезитами и их пирокластолитами.

Предверхнеэоценовая крупная складчатость приводит к внедрению линейных интрузивов габбро-диорит-гранодиоритовой формации в стыковых участках различных структурно-фациальных зон.

Интрузивный магматизм эоценового этапа развития сосредотачивается в основном в Севано-Акеринской и Айоцдзор-Ордубадской геосинклинальных структурах, контролируясь Анкавано-Сюникским глубинным разломом.

В палеогеновых интрузивах наряду с широко развитым предверхнеэоценовым комплексом некоторые исследователи предположительно выделяют также доскладчатый среднеэоценовый комплекс (Джрбашян, Меликсетян, Мелконян, 1967). К последнему ими относятся небольшие (1-2 кв. км) однофазные субвулканические интрузивные тела пластооб-

разной, дайкообразной, штокообразной формы, представленные габбро, габбро-диоритами, кв. диоритами, реже гранодиоритами, приуроченными к шовным участкам, разграничивающим структурно-гравитационные зоны и поперечные к ним поднятия.

Для химизма этой серии характерны: некоторая недосыщенность кремнеземом, резко выраженный известково-щелочной характер щелочности, повышенная роль элементов группы железа, особенно Mn, Ti, V, Ni, Co и Sc, что сближает их с среднеэоценовой вулканической андезитовой формацией, в составе которой их и следует рассматривать.

Предверхнеэоценовый интрузивный комплекс, относящийся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации, достаточно четко фиксируется в пределах Севано-Ширакского синклинория и в Лалварском прогибе (Банушский многофазный массив). Этот комплекс разобшен от интрузивов габбро-моноцит-сиенитовой формации верхнеэоцен-нижнеолигоценового возраста.

Для габбро-диорит-гранодиоритовой формации характерно присутствие основных пород габброидного ряда, широкое развитие даек основного состава и слабое - аплитов и пегматитов. По химизму формация характеризуется нормально-известково-щелочной ассоциацией с несколько повышенной ролью натрия ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$), магнезия и известки, а из микроэлементов характерны Pb, Zn, а также Sr, Li, B, Cl.

В истории направленного геотектонического развития Центральной складчатой зоны Армении, начиная с верхнего эоцена, область вступает в орогенную фазу развития, характерной чертой которой является постепенное замыкание Севано-Ширакского и Айоцзор-Ордубадского прогибов. На границе эоцена и олигоцена в связи с преолигоценовыми орогеническими движениями проявляется мощный интрузивный магматизм габбро-моноцит-сиенитовой формации, характерной особенностью локализации которой является приуроченность к Анкавано-Сюникскому глубинному разлому.

Верхнеэоцен-нижнеолигоценовый интрузивный комплекс Айоцзор-Ордубадского синклинория сложен крупнейшим на Малом Кавказе Мегри-Ордубадским плутоном, Баргушатской и Айоцзорской (Суботан, Соганлу, Джермук) группами сравнительно небольших интрузивов, характеризующихся полигенностью, полифазностью, крайне не однородным и пестрым фациальным составом.

В целом для интрузивов Айоцзор-Ордубадского синклинория характерна однотипная последовательность внедрения главных интрузивных фаз: 1) габброиды, 2) монзониты, сиенодиориты, гранодиориты и в виде субфазы - щелочные сиениты, 3) граносиениты, граниты, сиенито-граниты. В пределах каждой фазы характерны субфазы и несколько генераций дополнительных интрузий, а для комплекса в целом - дайковая серия - габбро-порфириты, диорит-порфириты и лампрофиры. Исследованиями Р. Х. Гукасяна и Б. М. Меликсетяна (1965), Г. А. Казаряна, А. Г. Куюмджяна, З. О. Чибухчяна (1967) отмечается полихронный характер плутонов Южной Армении и Айоцзора с выделением двух самостоятельных интрузивных комплексов - верхнеэоцен-нижнеолигоценового и нижнемиоценового.

Наиболее характерными петрологическими особенностями верхнеэоцен-нижнеолигоценового комплекса Айоцдзор-Ордубадской зоны являются интенсивные явления гибридизма и калиевого метасоматоза и сложной дифференциации по двум линиям - габбро-диорит-гранодиорит и габбро-монцит-сиенит, а также процессы гранитизации и щелочного (калиевого) метасоматоза как в породах экзоконтакта, так и в породах предшествующей фазы внедрения.

Отличительной особенностью химизма является в целом известково-щелочной химизм с повышенной калиевой щелочностью.

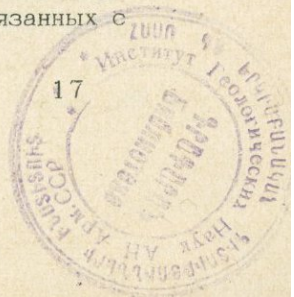
Верхнеэоцен-нижнеолигиоценовый интрузивный комплекс Севано-Ширакского синклинория приурочен к Анкавано-Сюникскому разлому и характеризуется многофазностью (габброиды, кв. диориты, монцититы), повышенной калиевой щелочностью габбро-монцит-сиенитовым формационным типом.

Одновременно в особых тектонических условиях, в частности, в зоне сочленения СЗ и поперечного СВ разломов области сочленения складчатой структуры с жестким кристаллическим блоком Цахунянского антиклинория, формируется Тежсарский щелочной комплекс. Э тот вулканоплутонический комплекс, по данным детальным многолетним исследований Г. П. Багдасаряна (1950, 1956, 1962) и предыдущих работ В. Н. Котляра (1958) представляет собой яркий пример интрузий центрального типа, характеризующийся концентрически зональным строением, тесной связью с верхнеэоцен-нижнеолигиоценовой (предолигиоценовой) трахиандезитовой формацией, резко повышенной калиевой щелочностью, отсутствием основных щелочных разновидностей пород и многофазностью. По совокупности признаков может быть выделен в самостоятельную щелочно-сиенитовую субформацию. По данным Б. М. Меликсетяна и Г. Г. Геворкяна (1963), интрузия граносиенитов Амзачимана последовала за формированием щелочных интрузий Тежсарского комплекса и принадлежит этому комплексу.

Геохимическая специализация верхнеэоцен-нижнеолигиоценового комплекса выражена повышенным содержанием TR (Ce), Th, U, Cu, Mo и пониженным - Rb, Cs и Tl.

Дальнейшее интенсивное воздымание Центральной складчатой зоны Армении в позднеорогенную стадию развития как Айоцдзор-Ордубадской зоны, так и Севано-Ширакского синклинория в зонах глубинных разломов (Анкавано-Сюникского и Таштунского) в связи с нижнемиоценовой фазой складчатости происходит формирование нижнемиоценового интрузивного комплекса порфиридных гранитов, гранодиоритов (Вохчинский, Шенатагский, Казанличский, Прошибердский). Интрузии представлены многократными штокообразными телами и поясами многочисленных даек гранодиорит-порфиров. Характерными чертами нижнемиоценового комплекса, относящегося к приповерхностной гранитовой формации, являются лейкократовый, порфиридный облик, слабо выраженные явления контаминации, анхизвектический состав, повышенная калиевая щелочность, широко проявленные процессы калиевого метасоматоза.

В геохимической специализации проявлена отчетливо выраженная редкометальность, что отражается и в вещественном составе связанных с



ими рудных формаций. Она характеризуется повышенным содержанием TR, Zr, Be, U, Mo, Bi, Fe.

Одновременно дальнейшее воздымание региона приводит к дифференциальным подвижкам отдельных блоков, в результате чего границы отдельных блоков в верхнем олигоцене и нижнем миоцене оказываются аренами проявления кислого магматизма, выраженного в основном в формировании интрузивов субвулканической фации. Отдельные авторы (Меликсетян и др.) усматривают здесь проявления вулканизма липаритовой формации, сопровождающегося образованием указанных субвулканических тел. По их представлениям, для этого периода намечаются проявления вулканизма, ограничивающие Айоцзор-Ордубадскую зону, как например, районы развития кислого вулканизма Западного Айоцзора и малых интрузий, прилегающие к Армении с юго-восточной части Нахич. АССР. Породы эти отличаются повышенной калиевой щелочностью, принадлежат к липаритовой, трахилипаритовой формации. Однако по вопросу возраста вулканогенных образований Западного Айоцзора мнения авторов расходятся - одни (Остроумова, Казарян Г. А., Меликсетян, Чибухчян) считают нижнемиоценовым, другие (Багдасарян и др., 1968, Малхасян, 1956, Асланян и др., 1959) доказывают их верхнемиоценовый, мио-плиоценовый возраст.

В плиоцене происходило дробное раскалывание рассматриваемого региона, кроме продольных расколов трассирующих границы известных структурно-фациальных зон, появляются и сопряженные с ними поперечные системы. Это районы западного Баргушата, Восточно-Севанского и Варденисского хребтов системы Арагац, Мокрые горы. Вулканические образования этого периода сохраняют еще некоторую преемственность состава пород миоценового времени и замечается некоторая повышенная щелочность пород дацитово-липаритовой формации. В некоторых районах (Восточно-Севано-Варденисский хребет) при кислом характере пород наблюдается заметно низкий коэффициент эксплозивности извержений и резкое преобладание кислых лав над пирокластами.

В наиболее приподнятых и интенсивно эродированных зонах вскрывались субвулканические интрузивные массивы дайкообразной, штокообразной формы (Вагашен, Дикпилякян, Техенисский), представленные эссекситовыми габбро, диоритами и кварцевыми диоритами.

Рудоносность магматических формаций Армянской ССР

Вопросы связи оруденения с магматизмом довольно широко освещены в литературе по металлогении, петрографии и полезным ископаемым республики (Магакьян, Мкртчян, Мовсесян, Вартапетян, Степанян, Асланян, Гульян, Пиджян, Хачатрян, Карамян и др.), хотя специальное рассмотрение этого вопроса с точки зрения формационного анализа магматизма отсутствует.

Проведенные в последние годы петрологические, геохимические исследования различных магматических формаций и сопутствующих им полезных ископаемых с широким применением радиологического датирования околорудных измененных рудомещающих пород позво-

ляют наметить некоторые конкретные закономерности сонахождения разновозрастных магматических и рудных формаций в различных геолого-структурных зонах Армянской ССР.

Следует, однако, отметить, что не всегда эти исследования позволяли однозначно разрешить этот вопрос, в частности, по колчеданной формации Армянской ССР. Полученные для указанной формации результаты говорят о среднеюрском – донижнемеловом возрасте указанной формации, однако отсутствие металлогенической специализации, в частности, интрузивных формаций Сомхето-Кафанской зоны, наряду с некоторыми новыми геологическими данными, заставляют связывать ее с более поздней субвулканической липаритовой субформацией, широко развитой в рудных полях этих месторождений (Кафан, Шамлуг, Ахтала и др.).

С другой стороны, радиогеохронологические и геохимические исследования позволили уточнить возраст медно-молибденовой, золоторудной и полиметаллической формаций с выделением двух возрастных групп месторождений: связанных с верхнеэоценовой габбро-монзонит-сиенитовой формацией (Агарах, Айгедзор, Газма, Личквас, Меградзор) и нижнемиоценовой гранитовой формацией (Каджаран, Дастакерт, Пхрут, Зод и др.). Что же касается Анкаванского медно-молибденового оруденения и рудоконтролирующих даек гранит- и гранодиорит-порфиров, то абсолютным датированием установлена их синхронность с возрастными значениями в 32–33 млн. лет, отвечающими нижнему олигоцену.

Радиогеохронологические данные и формационный анализ магматизма позволяют уточнить место различных рудных формаций в истории развития тектоники и магматизма республики, что иллюстрируется приведенной таблицей 1. Остановимся на краткой характеристике рудоносности геосинклинальных и орогенных формаций Арм. ССР.

Древний метаморфический комплекс – Цахкуняцкий горст-антиклинорий довольно богат полезными ископаемыми. Металлические полезные ископаемые представлены значительными метаморфогенными проявлениями титана (рутила), более мелкими железа и турмалина, связанными с зеленосланцевой толщей (апспилито-диабазовая формация). Проявления барита, полиметаллов, мышьяка (в шлихах встречены олово, вольфрам и висмут) связаны с мигматит-гранитовой интрузией, а хромита – с древними гипербазитами. Известны также толщи высокоглиноземистых сланцев и доломитов.

Небольшие месторождения колчеданной, полиметаллической формаций связаны с кварц-плагиолипарит-плагиогранитовой среднеюрской формацией (Шамшадинский р-н).

Вопрос генетической связи крупных колчеданных, медноколчеданных и полиметаллических руд (Кафан, Шамлуг, Алаверди, Ахтала) с вулканической формацией средней юры или последующих им интрузивных формаций до настоящего времени не получил однозначного решения.

С нижнемеловыми интрузиями диорит-гранодиоритовой формации в пределах Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали генетически связаны контактово-метасоматические (скарновые) железорудные рудопроявления (Цакери-дош, Карцах), а также гидротермальные средне-высокотемпе-

Таблица 1

Рудоносность магматических формаций Армянской ССР

Этапы	Стадии развития	Структурные единицы	Магматические формации		Рудные формации
			Эффузивные	Интрузивные	
Байкало-каледонский ?	Р _{см} - Р _ж ?	Цахуняцкий горст-антиклинорий	Спилит-диабазовая (зеленосланцевая)		Метаморфогенная железо-титановая (Арзакан), слюдисто-турмалиновая (Бжни), доломиты, мраморы
				Базит-гипербазитовая	
				Мигматит-гранитовая	Баритовая, следы
инклинальная	Рашеальпийская	Сомхето-Кафанская	Андезитовая, плагиолипаритовая (субформация)	Плагиогранитовая	Колчеданная, полиметаллическая (Шамшадин, Арзакан и др.)
			Андезито-базальтовая, липаритовая (субформация)		Колчеданная медная и полиметаллическая (Кафан, Шамлуг, Ахтала, Алаверди и др.)
				Диорит-гранодиоритовая	Скарново-железородная (Кохб, Цакери-дош, Шишкерт), кварц-молибденовая (Тегут и др.), золотосульфидная (Воскепар, Шикахох).
Среднеальпийская	С _{г1} - С _{г2}	Прикуринская, Присеванская, Приреванская	Спилит-диабазовая	Базит-гипербазитовая	Хромитовая, магнезитовая (Шоржа)
			Базальт-андезитовая		Гидротермально-осадочные марганцевая, железородная (Севкар, Саригюх) бентониты, агат
			Липаритовая (субформация)		

А л ь п и й с к и й

О р г а н и з а ц и я	Г е о с
	П о с т а н о в л е н и е
П о з н а н и е	П о с т а н о в л е н и е
	В ы п у с к
П о з н а н и е	В ы п у с к
П о з н а н и е	В ы п у с к

Ширак - Севано - Амасийская

Афшоор-Ордубадская

Андезитовая		Гематитовая
Липаритовая (субформация)		Серно-медноколчеданная (Тандзут, Черно-Желтореченская), золото-сульфидная (Казачий бугор, Арманис)
	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Медно-гематитовая (Якшатава-балка), скарново-железородная (Раздан, Ахавнадзор)
Трахиандезитовая	Щелочно-сиенитовая (субформация)	Редкоземельно-фтор-карбонатная нефелин-сиенитовая и др.
Андезитовая		Алунитовая
	Габбро-монзонит-сиенитовая	Гистеромагматическая титано-магнетитовая (Сваранц, Клакар), апатит-магнетитовая (Пальчихлу), гидротермальная медномolibденовая (Агарак, Айгедзор) полиметаллическая (Газма), золото-сульфидная (Личквас), турмалиновая (Банк), скариново-мolibденовая
Трахилипаритовая		Квари-мolibденовая, мышьяковая
	Гранитовая	Гидротермальная медно-мolibденовая (Каджарац, Дастакерт, Джиндара), полиметаллическая (Атказ), золото-теллуровая (Зод, Анкаван) и др.
Андезито-дацитовая	Габбро-эссекситовая	Гидротермальная, реальгар, антимонитовая (Амасия), ртутная (Сараландж)
Трахиандезитовая		

ратурные кварц-гематитовые (Бовери-гаш, Мисхана) и кварц-молибденитовые (Техут) рудопоявления.

С базит-гипербазитовой формацией пород связаны концентрации хромита, магнезита и асбеста. Изучение составов хромитов показывает, что магнохромиты концентрируются в нижних частях, а бедные С и богатые А руды (алюмохромиты и хромпикотиты) — в верхних частях массивов, что указывает на наличие в последних внутренней дифференциации.

Металлогеническое значение верхнемелового вулканизма сравнительно невелико. С верхнесантонским вулканизмом Прикуринской зоны связаны бентонитовые глины, агат и марганцеворудные тела. Этот комплекс полезных ископаемых образовался на локальном участке в результате проявления своеобразных низкотемпературных поствулканических процессов.

В вулканических и вулканогенно-обломочных образованиях нижне-го-среднего эоцена в пространственной связи с субвулканической липаритовой субформацией находятся серноколчеданные (Тандзут, Черная речка) и медноколчеданные (Желтая речка, Амулсар (?) и др.) месторождения.

Металлогеническая роль предверхнеэоценового интрузивного комплекса небольшая. Известны месторождения скварново-железорудные (Раздан), медно-гематитовые (Яшатовая балка) и полиметаллические, однако масштабы их невелики, за исключением Раздана.

Верхнеэоценовая габбро-монзонит-сиенитовая формация характеризуется значительной металлогенической продуктивностью: с отдельными фазами верхнеэоценового комплекса связаны медно-молибденовые (Агарак, Айгедзор), полиметаллические (Газма), железорудные — контактово-метасоматические (Нювади) и гистеромагматические (Сваранц, Калакар), золоторудные (Личкваз) и редкометалльные месторождения.

Неогеновый металлогенический цикл, связанный с нижнемиоценовыми субвулканическими гранитоидами, представлен гидротермальными золоторудными (Зод, Анкаван), медно-молибденовыми (Каджаран, Джиндара, Дастакерт, Прошиберд), полиметаллическими (Азатек, Аткиз) и др.

И, наконец, с андезито-дацитовой экструзивной формацией, по всей вероятности, связаны реальгар-антимонитовые и ртутные проявления (Софлу, Сараландж, Амасия и др.).

Проведенный анализ рудоносности магматических формаций Армянской ССР поможет разработке вопросов генетической связи оруденения с конкретными интрузивными комплексами отдельных структурно-металлогенических зон и оценке перспектив различных типов оруденения при поисковых работах.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Азизбеков Ш. А., Мадатов Э. Х. Петрохимическая характеристика плагиогранитовых интрузий северо-восточной части Малого Кавказа. Тр. Азерб. индустр. ин-та им. М. Азизбекова, вып. ХУІІІ, 1957.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. "Айпетрат", 1958.
- Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Исаакян С. А., Малхасян Э. Г. Мио-плиоценовые экстрезии Армянской ССР. Сб. трудов посвящ. акад. А. И. Джанелидзе. Изд. АН Груз. ССР, 1959.
- Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. III, 8, 1950.
- Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
- Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. Вопросы вулканизма. Труды I Всесоюз. вулкано-совещ. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В сб. "Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения". Изд. "Наука", 1966.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А. Итоги абсолютного датирования ряда рудных формаций Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5 1968.
- Баласанян С. И. К проблеме отношения вулканизма и плутонизма (на примере Армении). ДАН Арм. ССР, т. IУ, № 6, 1967.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1968.
- Григорян Г. О. О генетической взаимосвязи кварцевых плагиопорфиров и плагиогранитов в Шамшадине. "Уч. записки Ер. Гос. ун-та", сер. геол.-геогр. наук, т. 99, 1965.
- Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. ХУІІІ, № 3, 4, 5, 1965.
- Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР), Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. ХХ, № 4, 1967.
- Казарян Г. А. К вопросу о происхождении плагиогранитов. В сб. "Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР", Изд. АН Арм. ССР, 1966.

- Казарян Г. А., Куюмджян А. Г., Чибухчян З. О. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
- Котляр В. Н. Памбак, Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Малхасян Э. Г. Обэкструзивных образованиях Даралагеца. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, т. IX, № 6, 1956.
- Малхасян Э. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Автореферат докторск. диссерт., Баку, 1970.
- Меликсетян Б. М., Геворкян Р. Г. К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбака. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 3, 1963.
- Мелконян Р. Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондземитов (на примере Алавердского района). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVIII, № 6, 1965.
- Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии. XXII сессия межд. геол. конгр., докл. сов. геол., проблема 11, Изд. "Недра", 1964.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Чибухчян З. О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1966.

Г. А. Казарян, А. Г. Куюмджян, Г. А. Саркисян

О "ДОБАТОЛИТОВЫХ" СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЯХ
ГАББРО-ДИОРИТ-ГРАНИТНОЙ СЕРИИ ВАЙКА И СОПРЕ-
ДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

В в е д е н и е

Вайк (Даралагяз) является южной частью Центральной Армении и в Геологическом отношении имеет очень сложную и интересную историю развития. Широко распространенные здесь палеогеновые образования развиты на палеозойском (частично верхнемезозойском) жестком фундаменте и в этом отношении основные элементы их структуры являются отражением тектонических подвижек палеозойского (и допалеозойского?) субстрата. В свете новых данных (геофизических, геолого-структурных, расшифровки аэрофотоснимков и др.) Айюцзорская структура представляет собой грабен-синклиний, ограниченный с юга и севера горст-антиклинориями (Вайкский, Варденисский, Гегамский хребты). Сопоставление мощностей палеогеновых осадков центральных и краевых зон грабен-синклиория показывает, что формирование этой геоструктуры имеет конседиментационный характер. Детальные литолого-петрографические исследования авторов за последние годы позволили провести коренной пересмотр представлений о "вулканогенно-осадочных" образованиях Вайка. В действительности центральная и западная части Вайкской структуры выполнены чисто осадочными образованиями среднего и верхнего эоцена, в составе которых по мере передвижения на восток, прогрессивно увеличивается количество вулканомиктовых пород, переходящих в районе горного массива Амулсар в собственно вулканы. В этой части вырисовывается палеогеновый вулканический пояс северо-западного простирания, территориально совпадающий с выделенным А. А. Габриеляном (1959) Анкаван-Зангезурским глубинным разломом.

Создавшееся ложное представление о вулканогенно-осадочном характере палеогена Вайка обусловлено локальным, но довольно интенсивным развитием в них пластовых интрузивных залежей пород габбро-диорит-гранитной серии, принятыми некоторыми исследователями за "межформационные порфириды". Выяснению природы этих образований посвящена настоящая статья.

Геология субвулканических интрузивов

Субвулканические интрузии габбро-диорит-гранитной серии в рассматриваемом регионе развиты в районе верховьев р. Арпа и Алаяз, на Восточно-Севанском и Варденисском хребтах. На этой обширной территории они образуют морфологически различные тела: штоки, дайки и силлы, форма которых тесным образом обусловлена литологическим характером вмещающих пород.

В области развития вулканитов палеогенового вулканического пояса (Варденинский, Восточно-Севанский хребты) субвулканические интрузии образуют дайки и штоки, пересекающие породы: верхнего мела, среднего и нижнего палеогена. В плане форма штоковых тел неправильная с частыми ответвлениями, а их контакты с вмещающими породами обычно вертикальные. Но наряду с этим, там же, внутри нижнеэоценовых осадочных пород встречено силообразное тело. Здесь наиболее крупное субвулканическое штоковое тело в плане занимает площадь более 1,5 кв. км.

В западном направлении, по мере увеличения участия в геологическом разрезе осадочных образований, преобладающее значение получают силловые формы субвулканических интрузий. Широкое развитие подобных тел наблюдается в районе слияния р. Алаяз и Сулема, восточнее Газминского месторождения (Малхасян, 1958), в районе Азатекского рудного поля и др. В этих местах они образуют многоэтажные силловые залежи, а наиболее классические примеры наблюдаются на левобережье р. Арпа и на склонах г. Гядук. Здесь, на четырехсотметровом вертикальном интервале насчитывается 7 пластовых залежей (каждая по 6–8 м мощности), отделенных вмещающими породами на расстоянии 40–60 м. Они с последними залегают согласно: азимут падения $285-295^{\circ}$, углы падения $15-20^{\circ}$. Как здесь, так и на других обнажениях, нередко самые высокие отметки рельефа сложены изолированными островками пластовых залежей, кровля которых в настоящее время размыта и они оставляют впечатление эффузивных потоков. Подобные останцы нередко занимают значительные площади, иногда превышающие 1 кв. км (р-н с. Салли).

Однако, детальными наблюдениями почти всегда удается обнаружить их дайкообразные магмоподводящие каналы – “ножки”. Ножки силлов образуют две взаимоперпендикулярные, близмеридиональные и близширотные, серии дайкообразных тел, прослеживающиеся по простиранию на сотни метров при мощности в 4–5 м и редко более. Ряд таких тел установлен вдоль дороги Азизбеков–Джермук в экзоконтактовой зоне Каялинского гранитоидного массива.

Интрузивная природа субвулканических силлов устанавливается по наличию на их контакте роговиков, развитых по песчаникам и аргиллитам, местами некоторым их несогласным залеганием с вмещающими слоистыми породами, а также отсутствием шлаковых образований, характерных для лавовых потоков.

Возраст субвулканических интрузивов определяется как средний эоцен на основании следующих фактов:

1) они встречаются исключительно в полях развития пород, верх-

ний возраст которых древнее верхнего эоцена;

2) они пересечены и метаморфизованы верхнеэоцен-олигоценовыми гранитоидными интрузивами района (Газма, Каялу);

3) по определениям абсолютного возраста методом дисперсии дву-преломления они являются среднеэоценовыми (возраст 47 млн. лет);

4) по минеральному составу субвулканические интрузивные породы совершенно идентичны среднеэоценовым пироксен-роговообманковым андезитам, широко развитым внутри палеогенового вулканического пояса.

Петрография субвулканических интрузивных пород

Состав пород рассматриваемой группы интрузивов очень пестрый и варьирует от габбро до гранодиоритов. Установлена довольно отчетливая территориальная дифференцированность: габбро и диориты, имеющие взаимные переходы, распространены в западной части рассматриваемого района, а диориты и гранодиориты, опять же со взаимными переходами - в восточной. Все разновидности пород отличаются порфировым строением и поэтому к их названию прибавлен термин "порфирит".

Габбро- и диорит-порфириты. Это мезократовые, местами меланократовые породы иногда с мегпорфировыми вкрапленниками амфибола размерами до 2x4 см. Обычными же являются сравнительно равномернозернистые разновидности, у которых величина вкрапленников амфибола и плагиоклаза не превышает 0,5x2,0 см. Под микроскопом породы имеют порфировое строение и сложены из роговой обманки, плагиоклаза и редко клинопироксена. Здесь приводится общее описание габбро и диоритов, т.к. при идентичности минерального состава они отличаются друг от друга лишь соотношениями меланократовых и лейкократовых минералов.

Плагиоклаз образует зональные вкрапленники размером до 3x5 мм, ядро которых представлено лабрадором (у габбро - № 63-65, у диоритов - № 57-58), края - андезитом (соответственно № 36-37 и № 30-32); мелкие зерна, слагающие основную массу пород, также имеют состав андезина.

Клинопироксен имеет ограниченное распространение и установлен в породах из районов устья р. Гергер, с. Шатин, местности Коярчен (южный контакт Каялинского гранитоидного массива). Он образует вкрапленники размером до 3-5 мм. Относительно мелкие зерна клинопироксена, по размерам превышающие кристаллы полевых шпатов основной массы, иногда образуют гломеропорфировые скопления. Кристаллы клинопироксена довольно часто сдвойникованы и в поперечном разрезе имеют характерную для авгита форму равностороннего восьмигранника. Клинопироксен этих пород бесцветный или слабо зеленовато-желтый со следующими константами: $s:N_g = 47^\circ$, $n_g - n_p = 0,025$. При изменении он замещается амфиболом, но более обычным является его переход в хлорит и несколько реже в эпидот. Видимо конечным продуктом изменения пироксена все-таки является карбонат, который перекрывает все ранее выделившиеся минералы. В последнем случае замечается также выделение вторичного сфена. Иногда

крупные зерна пироксена содержат включения кристаллов лабрадора (№ 57-58).

Роговая обманка для описанных пород является наиболее характерным темноцветным минералом и, как правило, образует вкрапленники размером превышающим иногда 2x4 см, в меньшей мере она мелкими зернами участвует в сложении основной массы. По минералогическим особенностям в этих породах встречаются несколько разновидностей амфиболов. Обычной является зеленовато-бурая разновидность роговой обманки, которая иногда имеет зональное строение с буровато-зелеными краями зерен. Плеохроизм бурой разности: по Mg - зеленовато-бурый, по Np - буро-желтый; $c:Mg = 23^\circ$, $ng-np = 0,022$. Краевые зоны этой разности характеризуются плеохроизмом по Mg - буровато-бутильно-зеленый, Np - слабо буровато-желтый, $c:Mg = 26^\circ$, $ng-np = 0,026$. В других случаях зональность зерен роговой обманки выражается в светло-бурой окраске центральных участков кристаллов и более темной на краях. Описанные разновидности амфиболов являются магматическими и, как правило, не несут признаков опацизации.

В рассмотренных породах довольно часто встречается и вторичный амфибол - актинолит, и в этом отношении замечается определенная закономерность - этот минерал присутствует только в пироксеносодержащих габбро и диорит-порфиритах. Притом, наряду с нацело уралитизированными зернами пироксена имеются кристаллы замещенные только хлоритом и карбонатом. Алопироксеновый характер амфибола устанавливается по реликтовым формам. В шлифах актинолит имеет зеленую окраску, плеохроичен: по Mg - слабо синевато-зеленый, по Np - желтовато-зеленый, $c:Mg = 9^\circ$, $ng-np = 0,028$.

Биотит развит неравномерно и встречается примерно в 15% всех рассмотренных шлифов. Устанавливается довольно четко выраженная ассоциация биотита с роговой обманкой, при наличии пироксена биотит исчезает. Биотит имеет бурую окраску и только в единичных случаях наблюдается несколько красноватый оттенок. Плеохроизм сильный, $Mg = Np$ - коричневый, Np - светложелтый, $ng-np = 0,033$. Для биотита тоже нужно отметить отсутствие признаков опацизации. Обычно биотит изменен в различной степени, в результате чего между его чешуйками развиты эпидот, пренит и сфен.

Вторичные минералы представлены: хлоритом, развивающимся по роговой обманке и в меньшей степени по пироксену и биотиту, серицитом, замещающим плагиоклаз (сравнительно слабо). Плагиоклаз замещался вторичным альбитом, развивающимся по трещинам спайности, в связи с чем подобные зерна под микроскопом оставляют впечатление сетки. Довольно часты в этих породах пренит и эпидот.

Акцессорные минералы представлены апатитом, реже цирконом, наблюдается довольно высокое содержание магнетита.

Структура габбро- и диорит-порфиринов порфировая, где вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой, клинопироксеном, реже биотитом. Основная масса пород, имеющая призматически зернистую структуру, главным образом полевошпатовая, к которой в пироксеносодержащих разностях присоединяются мелкие зерна клинопироксена, а

в амфиболовых – роговая обманка. В последней разности иногда присутствуют также и мелкие зерна пироксена. Биотит, как правило, в составе основной массы не участвует.

По структурным особенностям и взаимоотношениям породообразующих минералов, устанавливается следующая схема последовательности выделения минералов: плагиоклаз (ядро зональных зерен) – клинопироксен – роговая обманка – биотит – плагиоклаз (основной массы и краевой зоны зональных вкрапленников).

Кварцевые диорит- и гранодиорит-порфиры. Это серовато-зеленые породы с порфировым строением. В качестве вкрапленников присутствуют плагиоклаз, роговая обманка, а в кварцевых диоритах также кварц и биотит.

Плагиоклаз встречается в виде зональных вкрапленников размером 1,5x2 мм, иногда корродированных с краев основной массой, и мелкими призматическими зернами величиной до 0,5 мм. Центральные зоны зональных зерен представлены лабрадором (№ 55–57), а края – олигоклазом (№ 27–29), в гранодиорит-порфирах, соответственно, – андезином (№ 43–45) и олигоклазом (№ 23–25). Состав мелких зерен плагиоклаза, слагающих основную массу пород, соответствует краевой зоне зональных вкрапленников (олигоклаз, № 23–29).

Кварц имеет неравномерное распространение – в кварцевых диоритах и гранодиоритах он присутствует в различных пропорциях. Его количество в определенной мере обусловлено и фацией пород; в породах эндоконтактовой фации кварца мало и его содержание заметно увеличивается в породах центральных зон. Кварц большей частью слагает основную массу и в меньшей мере встречается в виде изометричных и обычно корродированных основной массой вкрапленников диаметром в 2–3 мм и реже больше.

Роговая обманка, характерная для пород всей этой группы, встречается в основном крупными зернами – вкрапленниками размером до 0,5x3 мм, и редко мелкими зернами участвует в сложении основной массы. Плеохроизм интенсивный, по Mg – грязно-зеленый, по Am – буровато-зеленый, по Mp – буровато-желтый, с: $Mg = 18^\circ$, $ng - np = 0,023$, $-2\gamma = 38^\circ$. Наблюдаются некоторые признаки опацизации, выраженной в наличии буровато-зеленой каймы и состоящей из хлоритовой массы с мелкими зернышками рудного минерала. Интенсивность этого явления увеличивается от центра субвулканических интрузивов к контактам. Интересно, что в биотитсодержащих разностях пород этой группы признаки опацизации выражены весьма слабо.

Биотит в породах рассмотренной группы распространен неравномерно и образует исключительно вкрапленники размером 0,5x1 мм. Имеет бурокоричневую окраску и сильный плеохроизм: по $Mg = Nm$ – темно-коричневый, Mp – светло-коричневый; $ng - np = 0,034$.

Калиевый полевой шпат чрезвычайно мелкими и неправильными зернами участвует в сложении основной массы и его присутствие устанавливается методом окрашивания.

Из акцессорных минералов в большом количестве присутствуют апатит в тесной ассоциации с роговой обманкой, Сфен, явно имею-

Химические составы субвулканических пород Вайка и сопредельных районов и их
числовые характеристики

Таблица 1

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
321	49.41	0.96	17.12	4.13	4.60	0.14	6.24	9.17	2.80	1.30	0.24	3.85	100.06
185	49.48	0.84	17.75	4.81	4.75	0.12	3.85	8.61	3.50	1.20	0.25	4.93	100.09
335	51.00	0.84	17.92	4.64	5.47	0.12	3.93	8.26	2.80	1.70	0.07	2.88	99.63
317	53.73	0.60	17.95	4.01	4.60	0.12	3.10	7.03	3.60	1.85	0.10	3.33	100.12
330	53.86	0.84	18.01	3.29	4.60	0.18	4.18	8.12	3.25	2.00	0.27	2.23	100.81
274	55.91	0.60	17.49	3.18	4.32	0.16	3.01	7.70	3.20	1.90	0.12	2.31	99.90
958 ^a	56.40	0.90	17.71	3.01	3.74	0.11	2.60	7.16	3.80	2.10	0.25	1.92	100.70
373	61.06	0.58	13.43	4.49	2.35	0.17	2.99	6.50	3.50	2.50	0.87	2.18	100.63
1354 ^б	61.18	0.25	18.32	3.16	2.02	0.13	3.34	5.51	3.35	2.25	0.49	1.50	100.50
683	65.09	0.26	16.46	2.69	1.84	0.06	1.48	3.99	4.00	3.00	0.40	0.92	99.41

№ проб	a	c	b	s	ρ'	m^1	c^1	a^1	n	t	φ	a/c	Q
321	8.6	7.8	23.4	60.2	36.0	47.4	16.6		76.3	1.6	1.6	1.1	-4.6
185	10.2	7.9	20.0	61.9	47.3	35.3	17.4	-	81.2	1.2	22.3	1.3	24.5
335	9.3	8.3	19.4	63.0	50.9	36.4	12.7	-	71.4	1.2	21.7	1.1	-0.9
317	11.3	7.1	16.5	65.1	50.2	33.6	16.2	-	70.9	0.88	21.9	1.6	0.5
330	10.4	7.3	18.0	64.3	42.4	41.3	16.3	-	71.7	1.1	16.7	1.4	0.5
274	10.1	7.0	15.8	67.1	47.7	34.9	17.4	-	72.2	0.8	18.9	1.4	7.0
958 ^a	12.0	6.7	12.0	69.3	37.8	39.6	22.6	-	73.4	1.1	23.2	1.8	7.9
373	11.3	3.2	15.9	69.6	39.6	31.5	28.9	-	67.4	0.8	23.8	3.5	13.4
1354 ^b	10.8	6.8	11.2	71.2	44.0	52.3	-	3.7	69.2	0.4	25.2	1.6	14.0
683	13.4	4.5	7.1	75.0	58.8	35.3	5.9	-	67.0	0.4	33.3	3.0	18.7

Название пород: № 321 - габбро-порфирит, № 185, 330, 335 - кварцевый диорит-порфирит, № 274, 317, 373, 958^a - диорит-порфирит, № 1354^b - кварцевый диорит-порфирит, № 683 - гранодиорит-порфир.

Анализы № 321, 185, 335, 317, 330, 274 взяты в пределах Азатекского рудного поля (автор Г.А. Саркисян), № 958^a в р-не с. Салли, № 683 и 1354^b в верховье р. Мазра (автор Г.А. Казарян), № 373 в р-не Соганлу (автор А.Г. Куюмджяна). Анализы пород произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР.

щий вторичное происхождение, приурочен к псевдоморфозам биотита, выполненных хлоритом и магнетитом.

Вторичные минералы имеют слабое развитие и из них можно отметить кальцит, серицит и цеолиты; последние широко развиты в эндо-контактной зоне субвулканов района Соганлу (южный склон Варденисского хребта). В меньшей мере встречаются эпидот и хлорит.

Структура пород резко порфировая с вкрапленниками плагиоклаза, роговой обманки, биотита и реже кварца. Основная масса фельзитовая и только при больших увеличениях, под микроскопом, с трудом устанавливается ее гранитный характер.

Особый интерес представляют изменения описанных пород под воздействием гранитоидных интрузивов (Каялу, Газма и др.). В этих случаях устанавливается четко выраженная зональность минеральных фаций контактовых метасоматитов.

В породах самой крайней зоны метасоматитов наблюдается выделение вторичного амфибола — актинолита, по бурой роговой обманке. Здесь, а также в последующих зонах (стадиях?) пироксен является наиболее устойчивым минералом.

В породах следующей зоны (на расстоянии нескольких десятков метров от контакта) наиболее интенсивному изменению подвергалась основная масса пород описанной серии — она перекристаллизовывалась и биотитизировалась с образованием роговиковой структуры.

На непосредственном контакте с гранитоидами наблюдается интенсивное развитие мелких зерен пироксена в основной массе метасоматитов, за которым последовало формирование мелких чешуек биотита как по полевошпатовой части минералов, так и по амфиболу. В последнем случае вкрапленники роговой обманки окружены сплошной каймой из мелких чешуек биотита.

Присутствующие в породах этой фации пироксеновые вкрапленники исходных габбро и диоритов слабо амфиболизированы и имеют ситовидный облик.

Результаты химических анализов, приведенных в табл. 1 и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, показывают принадлежность пород описанных групп к габбро-диорит-гранитной серии.

Геолого-структурные исследования авторов позволили выяснить значение рассмотренных субвулканических тел в локализации рудной минерализации района. Общеизвестно, что свинцово-сурьмяное оруденение Азатека формировалось после внедрения полифациального Каялинского гранитоидного массива и в основном локализовано в его экзоконтактной зоне — в гидротермально измененных вулканомиктовых, осадочных породах среднего эоцена. Наблюдения показывают, что на правобережном участке Азатекского рудного поля рудомещающие гидротермально измененные зоны в значительной мере сконцентрированы в структурах СВ простираения, которые экранируются пологопадающими силлами диорит-порфиритов. Эти структуры, представленные зонами аргиллизации пород, прослеживаются и на левобережном участке рудного поля. Однако, здесь в настоящее время разведется та часть участка, где силлы почти отсутствуют. Авторы

находят, что разведочные работы следует проводить и в районе силлов, экранирующая роль которых создает благоприятные условия для рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

Малхасян Э. Г. Петрография интрузивных пород Даралагяза. Изд. АН Арм. ССР, 1958.

А. И. Карапетян

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РАЗДАН-АНКАВАНСКОЙ ЗОНЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ЕЕ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Раздан-Анкаванская зона относится к числу наиболее интересных в отношении эндогенного оруденения участков территории Малого Кавказа. К этой зоне, протяженностью 35–40 км приурочены большинство промышленных месторождений Памбак-Цакуняцкой области, представленных Анкаванским медно-молибденовым, Меградзорским золоторудным и Разданским железорудным месторождениями. Кроме них, здесь установлен ряд самых различных по составу проявлений эндогенных руд, которые объединяются в пять рудных полей, расположенных вдоль Мармарикского разлома близширотного простирания, сочленяющего Арзакан-Апаранский антиклинорий и Памбакский синклинорий. Разлом этот надвигового характера, по нему приведены в соприкосновение метаморфические породы эопалеозойского возраста с магматическими породами эоцена. Раздан-Анкаванская зона является местом внедрения разновозрастных и различных по составу интрузивных пород, которые расположены на одном направлении, согласно с общим простиранием Мармарикского разлома.

Развитые вдоль Раздан-Анкаванской зоны месторождения и проявления характеризуются многими сходными и отличительными чертами минералого-геохимического состава и условий образования, что позволяет их группировать в семи рудных формациях (табл. 1). Рассматриваемые ниже рудные формации объединяют месторождения и рудопроявления одного и того же генезиса, характеризующиеся сходным вещественным составом слагающих их главнейших парагенетических ассоциаций минералов.

Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая формация)

По широте своего проявления и интенсивности развития скарновая железорудная формация превалирует над всеми другими рудными формациями Раздан-Анкаванской зоны. Представлена она Разданским, Ахавнадзорским, Дамир-Магаринским и Уляшик-Сарыкаинским месторождениями и проявлениями в которых оруденение представлено крутопадающими пластообразными залежами, а также гнездообразными, жилообразными и неправильными по форме скоплениями гранат-магнетитовых руд, развитыми в приконтактной полосе (экзо- и эндокон-

такты) умеренно-кислых интрузий (кварцевые диориты, гранодиориты, монзониты, кварцевые монзониты и т.д.).

Главнейшие парагенетические ассоциации минералов слагают магнетит и гранат, подчиненное значение имеют гематит, мушкетовит, мартит, а также эпидот, актинолит, пироксены. Второстепенное значение имеют апатит-магнетитовая, пирит-халькопиритовая (иногда с молибденитом), полиметаллическая, а также золото-серебро-теллуровая парагенетическая ассоциации минералов. Приведенные в табл. 2 содержания элементов-примесей, входящих в состав руд и мономинеральных фракций главнейших парагенетических ассоциаций минералов железорудных формаций Раздан-Анкаванской зоны, показывают, что руды скарновой формации характеризуются сравнительно повышенным содержанием ряда элементов группы железа и почти всего комплекса металлогенных элементов.

Возраст гранитоидов, к которым приурочиваются скарновые железные руды, разный. Наиболее молодые из них датируются как верхний эоцен-олигоценый. Представлены они монзонитами, монцодиоритами и их переходными разностями, развитыми в пределах Ахавнадзорского месторождения. Наиболее древними являются кварцевые диориты Дамир-Магаринского проявления. Возраст их по данным геологических и радиологических исследований определяется как дотуронский (неоком).

Существенно различны по возрасту и породы экзоконтакта скарновых железорудных месторождений. В пределах Дамир-Магаринского проявления они представлены мраморизованными известняками и метаморфическими сланцами докембрий - нижнепалеозойского возраста, в пределах Ахавнадзорского месторождения - мергелистыми известняками мелового (сенонского) возраста, а на Разданском месторождении - известковыми песчаниками сенонского и глинисто-кремнистыми сланцами нижнеэоценового возраста.

Различные месторождения скарновой железорудной формации отличаются друг от друга по ряду своих минералого-геохимических особенностей. Это в частности касается концентрации некоторых элементов-примесей, входящих в состав главнейших рудообразующих минералов (табл. 3), а также парагенетических ассоциаций, имеющих второстепенное значение. Так, например, апатит-магнетитовая ассоциация проявлена в пределах Ахавнадзорского месторождения, шеелитовая и медно-молибденовая в пределах Дамир-Магаринского (Анкаванского), а кобальтин-миллеритовая - Разданского месторождения.

Геохимические различия касаются также набора и степени концентрации ряда элементов. Скарновые железные руды Дамир-Магары характеризуются сравнительно повышенным содержанием W, V, Си, Мо, Ва, Ge; Ахавнадзорского месторождения - Zn, Mn, P, TR; Разданского - Ti, Co, Ag. (табл. 3). Конечно, не все количество отмеченных элементов можно считать синхронным со скарновой минерализацией, но в пользу значительной первичной обогащенности скарнов отмеченными элементами свидетельствует постоянная повышенность содержаний этих элементов в скарнах соответствующих месторождений независимо от наличия наложенной минерализации. Детальные минера-

лого-геохимические исследования показывают, что многие из этих элементов в процессе дальнейшей эволюции рудообразовательного процесса выпадают в виде самостоятельных парагенетических ассоциаций минералов, т. е. главнейшие парагенетические ассоциации минералов скарновых железорудных месторождений в своих примесях очень часто несут признаки позже выпадающих парагенетических ассоциаций. Более того, в них нередко проявлены признаки таких парагенетических ассоциаций, которые в пределах данного рудного поля образуют самостоятельные проявления или месторождения. В качестве примера можно отметить обогащенность Ахавнадзорских магнетитов цинком с одной стороны и полиметаллическое проявление в пределах одноименного рудного поля, или обогащенность Дамир-Магаринских магнетитов Cu , Mo , Ge и Анкаванское Si-Mo месторождение с обогащенными Ge , Si-As рудами и т. д.

Гидротермальная железорудная (кварц-гематитовая) формация

Гидротермальная железорудная формация в пределах Раздан-Анкаванской зоны имеет небольшое развитие. Представлена небольшими проявлениями (Ахундов и др.), развитыми среди гидротермально-измененных гранитоидных интрузий. Оруденение представлено брекчевидными и невыдержанными разноориентированными маломощными жилами, сопровождающимися окварцеванием, каолинизацией, серицитизацией вмещающих пород.

Главнейшим рудным минералом является гематит. Незначительное развитие имеют магнетит, пирит, халькопирит и другие сульфиды. По сравнению с рудами скарновой железорудной формации характеризуются низким содержанием (или отсутствием) большинства элементов-примесей, входящих в состав минералов главнейшей парагенетической ассоциации (табл. 2).

Формация железистых кварцитов (метаморфогенная железорудная)

Формация железистых кварцитов в пределах Раздан-Анкаванской зоны представлена небольшими рудопоявлениями, развитыми среди метаморфического комплекса докембрий-нижнепалеозойского возраста. Наиболее значительными из них являются Меградзорское, Мармарикское и Макраванское проявления, происхождение которых различными исследователями представляется по-разному. И. Г. Магакьян (1954), Э. А. Хачатурян (1953) и др. эти проявления считали гидротермального генезиса, Э. Х. Гульян и Г. А. Дадаян (1963) условно их относили к метаморфическому типу. С. Г. Арутюнян, М. Х. Атабекян и А. Г. Петросян (1965) развивая эту точку зрения, пришли к заключению об осадочно-метаморфизованном генезисе рассматриваемых проявлений. Г. Б. Межлумян (1967) учитывая пространственную приуроченность железистых кварцитов к метаморфическим сланцам, структурно-текстурные особенности руд (а именно иногда наблюдаемые постепенные переходы между

Таблица 1

Эндеогенные рудные формации Раздан-Анкаванской зоны

Рудные формации	Главнейшие рудные элементы и их парагенетические ассоциации	Парагенетические ассоциации элементов, имеющие второстепен. значен.	Главнейшие парагенетические ассоциации минералов	Минералы и их ассоциации, имеющие второстепенное значение	Форма рудных тел и характер оруденения	Генетический тип	Генетическая связь	Месторождения и рудообразования
Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая)	Fe Ca-Al-Fe-Si-O Fe-O	Fe-S Cu-Fe-S(Bi, Ni, Co) Mo-S(Re, Se) Pb-Zn-As-S(Au, Ag, Te) P-O (TR)	Гранат-магнетитовая, магнетитовая	Пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, молибденит, апатит, теллуриды, арсениды Ni и Co	Залежи, пластообразные и неправильные по форме тела	Контактово-метасоматический	Кварцевые диориты, сиениты, кварцевые сиениты	Раздан (Судагян), Ахавнадзор, Дамир-Магара, (Анкаван), Уляшик-Сарыкая.
Гидротермальная железорудная (кварц-гематитовая)	Fe Fe-O	Fe-Cu-S Fe-S	Гематит	Магнетит, пирит, халькопирит	Жилы, прожилки	Гидротермальный	Граносиениты	Ахундов и др.
Метаморфогенная железорудная (железистые кварциты)	Fe Fe-Si-O	Fe-S Cu-As-S(Ru, Ag, Te, Bi) Pb-Zn-Cu-S (Au, Ag, Te)	Кварц-магнетитовая	Рутил, пирротин, пирит	Линзообразные тела	Метаморфогенно-гидротермальный (ультраметаморфический)	В результате метаморфизма вулканогенных пород основного состава.	Меградзор, Мармарик и др.
Медно-молибденовая	Cu-Mo Cu-Fe-S(Se, Te, Bi) Mo-S(Re, Se) Cu-Mo-S(Re, Se, Te, Bi)	Fe-S Cu-As(Ge, Te, Au, Ag) Fe-Cu-Pb-Zn (Ag, Au, Te)	Кварц-халькопиритовая, кварц-молибденитовая	Кварц-пиритовая, Энаргит-теннантит-халькопирит-теллуридовая, галенит-сфалерит-халькопиритовая	Штокверки, прожилково-вкрапленные зоны, линзы, гнезда.	Гидротермальный	Порфиридные граниты	Анкаван
Золото-теллуровая (золото-теллур-полиметаллическая)	Au-Ag-Te Cu-Pb-Zn-S(Au, Ag, Te, Se, Bi) Au-Ag-Te(Se)	Fe-S	Галенит-сфалерит-пирит-халькопиритовая, золото-теллуровая	Кварц-пиритовая, кварц-пирит-халькопиритовая, Энаргит-теннантит-борнитовая	Жилы, прожилки	Гидротермальный	Монзониты, граниты, граносиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры	Меградзор, Сарнахпюр, Эмир-юрт.
Золото-сульфидная (золото-полиметаллическая)	Au, Ag Pb-Zn-Cu-S(Ag, Au, Cd, Se, Te, Bi)	Fe-S(As) Cu-Pb-Zn-S (Au, Ag, Hg)	Галенит-сфалерит-халькопиритовая	Кварц-пиритовая	Жилы, прожилки, гнездообразные тела	Гидротермальный	Кварцевые диориты, гранодиориты и др.	Зар, Кабахлу, Новый

рудами и вмещающими породами) и широкое развитие кварц-магнетитовых жил альпийского типа среди метаморфических сланцев, пришел к заключению о метаморфогенном происхождении этих проявлений. Для определения генетической группы рассматриваемых руд, кроме приведенных фактов, важное значение имеет отмеченный еще И. Г. Магакьяном и Э. А. Хачатуряном факт пространственной приуроченности железистых кварцитов к гранитоидным породам (лейкократовые микролиновые плагииграниты, мигматит-граниты и др. переходные разновидности), происхождение которых в последнее время многими исследователями связывается с региональным метаморфизмом, приводившим к частичному палингенезу и реоморфизму расплавленных масс.

Таким образом, наблюдается определенная связь между продуктами ультраметаморфизма и железистых кварцитов, что дает основание образование последних считать результатом ультраметаморфизма, т. е. ультраметаморфическими (метаморфогенно-гидротермальными по Я. Н. Белевцеву) образованиями.

Рудные тела представлены жиллообразными, линзообразными, гнездообразными и неправильными по форме скоплениями очень плотных кварц-магнетитовых руд. В минеральном составе руд в незначительном количестве присутствуют также сульфиды железа (пирит, пирротин), рутил и ряд перудных минералов.

Рудные формации железистых кварцитов характеризуются очень низким содержанием большинства элементов-примеси, установленных в рудах и мономинеральных фракциях скарновой железорудной формации (табл. 2). В этом отношении они близки к рудам гидротермальной железорудной формации, но в отличие от последних, характеризуются значительно большей концентрацией Ti и Mn . В целом по концентрации элементов-примесей метаморфогенные железные руды занимают промежуточное место между скарновыми и гидротермальными железорудными формациями.

Медно-молибденовая формация

Представлена Анкаванским месторождением прожилково-вкрапленных (штокверковых) руд, развитых в дотуронских кварцевых диоритах, порфировидных гранитах и дайках гранодиорит- и граносиенит-порфиров, возраст которых радиологическими исследованиями определяется как олигоцен (32 ± 2 млн. лет).

Главнейшими являются кварц-молибденитовая и кварц-халькопирит-молибденитовая ассоциации. Второстепенное значение имеют кварц-пиритовая, энаргит-теннантит-халькопиритовая, галенит-сфалеритовая, золото-теллуридовая парагенетические ассоциации минералов. В целом руды медно-молибденовой формации характеризуются многокомпонентностью и значительной дифференцированностью. Последнее обуславливает большее разнообразие не только парагенетических ассоциаций минералов, но и связанных с ними элементов-примесей. Наиболее характерной примесью руд медно-молибденовой формации являются Re , Se , Te , Bi . Значительные концентрации образуют также Au , Ag , Ge , Tl .

Золото-теллуровая (золото-теллур-полиметаллическая) формация

По широте своего проявления в пределах Раздан-Анкаванской зоны золото-теллуровая формация уступает только скарновой железорудной формации. Она представлена Меградзорским месторождением и проявлениями, развитыми в пределах Анкаванского рудного поля (Эмир-юрт, Сарнахпур и др.). Оруденение проявляет определенную пространственную (возможно также парагенетическую или геолого-структурную по Ф. К. Шипулину, 1963) связь с верхнеэоцен-миоценовыми гранитоидами монзонит-граносиенитового ряда.

Рудные тела представлены главным образом жилами и рудными зонами, обычно сложенными продуктами различных стадий минерализации. Различий вещественного состава продуктов различных стадий минерализации, слагающих руды золото-теллуровой формации, по сравнению с медно-молибденовой формацией, значительно меньше, что обусловлено сравнительно меньшей дифференцированностью рудоносных растворов золото-теллуровой формации. Большинство парагенетических ассоциаций минералов, слагающих руды рассматриваемой формации золотоносны. Наиболее значительные концентрации золота связаны с галенит-сфалеритовой и золото-теллуровой ассоциациями минералов.

Золото-полиметаллическая формация

Представлена небольшими проявлениями, развитыми в пределах правобережной части Меградзорского рудного поля (Арчасар, Новый, Зар). Оруденение представлено кварц-сульфидными жилами, развитыми среди дотуронских кварцевых диоритов, с которыми они условно связываются. Рудообразовательный процесс также многостадийный, но в отличие от золото-теллуровой формации здесь выделяются только кварц-пиритовая и полиметаллическая стадии. Наиболее ценная (полиметаллическая) стадия сложена галенит-сфалеритовой ассоциацией минералов с которыми и связаны более или менее значительные концентрации золота. По сравнению с золото-теллуровой формацией, рассматриваемая формация характеризуется значительно низким содержанием золота, при близком содержании серебра, т. е. сравниваемые рудные формации существенно отличаются друг от друга золото-серебряным отношением. Кроме того руды золото-полиметаллической формации характеризуются более низким содержанием ряда элементов примесей (Se, Te, V и др.).

О возрасте и генетической связи оруденения Раздан-Анкаванской зоны

Эндогенное рудообразование Раздан-Анкаванской зоны является одним из наиболее продуктивных и вместе с тем наиболее сложных среди других металлогенических зон Памбако-Цахкуняцкой области. Для этой зоны предложены металлогенические схемы, находящиеся в полном противоречии друг с другом. Вместе с тем, несмотря на существенные разногласия относительно возраста оруденения, исследователи Раздан-Ан-

каванской зоны едины в вопросах генетической связи оруденения. Все они, основываясь на пространственной приуроченности, структурных взаимоотношений и других фактах оруденения связывают с гранитоидными интрузиями Мармарикской группы, и в зависимости от того к какой точке зрения о возрасте этих интрузий придерживаются они, возраст оруденения трактуется по разному. Часть исследователей, рассматривая гранитоидные интрузии Мармарикской зоны верхнеэоценовыми считала, что в пределах Памбакского рудного района проявлена металлогения верхнеэоценового магматизма. Другие, на основании аналогии гранитоидных интрузий отмеченной группы с таковыми Мегрийского плутона, оруденение относили к миоценовому возрасту.

В дальнейшем, после того как стало известно, что гранитоидные интрузии Мармарикской группы слагают разновозрастные породы, начиная от дотуронского (кварцевые диориты и гранодиориты) до верхний эоцен-олигоценного и возможно, миоценового возрастов (монциты, монцодиориты, сиениты, граносиениты, кварцевые сиениты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры и т. д.), возник вопрос с каким из перечисленных пород связано оруденение? Кроме того, возникает вопрос о характере связи оруденения с теми или иными интрузивными породами. Как известно большинство исследователей рудных месторождений пришло к заключению о разнообразной форме связи оруденения с интрузивными породами (А. Г. Бетехтин, 1955, В. И. Смирнов, 1967, Я. Н. Белевцев, 1968 и др.). В частности, имеются достаточные основания говорить о не менее трех типах генетической связи.

Первым из них является прямая генетическая связь оруденения с интрузивными породами. К числу главнейших признаков такой связи относятся факты, когда оруденение пространственно приурочено к интрузивам и тесно связано со скарнами, как контактово-метасоматическими образованиями, возникшими в результате взаимодействия магматических отщеплений с карбонатными породами (А. Г. Бетехтин, 1955). В соответствии с этим скарновые железорудные месторождения Раздан-Анкаванской зоны можно рассматривать в прямой генетической связи с теми интрузивными породами, к которым они пространственно тесно приурочены. Это дотуронские кварцевые диориты в пределах Анкаванского рудного поля и монциты, монцодиориты, гранодиориты верхний эоцен-олигоценного возраста в пределах Ахавнадзорского и Разданского рудных полей. Кроме гранат-магнетитовых руд отмеченными интрузивными породами связаны также наложенные на скарны слабая шеелитовая и сульфидная минерализации, представленные небольшими скоплениями сульфидов Si , Fe , Mo , Pb , Zn . С кварцевыми диоритами дотуронского возраста предположительно связываются также руды Гомеридзорского проявления. Такое предположение основано на фактах тесной пространственной связи оруденения с дотуронскими кварцевыми диоритами. Повсеместно оруденение развито в пределах самой интрузии и своими корнями уходит и совершенно теряется в гидротермально измененных кварцевых диоритах. Косвенным доказательством такой связи является обособленность этих руд в пределах южного крыла Мармарикской зоны разлома, где после внедрения кварцевых диоритов интрузивный магматизм не проявлен.

Второй тип связи оруденения с интрузивными породами это парагенетический или геолого-структурный (по Ф. К. Шипулину, 1963), когда оруденение связывается не с самой интрузией, обнажающейся на дневной поверхности, а рассматривается как результат гидротермальной деятельности глубоко залегающего магматического очага. Одним из наиболее характерных признаков месторождений с такой связью А. Г. Бетехтин (1955) считал наложение оруденения на породы дайковой серии, в том числе и наиболее поздние из них, представленные нередко лампрофирами.

В пределах Раздан-Анкаванской зоны с таким типом связи с интрузивными породами характеризуются медно-молибденовые руды Анкаванского, золото-теллурические руды Меградзорского и Анкаванского, а также полиметаллические руды Ахавнадзорского рудных полей. Парагенетически эти руды связываются с гранитоидными интрузиями, представленными небольшими телами порфировидных гранитов олигоценового возраста (Анкаван) и породами монзонит-граносиенитового ряда послевержнеэоценового, олигоценового или возможно миоценового возраста (Меградзор, Ахавнадзор). Прямая генетическая связь оруденения с этими породами исключается в связи с наличием значительного разрыва между временем их образования. Во всех отмеченных случаях оруденение имело место не только после образования интрузивных пород, но и внедрения всего дайкового комплекса. К моменту внедрения даек интрузивные породы были настолько охлаждены, что обусловили образование в них трещин разрыва, по которым развивались граносиенит-порфировые, гранодиорит-порфировые, лампрофировые и др. дайки. Во времени образования молибденовое оруденение является несколько более ранним, чем золото-теллурическое и молибдено-полиметаллическое. Парагенетическая связь Си-Мо оруденения с порфировидными гранитами олигоцена (32 ± 2 млн. лет) подтверждается не только охватом оруденения в "вилку" между порфировидными гранитами и гранодиорит-порфировыми дайками II генерации (Анкаванское рудное поле), но и отчетливой металлогенической специализацией порфировидных гранитов в отношении молибдена. Такая же специализация наблюдается в интрузивных породах Меградзорского и Ахавнадзорского рудных полей.

Процесс металлогенического развития Раздан-Анкаванской зоны завершается образованием формации золото-теллурических (Меградзор, Эмир-юрт, Сарнахпюр), редкометалльно-полиметаллических руд, которые охватывают наиболее молодые (олигоцен-миоценовые) интрузивные породы, представленные вытянутыми дайкообразными телами граносиенитов (сиенит-гранитов), кварцевых сиенитов, а также дайками граносиенит-порфиров и гранодиорит-порфиров II генерации, лампрофиров) и т. д. В парагенетической связи с дотуронскими кварцевыми диоритами мы склонны рассматривать также оруденение правобережных участков Меградзорского рудного поля (Зар, Кабахлу и др.). Основанием для этого являются, с одной стороны их тесная пространственная связь, с другой сходство вещественно состава руд этих участков с рудами расположен-

Таблица 2

Содержания (в г/т) элементов-примесей в рудах и мономинеральных фракциях магнетита из различных формаций железорудных месторождений Раздан-Анкаванской структурной зоны (по данным полуколичественных количественных спектральных анализов).

Формации и месторождения	Ti	V	Mn	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Ag	Ga	Me	Mo	W	Zr	У	La
Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая)	$\frac{985}{853}$	$\frac{99}{97}$	$\frac{1495}{5750}$	$\frac{8}{25}$	$\frac{203}{26,3}$	$\frac{16,3}{131,3}$	$\frac{3541}{4056}$	$\frac{10,0}{44,0}$	$\frac{328,3}{488,3}$	$\frac{2,7}{3,2}$	$\frac{10,7}{20,0}$	$\frac{73}{4,4}$	$\frac{247,7}{87,3}$	$\frac{26,6}{130}$	$\frac{14,3}{30,7}$	$\frac{4,0}{9}$	$\frac{\text{не обн.}}{30,0}$
Гидротермальная железорудная	$\frac{93}{280}$	$\frac{65}{120}$	$\frac{147}{281}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{4}{13}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{50}{40}$	$\frac{1,5}{20}$	$\frac{220}{40}$	$\frac{\text{не обн.}}{0,5}$	$\frac{5}{10}$	$\frac{1,8}{2}$	$\frac{\text{не обн.}}{1}$	$\frac{\text{не обн.}}{80}$	$\frac{10}{3}$	$\frac{\text{не обн.}}{10}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$
Метаморфогенная железорудная (железистые кварциты)	$\frac{550}{150}$	$\frac{\text{не обн.}}{20}$	$\frac{475}{65}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{3}{30}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{65}{500}$	$\frac{\text{не обн.}}{150}$	$\frac{15}{30}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{\text{не обн.}}{25}$	$\frac{0,8}{0,4}$	$\frac{\text{не обн.}}{1,5}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{30}{5}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$

Таблица 3

Содержания элементов-примесей в рудах и мономинеральных фракциях магнетита из различных месторождений скарновой железорудной формации Раздан-Анкаванской структурной зоны (по данным полуколичественных и количественных спектральных анализов).

Месторождения	Ti	V	Mn	Cr	Ni	Co	Cu	Pb	Zn	Ag	Ga	Mo	W	Zr	У	La	Ge
Раздан	$\frac{1825}{738}$	$\frac{\text{не обн.}}{50}$	$\frac{990}{4960}$	$\frac{1}{30}$	$\frac{17}{14}$	$\frac{25}{276}$	$\frac{200}{418}$	$\frac{8}{31}$	$\frac{10}{816}$	$\frac{3}{4,5}$	$\frac{1,5}{18}$	$\frac{7}{5,5}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{1,5}{15}$	$\frac{2,5}{15}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{5,3}{5,5}$
Ахавнадзор	$\frac{571}{1200}$	$\frac{65}{120}$	$\frac{3000}{10000}$	$\frac{11}{40}$	$\frac{9}{50}$	$\frac{\text{не обн.}}{3}$	$\frac{24}{300}$	$\frac{1,5}{25}$	$\frac{500}{200}$	$\frac{\text{не обн.}}{1}$	$\frac{3}{5}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{25}{20}$	$\frac{10}{12}$	$\frac{\text{не обн.}}{100}$	$\frac{0,87}{1,36}$
Дамир-Магара	$\frac{559}{652}$	$\frac{233}{120}$	$\frac{493}{2291}$	$\frac{13}{3}$	$\frac{35}{15}$	$\frac{24}{115}$	$\frac{10400}{11450}$	$\frac{21}{86}$	$\frac{395}{450}$	$\frac{5}{4}$	$\frac{28}{27}$	$\frac{733}{260}$	$\frac{50}{550}$	$\frac{3}{30}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{\text{не обн.}}{\text{не обн.}}$	$\frac{15,9}{6,5}$

Примечание: в числителе содержания элементов в магнетите, в знаменателе - в рудах.

Главные возрастные группы руд Раздан-Анкаванской зоны

В о з р а с т	Породы, с которыми связано (генетически или парагенетически) оруденение	Формация руд	Вмещающие породы	Масштаб и перспективы оруденения	Месторождения и проявления
Докембрий-нижний палеозой	Лейкократовые, тневые и мигматит-граниты	Метаморфогенная железорудная (железистые кварциты)	Метаморфические сланцы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций	Небольшие проявления перспективы значительные	Мармарик, Меградзор, Макрован и др.
Дотурон (неоком?)	Кварцевые диориты, гранодиориты	Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая) Золото-сульфидная (золото-полиметаллическая)	Кварцевые диориты и известковые породы докембрийского метаморфического комплекса. Кварцевые диориты, гранодиориты.	Небольшие рудопроявления Небольшие рудопроявления	Анкаван (Ближний и Дальний Дамир-Магара). Зар, Кабахлу (Арчасар) и др.
Верхний эоцен-олигоцен	Монциониты, монцодиориты, кварцевые монциониты, гранодиориты	Скарновая железорудная (гранат-магнетитовая)	Монциониты, монцодиориты, гранодиориты и известковистые породы экзоконтакта	Промышленные скопления и перспективные проявления	Раздан (Судакян), Ахавнадзор
	Порфиридовидные граниты со своей жильной фацией	Медно-молибденовая	Кварцевые диориты, гранат-магнетитовые скарны, порфиридовидные граниты и др. породы	Промышленное скопление штокверковых руд	Анкаван (Мисхана)
Миоцен	Сиенито-граниты, кварцевые сиениты, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры	Золото-теллуровая (золото-теллур-полиметаллическая)	Монциониты, монцодиориты, кварцевые порфиры в пределах Меградзорского месторождения и кварцевые диориты в пределах Анкаванского рудного поля	Промышленное скопление и перспективные проявления	Меградзор, Эмир-юрт, Сарнахпюр и др.

ного недалеко Маданского проявления, которое также пространственно и генетически связывается с дотуронскими кварцевыми диоритами (Агверанский интрузив).

Третий тип связи оруденения с интрузивными породами заключается в общности причин происхождения рудоносных гидротермальных растворов и магматического расплава и наблюдается у ультраметаморфических месторождений. Согласно современным представлениям ультраметаморфизм характерен амфиболитовой и гранулитовой фациям регионально-го метаморфизма и при наличии в породах воды и необходимого давления приводит к перекристаллизации, метасоматозу и частичному переплавлению пород субстрата, в процессе которого образуются, с одной стороны, гранитоидный расплав, с другой – метаморфогенные растворы. Последние, в зависимости от состава пород субстрата, из зоны ультраметаморфизма выносят железо, магний, кальций, редкие и цветные металлы. Дальнейшее продвижение этих растворов в область пород низких ступеней метаморфизма могут экстрагировать новые концентрации рудных элементов и перемещать в более высокие горизонты и при наличии благоприятных условий вызывать рудообразование (Судовиков, 1964; Шуркин, 1963, Белевцев, 1968; Менерт, 1970). Магматический расплав, образовавшийся в условиях ультраметаморфизма, при наличии соответствующих условий способен интродироваться в более верхние горизонты, образуя тем самым реоморфические или нормальные интрузивные породы, начало внедрения которых несколько отстает от времени образования ультраметаморфических руд.

Среди месторождений и проявлений Раздан-Анкаванской зоны, по-видимому, с таким типом связи характеризуются развитые в пределах докембрий – нижнепалеозойского метаморфического комплекса руды формации железистых кварцитов. Такое предположение основано на факте постоянной приуроченности железистых кварцитов к тем участкам метаморфических сланцев, в которых развиты гранитоидные породы, рассматриваемые многими исследователями (А. Т. Асланян, 1968, П. Л. Епремян, 1968, А. И. Карапетян, 1969, Б. М. Меликсетян, 1969) результатом регионального метаморфизма (ультраметаморфизма) пород докембрий-нижнепалеозойского возраста.

Таким образом, эндогенные руды Раздан-Анкаванской зоны, взятые в целом, являются результатом длительной истории геологического развития зоны и формировались в связи с почти всеми этапами проявления здесь интрузивного магматизма, охватывая, в зависимости от конкретных случаев, как доинтрузивный так и интра- и постинтрузивные стадии их становления. Наиболее интенсивно проявлены продукты пост-интрузивной гидротермальной деятельности верхний эоцен-олигоцен-миоценового магматизма, представленные промышленными скоплениями медно-молибденовых и золото-теллурических руд (табл. 4). Следующим по продуктивности является интраинтрузивный рудообразовательный процесс, связанный с верхнеэоценовым интрузивным магматизмом. Сравнительно слабо, но широко проявлены продукты доинтрузивно (ультраметаморфического или метаморфогенно-гидротермального) процесса рудообразования.

Эрозионный срез и глубина образования руд

Существует определенная зависимость между эрозионным срезом и интенсивностью развития того или иного типа связи оруденения с магматизмом. Метаморфогенные (ультраметаморфические) руды развиты в глубоко эродированных, приподнятых частях зоны, тогда как продукты интра- и постинтрузивных рудообразований установлены в зонах со сравнительно меньшим эрозионным срезом. С увеличением эрозионного среза постинтрузивные руды сменяются интраинтрузивными и далее метаморфогенно-гидротермальными. Глубина формирования различных месторождений и проявлений разная. А. Т. Асланян (1958) глубину формирования Меградзорского месторождения определяет от 0 до 2000 - 3000 м и более. При этом он считает, что если оруденение произошло в самую последнюю стадию инверсии Присеванской и Ахтинской тектонических зон - в олигоцене или нижнем миоцене (Майкоп) - то месторождение окажется приповерхностным. Оруденение собственно Меградзорского месторождения локализовано в вулканогенных породах среднеэоценового возраста и в интрузивных породах, прорывающих средневерхнеэоценовые образования, т. е. нижний возрастной предел оруденения соответствует верхнему эоцену, а верхний возрастной предел остается еще невыясненным, но независимо от того, является ли оруденение позднеэоценовым или более молодым, глубину формирования золото-теллурических руд нельзя считать меньше мощности сохранившейся в настоящее время в рудном поле надрудной покрывки эоценовых пород, которая составляет порядка 600-700 м. Что же касается нижней границы рудного столба, то она, судя по данным разведки, не превышает 1-1,2 км. Таким образом, глубина образования золото-теллурических руд Меградзорского месторождения составляет 0,6-1,2 км. Исходя из аналогичных соображений и учитывая возраст оруденения глубину образования медно-молибденовых руд можно оценить порядка 1,2-1,5 км, редкометалльно-полиметаллических 0,5-1 км, скарновых железорудных - 1,5 до 2-2,5 км.

Рассматривая вопрос глубины образования руд Раздан-Анкванской зоны Б. М. Меликсетян (1969) отмечает, что скарново-железорудные месторождения формировались на глубинах 2-2,5 км, медно-молибденовые 1-1,5 км, полиметаллические до 1 км. При этом глубина эрозионного среза по данным отмеченного исследователя составляет: в Ахавнадзорском блоке - 1-1,5 км, Цахкашенского 1,5-2 км, Анкаванского 1-1,5 км. Таким образом, согласно приведенным данным между глубинами образования развитых в пределах Ахавнадзорского рудного поля скарновых железистых и полиметаллических руд существует разница порядка 1-1,5 км. По этим же данным разница глубины между медно-молибденовыми и скарновыми железными рудами Анкаванского рудного поля составляет 500 м и т. д., что невозможно объяснить иначе если не разновозрастностью (полиэтапностью) их образования. Полиэтапность минерализации по В. И. Смирнову (1965) является характерной особенностью долгоживущих, интрагеосинклинальных разломов, которые в течение длительного времени служат путями внедрения магмы, определяют пространственное совмещение продуктов различных этапов магматизма и связанных с ними гидротермальных руд.

Кроме геолого-структурных условий, в совместном проявлении продуктов разновозрастных рудообразовательных процессов важное значение имеют глубинность, относительные размеры и уровень внедрения сменяющих друг друга интрузий, которые, определяя температуру и масштаб подвергающихся перегреву окружающих пород, обуславливают относительное расположение зон, благоприятных для рудной минерализации (Л. Н. Овчинников, 1968). При этом, от наиболее древних к молодым происходит следующая смена типов связи оруденения с интрузивными породами: доинтрузивный (ультраметаморфический) - интраинтрузивный (генетический) - постинтрузивный (парагенетический). При отсутствии одного из членов этого ряда последовательность смены не нарушается. Для отдельных рудных полей (Анкаван) характерно сочетание разновозрастного оруденения с однотипной (парагенетической) связью с магматизмом.

О металлогенической специализации интрузивов

Многолетние исследования, проведенные по выделению типов магмы, продуктивных в отношении того или иного металла на основании металлогенической специализации интрузий привели пока к скромным, большей частью неопределенным результатам (Л. Н. Овчинников, 1968). Нахождение месторождений какого-либо металла в связи с массивами отличающимися его повышенным содержанием вполне возможно. Так, например, порфириновые граниты Анкаванского рудного поля, с которыми связывается Си-Мо руды, характеризуются сравнительно повышенным содержанием молибдена. Или же скарновые железные руды Ахавнадзорского месторождения, связанные со сравнительно богатыми редкими землями монцонитами, содержат значительно больше редкоземельных элементов, чем одноименные руды Разданского и Анкаванского месторождений. С другой стороны, эти примеры никак не могут служить доказательством отсутствия связи месторождений с теми массивами, где соответствующей специализации не наблюдается. Для большинства металлов специализация интрузивов вообще не установлена (Л. Н. Овчинников, 1968). Действительно, в пределах различных частей Раздан-Анкаванской зоны одни и те же комплексы интрузивных пород характеризуются существенно различной по составу и интенсивности рудоносностью. Так, например, в пределах Меградзорского рудного поля с породами монцонит-граносиенитового ряда связана золото-теллуровая, а на Ахавнадзорском рудном поле - полиметаллическая формации. Или же, в пределах Такярлинского рудного поля с кварцевыми диоритами связана кварцхалькопиритовая, а меградзорского - золото-полиметаллическая формации руд. Все это дает основание считать, что вещественный состав связанных с интрузивными породами эндогенных руд находится в зависимости не только и не столько от относительной обогащенности самих интрузивных пород теми или иными элементами, но и многих других факторов, к числу которых относятся тектонические условия, обуславливающие образование и размещение рудообразующих структур. Изучение последовательности образования руд месторождений различных формаций по-

казывает, что состав отщепляющихся от магматического очага гидротермальных растворов с течением времени существенно меняется. Поэтому, в зависимости от того, к какому этапу эволюции магматического очага соответствует образование рудоподводящих структур, состав циркулирующих по ним растворов может быть существенно разным, так же, как и разные части магматической камеры (фланги, апикальная часть, глубокие горизонты) могут отщеплять существенно разные по составу гидротермальные растворы. Так, например, сейчас достоверно установлено, что апикальные части интрузивов сравнительно обогащены Mo , W , Sn , Be , F и др. элементами. Различия состава гидротермальных растворов, отщепляющихся от различных частей магматической камеры, объясняется, с одной стороны процессами, протекающими внутри самой магмы, с другой — химизмом среды, в которой зарождается магма. При этом если в первом случае важнейшим является эманационная дифференциация, то во втором — решающим образом влияют различия состава пород субстрата, подвергающихся гранитизации, ассимиляции и гибридизма. Этим, по-видимому, следует объяснить различия вещественного состава развитых в пределах одних и тех же рудных полей разновозрастных месторождений и проявлений, которые, по-видимому, являются результатом деятельности самостоятельных магматических камер (очагов), последовательно возникающих и действующих на различной глубине. Такое предположение находится в полном согласии с данными геофизических исследований, согласно которым предполагается (Л. Н. Овчинников, 1968), что в земной коре интрузии имеют многоярусное расположение и во многих случаях, если не всегда, каждому тектоническому этапу отвечает свой магматический очаг.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Е., 1958.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения. В кн.: "Генезис эндогенных рудных месторождений", М., 1968.
- Бетехтин А. Г. О генетической связи гидротермальных образований с интрузивами. В кн.: Основные проблемы вучении о метаморфогенных рудных месторождений", М., 1955.
- Гулян Э. Х., Дадаян Г. А. Железорудные месторождения Армении, Е., 1963.
- Карапетян А. И. О метаморфогенном рудообразовании в Памбакском рудном районе Армянской ССР. В кн.: "Проблема метаморфогенного рудообразования", Киев, 1969.
- Карапетян А. И. К вопросу о альпийской эндогенной металлогении Памбакского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1967.
- Карапетян А. И. О полиэтапности минерализации на примере некоторых эндогенных месторождений Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
- Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 6, 1959.

- Овчинников Л. Н. Плутогенные гидротермальные месторождения. В кн., "Генезис эндогенных рудных месторождений", М., 1968.
- Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых, М., 1966.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГИ, 1964.
- Хачатурян Э. А. Генетические типы железорудных месторождений Армянской ССР и перспективы их освоения, Е., 1953.
- Шипулин Ф. К. Некоторые вопросы генезиса гидротермального сульфидного оруденения ассоциированного с самостоятельными малыми интрузиями. Геология рудных месторождений, № 2, 1963.
- Шуркин К. А. О классификации ультраметаморфических пород. Тр. 1-го Уральского петрографического совещания, 1963.

Т. Тодоров

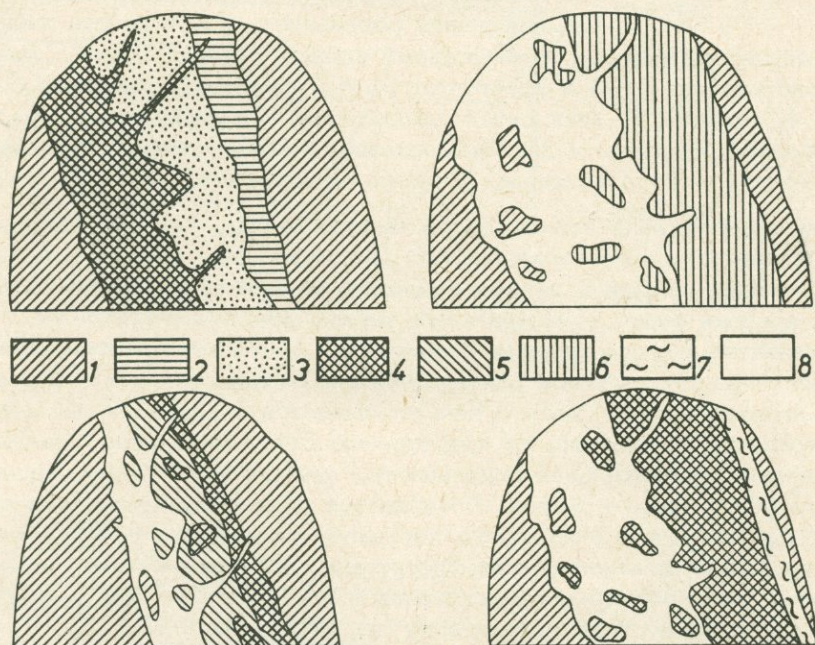
ПРОЯВЛЕНИЕ ГИПОГЕННОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В РУДНЫХ ЖИЛАХ РОСЕНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (БОЛГАРИЯ)

Детальными минералого-геохимическими и структурными исследованиями установлено зональное распределение минеральных ассоциаций, главных полезных компонентов и некоторых элементов-примесей в жилах медно-молибденовых месторождений Росенского рудного поля. Коллективом исследователей Высшего горно-геологического института (София) приводится впервые ряд данных об этом (Богданов, Рашков и др., 1968). Позже автором настоящей статьи получен и обработан новый фактический материал, который позволил ему сделать ряд важных выводов о проявлении гипогенной зональности в этих месторождениях.

Медно-молибденовые месторождения рассматриваемого рудного поля являются классическим примером, подтверждающим выдвинутую С. С. Смирновым (1937) пульсационную гипотезу заполнения рудных жил в результате многократного и последовательного поступления в разломы различных по составу порций рудоносных растворов. Широкое развитие текстур пересечений и брекчированных руд, а также полосчатое и симметрично-полосчатое строение жил, убедительно подтверждают такое развитие рудообразовательного процесса. Накопленные в этом отношении данные определенно показывают, что минеральные парагенезисы и ассоциации, отложенные в различных стадиях минерализации отражают последовательные изменения состава растворов во времени и пространстве. Детальными исследованиями в этих месторождениях установлено, что минералообразование здесь протекало двумя этапами: I - пегматито-пневматолитовый и II - гидротермальный со следующими стадиями: магнетитовая, пиритовая, гематитовая, кварц-молибденитовая, халькопиритовая, кварц-магнетитовая, кварц-гематитовая, анкерит-доломитовая, кальцитовая и халцедоновая (Богданов, Рашков и др., 1968, Тодоров, 1968). Эти стадии проявляются с различной интенсивностью в жилах, но каждая из них характеризуется типичными минеральными парагенезисами. Так например, определено можно сказать, что в начале минералообразовательного процесса обычно отлагались силикатные минералы, потом окислы и сульфиды (с преобладанием последних) и в конце - карбонаты и халцедоновидный кварц. Исследование температуры гомогенизации газовой-жидких включений в карбонатах и кварце

и использование некоторых других методов геологической термометрии (Тодоров, 1968) позволяют считать, что силикаты образовались при температурах выше 400°C , во время окисных и сульфидных стадий этот фактор изменялся от 400 до $250-200^{\circ}\text{C}$, а в последних (карбонатных) стадиях — от 250 до 100°C . Минеральные агрегаты отдельных стадий обычно отлагались в определенных участках рудных жил, чем и обусловлено проявление пульсационной (стадийной) зональности в последних. Точнее, из отмеченной зональности представлена только зональность повторных тектонических нарушений (в смысле В. И. Смирнова, 1965, которая согласно А. В. Королеву (1949) проявляется по мощности, простиранию и падению рудных тел.

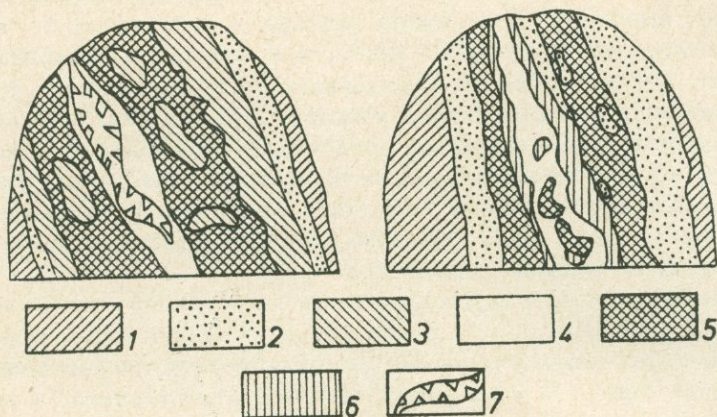
Зональность по мощности раскрывается наиболее просто и четко в рудных жилах. Она выражается преимущественно полосчатым и реже симметрично-полосчатым строением жил большинства исследованных месторождений (фиг. 1 и 2) и характеризуется контрастным и неповто-



Фиг. 1. Зональность по мощности жил.

1. Вмещающие породы, 2. магнетит I генезиса с кварцем, шеелитом и ферберитом, 3. массивный кобальтоносный пирит с кварцем, 4. массивный халькопирит с молибденитом, борнитом, карролитом, кварцем и др., 5. магнетит II генезиса с кварцем, 6. мелкочешуйчатый гематит II генезиса (слекуларит) с кварцем, 7. кварц-хлорит-молибденитовые агрегаты, 8. карбонаты (анкерит, доломит, кальцит и др.)

ряющимся развитием отдельных зон. Проявление этой зональности является результатом междрудных тектонических подвижек, обусловленных движениями по разломам. В этих нарушениях отлагались минеральные ассоциа-



Фиг. 2. Симметричная зональность по мощности жил.

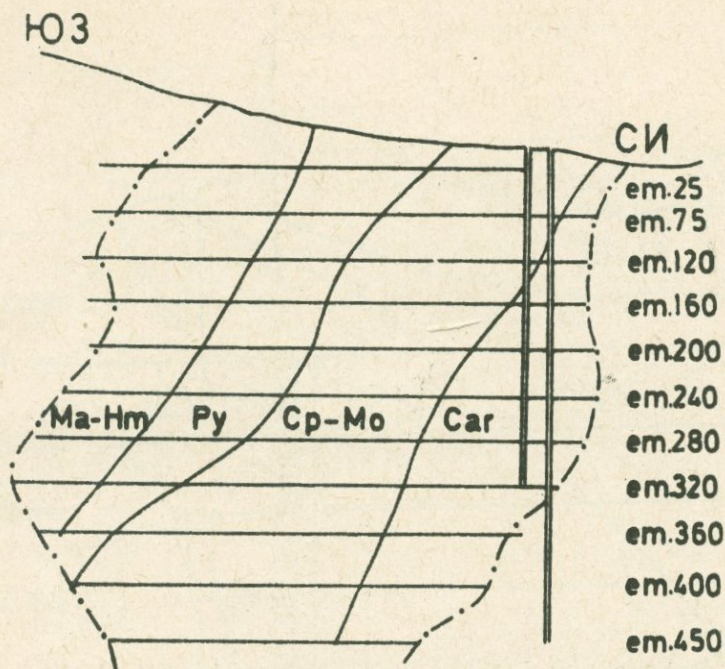
1. Вмещающие породы, 2. массивный кобальтоносный пирит с кварцем,
3. толстотаблитчатый и крупночешуйчатый гематит I генезиса с кварцем, 4. кальцит, 5. массивный халькопирит с молибденитом, борнитом, карролитом, кварцем и др., 6. мелкочешуйчатый гематит II генезиса (спекулярит) с кварцем, 7. друзы из кальцита.

ции и парагенезисы новых стадий минерализации, четко отличающихся по составу от ранее образованных. Приоткрытие старых и возникновение новых трещин в рудных разломах обычно происходило в лежащем боку и очень редко в центральных частях жил.

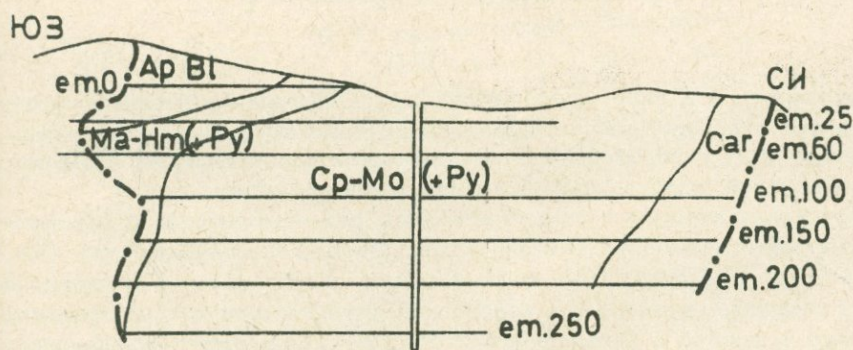
Развитие рудовмещающих разломов во время минерализационного процесса осуществлялось одновременно в горизонтальном и вертикальном направлениях в связи с чем наблюдается сходство в размещении минеральных ассоциаций по простиранию (горизонтальная зональность) и падению (вертикальная зональность) рудных жил. Таким образом в самом общем виде в жилах обособляется одна концентрическая обратная (по отношению Росенского плутона) зональность со следующими минеральными зонами: апатит-биотитовая, магнетит-гематитовая, пиритовая, халькопирит-молибденитовая и карбонатная (фиг. 3-6). Самые характерные особенности этих зон обобщены в табл. 1.

В рудных жилах рассматриваемых месторождений устанавливается также закономерное распространение обоих главных элементов (медь и молибден) и самого главного элемента-спутника (кобальт) руд. Эта закономерность обычно выражается в следующем (фиг. 7-8):

Медь является главным полезным компонентом месторождений и характеризуется площадным распространением. Рудная площадь ограничивается изолинией 0,5 и может рассматриваться как типичный рудный столб с крутым юго-западным склонением и неодинаковой шириной (в среднем 300-400 м). В верхних и средних участках жил медно-рудный столб обычно хорошо выражен и вне отмеченной изолинии устанавливаются только отдельные пятна, сосредоточенные в самых верхних частях жил. На глубине однако монолитность этого столба обычно нарушается так как в глубинных горизонтах и чаще всего в их юго-западных частях в столбе устанавливаются участки с содержа-

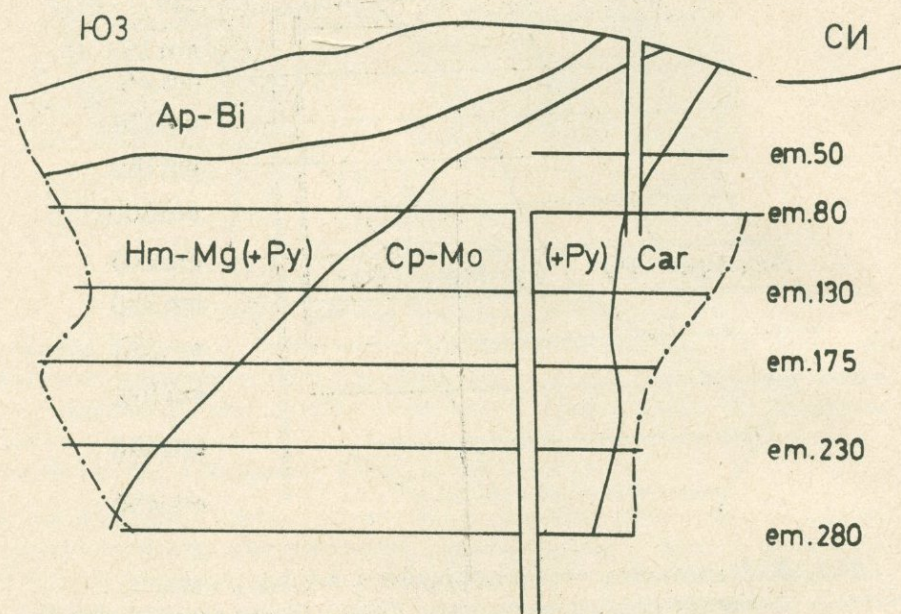


Фиг. 3. Зональность по простиранию и падению жилы №1.
 Ма-Нм - магнетит-гематитовая зона, Py - пиритовая зона, Ср-Мо - халькопирит-молибденитовая зона, Саг - карбонатная зона.



Фиг. 4. Зональность по простиранию и падению жилы №53.
 Ap-Bi - апатит-биотитовая зона, Ма-Нм(+Py) - магнетит-гематитовая зона с пиритом, Ср-Мо(+Py) - халькопирит-молибденитовая зона с пиритом, Саг - карбонатная зона.

нием меди ниже 0,5 усл. ед. Кроме того, для жил характерна еще хорошо выраженная тенденция медной площади к выклиниванию в юго-за-



Фиг. 5. Зональность по простиранию и падению жилы № 109.
 Ма-Нм - магнетит-гематитовая зона, Py - пиритовая зона,
 Cr-Mo - халькопирит-молибденитовая зона, Car - карбонатная
 зона.

ладных флангах и в виде клина на глубине. Отмеченные закономерности и тенденции в распределении меди хорошо выражаются на геометрических планах жил¹ и обуславливаются развитием халькопирит-молибденитовой минеральной зоны по падению и простиранию рудных тел.

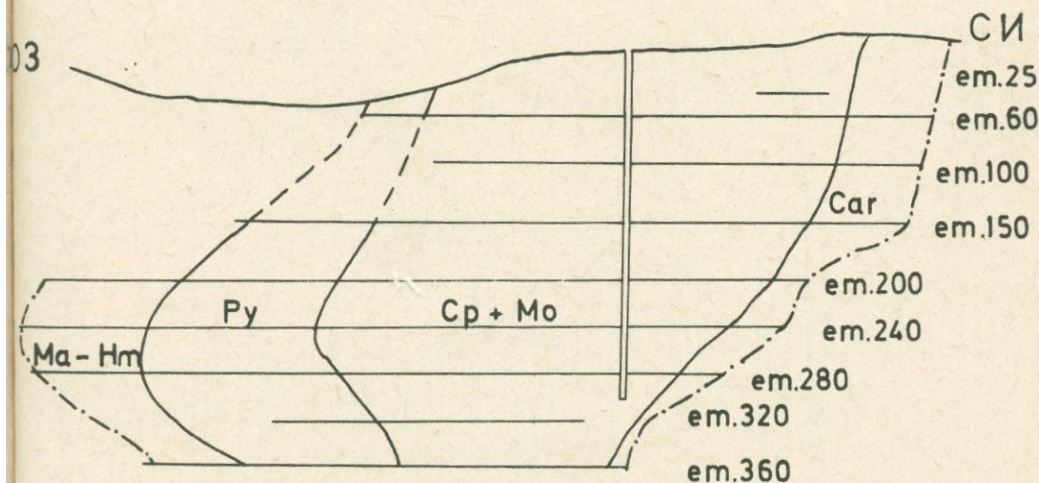
Присутствие второго главного элемента руд - молибдена в рассматриваемых месторождениях связано исключительно с молибденитом. Последний отлагался преимущественно в кварц-молибденитовой и халькопиритовой стадиях, минеральные ассоциации которых слагают центральные части жил и вместе с халькопиритом слагают халькопирит-молибденитовую минеральную зону. Все это обуславливает полное совпадение молибденовой площади (столба) с медной. В то же самое время в юго-западных флангах концентрации молибдена почти не установлено. Как контур

1

Детали этих планов здесь не приводятся.

Характерные особенности минеральных зон в рудных жилах

Минеральные зоны	Характерные особенности минеральных зон	Примечание
1. Апатит-биотитовая	Сложена минералами пегматито-пневматолитного этапа - апатит, биотит, роговая обманка, авгит, шеелит, магнетит, К-евый полевой шпат, плагиоклаз, молибденит и др. Характерна только для верхних и самых юго-западных частей жил (53, 182). Не имеет широкого распространения.	Минеральные агрегаты образуют гнезда и линзы, которые в некоторых участках рассекаются и замещаются минералами гидротермального этапа.
2. Магнетит-гематитовая	Сложена преимущественно минеральными ассоциациями магнетитовой и гематитовой стадий-крупнозернистый магнетит (с преобладанием на глубине) и крупночешуйчатый и толстотаблитчатый гематит (с более широким развитием в верхних частях жил). Реже встречаются шеелит, ферберит и кварц, а также некоторое количество сульфидов (чаще пирит). Характерна для верхних и самых юго-западных частей жил. Ширина ее варьирует от 20 до 40 м. На глубине становится более узкой и под горизонтом 400 выклинивается. Имеет юго-западное склонение, но в некоторых жилах (ж. 109, 111) под горизонтом 320 последнее меняется в северо-восточное. Характеризуется широким распространением.	Зона обособляется на северо-востоке под апатит-биотитовой. Обычно устанавливается преобладание магнетита над гематитом, но в некоторых жилах (ж. 3, 163, 182) наблюдаются и обратные количественные соотношения.
3. Пиритовая	Сложена преимущественно крупнозернистым и крупнокристаллическим кобальтоносным пиритом. Реже встречаются арсенопирит, пирротин, пентландит, валлериит, бравоит и другие редкие минералы. В виде гнезд и линз в пирите встречаются агрегаты крупнозернистого магнетита и гематита (в магнетит-гематитовой зоне), а также прожилки халькопирита (в северо-восточных частях зоны). Зона хорошо развита в рудных жилах 1, 109, 111, 151, и 163.	Зона расположена на северо-востоке и под магнетит-гематитовой зоной. В связи с наложением минеральных ассоциаций различных стадий минерализаций в некоторых жилах она плохо выражена (ж. 53, 182).
4. Халькопирит-молибденитовая	Самая распространенная зона в жилах. Сложена преимущественно среднезернистым халькопиритом и мелкочешуйчатым молибденитом (1 и 11 ген.), в ассоциации с которыми встречаются сфалерит, галенит, борнит, кобальтин, карролит, сам.золото и др. редкие и второстепенные минералы халькопиритовой стадии. Кроме того широкое распространение в зоне имеют еще карбонаты (преимущественно в ее северо-восточных частях) и пирит (характерный для ее юго-западных участков), повышенное содержание которых связывается с наложением минеральных ассоциаций других стадий минерализации. Ширина этой зоны для отдельных жил меняется от 200-250 м (ж. 1, 151) до 350 м (ж. 109, 111, 163).	На глубине за счет пиритовой и магнетит-гематитовой зоны у некоторых жил наблюдается хорошо выраженная тенденция к расширению этой зоны (ж. 1, 53, 182). Для других жил эта тенденция не наблюдается и ее ширина уменьшается на глубине (ж. 109, 111).
5. Карбонатная	Безрудная зона, охватывающая самые северо-восточные участки рудных жил. Имеет различную ширину у отдельных жил. Сложена минеральными агрегатами анкерит-доломитовой и кальцитовой стадий - анкерит, ферродоломит, доломит, кальцит и др. В карбонатах часто встречаются халькопирит, реже хлорит и молибденит. Наблюдаются также захваченные обломки вмещающих горных пород, сильно измененные гидротермальными растворами.	Для некоторых жил характерно преобладание кальцита (ж. 53, 151, 182, 163), а для других - карбонатов анкерит-доломитовой группы (ж. 1, 109, 111).



Фиг. 6. Зональность по простиранию и падению жилы № 182.
 Ap-Bi - апатит-биотитовая зона, Hm-Ma (+Py) - гематит-магнетитовая зона с пиритом, Cr-Mo (+Py) - халькопирит-молибденитовая зона с пиритом, Car - карбонатная зона.

для рудной площади этого элемента принята изолиния 0,01 (фиг. 7 и 8).

Характерно также распределение главного элемента-спутника руд этих жил - кобальта. В результате проведенных исследований можно заключить, что почти целиком этот элемент связан с кобальтоносным пиритом (до 2,68% Co) и только незначительные его количества относятся к его примесям в сфалерите и халькопирите и его редким собственным минералам кобальтину и карролиту. Все это предопределяет распределение кобальта в юго-западных частях рудных жил, где развита пиритовая минеральная зона. Кобальтоносная площадь ограничивается как и площадь молибдена изолинией 0,01 и в целом тоже может рассматриваться как хорошо выраженный рудный столб с юго-западным склонением (фиг. 7 и 8).

В заключение можно сказать, что охарактеризованная выше зональность в распределении минеральных ассоциаций и главных полезных компонентов и элементов-спутников руд этих месторождений в самом общем случае выражается в постепенной смене более высокотемпературных минеральных ассоциаций менее низкотемпературными. Ассоциации отдельных стадий минерализации обычно слагают определенные

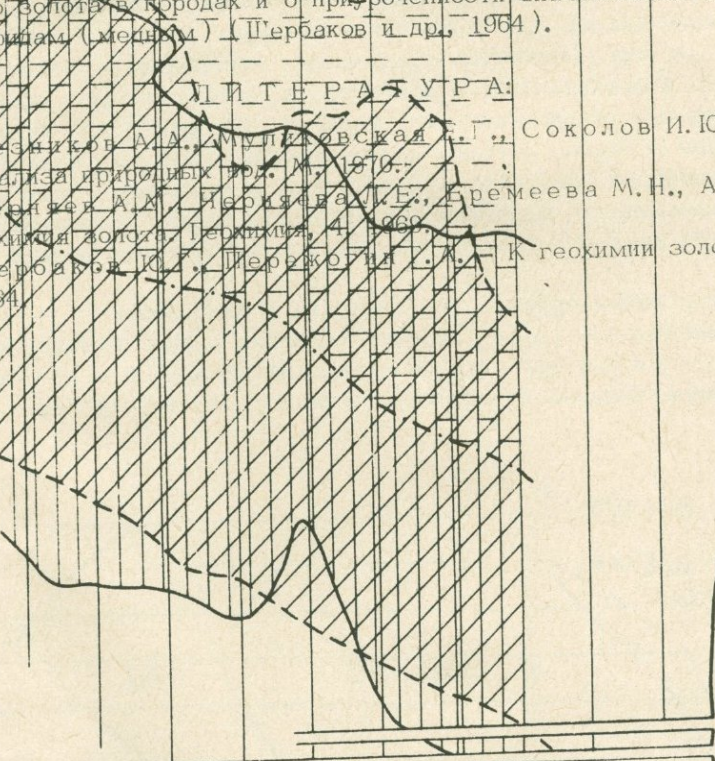
5. Высокая подвижность золота в водных растворах осуществляется растворимостью природного мелко-дисперсного золота, его растворению способствует благоприятная кислотная среда, создаваемая определенными природными факторами.

6. О том, в каких соединениях мигрирует золото, нет единого мнения. По существующим гипотезам оно может переноситься в виде растворенного или взвешенного, в виде коллоидного раствора, в виде комплексного иона (напр. AuCl_4^-); ведь известно, что золото входит в подгруппу меди и обладает резко выраженной склонностью к образованию комплексных анионов; химическая активность проходит по ряду $\text{Cu} - \text{Ag} - \text{Au}$. Хорошо растворимы в воде хлораураты (соли золотохлористоводородной кислоты). Возможна также миграция золота в виде коллоидного раствора с сульфатами или галоидами (Черняев и др., 1994). Существует представление о расщепленном состоянии металлического золота в породах и о приуроченности значительной части его к сульфидам (медным) (Пербаков и др., 1964).

ЛИТЕРАТУРА:

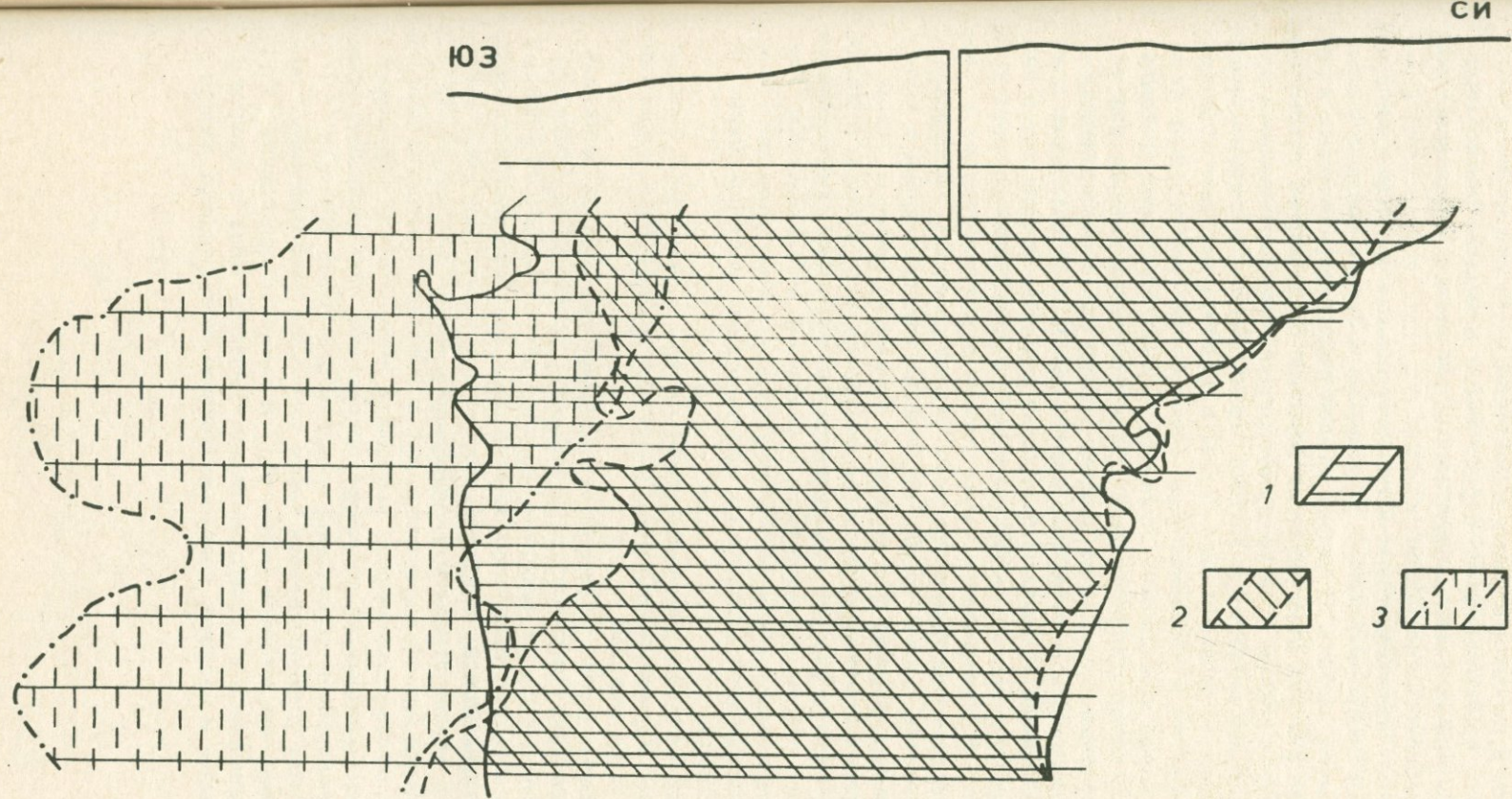
Григорьев А.А., Мультипликация Е.Г., Соколов И.Ю. - Методы анализа природных тел. М., 1970.
 Черняев А.А., Черняева Л.Е., Еремеева М.Н., Андреев М.И. Гидрохимия золота. Пермский ун-т, 1966.
 Пербаков Ю.С., Пербакова Л.А. К геохимии золота. Геохимия, 6, 1964.

Фиг. 7. Зональное распределение меди, молибдена и кобальта по простиранию и падению жилы №1.



- 1 Площадь с содержанием меди больше 1 усл. ед.
- 2 Площадь с содержанием молибдена больше 0,03 усл. ед.
- 3 Площадь с содержанием кобальта больше 0,01 усл. ед.

ЮЗ



Фиг.8. Зональное распределение меди, молибдена и кобальта по простиранию и падению
жилы № 111.

1. Площадь с содержаниями меди больше 1 усл.ед., 2. площадь с содержаниями молибдена больше 0,01 усл.ед.,
3. площадь с содержаниями кобальта больше 0,03 усл.ед.

участки (зоны) рудных жил, для которых характерно чаще всего юго-западное склонение. Отмеченная зональность обычно характеризуется контрастным и неповторяющимся характером и обуславливается, как нам кажется, преимущественно структурными и меньше физико-химическими факторами. Развитие рудоносных разломов и образование жил нам представляется следующим образом:

Пегматито-пневматолитовые и гидротермальные растворы двигались по разломам северо-восточного простирания и северо-западного или юго-восточного падения. В начале каждой стадии юго-западные и самые верхние участки этих разломов вероятно были широко открытыми, а на глубине — узкими и часто разветвляющимися, переходящими постепенно в ослабленную зону. Первые порции растворов поднимались по этим трещинам и отлагали свой "груз" в их открытых частях. Можно предполагать, что в последних уже существовали относительно низкая температура и невысокое давление, которые как известно благоприятствуют минералообразованию. После отложения минеральных ассоциаций начальных стадий из поздних порций растворов последовательно образовались минеральные парагенезисы всех остальных стадий минерализации. Решающую роль здесь вероятно играла интенсивность межрудных тектонических движений, обуславливающих приоткрывание старых и формирование новых трещин в уже заполненных и "залеченных" минералами предшествующих стадий разломах. Последовательное развитие рудных трещин несомненно осуществлялось с юго-запада к северо-востоку и с верхних к нижним горизонтам. Из-за неравномерного проявления процесса раскрытия этих трещин, в жилах часто встречаются участки с неодинаковым масштабом приоткрывания проявленного обычно в каждой жиле с различной интенсивностью. Как нам известно, таким образом объясняется проявление обратной гипогенной зональности и в некоторых других рудных месторождениях (Хрушов, 1953).

При обобщении рассмотренных выше данных о гипогенной зональности рудных жил месторождений Росенского рудного поля можно сделать следующие выводы:

1. В рудных жилах устанавливается хорошо выраженная пульсационная (стадийная) зональность по мощности, простиранию (горизонтальная зональность) и падению (вертикальная зональность) рудных жил с обособлением следующих минеральных зон: апатит-биотитовой, магнетит-гематитовой, пиритовой, халькопирит-молибденитовой и карбонатной. В общем отмеченную зональность можно рассматривать как проявление единой концентрической и обратной (по отношению Росенского плутона) зональности повторных тектонических нарушений. Характерные особенности последней показывают, что решающую роль при ее формировании несомненно играли структурные факторы.

2. В жилах устанавливается также зональное распределение главных полезных компонентов (Си и Мо) и элементов-спутников (Со) руд, выражающееся в преимущественном развитии меди и молибдена в центральных и частично северо-восточных частях рудных жил, а

кобальта – в юго-западных. Проявление этой зональности несомненно связано с закономерным распределением и обособлением минеральных ассоциаций в плоскостях рудных тел.

3. Минеральные зоны и рудные площади обычно имеют юго-западное склонение и наклон $40-50^\circ$. Границы между отдельными минеральными зонами чаще всего нерезкие и поэтому в отдельных зонах вместе с главными минералами встречаются и несвойственные для них минералы и минеральные ассоциации. В общем эта зональность является контрастной и неповторяющейся.

4. Из-за наложений минеральных ассоциаций или из-за слабого проявления отдельных стадий минерализации в некоторых жилах иногда плохо выражены или отсутствуют некоторые зоны (например, пиритовая зона в жилах 53, 182 и т.д.).

5. В жилах намечается тенденция вытеснения до полного выклинивания магнетит-гематитовой и пиритовой минеральных зон на глубине, где вся длина жил слагается обычно только агрегатами халькопирит-молибденитовой и карбонатной зоны (ж. 1, 53, 182 и др.). Отмеченная тенденция характерна также для рудных площадей меди, молибдена и кобальта. Все это нужно учитывать при определении перспективности рудных жил и месторождений на глубине.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Б., Рашков Р., Тодоров Т. Этапы и стадии минерализации медно-молибденового месторождения Росенского рудного поля. Юбил. геологич. сб., Геологич. инст. при БАН и КГ, София, 1968.
- Богданов Б., Рашков Р., Ярмов Г., Раев Л. Гипогенная зональность медно-молибденовых месторождений Росенского рудного поля, XXIII сессия МГК, т. 7, Прага, 1968.
- Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1949.
- Смирнов В. И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность. В сб. "Проблемы постмагматического рудообразования с особым вниманием к геохимии рудных жил", т. 11, Изд. Чехословацкой АН, Прага, 1965.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1937.
- Тодоров Т. Вещественный состав нажилите от Росенского рудного поля. Автореферат диссертации, ВМГИ, София, 1968.
- Хрушов Н. А. О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. ЗВМО, вып. 1 (82), 1953.

Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ ПАМБАКСКОГО ХРЕБТА

Верхнеэоцен–нижнеолигоценый Тежсарский вулcano–плутонический щелочной комплекс входит в Севанскую среднеальпийскую складчатую зону Центральной Армении и контролируется зоной сопряжения Анкаванского глубинного разлома СЗ простирания и Уляшижского поперечного СВ нарушения в области форланда. Формирование комплекса во времени совпадает с вступлением области в орогенный этап развития (Джрбашян и др., 1967).

Для глубинного строения района, входящего в зону относительного минимума силы тяжести, характерны резкие перепады аномалий на границе тектоно–гравитационных зон, совпадающей с Анкаванским разломом, а также неглубокое залегание "гранитного" субстрата (мощность 10–15 км) и сравнительно тонкая мощность коры (48–50) (Балавадзе и др., 1966).

Тежсарский щелочной комплекс с достаточной полнотой охарактеризован работами В. Н. Котляра (1957, 1958), Г. П. Багдасаряна (1956, 1962 и др.), Б. М. Меликсетяна (1971), поэтому здесь нет надобности останавливаться на детальной характеристике его строения. Отметим только, что он относится к интрузиям центрального типа имеет в плане эллиптическую форму с размерами 10 x 15 км. Возникновение кольцевых и конических структур, по-видимому, связано с кальдерой проседания крупного палеостратовулкана. Вслед за эксплозивной фазой происходит внедрение неполнокольцевых субвулканических тел лейцитовых фonoлитов, затем центрального интрузива псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов, и наконец конического интрузива щелочных сиенитов. Углы падения конических и кольцевых структур позволяют рассчитать, что магматический резервуар находился на глубинах, порядка 6–8 км.

Общая характеристика щелочной вулканической серии.

Строение. Щелочные вулканические породы слагают толщу мощностью более 600 м, "зажатую" между центральным штоком и конической интрузией, с центриклинальным залеганием под углом 25–45° (фиг. 1). В строении толщи Г. П. Багдасарян (1956) и В. Н. Котляр (1958) выделяют три примерно равных по мощности свиты: 1. трахиандезитовая,

2. трахитовая и 3. лейцит-фонолитовая, в составе которых пирокластиты преобладают над лавовыми разностями.

Петрографический состав. Главные петрографические типы лав представлены трахиандезитами, щелочными, лейцитовыми, санидиновыми, биотитовыми трахитами, трахифонолитами, лейцитовыми фонолитами и лейцитофирами. Реже встречаются основные щелочные породы - калиевые базальты, тефриты, и еще реже дайки лейцитовых тефритов, базанитов и лейцититов. Субвулканические дайковые тела представлены лейцитовыми трахифонолитами, фонолитами, редко эссекситами, бостонитами, монзонитами и лампрофирами сиенитового ряда.

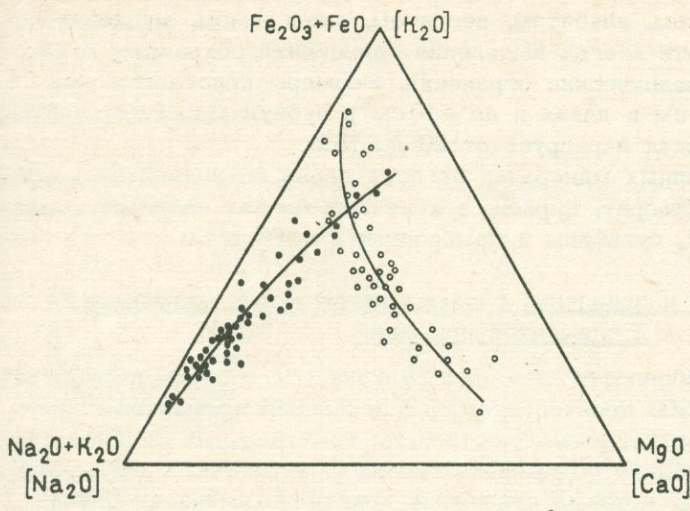
Химизм серии. Щелочные вулканические породы охарактеризованы около 60 анализами, нанесенными на вариационную диаграмму А. Н. Заварицкого (фиг. 2) и трехкомпонентную диаграмму $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (фиг. 3). Особенности химизма базальт-фонолитовой серии Тежсарского щелочного комплекса подчеркиваются 1. заметной насыщенностью кремнеземом всей серии и, особенно, ее конечных членов ($Q = -6-20$), 2. пересыщенностью глиноземом, при повышенной, особенно в промежуточных и конечных членах, известковитости, 3. повышенной щелочностью серии, при постоянном преобладании K_2O над Na_2O (1,2-2), 4. общей высокой железистостью, при сравнительно низкой магнезиальности.

На диаграмме естественных ассоциаций вулканических пород Заварицкого-Бурри вариационная кривая Тежсарской серии в начальных и средних членах близка к ассоциации Гавайи, а в конечных - раздваивается в поле щелочного трахита, что указывает на отсутствие комплексности составов в серии. Левая ортоклаз-трахитовая ветвь сближается с ассоциацией Марос-Хайвуд, а правая лейцит-трахифонолитовая - отклоняется к ассоциации Буфумбира. Породы с индексом сериальности $b = 4-17$ относятся к среднему средиземноморскому типу (Ритман, 1964).

Расчитанные по Куно (1959) индекс $Si = 20-21$ и величина $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,8$ для рассматриваемой серии попадают в поле щелочного оливинового базальта.

Минеральный состав. Для базальтоидов Тежсарского щелочного комплекса характерны: оливин Fa_{25-30} , плагиоклаз 60-70% An и моноклинный пироксен авгитового ряда. В трахиандезитах вкрапленники представлены плагиоклазом андезинового состава и авгитом ($Np' = 1,710$, $Ng' = 1,735$, $-2v = 60-63^\circ$, $C:Ng = 50-52$). Авгит с 15-20% эгиринового компонента встречается в незначительном количестве в трахитах и фонолитах. Для кислых щелочных членов из амфиболов характерны: керсутит ($Np' = 1,690$, $Ng' = 1,740$, $-2v = 80^\circ$, $C:Ng = 5-8^\circ$) и, более часто, баркевикит ($Np' = 1,690$, $Ng' = 1,707$, $-2v = 50-52^\circ$, $C:Ng = 15-18^\circ$). Содержание амфибола достигает 10-15%. Биотит представлен титанистым лепидомеланом ($Nm = 1,658$) с 36-37% железо-титанового компонента. В трахитах и фонолитах плагиоклаз представлен олигоклаз-альбитом, а щелочной полевой шпат - санидином ($-2v = 47-54^\circ$, реже 65°).

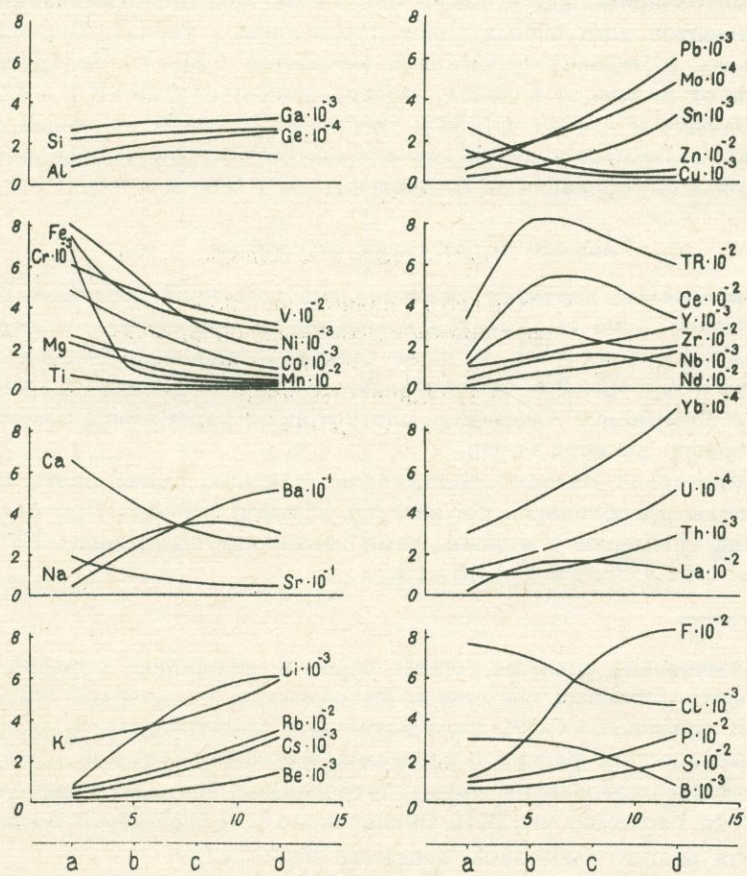
Лейцит представлен псевдоморфозами (эпилейцитом), выполненными,



Фиг. 3. Вариационная диаграмма эволюции состава базальт-фонолитовой серии.

1. - фигуративные точки в системе - $Na_2O+K_2O+Fe_2O_3+(FeO+MgO)$

2. фигуративные точки в системе - Na_2O+K_2O+CaO



Фиг. 4. Изменение содержаний главных элементов и элементов-примесей в базальт-фонолитовой серии.

а - щелочной базальт,
с - щелочной трахит,

в - щелочной трахиандезит,
d - лейцитовый фонолит.

в основном, калишпатом, альбитом, цеолитом, анальцимом, мусковитом, реже карбократом; почти всегда выделения эпидейцита сохраняют характерные триго-триоктаэдрические очертания. Размеры кристаллов эпидейцита от 0,5 до 5 см в лавах и до 10 см в субвулканических дайках; содержание их в породах варьирует от 20 до 75%.

В составе аксессуарных минералов во всей серии встречаются: магнетит, апатит, сфен, флюорит, циркон, в конечных членах - велерит, монацит, ортит, баделейт, сульфиды и самородные Zn , Pb , Cu .

Распределение и поведение главных петрогенных элементов и элементов-примесей

Геохимические особенности щелочной вулканической серии рассмотрены по данным более 200 количественных определений элементов-примесей и более 600 приближенно-количественных спектральных анализов пород. Расчитанные средние содержания главных петрогенных элементов и элементов-примесей, а также отношения кристаллохимически близких пар элементов для главных типов пород даны в табл. 1. Вариационные диаграммы изменения содержания элементов (фиг. 4) построены в зависимости от величины индекса дифференциации $[(\frac{1}{3}Si+K) - (Ca+Mg)] /$ по Нокколдсу и Аллену (1958). Ниже рассмотрены основные особенности концентрации и поведения элементов по группам согласно геохимической классификации А. Н. Заварицкого (1950).

Главные петрогенные элементы

Направленный характер эволюции недосыщенной кремнием базальт-фонолитовой серии выражается в медленном возрастании содержания кремния (всего на 3%), в более резком - щелочных элементов, особенно калия ($K/Na = 1,2-2$). Одновременно весьма медленно (1-1,75%) возрастает содержание алюминия, для которого характерны заметно высокие концентрации во всей серии.

Прогрессивно убывают содержания кальция, более резко магния, при постоянном преобладании Са над Mg ($Ca/Mg = 3-5$). При неуклонном убывании суммарного железа, темп изменения содержания Fe^{+3} выше, чем Fe^{+2} ($Fe^{+3} / Fe^{+2} = 1,5-1$).

х)

Химические анализы горных пород и минералов, определения летучих и металлогенных элементов выполнены в химической лаборатории ИГиН АН Армянской ССР, количественные спектральные и рентгеноспектральные анализы редких и редкоземельных элементов и пламенно-фотометрические определения малых петрогенных элементов выполнены в Институте геохимии им. В. И. Вернадского и в Институте минералогии и геохимии редких элементов Академии наук СССР.

Средние содержания главных породообразующих элементов и элементов-примесей в главных типах пород базальт-фонолитовой серии Тежсарского щелочного комплекса (в весовых %^X)

	1	2	3	4		1	2	3	4		1	2	3	4
Si	22.80	24.00	24.50	25.40	Y	0,001	0,001	0,002	0,003	$\frac{K}{Na}$ $\frac{K+Na}{Ca+K+Na}$ $Rb/K \cdot 10^3$ $Cs/K \cdot 10^4$ $Ba/K \cdot 10^2$ $Li/Na \cdot 10^3$ $Sr/Ca \cdot 10^2$ Ba/Sr Fe/Mg $Ga/Al \cdot 10^3$ $Co/Fe \cdot 10^3$ $Ni/Mg \cdot 10^3$ $V/Fe \cdot 10^2$ $Cr/Fe \cdot 10^3$ $Mn/Fe \cdot 10$ Zr/Hf Nb/Ta $Y/Ca \cdot 10^4$ $TR/Ca \cdot 10^2$ La/Nd Ce/Nd Pr/Nd Sm/Nd Cd/Nd Ce/Y $Th/Ca \cdot 10^4$ Th/U	2,7	1,1	1,3	1,9
Al	10.35	11.72	11,80	11,40	TR	0,030	0,090	0,072	0,058		0,45	0,55	0,7	0,8
Fe ⁺³	4.52	2.36	1,82	1,54	La	0,003	0,018	0,016	0,013		1,6	4,0	4,5	5,2
Fe ⁺²	2.95	1.92	2,16	1,18	Ce	0,005	0,050	0,0310	0,025		-	3,1	4,2	5,1
Mg	1.95	1.45	0,96	0,45	Pr	-	0,0045	0,0035	0,003		3,4	6,3	8,5	8,5
Ca	6.51	4.71	3,36	3,20	Nd	0,001	0,012	0,015	0,012		0,9	1,1	1,4	1,9
Na	1.10	2.92	3,56	3,20	Sm	-	0,002	0,002	0,0015		3,1	2,1	2,4	1,7
K	3.02	5.18	4,70	5,90	Gd	-	0,0015	0,0015	0,001		0,5	2,5	4,5	12,0
Li	0.001	0.003	0,005	0,006	Dy	-	0,001	0,0005	0,001		1,5	1,3	3,1	2,6
Be	0.0001	0.0002	0,0003	0,0006	Yb	0,0003	0,0005	0,0015	0,0015		0,24	0,25	0,25	0,26
Rb	0.005	0.008	0,021	0,031	U	0,0001	0,0002	0,0003	0,0004		1,7	1,5	0,96	0,86
Cs	-	0,001	0,002	0,003	Th	0,001	0,001	0,002	0,003		4,2	4,2	4,4	4,5
Sr	0.20	0.10	0,08	0,04	Ga	0,0025	0,003	0,003	0,003		2,0	2,6	2,0	3,0
Ba	0.10	0.20	0,40	0,50	Tl	-	0,002	0,003	0,005		2,3	2,55	0,23	0,18
Ti	0.35	0.25	0,21	0,20	Ge	0,0001	0,0001	0,0002	0,0003		0,68	0,83	0,55	1,1
Mn	0.20	0,13	0,12	0,13	Mo	0,0001	0,0003	0,0005	0,0006		-	-	70	100
V	0.06	0,05	0,04	0,036	Cu	0,015	0,020	0,003	0,002		-	-	5,0	7,0
Ni	0.008	0,006	0,003	0,002	Pb	0,001	0,002	0,003	0,006		1,5	2,1	5,9	12,0
Co	0.005	0,003	0,002	0,001	Zn	0,030	0,010	0,006	0,005		0,5	1,9	2,1	2,4
Cr	0.007	0,001	0,0005	0,0003	As	-	-	0,006	0,010	3,0	1,5	1,4	1,1	
Sc	0.001	0,0005	0,0003	0,0001	Ag	-	-	0,0002	0,0003	5,0	4,2	2,1	2,1	
Sn	-	0,001	0,001	0,003	Hg	-	-	0,005	0,005	-	0,37	0,23	0,25	
W	-	-	0,0004	0,0005	B	0,003	0,003	0,002	0,001	-	0,17	0,13	0,12	
Zr	0.01	0,03	0,021	0,020	F	0,010	0,030	0,070	0,080	0,12	0,12	0,10	0,08	
Hf	-	-	0,0003	0,0002	Cl	0,008	0,007	0,005	0,005	-	-	44,0	23,0	
Nb	-	0,0005	0,001	0,0021	S	0,005	0,007	0,010	0,020	-	-	5,9	17,0	
Ta	-	-	0,0002	0,0003	P	0,010	0,012	0,02	0,03	1,5	2,1	5,9	12,0	
										10	5,0	5,0	7,5	

x) Средние составы щелочных вулканических пород. 1. Щелочной базальт (8 анализов). 2. Щелочной трахиандезит (8 анализов). 3. Щелочной трахит (22 анализа). 4. Лейцитовый фонолит (12 анализов).

Литий. Концентрация лития к конечным членам базальт-фонолитовой серии возрастает в 6 раз ($1 \cdot 10^{-3} - 6 \cdot 10^{-3}$), а в отдельных разностях достигает $2 \cdot 10^{-2}\%$. Кривая линия поднимается сначала более круто, а к конечным членам более плавно. Отношение Li/Na возрастает постепенно (0,9 - 1,9), а Li/Mg более резко.

Бериллий. Содержание бериллия плавно возрастает к конечным членам серии и резко возрастает в лейцитовых фонолитах, достигая $2 \cdot 10^{-3}\%$. Повсеместно содержание бериллия выше средних содержаний в соответствующих типах пород. Поведение бериллия отчетливо коррелируется поведением калия и фтора.

Рубидий и цезий. Параллельно с возрастанием концентрации калия от ранних основных к поздним членам кривые рубидия и цезия следуют за кривой калия. Особенно интенсивно увеличивается концентрация рубидия от 0,005% до 0,021-0,031%, что заметно выше средних значений. Характерно неуклонное, сначала более плавное, к конечным членам более резкое, возрастание отношений Rb/K (1,6-5,2 и Cs/K (3,1-5,1)).

Барий и стронций. Как видно из вариационных диаграмм, тенденции поведения их в ходе дифференциации прямо противоположны. Если концентрация бария достаточно высокая во всей серии, возрастает к конечным дифференциациям в 5 раз (до 0,4-0,5%), то концентрация стронция в том же направлении понижается во столько же раз. Одновременно, содержания стронция во всей серии невысокие и заметно ниже в сравнении с аналогичными сериями других регионов. Коррелируемость кривых калия и бария с одной стороны, и калиция и стронция с другой, достаточно отчетлива. Отношения Ba/K и Sr/Ca имеют аналогичные тенденции. Отношение Ba/K возрастает к конечным членам (3,4-8,3), а отношение Sr/Ca хотя и менее резко, убывает (3,1-7). Особенно резко возрастает к кислому концу серии отношение Ba/Sr .

Элементы группы железа

Титан. Хотя в ходе эволюции расплава содержание титана понижается не очень существенно (в 2 раза), как вся серия, так и отдельные разности, особенно основного состава, достаточно обогащены титаном (0,5-1,5%). Для темноцветных минералов также характерны высокие концентрации титана: в амфиболах 2-6%, биотитах - 5%, пироксенах 0,5-1,5%, магнетитах - 1,7%. Отличительная особенность в распределении титана в отдельных членах серии.

Марганец. В ходе эволюции габброидов и мафитов содержание марганца в расплаве понижается (0,20-0,13%). Распределение марганца неоднородно, хотя некоторые базальтовые разности обогащены марганцем (0,50-0,7%). Отношение Mn/Fe имеет максимум в средних и конечных членах.

Ванадий. Проявляет отчетливую тенденцию к постоянному уменьшению содержания к конечным членам, хотя и отношение V/Fe проходит через максимум в промежуточных членах.

Вольфрам. В ходе эволюции габброидов и мафитов содержание вольфрама в расплаве понижается (0,001-0,0005%). Распределение вольфрама неоднородно, хотя некоторые базальтовые разности обогащены вольфрамом (0,001-0,0015%). Отношение W/Fe имеет максимум в средних и конечных членах.

и отношения Fe^{+2}/Mg плавно, но довольно резко уменьшаются (в 5-6 раз) в ряду базальт-фонолит. Несмотря на непрерывное понижение отношения Co/Fe , отношение Ni/Mg довольно постоянно (4,2-4,5). Для всей серии характерно $Ni > Co > Cz$. Кривые Ni и Co хорошо согласуются соответственно с кривыми Mg и Fe .

Хром содержится в несколько пониженных содержаниях во всех членах серии. От щелочных базальтоидов к трахитам и фонолитам концентрации хрома и отношение Cz/Fe резко падает (от $7 \cdot 10^{-3}$ до $3 \cdot 10^{-4}$).

Скандий. Как и все элементы ферроидной группы скандий характеризуется довольно низкими концентрациями по сравнению с другими сериями, хотя и в начальных членах его содержание довольно высокое $1 \cdot 10^{-3}\%$. Отношение Sc/Fe прогрессивно понижается.

Редкие и редкоземельные элементы

Олово, вольфрам характерны и часто фиксируются в конечных членах серии, равномерно увеличиваясь от трахитов к фонолитам ($0,001-0,003\% Sn$; $0,0004-0,0005\% W$).

Цирконий, гафний. С возрастанием индекса дифференциации и уровня щелочности, цирконий обогащает промежуточные члены серии, проходя через максимум и плавно снижаясь к концу дифференциации. Аналогично и поведение гафния. Величина отношения Zr/Hf довольно высокая и в том же направлении возрастает (70-100).

Ниобий и тантал являются характерными элементами щелочной серии. Концентрация их, особенно ниобия ($5 \cdot 10^{-4} - 2,1 \cdot 10^{-3}\%$) возрастает от промежуточных к конечным членам серии. Характерно сравнительно высокое отношение Nb/Ta (5-7).

Иттрий. Концентрация иттрия в пределах кларковых величин и увеличивается к поздним дифференциатам ($1 \cdot 10^{-3} - 3,10^{-3}\%$). Однако, поскольку содержание кальция непременно убывает, отношение Y/Ca обнаруживает резкое увеличение в конечных членах (от 1,5 до 12,0).

Редкие земли. Лантаноиды являются весьма характерными элементами-примесями базальт-фонолитовой серии, образующими в промежуточных и конечных продуктах дифференциации ряд самостоятельных аксессуарных минералов: велерит, бритолит, монацит и редкоземельные флорит, апатит, сфен. В отличие от кривой изменения кальция, кривая суммы TR , а также La , Ce , Nd и других лантаноидов дают заметный максимум в промежуточных членах. Однако TR/Ca в серии базальт-фонолит отчетливо возрастает (0,5-2,4). Содержание суммы редкоземельных элементов во всей серии довольно высокое (0,03-0,09%), однако главная масса его падает на долю цериевой группы, что фиксируется уменьшением отношения $\Sigma Ce/\Sigma Y$ (от 44 до 16) к концу дифференциации. Относительное содержание лантаноидов от $\Sigma TR = 100\%$ довольно постоянное во всей серии: $La = 4-5$; $Ce = 45-55$; $Pz = 4-5$; $Nd = 18-20$; $Sm = 3-4$; $Cd = 2-2,5$; $Dy = 1,5-2$; $Yb = 1-2$. Дифференциация лантаноидов в ряду базальт-фонолит достаточно четко фиксируется уменьшением отношений La/Nd , Ce/Nd , Pz/Nd и др. параллельно с возрастанием щелочности и щелочно-известкового индекса.

Радиоактивные элементы

Уран и торий. Концентрация радиоэлементов плавно возрастает к конечным членам параллельно с увеличением щелочности и особенно калия. Уран всегда остается в пределах обычных содержаний ($1,10^{-4}$ – $4,10^{-4}\%$), торий даже несколько ниже кларковых значений для щелочных формаций. Характерно во всей серии высокое торий–урановое отношение (7,5–10). Закономерно изменяется отношение Th/Ca , увеличиваясь к фанолитовому концу (1,5–12,0), что обусловлено неуклонным уменьшением содержания кальция.

Металлогенные элементы

Галлий. Характер кривых галлия и алюминия очень сходен, хотя и абсолютные содержания этих элементов варьируют в определенных пределах. Для всей серии характерно несколько пониженное и в целом постоянное содержание галлия ($2,5$ – $3 \cdot 10^{-3}\%$) и отношения Ga/Al (0,24–0,26).

Таллий. Для Тежсарской, резко калиевой, щелочной серии характерно повышенное содержание таллия (2 – $5 \cdot 10^{-3}\%$), в отдельных разностях фанолитов, достигающее 0,008%. Отношение Tl/K $\times 1000$ заметно круто возрастает в конечных членах серии.

Германий. Акцессорный германий в ряду базальт–фанолит проявляет необычную тенденцию к накоплению в крайних дифференцитах (от $1,10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-4}\%$). Кривая германия довольно сходна с кривой кремния, но лучше коррелируется с двухвалентным железом. Отношение $Ge/Fe \cdot 10^{-4}$ неуклонно возрастает от 0,3–0,5 в начальных членах до 1,0–1,5 в конечных.

Молибден. Концентрация молибдена во всей серии очень высока (3 – $6,10^{-4}\%$), нередко достигая 1 – $2 \cdot 10^{-3}\%$. Обогащение молибденом крайних членов весьма отчетливо (в 5–6 раз) и близко к поведению калия.

Медь. В противоположность молибдену и свинцу, медь концентрируется преимущественно в основных разностях (0,01–0,015%) и резко уменьшается в содержании в крайних дифференцитах (2 – $3 \cdot 10^{-3}\%$).

Свинец и цинк. В ходе дифференциации проявляют антогонистические тенденции. Свинец, как и молибден, параллельно с возрастанием калия достигает максимума в крайне кислом конце серии (3 – $6 \cdot 10^{-3}\%$) в то время как цинк, теснее ассоциирован с магнием и железом и в ходе дифференциации убывает (от 0,03–0,01 до 0,006–0,005%).

Мышьяк, серебро, ртуть. На пределе чувствительности обнаруживаются лишь в конечных членах серии в содержаниях заметно более высоких, чем кларки этих элементов. Особенно характерны мышьяк (0,006–0,01%) и ртуть (0,005%), образующие самостоятельные акцессорные минералы.

Элементы магматических эманаций.

Бор обогащает ранние члены эволюции (0,003%), резко понижаясь в крайних кислых разностях (0,001%).

Фтор, хлор. Фтор весьма характерный элемент базальт-фонолитовой серии Тежсарского комплекса. Если в начальных и промежуточных членах его концентрация не превышает (0,01–0,03%) то в конечных дифференциатах достигает 0,07–0,08%, а нередко 0,15–0,2%. Хлор, как и бор, мало характерен для рассматриваемой серии и обычно накапливается в ранних продуктах дифференциации ($7-8 \cdot 10^{-3}\%$).

Фосфор, сера ведут себя неодинаково, хотя оба элемента характерны для продуктов поздней кристаллизации. Накопление серы происходит в большей степени, чем фосфора.

Особенности концентрации и поведения элементов-примесей в породах Тежсарского щелочного комплекса могут быть сведены к следующим закономерностям.

1. Геохимическая история отдельных элементов в ходе эволюции Тежсарского щелочного комплекса зависит от уровня и режима щелочности (особенно калия) в исходной магме, от концентрации и кристаллохимических свойств элементов-примесей, а также от связи последних с главными петрогенными элементами, что фиксируется, как правило, закономерными изменениями отношений индикаторных пар элементов.

2. По концентрации элементов-примесей в отдельных членах, и в целом, в рассматриваемой серии, при сравнении с кларками для главных типов изверженных пород по А. П. Виноградову, выделяются три группы: а) элементы резко повышенной концентрации – $TR(Ce)$, Ba , Nb , Zr , Th , Mo , W , F ; б) элементы нормальной концентрации – Cs , Ga , Be , Y , Sr , U , Si , Mn , V , B , Ge , Sn , Cl , S и в) элементы пониженной концентрации – Li , Tl , Sc , Cz , Ni , Co , Zn , P и др.

3. Устанавливается отчетливая геохимическая специализация богатой калием исходной магмы "некогерентными" элементами – TR , Ba , Rb , Nb , Th , U , W , Sn , Zr не характерными для толеитовой и обычными для щелочной оливин-базальтовой и особенно гранитной магм. В то же время отмечаются постоянно пониженные концентрации элементов группы железа V , Mn , Ni , Co , Sc и Cz за исключением титана.

4. Накопление определенных ассоциаций элементов-примесей и поведение летучих, указывает на важную роль эманационных процессов в ходе дифференциации, что выражается в возрастании концентрации типичных пневматофильных элементов: Be , Zn , Nb , Sn , W , As , Hg , Y , F

в конечных членах серии, особенно в субвулканической и интрузивной фациях.

Геохимическая эволюция и петрогенезис

Характерными особенностями геохимической эволюции базальт-фонолитовой серии Тежсарского щелочного комплекса являются заметные вариации в темпах изменения концентрации элементов-примесей и индикаторных отношений при переходе от щелочного базальта-трахиандезита к щелочному трахиту – лейцитовому фонолиту. Так, резко возрастают к кислому концу концентрации – Ba , Li , Rb , Nb , Y , Yb , Th , F , Mo , Pb и отношения Ba/K , Rb/K , Y/Ca , Li/Na ; резко убывают в том же направлении концентрации Cz , Ni , V , Co , Cl и отношения Cz/Fe , Ni/Fe , Co/Fe . В то же время для многих элементов ха-

рактерна плавная устойчивая сериальность изменения содержаний Ga , Ge , U , Cs , Be , S , Mn , Ti и заметное постоянство отношений Ga/Al , Ge/Si , Ca/K и других.

Начальные члены описываемой вулканической серии по своим геохимическим особенностям близки к таковым базальт-трахитовых серий Полинезии и Гавай (Ноккольдс, Аллен, 1958), а конечные члены - к калиевым провинциям Монтаны-Хайвуд, Буффумбира и Сомма-Везувия (Тернер, Ферхуген, 1961).

В обогащении щелочной оливин-базальтовой магмы вышеотмеченными "некогерентными" элементами Д.Грин и А.Рингвуд (1968) решающую роль придают взаимодействию ее с веществом мантии и коры. Экспериментальные исследования указанных авторов находятся в согласии с мнением Х.Куно (1960) о самостоятельности щелочной оливин-базальтовой магмы, зарождение и дифференциация которой характерны для определенного интервала глубин в мантии.

Полученные авторами данные позволяют согласиться с мнением указанных исследователей и подчеркнуть, что особенности геохимической специализации Тежсарской щелочной вулканической серии указывают на первичный характер исходной щелочной оливин-базальтовой магмы. В то же время отчетливо вырисовывается двойственная природа ее геохимической специализации, которая обязана сочетанию процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации с явлениями глубинной и местной контаминации в пределах коры.

Гравитационно-кристаллизационная дифференциация оливин-базальтовой магмы на глубинах порядка 15-35 км, по-видимому, приводит к удалению из расплава вместе с оливином и моноклинным пироксеном главной массы элементов группы железа, и отчасти Cu , Zn , U , V . Одновременно, глубинная ассимиляция докембрийского гранито-метаморфического субстрата на путях движения дифференцирующегося расплава может привести, как установлено для других регионов (Тернер, Ферхуген, 1961, Ритман, 1964), к возникновению частных синтекктических магм трахиандезитового, а затем трахитового составов, обогащенных Ba , Rb , Cs , Tl , Mo , F , Zn , Nb и другими редкими элементами.

С усилением взрывной деятельности и подъемом вулканической камеры в верхние структурные этажи вероятно происходит интенсивное взаимодействие щелочно-трахитовой магмы с карбонатными породами палеозоя и мела, что вызывает частичную десиликацию расплава, усиление эманационной дифференциации при резком повышении активности щелочей, особенно калия, и массовую кристаллизацию лейцита. Отделение кристаллов лейцита от лейцит-трахитовой магмы, приводит к раздвоению хода дифференциации на ненасыщенную лейцит-фонолитовую, и остаточную; насыщенную ортоклаз-трахитовую ветви. В дальнейшем, их дифференциация в магматическом резервуаре ведет к появлению щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, а, в завершающие этапы - субщелочных гранитов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Армянской ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1956.
- Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы Центральной части Армянской ССР. "Вопросы вулканизма". Изд. АН СССР, 1962.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К., Шенгелая Г. Ш., Сихарулидзе Д. И., Картвелишвили К. М. Геофизические исследования земной коры и верхней мантии в области Кавказа "Геотектоника", № 3, 1966.
- Грин Д., Рингвуд А. и др. Петрология верхней мантии. Изд. "Мир", М., 1968.
- Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. А. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла / Армянская ССР /. Изв. АН Арм. ССР, "Науки о Земле", № 4, 1967.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, М-Л., 1950.
- Котляр В. Н. Лейцитовые породы Памбака, ЗВМО, т. 86, № 6, 1957.
- Котляр В. Н. Памбак / геология, интрузивы и металлогения /. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Меликсетян Б. М. Минералогия, геохимия и петрографические особенности Тежсарского щелочного комплекса. В сб. "Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных р-нов Арм. ССР". Изд. АН Арм. ССР, 1971.
- Ноккольдс С. Р., Аллен Н. Геохимические наблюдения. Изд. ИЛ, 1958.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. "Мир", М., 1964.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, , 1961.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. volcan., serie II, v. XX, 1959.*
- Kuno H. High-alumina basalts. Journ. Petrology № 1, 1960.*

Г. П. Багдасарян, Э. Г. Малхасян

НОВЫЕ ВЫХОДЫ МАЛЫХ ИНТРУЗИВОВ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В МЕЖДУРЕЧЬЕ АГСТЕВ-ДЕБЕД

Введение

Авторами в 1968 г. были проведены целенаправленные полевые исследования в полосе г. Мисхана – с. Джуджеван – с. Баганис для изучения неизвестных к тому времени в литературе выходов интрузивов и субвулканических образований в междуречье Агстев–Дебед.

Авторы поставили перед собой задачу осветить детальными наблюдениями широкую полосу от с. Баганис и до г. Мисхана, описать выходы встречающихся здесь интрузивных и субвулканических образований, отобрать образцы для петрографических и радиолого-геохронологических исследований, а также сделать попытку определить хотя-бы в первом приближении морфологию и размеры этих образований.

Сильная задернованность местности, покрытой здесь лесным массивом, к сожалению, во многом затрудняла выяснение поставленных вопросов. Тем не менее удалось выявить отдельные небольшие интрузивы и субвулканические тела, описать состав слагающих их пород, определить ориентировочные их размеры, а на некоторых участках наблюдать вмещающие их вулканогенные породы.

Поскольку рассматриваемые тела находятся в небольшом удалении друг от друга и на этих участках отсутствуют населенные пункты, нам пришлось для описания пронумеровать их (тело №1, №2 и т. д.).

Охарактеризованные интрузивы, вероятно, представляют собой приповерхностные тела преимущественно диоритового, кварцево-диоритового, габбро-диоритового и габбро-диабазового состава. Описаны также встреченные выходы вмещающих вулканогенных пород и отдельных субвулканических тел. Последние обладают кислым составом. Отметим также, что охарактеризованные образования нуждаются в специальном детальном исследовании с охватом крупномасштабным картированием.

Анализ и обобщение добытого нами фактического материала с достаточной убедительностью показали, что описываемые ниже магматические породы на участке с. Джуджеван – г. Мисхана принадлежит к средне-верхнеюрскому магматизму, а небольшие тела встреченные между с. Баганис–Джуджеван имеют явно меловой возраст.

Краткое геолого-петрографическое описание и данные по абсолютному возрасту даются ниже для юрских и меловых образований раздельно.

1. Краткая геолого-петрографическая характеристика юрских образований

Т е л о № 1. Встречено в 250 м от кочевки Нави-тахт (находящейся у шоссеиной дороги) в сторону г. Мисхана; обнажается вдоль шоссеиной дороги полосой в 50 м, среди туфобрекчий андезитового состава. Это субвулканическое тело неправильной конфигурации; сложено андезитовыми порфиритами.

Характерная для данного тела порода (обр. 5400) обладает сериально порфировой структурой с микродиоритовой структурой основной массы. Текстура грубо флюидальная. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и темноцветным минералом, реже кварцем. Главные компоненты основной массы - плагиоклаз и темноцветные. Акцессорные: рудный минерал, апатит, рутил. Вторичные минералы: серицит, карбонат, хлорит.

Плагиоклаз вкрапленников принадлежит двум генерациям, большинство размерами примерно в 1 мм, а единичные - в 3-5 мм в поперечнике; они хорошо огранены и образуют триады. Минерал нацело замещен чешуйчатым агрегатом серицита, альбитом, карбонатом и местами хлоритом. Наличие значительного количества карбоната в псевдоморфозах, по-видимому, свидетельствует о средне-основном составе плагиоклаза ряда андезин-лабрадора (?). Плагиоклаз основной массы мелкий короткостолбчатый (0,1 мм).

Темноцветные выполнены псевдоморфозой хлорита с примесью карбоната и, судя по их удлиненному габитусу, принадлежат, вероятно, к роговой обманке. Кварц в основной массе мелкий, < 0,1 мм, а также в небольшом количестве присутствует в псевдоморфозах по плагиоклазу. Рудный минерал - округлых очертаний в 0,2 мм, часто замещен титаноморфитом. Апатит присутствует в сростании с темноцветным. Можно предположить привнос в породу кремния и вынос железа.

Т е л о № 2. Интрузив находится примерно в 1 км к СВ от кочевки Нави-тахт, прослеживаясь на 450-500 м в лесу прерывистыми обнажениями. Сложен габбро-диоритами несколько варьирующего состава. Представительные для интрузива породы (обр. № 5390, 5383, 5384) обладают пойкилоофитовой структурой, массивной текстурой. Главные компоненты - авгит, зональный лабрадор. Акцессории - рудный минерал, апатит. Вторичные - уралит, хлорит, пелитовое вещество.

Авгит в виде крупных в 5-7 мм изометрических зерен является преобладающим в породе, в которой погружены идиоморфные лейсты лабрадора; замещается зеленым, волокнистым уралитом и слабо дву-преломляющим пелитом в виде мелковолокнистых сростшихся агрегатов. Плагиоклаз образует шестоватые сдвойникованные зональные кристаллы в 1x0,2 мм, ассоциирующиеся с авгитом или вторичными по нему продуктами. По углу симметричного угасания относится к лабрадору с внешней зоной до олигоклаз-андезина. Минерал пелитизирован как с пе-

риферии, так и неправильными прожилковыми участками внутри зерна.

Рудные минералы представлены ильменитом и пиритом. Первый образует неправильные зерна с острыми углами; частично разлагается на титанистые продукты, а частично замещается пиритом.

Тело № 3. Расположено в 1 км к ЮЗ от отметки 1332, 3, к востоку от интрузива № 2; обнажается полосой примерно 200 м. поперек шоссеиной дороги, протягиваясь в близширотном направлении. В плане этот интрузив напоминает удлиненное штокообразное тело. Слагающие его породы представлены кварцевыми диоритами, варьирующими местами до кварцевого габбро-диорита.

Преобладающие кварцевые диориты (обр. № 5272, 5396) под микроскопом обладают пойкилитовой и до диабазовой структурой.

Составные части - плагиоклаз (65%), кварц (15-18%), темноцветные (15%), рудный минерал (3%).

Вторичные минералы - хлорит-серицит, эпидот, карбонат.

Плагиоклаз (0,5-3,5 мм) представлен призматическими сдвойникованными зернами; в разрезе (010) определяется как андезин № 34-36. Таблитчатые зерна (0,5-1,5 мм) зональны. Минерал заметно катаклизирован, частично пронизан трещинками, вдоль которых замещен серицитом, хлоритом, карбонатом, эпидотом; по краям альбитизирован и замещен перлитовым веществом.

Темноцветные минералы (0,5-1,5, реже до 3 мм) нацело выполнены хлоритом и карбонатом с включениями рудного минерала и апатита (0,1 мм). Судя по габитусу, они, по-видимому, принадлежат роговой обманке и реже - биотиту.

Кварцевый габбро-диорит (обр. 5396) обладает массивной текстурой и офитовой структурой. Главные компоненты представлены плагиоклазом и хлоритом (псевдоморфозы по пироксену); второстепенные - кварцем, карбонатом, реже калишпатом; вторичные - хлоритом, карбонатом, соскюритом, цеолитом.

Плагиоклаз образует 3 генерации: I крупные - 1,5-2 мм идиоморфные, длиннопризматические шестоватые зерна составляют больше 50%; принадлежат к кислому лабрадору: $N_p : (010) = 33^\circ$; II генерация - зональные таблитчатые зерна в 0,5 мм; III - в виде мелких (0,1-0,7 мм) табличек включены в кварц, заполняющий интерстиции крупных зерен плагиоклаза. Хлорит образует псевдоморфозы по пироксену. Кварц заполняет промежутки крупных идиоморфных зерен плагиоклаза в виде одновременно угасающих пойкилобластических зерен. Карбонат развивается за счет плагиоклаза и темноцветного минерала. Цеолит образует тонкие прожилочки в плагиоклазе. Калишпат незначительными бурными выделениями развивается на стыках плагиоклаз II и III генерации и кварца, составляя очерочку плагиоклаза II генерации.

Этот интрузив сечется дайками кварцевого диорит-порфирита и диабазового порфирита.

Дайка кварцевого диорит-порфирита (обр. 5273) мощностью до 2 м ориентирована в ЗЮЗ направлении по азимуту 255° .

Структура породы порфиристая. Главные компоненты: плагиоклаз, темноцветные минералы, кварц. Аксессуары - апатит, магнетит. Вторичные

минералы: хлорит, кварц, серицит, альбит, калишпат, карбонат, пелитовое вещество. Плагиоклаз (70%) представлен в основной массе призматическими и таблитчатыми зернами, нацело альбитизирован, а также интенсивно замещен пелит-серицитовым продуктом. По краям зерна слегка калишпатизированы. Вкрапленники (0,8–3,5 мм) подвергнуты тем же вторичным изменениям. К интерстициям плагиоклаза приурочены: скопления хлорит-карбонат-рудного продукта, видимо, в результате полного замещения темноцветных минералов (25%) и мелкие зерна кварца (5%). Апатит (0,1 мм) очень редок, формы игольчатые.

Дайка диабазового порфирита (обр. 5397), секущая интрузив, имеет близширотную ориентировку. Текстура породы массивная. Структура гломеропорфировая с долеритовой структурой основной массы. Порфирные вкрапленники принадлежат плагиоклазу и темноцветным минералам. Основная масса сложена плагиоклазом, хлоритом, карбонатом, лейкоксеном. В качестве аксессуаров присутствуют апатит и магнетит.

Плагиоклаз вкрапленников представлен длинно-таблитчатыми (1x3 мм) и изометричными (1x1 мм) сдвойникованными зернами. В разрезах симметричного угасания относится к основному андезину-кислому лабрадору. Плагиоклаз основной массы (0,1x0,4 мм) слагает преобладающую часть ее в виде хорошо ограненных лейст. В незначительном количестве он присутствует также в виде тонких лейст (до 0,1 мм). Темноцветные вкрапленники нацело замещены вторичными продуктами, дающими два типа псевдоморфоз: 1 – мелкие изометричные зерна выполнены рутилом и лейкоксеном; принадлежит титаномagnetиту, из которого вышелоно железо. Во втором типе присутствуют также гранобластовые зерна карбоната и включения кварца. Минерал, по-видимому, представляет первичный моноклинный пироксен. Хлорит образуется по мезостазису, заполняя интерстиции плагиоклаза. Апатит в виде удлинённых призмочек чаще присутствует в гломеропорфировых скоплениях вкрапленников темноцветного минерала.

Т е л о № 4. Находится поблизости от дороги с. Джуджеван – г. Мисхана, в 0,8 км к СВ от интрузивного тела № 3 и в 0,6 км от тела № 2.

Интрузив, судя по небольшим ее выходам в лесу, обнажается на площади диаметром 150 м. Сложен средне- и мелкозернистыми габбро-диабазами с незначительными вариациями состава.

Структура породы (обр. № 5275) пойкилоцитовая, текстура массивная.

Главные компоненты принадлежат плагиоклазу и моноклинному пироксену, приблизительно в равных количествах. Вторичные минералы представлены хлоритом, волокнистым зеленым амфиболом, соссюритом, эпидотом; аксессуарии – магнетитом и сфеном.

Плагиоклаз идиоморфен, формы призматические, полисинтетические, реже таблитчатые индивиды; значительно катаклазирован, замещен по трещинкам соссюритом и хлоритом, иногда нацело выполняющим минерал. Плагиоклаз включен в крупные зерна пироксена (4–5 мм) в виде пойкилитовых вrostков. Пироксен выражен неправильными формами, подвергнутой интенсивной хлоритизации и амфиболитизации; реже присутствует эпидот.

Эти продукты развиваются вдоль трещинок и по краям, образуя часто полные псевдоморфозы. В сохранившихся зернах часто видны следы характерной для авгита призматической спайности; угол угасания: $cNg = 57-60^\circ$; $Ng - Np = 0,023-0,025$. Рудный минерал — магнетит (0,1–0,3 мм), встречается в промежутках плагиоклаза и составляет до 1% породы. Реже встречаются точечные зерна сфена.

Субвулканические тела кислого состава

На исследованной полосе нами наряду с вышеотмеченными телами основного состава встречены также отдельные выходы субвулканических образований преимущественно плагио-липаритового характера.

Тело № 5. Находится примерно в 1,2 км к СВ от интрузивного тела № 4, в седловинной части покрытой лесом; обнажается полосой в 100–110 м, напоминающая дайкообразное тело. Рассматриваемое субвулканическое образование представлено липаритовыми порфирами (обр. № 5379, 5380).

Структура породы олигофировая с микрокристаллической структурой основной массы. Вкрапленники представлены олигоклаз-альбитом, кварцем, калишпатом.

Основная масса сложена теми же компонентами. Кварц вкрапленников изометричный, в 1х1 мм, корродирован; в основной массе он не более 0,1 мм. Плагиоклаз порфирических выделений идиоморфен (до 1 мм), густо пелитизирован с четкими границами раздела с основной тканью. В основной массе он более изометричен размерами в 0,1 мм.

Калишпат вкрапленников (0,5х1 мм) сильно пелитизирован, разложен, дает расплывчатые контуры; в основной массе (0,1х0,5 мм) имеет призматические формы. Титаноморфит образует псевдоморфозы удлиненного габитуса по темноцветному минералу (биотиту?).

Тело № 6. Обнажается по дороге в 300–350 м от интрузивного тела № 4 в направлении к горе Мисхана; залегает в толще вулканогенных пород, слагающих участок между интрузивными телами № 4 и № 2. Описываемое субвулканическое образование имеет дайкообразную конфигурацию, представлен плагио-липаритами (обр. № 5394).

Структура породы мелкопорфирная с микрокристаллической структурой основной массы, в которой выделяются вкрапленники плагиоклаза. Главные компоненты основной массы: плагиоклаз, кварц. Второстепенные — гидрослюды. В качестве аксессуаров присутствуют апатит, циркон, рудный минерал.

Плагиоклаз вкрапленников (до 1 мм) образует коротко таблитчатые срезы, просто сдвойникованные и хорошо ограненные. По углу симметричного угасания (15°) и низкому рельефу относится к альбиту. В основной массе плагиоклаз дает идиоморфные (по отношению к кварцу) короткие таблички и лейсты, значительно пелитизирован. Кварц присутствует только в основной массе в виде округлых и *неправильных зерен размером 0,1 мм. Гидрослюды мелкими обрывками рассеяны в основной массе. Порода содержит также полуразрушенные ксенолиты — реликты микролитовых андезитов.

Вблизи от тела №6 обнажаются шириной примерно 12 м породы кислого состава, несколько розовато-желтого облика, представляющие возможно эффузивную фацию субвулканического тела №6.

В отличие от последнего порода здесь представлена (обр. 5396), девитрифицированным плагио-липаритом. Структура пятнистая, микрофельзитовая; в минеральном составе — кварц и полевой шпат. Порода представляет тонкозернистый фельзитовый агрегат, в котором округлыми пятнами раскристаллизовывается кварц пойкилобластического характера. Наблюдаются также участки мелкого рудного минерала с ореолом обурения.

Вулканогенные породы, вмещающие охарактеризованные интрузивы

Несмотря на то, что в задачу наших немногочисленных полевых исследований не входило изучение также вулканогенных образований все же определенное внимание (там, где удавалось в сильно задернованной лесистой местности встретить их обнажения) было уделено выходам этих пород. Представляют они несомненный интерес как вмещающие породы рассмотренных интрузивов.

Обнажение 1. Вулканогенные породы, обнажающиеся по дороге от кочевки Нави-тахт в 400–450 м в сторону г. Мисхана и в 250 м к ЮЗ интрузивного тела №1 представляют плагиоклазовые андезитовые порфириды, хлоритизированные, карбонатизированные (обр. №5401).

Структура породы порфировая с микролитовой структурой основной массы. Порфировые вкрапления: андезин-лабрадор и темноцветный минерал (псевдоморфозы по моноклинному пироксену). Основная масса сложена микролитами олигоклаз-андезина, кварцем и хлоритовым мезостагисом; второстепенным является карбонат.

Плагиоклаз вкрапленников 0,5 x 2 мм и мельче, образует сложные триады. Интенсивно деаортитизирован, частично серицитизирован и альбитизирован; в основной массе образует микролиты (0,1 мм) субфлюидального расположения.

Темноцветный минерал (1 x 3 мм) нацело замещен зернами карбоната. Присутствуют более мелкие срезы, выполненные преимущественно пенином. Можно предположить первичное присутствие диопсида и роговой обманки (?). Акцессорный апатит ассоциирует с темноцветным минералом; лейкоксен дает округлые стяжения в хлоритовых псевдоморфозах, а также мелко рассеяно во всей массе.

Обнажение 2. Встречено к СВ от кочевки Нави-тахт, между участками расположения интрузивных тел №1 и №2, несколько ближе к последнему. Порода (обр. №5387) представляет собой туфолаву андезитового состава.

Под микроскопом структура среднеобломочная. Порода состоит из обломков: пилотакситовых андезитов, микрофельзитовых дацитов с включениями эпидота, гиалопилитовых андезитов, сплавленных обломков непрозрачных лав с единичными порфировыми вкраплениями. Обломки сцементированы лавой липарито-дацитового порфира.

Вулканогенная порода, взятая из другого участка того же обнажения (обр. № 5393) представляет собой вулканомиктовый песчаник с незначительной примесью терригенного материала. Под микроскопом структура обломочная. Состоит из обломков лав и минералов, сцементированных железистым базальным цементом. Обломки пород представлены пилотакситовым и гиалопилитовым андезитом, микрофельзитовым дацитом. Большинство обломков, кроме общего ожелезнения, сильно серицитизировано. Обломки минералов состоят из кварца, олигоклаза, реже калишпата.

Обнажение № 3. Вулканогенные породы, вмещающие интрузивное тело № 3, к северу от него в виде небольшого обнажения, представлены туфобрекчиями андезито-базальтового состава (обр. № 5274).

Под микроскопом структура грубообломочная. Представлена обломками пород (55%), кристаллов (20%) и цементом (25%). Обломки (0,5-5 мм) угловаты, представлены базальтовыми, андезитовыми, диабазовыми порфиритами. Они интенсивно замещены вторичными продуктами - хлоритом, серицитом, альбитом, пелитом и частично пропитаны гидроокислами железа. Обломки кристаллов - плагиоклазы (0,4-1,5 мм) альбитизированы с замещением хлорит-серицит-пелитом. Цемент туфовый, раскристаллизованный на криптокристаллический агрегат, хлоритизирован, эпидотизирован с обильной примесью рудной пыли.

Обнажение № 4. Находится у шоссеной дороги в 600 м к ЮЗ от обнажения № 3 по дороге в сторону кочевки Нави-тахт. Породы представлены туфобрекчиями андезитового состава (обр. № 5274), слагающими участок между интрузивными телами № 3 и № 4.

Структура породы пирокластическая, обломки пород и кристаллов составляют соответственно 45 и 55%. Обломки пород (0,8-7 мм) представлены диабазовым, андезитовым и андезито-дацитовым порфиритами; угловатые, интенсивно хлоритизированы, карбонатизированы, с присутствием рудного вещества. Некоторые обломки перекристаллизованы, плагиоклаз в них сопровождается альбитизацией и пелит-серицитовым продуктом. Обломки плагиоклаза (0,3-2 мм) альбитированы с развитием хлорита, серицита, карбоната и пелита. Присутствуют в меньшем количестве также обломки кварца (0,3-0,6 мм), пластинки и чешуйки биотита (0,1-0,5 мм). Цемент туфовый, хлоритизирован, карбонатизирован, обильно содержит мелкообломочный материал отмеченных пород.

Возрастное положение

Охарактеризованные выше интрузивные, субвулканические и эффузивные образования не имеют прямой биостратиграфической привязки. Возраст их формирования определен в Лаборатории ядерной геохронологии ИГиН АН Арм. ССР кали-аргоновым методом. О методике исследований этой лаборатории достаточно обстоятельно изложено в ряде опубликованных работ Г. П. Багдасаряна и Р. Х. Гукасяна, посвященных абсолютному датированию магматических образований различных районов Арм. ССР (1965-1972). Поэтому нет необходимости останавливаться здесь

на этом вопросе. Отметим лишь, что один и тот же образец породы подвергался двум-трем сериям исследований двумя взаимоконтролируемыми вариантами: объемным и изотопным разбавлением аргоном-38. При этом образец исследовался на двух отдельных приборах, разными исполнителями, независимо друг от друга. Кроме того, в качестве дополнительного контроля при определении возраста образцов ставились всесоюзные сверочные эталоны. Все это с достаточной убедительностью подтверждает надежность полученных возрастных значений.

В таблице 1 приводится полный аналитический материал по данным абсолютного возраста описанных интрузивных и субвулканических образований, а в таблице 2 — вмещающих их вулканогенных пород.

Из рассмотрения таблицы 2 выявляется наличие в исследованной полосе вулканогенных образований двух различных возрастов: среднеюрских и верхнеюрских

Первые со значениями 164 ± 5 млн. лет (обнаж. №2, обр. 5393) и 167 ± 1 млн. лет (обнаж. №4, обр. 5276) отвечают верхнему байосу, а вторые (обнаж. №2, обр. 5387, обн. №1, обр. 5401, обнаж. №3, обр. 5274) дают синхронный возрастной ряд: от 144 до 147 млн. лет, отвечающие верхней юре.

На таблице 1 отчетливо выделяются три возрастных ряда пород — субвулканическое тело №1, представленное андезитовыми порфиритами принадлежит верхнему байосу (обр. 5400; 162 ± 2 млн. лет). Образование этого тела совершенно синхронно с породами дебедской и кошабердской свит и, вероятно, является одним из корней излияния указанных вулканитов в междуречьи Агстев-Дебед.

Ко II возрастному ряду принадлежат интрузивы средне-основного ряда (тела №№ 2, 3, 4) со значениями в 141—143 млн. лет. Эти сравнительно небольшие интрузивы, внедрены в конце верхней юры, после формирования верхнеюрских вулканогенных толщ района. С другой стороны они предшествуют внедрению Кохб-Шнохского гранитоидного массива и, возможно, принадлежат к единому очагу.

К III возрастному ряду относятся кислые субвулканические тела №5 и №6 липаритовых порфиров и плагиопорфиров, со средними абсолютными значениями, колеблющимися от 138 до 145 млн. лет. Эти тела по своему геологическому положению, составу пород и абсолютному возрасту являются близкими аналогами субвулканических натриевых липаритов ("альбитофиров") Алавердского рудного района, где по 12 сериям исследований на 6 образцах из пос. Шамлуг, г. Бугакар, с. Чочкан мы имеем возраст 140 ± 5 млн. лет (Багдасарян, Гукасян и др., 1966). О более раннем возрасте этих пород по отношению к Кохб-Шнохскому массиву указывают как геологические (Казарян, 1959), так и радиогеохронологические данные. Однако прямых геологических соотношений липаритов (тела №5 и №6) и интрузивов (тела №№ 2, 3, 4) нами не обнаружено. Поэтому вопрос требует дополнительных, более детальных работ. Интерпретация же полученных возрастных значений позволяет предположить о сравнительно раннем внедрении здесь субвулканических липаритов, максимальные возрастные значения которых несколько выше таковых указанных интрузивов. Отметим также, что при

Таблица 1

№ пп	Номера образ- цов	Название минерала или горной породы и место взятия	Содержание калия в %	K ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁶	% радио- генн. ⁴⁰ Ar	⁴⁰ Ar см ³ /г 10 ⁻⁶	Ar ⁴⁰ г/г 10 ⁻⁹	Ar ⁴⁰ K		Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет
								10 ⁻³	10 ⁻³		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
1.	5400	Тело №1. Субвулканическое образо- вание. Андезитовые порфириты.	1,37	1,67	54,5	8,61	15,4	9,20	164	162 ₊₂	
			1,37	1,67	66,7	8,76	15,7	9,40	162		
			1,37	1,67	92,0	8,65	15,5	9,27	160		
2.	5390	<u>Интрузивное тело №2.</u> Габбро-диори- ты.	0,40	0,49	45,2	2,50	4,48	9,10	155	145 _{±9}	
			0,40	0,49	45,8	2,34	4,19	8,58	148		
			0,40	0,49	18,0	1,90	3,40	6,94	122		
3.	5272	<u>Интрузивное тело №3.</u> Кварцевые дио- риты варьирующего состава.	0,82	1,00	-	4,57	8,20	8,20	142	142	
4.	5396	Кварцевый габбро-диорит, из того же интрузива.	0,83	1,01	89,4	4,52	8,08	8,08	140	141 _{+1,5}	
			0,83	1,01	13,1	4,54	8,13	8,13	142		
5.	5273	Кварцевый диорит-порфирит. Дайка, секущая интрузив.	1,35	1,65	61,7	7,58	13,6	8,25	143	143	
			1,35	1,65	55,1	7,66	13,7	8,25	143		
6.	5397	Кварцевый габбро-диорит. Дайка,секу- щая интрузив.	0,91	1,11	73,7	4,95	8,86	8,00	139	142 ₊₃	
			0,91	1,11	44,4	5,26	9,42	8,47	146		

Продолжение табл. 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
7.	5275	<u>Интрузивное тело №4. Габбро-диабаз.</u>	0,36	0,44	27,8	2,01	3,62	8,23	142	143,5 \pm 1,5
8.	5379	<u>Субвулканическое тело №5. Липаритовый порфир.</u>	1,64	2,00	55,7	8,94	16,0	8,00	139	138 \pm 1
9.	5380	Липаритовый порфир из того же тела №5.	1,64	2,00	88,2	8,74	15,7	7,85	137	138 \pm 1
			2,31	2,82	91,0	12,5	22,4	7,94	138	
			2,31	2,82	73,9	12,5	22,4	7,94	138	
10.	5394	<u>Субвулканическое тело №6</u> Плаггио-липаритовый порфир	2,31	2,82	71,5	12,7	22,7	8,05	140	145 \pm 5
			0,95	1,16	77,8	5,61	10,0	8,62	149	
			0,95	1,16	31,8	5,20	9,31	8,05	140	
11.	5395	Плаггио-липаритовый порфир из того же тела №6	1,07	1,30	75,9	5,72	10,20	7,84	136	142 \pm 6
			1,07	1,30	88,8	6,25	11,10	8,53	148	

Таблица 2

№ пп	Номера образцов	Название минерала или горной породы и место взятия	Содержание калия в %	K^{40}	% радио-	Ar^{40}	Ar^{40}	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}}$	Возраст в млн. лет	Среднее значение возраста в млн. лет.
				г/г 10^{-6}	генн. Ar^{40}	см ³ /г 10^{-6}	г/г 10^{-9}	10^{-3}		
12.	5401	Обнажение №1. Вулканогенные породы, обнажающиеся в 250 м к ЮЗ от интрузивного тела №1. Андезитовый плагиоклазный порфирит.	1,24	1,51	55,9	7,36	13,2	8,73	150	147 ₋₃
			1,24	1,51	61,5	6,99	12,5	8,30	144	
13.	5387	Обнажение №2. Вулканогенные породы, слагающие участок между интрузивными телами №1 и №2. Туфолава андезитового состава, к СВ от тела №1	1,33	1,63	80,8	7,12	12,75	7,83	136	147 ₋₇
			1,33	1,63	86,2	8,24	14,70	9,03	155	
			1,33	1,63	85,4	7,83	14,05	8,62	149	
14.	5393	Вулканомиктовый песчаник с некоторой примесью терригенного материала. К СВ от тела №2.	3,10	3,78	82,2	19,5	35,0	9,25	159	164 ₋₅
			3,10	3,78	97,3	20,9	37,34	9,87	169	
15.	5274	Обнажение №3. Вулканогенные породы, обнажающиеся севернее интрузивного тела №3. Туфобрекчия андезит-базальтового состава.	0,91	1,11	41,7	4,85	8,68	7,82	136	144 ₋₈
			0,91	1,11	36,9	5,43	9,72	8,75	152	
16.	5276	Обнажение №4. Вулканогенные породы, слагающие участок между интрузивными телами №3 и №4. Туфобрекчия андезитового состава.	1,40	1,71	80,3	9,30	16,6	9,70	168	167 ₋₁
			1,40	1,71	78,1	9,20	16,5	9,35	166	

прочих равных условиях средне-основные интрузивные породы по своему минералогическому составу удерживают радиогенный аргон гораздо лучше, чем бесслюдистые липариты. В нашем случае, как и с субвулканическими липаритами Алавердского рудного района, эти породы, по-видимому, претерпели некоторое аргонное омоложение, на что указывает наблюдающаяся под микроскопом частичная измененность породы. Поэтому при геологической интерпретации цифр абсолютного возраста для таких пород сравнительно более надежными и близкими к истинному возрасту являются лишь максимальные абсолютные значения.

II. Краткая геолого-петрографическая и радио-хронологическая характеристика меловых магматических образований

Наблюдения над этими породами носили несколько попутный характер и охвачены лишь на небольшом отрезке по дороге между с. Баганис и Джуджеван. Слагают здесь осадочно-вулканогенные породы, отнесенные предыдущими исследователями к юре. Однако, как увидим ниже, выявляются на этом участке радиологическими данными породы также мелового возраста, что указывает на необходимость проведения здесь, как и в междуречьи в целом, более детальных геологических и петрографо-радиогеохронологических исследований.

Попутные наблюдения проведены нами здесь лишь на 4-5 пунктах, где встречались выходы следующих магматических пород.

I. Габбро-порфирит, биотитовый (обр. № 5374); залегает, по-видимому согласно с вмещающими вулканогенно-осадочными породами у с. Айрум-Баганис. Мощность ее меньше 10 м.

II. Габбро-порфирит, биотитовый (обр. 5376); встречен по дороге в сторону с. Джуджеван, на окарине с. Баганис. (армянский). Как по внешнему виду и составу, так и по условиям залегания последний аналогичен предыдущему габбро-порфириту. Поэтому петрографическое описание для обоих этих пластовых тел дается вместе. Структура породы крупнопорфировая, с призматической структурой основной массы. Порфиновые вкрапленники - лабрадор и единичные, сравнительно мелкие кристаллы авгита и биотита. Главные компоненты основной массы - андезин, авгит. Второстепенные - рудный минерал, титаноморфит. Аксессуары представлены апатитом, сфеном. Вторичными минералами являются флогопит, хлорит. Плаггиоклаз вкрапленников образует крупные (3 x 7; 5 x 10; 1,5 x 3 мм) таблитчатые, полисинтетически сдвойникованные (б. ч. по 010) триады. По углу симметричного угасания относится к лабрадору № 55. В основной массе плаггиоклаз образует (0,2 x 0,05 мм) лейсты кислого андезина, резко идиоморфный к хлориту и флогопиту. Последние часто выполняют интерстиции микролитов плаггиоклаза. Авгит порфировых вкрапленников (до 1 мм), обычно в гломеропорфировых скоплениях по 3-4 зерна, буроват. В основной массе авгит составляет значительную часть в виде мелких (0,1-0,2 мм) округлых зерен в сростании с хлоритом, флогопитом и рудным минералом. Хлорит составляет заметную часть породы, в виде псевдоморфоз по изометричному темноцветному, но

б.ч. за счет мезостазиа. Флогопит присутствует в тесном сростании с хлоритом в виде краснобурых листочков. апатит дает длинные призмочки. Рудный минерал мелкой сыпью густо насыщает основную ткань породы, также в сростании с титаноморфитом; реже он включен в вкрапленники плагиоклаза.

III. Габбро-диабаз (обр. №5378). Встречен на окраине с. Джуджеван в виде пластовой интрузии мощностью больше 10 м. Эти образования впервые выявлены и описаны Э.Г. Малхасяном и З.О. Чибухчяном (1970). Отличается от предыдущих также мелкопорфировым строением. Под микроскопом структура гломеропорфировая с микродолеритовой структурой основной массы. Порфировые вкрапленники слагают большую часть породы, представлены лабрадором, авгитом и псевдоморфозами серпентина, по-видимому, по оливину или ромбическому пироксену. Основная масса состоит из плагиоклаза, авгита и хлоритизированного мезостазиа. В качестве аксессуаров присутствуют апатит, сфен, рудный минерал. Плагиоклаз вкрапленников (1–2 мм) образует гломеропорфировые скопления. В основной массе он дает идиоморфные короткие (0,2 мм) лейсты. Авгит вкрапленников (1 мм) присутствует редкими зональными зернами, а в основной массе – в виде мелких (0,1 мм) коротких табличек. Рудный минерал обильно рассеян в основной ткани в виде мелких зерен в ассоциации со сфеном. Апатит образует игольчатые кристаллики.

IV. Туф щелочной, витрокластический (обр. №5377). Обнажается на участке между с. Баганис (арм.) и с. Джуджеван, наподобие слоя мощностью в 3–4 м. Порода кирпично-красного облика. В ней оказалось чистого калия 5,85% ($K_2O = 7,02\%$), что совершенно необычно для юрских вулканогенных пород Арм. ССР.

Под микроскопом структура кристалло-витрокластическая. Кристаллокласты – андезит, разложенный калишпат, моноклинный пироксен. Литокласты – стекло и гиалопилитовый андезит. Основная масса сложена гематитом и слабо девитрифицированным бурым стеклом.

Абсолютные возрастные данные охарактеризованных пород сведены в таблице №3, из которой отчетливо виден явный меловой возраст пластовых габбровых тел. Ранее возраст этих образований (Малхасян, Чибухчян, 1970) методом сравнительной дисперсии двупреломления был определен как верхнемеловой (76 ± 2 млн. лет). Аналогичные данные получены также по нескольким сериям параллельных радиологических исследований. Как известно, близкие им по возрасту, причем геологически и радиологически хорошо датированные породы Иджеванского прогиба представлены субвулканическими липаритовыми порфирами (Багдасарян, Гукасян, Мнацакян, 1961). Однако вопрос их взаимоотношений с нашими габброидами имеет немаловажное значение и нуждается в обосновании. Значительный интерес с точки зрения магматизма представляет необычный для района щелочной характер и возраст туфа (Обр. №5377). Судя по полученным трем параллельным значениям, абсолютного возраста, этот туф принадлежит середине мела или самым верхам нижнего мела. В целях обстоятельной геологической интерпретации возраста этого туфа и питающего его магматического очага необходимы дополнительные исследования.

Таблица 3

№ пп	Номера образцов	Наименование минерала или горной породы и место взятия	Содержание калия в %	K^{40}	% радиоген.	Ar^{40}	Ar^{40}	Ar^{40}	Возраст в млн. лет	Среднее значение, в млн. лет
				г/г 10^{-6}		Ar^{40} 10^{-6}	г/г 10^{-9}	K^{40} 10^{-3}		
17.	5374	I Габбро-порфирит, биотитовый. С окраины с. Айрум-Баганис.	3,33	4,06	57,1	10,16	18,20	4,48	79	81 \pm 3
			3,33	4,06	78,0	11,00	19,60	4,82	85	
			3,33	4,06	85,8	10,22	18,30	4,50	79	
18.	5376	II Габбро-порфирит, биотитовый. У с. Баганис (арм.)	2,85	3,48	34,8	8,69	15,56	4,47	79	83 \pm 3
			2,85	3,48	86,4	9,44	16,90	4,89	86	
			2,85	3,48	83,6	9,41	16,85	4,85	85	
19.	5378	III Габбро-диабаз. С окраины с. Джуджеван.	0,85	1,04	18,0	2,46	4,40	4,23	75	75 \pm 1
			0,85	1,04	18,2	2,53	4,53	4,35	77	
20.	5377	IV Туф, щелочной, красный. Между с. Баганис (арм.) и с. Джуджеван.	5,85	7,14	83,1	22,0	39,4	5,51	97	99 \pm 2
			5,85	7,14	97,0	23,1	41,4	5,79	101	
			5,85	7,14	92,6	22,1	39,6	5,55	98	

В заключение следует отметить, что территория междуречья Агстев-Дебед является, на наш взгляд, одной из интереснейших и пока еще недостаточно изученных в отношении геологии и магматизма областей Армянской ССР. Первоочередного внимания заслуживают здесь геолого-петрологические и радиолого-геохронологические исследования.

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мнацаканян А. Х. Новые данные к геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по материалам Арм. ССР. ДАН Арм. ССР, т. 33, № 4, 1961.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мкртчян Р. С., Саркисян Э. А., Гургенян Г. Г., Хачатрян Л. М. Об абсолютном значении магматических пород Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIX, № 5, 1966.
- Казарян Г. А. Жильные породы Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XII, № 6, 1959.
- Малхасян Э. Г., Чибухчян З. О. Субвулканические и интрузивные образования междуречья Агстев-Дебед. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1970.

Э. Х. Харазян

О ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ ДОЛЕРИТОВЫХ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРМЯНСКОЙ ССР

Среди новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических продуктов северо-западной части Армянской ССР значительное место (более, чем 1/3 часть площади всех вулканитов) занимают долеритовые базальты.

Излившиеся в районе Джавахетского (Кечутского) хребта лавовые покровы долеритовых базальтов широким фронтом текли во все стороны и почти полностью залили древние долины рр. Ахурян, Дзорагет, Дебед, Храми, Машавера и Паравани. Обширные лавовые поля (до 30 км), в верховьях этих рек, вниз по течением переходят в узкие (1-2,5 км) и длинные лавовые языки, прослеживающиеся на расстояниях более, чем 90 км.

Имея максимальную мощность до 300 м толщина долеритовых базальтов в разрезах расчленяется на две части - нижняя и верхняя, которые в свою очередь состоят из множества (до 28) отдельных мало-мощных (в среднем 4-6 м) потоков (Харазян, 1966, 1968). Все потоки однотипные и имеют хорошо выраженные нижние и верхние границы.

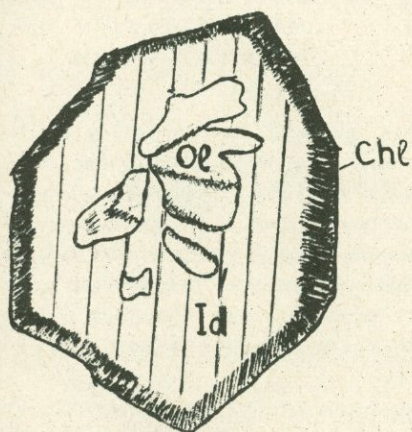
Макроскопически долеритовые базальты это серые, темносерые, иногда с фиолетовыми или синеватыми оттенками, массивные породы с изменчивой пористостью. Хорошо наблюдается их кристаллически-зернистое строение, выраженное отдельными медово-желтыми зернами оливина и скелетом из сложнопереpletенных плагиокзовых призмочек.

Под микроскопом долеритовые базальты имеют порфиристую структуру. Вкрапленники представлены почти только оливином (до 5-7%) состава форстерит-гиалосидерит ($34\% \text{Fe}_2\text{SiO}_4$). Минерал по краям зерен часто окислен или превращен в иддингсит. Более редко встречаются вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена, которые почти всегда резорбированы и по краям оплавлены. Основная масса долеритовых базальтов полнокристаллическая с долеритовой или пойкилоофитовой структурами. Она состоит из многочисленных беспорядочно расположенных призм плагиоклаза состава лабрадора (51-61% Ап), в угловатых промежутках которых сгруппированы более мелкие, преимущественно таблитчатые или совершенно ксеноморфные плагиоклазы самой поздней генерации, а также кристаллы клинопироксена. При больших увеличениях в интерстициях между наиболее поздними плагиоклазами во многих местах замечены совершенно ксеноморфные выделения щелочного полевого шпата. По всей основной массе равномерно разбросаны мелкие выделения

оливина и зерна рудного минерала. Значительно развит также апатит, иголки которого почти всегда располагаются внутри крупных плагиоклазов.

Во многих местах разреза нижних долеритовых базальтов вообще и очень незначительно в низах верхних долеритовых базальтов (в бассейне рр. Дзорагет и Дебед) породы окрашены в темно-грязнозеленоватые и зеленовато-бурые цвета, в свежих изломах с зеленовато-синеватым оттенком. Как выяснилось, это обусловлено интенсивными вторичными изменениями: главным образом хлоритизацией и карбонизацией и лимонитизацией первоначальной свежей серой-темносерой породы. Изменениям подверглись, в основном, оливин. плагиоклазы поздней генерации и рудный минерал.

Самой распространенной формой вторичных изменений оливина здесь является его хлоритизация. Обычно процесс хлоритизации оливина развивается по краям и трещинам минерала, располагаясь за иддингситовой каймой (фиг. 1); редко этот процесс начинается также с центральной части оливина. Образованный за счет оливина хлорит представлен тем-



Фиг. 1. Схема изменения вкрапленного оливина в нижних долеритовых базальтах уш. р. Ахурян, выше с. Ама-
сия.

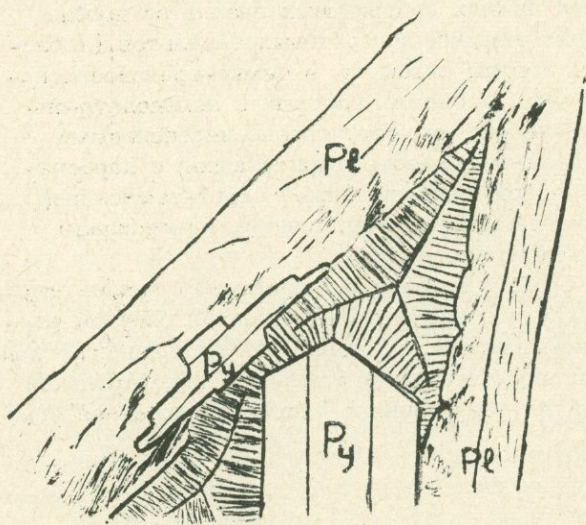
Ol - оливин, Id - иддингсит,
Chl - хлорит. Вел. 1,5 мм.

но-грязнозеленоватым мелкозернистым агрегатом или более светлого цвета тонко-радиально-волокнистыми выделениями. Редко у полностью хлоритизированных оливинов встречены отдельные яркозеленые или зеленовато-синеватые пластинчатые выделения хлорита с хорошо заметной спайностью.

В отдельных случаях (самые нижние потоки ушеля р. Дзорагет, у с. Кирово и выше пос. Лорплемсовхоза) вкрапленники оливина частично или полностью замещены карбонатом. Хлориты здесь встречаются лишь по краям и трещинам бывшего минерала.

Значительное количество хлорита и карбоната и лимонита образовано в основной массе долеритовых базальтов. Здесь они выполняют угловатые промежутки-интерстиции плагиоклазовых призм, видимо, замещая наиболее позднеобразованные плагиоклазы. Хлориты образуют радиально-волокнистые агрегаты, иногда полностью заполняющие эти интерстиции

(фиг. 2) или же концентрические узкие полосы параллельно-волокнистых выделений, обволакивающих плагиоклазовые призмы (фиг. 3). Во



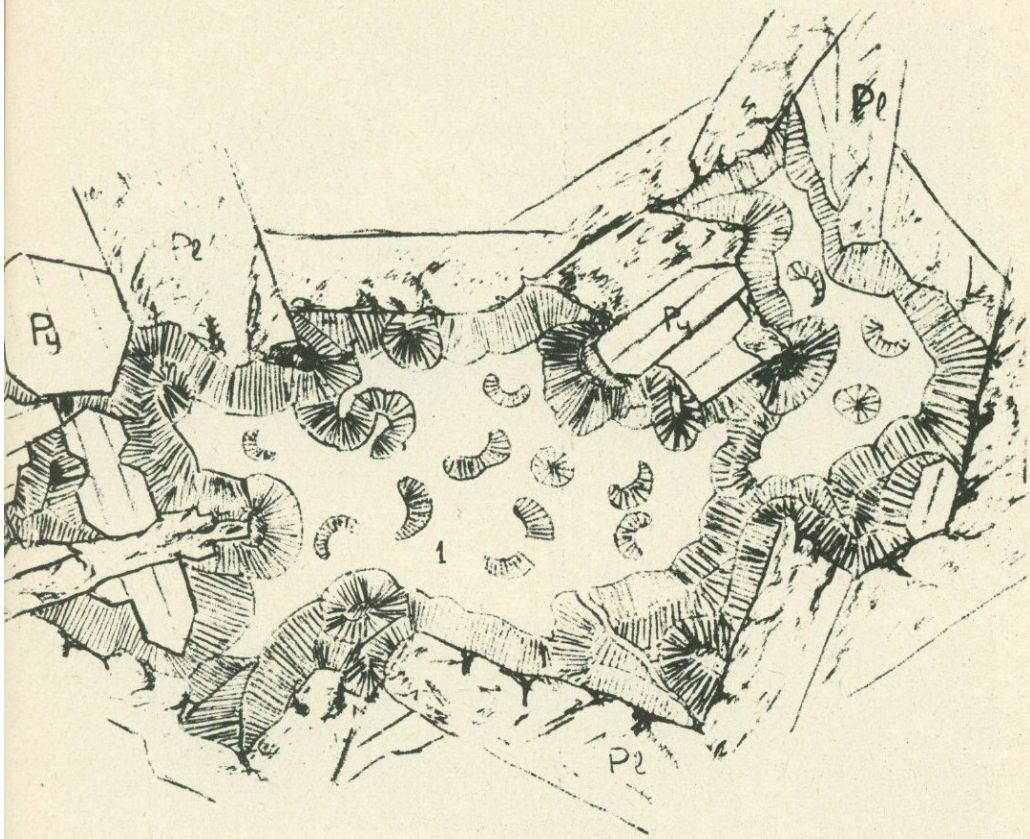
Фиг. 2. Заполнение межплагиоклазовых интерстиций основной массы долеритовых базальтов радиально-волокнистым хлоритом. Вел. 0,5 мм.

втором случае, наблюдавшемся у наиболее крупных интерстиций, центральные части заполнены карбонатом, в котором, в свою очередь, располагаются многочисленные мелкие (менее 0,15 мм) червовидные новообразования радиально-волокнистого хлорита (фиг. 3). Кроме выше-названных типов значительно распространены также тонкозернистые агрегаты яркозеленого хлорита с многими трещинами "высыхания". Хлоритовое вещество интерстициальных участков через трещины в плагиоклазах первой генерации проникает во внутрь и создает там новые очаги изменения.

Пироксены основной массы, как и вкрапленники этого минерала, насколько не затронуты процессами хлоритизации и карбонатизации (фиг. 2). В редких случаях (18-ый поток ущелья р. Дебед, у с. Айгеат) заметны лишь следы уралитизации клинопироксена.

Значительно изменен рудный минерал, который в конечном итоге превращен в железистые гидроокислы — гётит и лимонит. Последние отложены как в порах и трещинах, так и в интерстициальных частях. Из наиболее редковстречаемых изменений следует отметить слабую серицитизацию крупных плагиоклазов в 19-ом потоке ущелья р. Дебед, в районе с. Айгеат. В основной массе этого потока среди сильно хлоритизированных участков часто встречаются также мелкие шарики зеленовато-бурого или коричневатого минерала, с радиально-лучистым строением, размером менее 0,15 мм. Вокруг шариков радиально расположены чуть большего размера неправильно листоватые зерна карбонатов с налетом железистых гидроокислов. Их цвет желтоватый. Общий вид этих минеральных новообразований очень похож на цветок подсолнечника.

Все поры и микротрещинки измененных долеритовых базальтов полностью или частично заполнены радиально-лучистыми или натечно-почко-

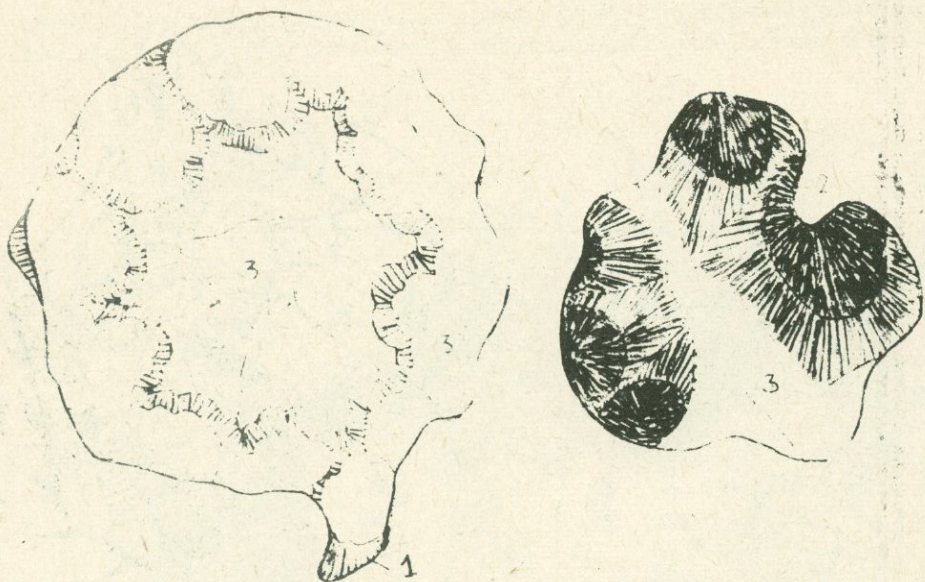


Фиг. 3. Заполнение крупных межплагиоклазовых интерстиций основной массы долеритов параллельно-волокнистым и червовидным хлоритами и карбонатами (1).

видными агрегатами вышеназванных продуктов изменений, а в средней части разреза межформационного потока района с. Куртан, также минералами группы цеолитов. Последовательность отложения вторичных продуктов в порах непостоянная: то сначала образовались хлориты, а затем карбонаты и гидроокислы железа, то наблюдается другая последовательность. Более редко тонкие полосы этих минералов многократно чередуются друг за другом (фиг. 4).

Для установления более точного минерального состава хлоритов и карбонатов, заполняющих поры нами иммерсионным методом были измерены показатели преломления около двух десятков образцов минералов. В образцах № 14 (ущелья р. Машавера, на обочине шоссе у с. Степанаван-Тбилиси), № 667 (18-ый поток ущелья р. Дзорагет, у с. Айгеат) и № 746 (один из нижних потоков ущелья р. Ахурян, выше с. Амасия) показатели преломления хлоритов варьируют в пределах: $n_p = 1,544 - 1,558$ и $n_g = 1,570 - 1,582$, что соответствует минеральному ряду антигорита.

В образцах карбонатов из пор из ущелий рр. Ахурян, Машавера, Па-



Фиг. 4. Заполнение пор измененных долеритовых базальтов хлоритом (1), лимонитом (2) и карбонатами (3). Величины 1,5 мм и 1,0 мм.

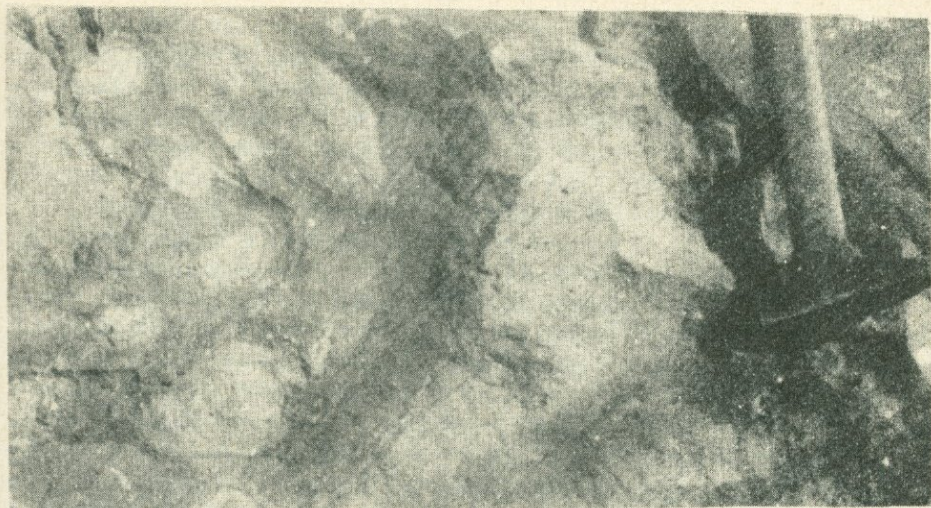
вани и Дзорягет показатели преломления равны, соответственно, $N_p = 1,534 - 1,540$ и $N_g = 1,668 - 1,686$, что характерно для арагонита.

Хотя у наиболее сильно измененных разностей долеритовых базальтов содержание хлорита не превышает и 20% общего объема, все же цвет этого минерала становится характерным для внешнего облика этих пород.

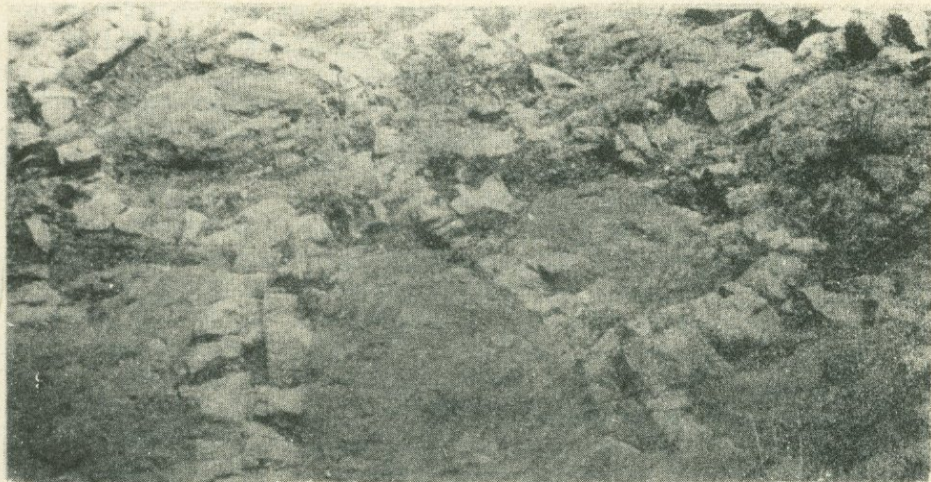
В самом низу лавовой толщи изменены целые потоки (вплоть до верхней пузыристой оболочки включительно), а в других местах — только отдельные изолированные друг от друга неправильноокругленные или со всевозможными извилистыми очертаниями участки, беспорядочно разбросанные в массе свежей породы. Размеры измененных участков от нескольких сантиметров до нескольких метров. От такого сочетания окрасок многие потоки получают очень хорошо заметные издали очковые или пятнистые поверхности (фиг. 5.). Измененные участки потоков характеризуются округло-глыбовыми, шаровидными и луковично-скорлуповатыми отдельностями. Переходы между измененными и свежими базальтами довольно четкие и происходят на расстоянии 1–3 см.

В частично измененных потоках измененные участки обычно располагаются во внутренних массивных частях или в ядрах крупных глыб, далеко от каких-либо трещин или других полостей.

В 18-ом потоке ущелья р. Дебед (на ровном участке тропы с. Айгеат-ж. д. ст. Кобер) и в первом потоке ущелья р. Ахурян (в 4 км ниже с. Амасия) долеритовые базальты, имеющие крупностолбчатые (0,4–2 м) отдельности, изменены только в ядрах столбов, тогда как на стенках (толщиной 10–15 см) они совершенно свежи (фиг. 6).



Фиг. 5. Пятнистая поверхность неполностью измененного долеритового базальта в ущелье р. Ахурян.



Фиг. 6. Столбчатая отдельность неполностью измененного долеритового базальта в ущелье р. Дебед, у с. Айгеат. В ядрах порода измененная, а в корках - свежая.

На левой стороне той же тропы валяется отколотая из 19-го потока двухметровая глыба долеритового базальта. На южной слабешероховатой неровной поверхности скола глыбы замечается черное округлое отверстие небольшой трубчатой пустоты диаметром 4,5 см и глубиной сохранившейся части 11 см. Вокруг трубы, на расстоянии до 9-10 см от ее кромки порода совершенно свежая, далее до круга радиусом 25-30 см она сильно изменена. Во всей остальной части глыбы порода снова свежая.

В основании левого борта ущелья р. Дзорагет на повороте нижнего серпантина шоссе Степанаван-Калинино, а также во многих других местах измененные долеритовые базальты пересекаются трещинами различных направлений. Везде около трещин в виде узких (3-5 см) параллельных полос порода свежая. Поры, находящиеся в этих полосах, пустые, тогда как на расстоянии нескольких сантиметров (в измененной зоне) они полностью заполнены вторичными продуктами.

Наблюдается также интересная взаимосвязь между измененными участками базальтов и выходами родников. Почти всюду измененные лавы в той или иной степени мокрые и из них местами сочится слабоминерализованная холодная вода. На правом борту ущелья р. Ахурян, на трассе II-го (правобережного) магистрального водовода Казанчи-Ленинакан, выше с. Амасия, около 2 км, сильно измененные долеритовые базальты основания лавовой толщи, кажущиеся совершенно сухими даже в свежем изломе, в порах содержат конденсированную воду. Последняя обнаруживается при раскалывании молотком отдельных крупных глыб, когда окружность расколотых пор тут же смачивается. На стенках пор, имеющих диаметры до 1,5 см, отложены сначала тонкие (1-1,5 мм) корочки белого-слаборозоватого карбоната, а затем почковидные образования черного лимонита.

Аналогичные вторичные изменения долеритовых и других базальтов широко распространены и на других лавовых полях Малого Кавказа - в бассейнах рр. Храми, Машавера, Паравани и Раздан, в Приереванском районе (так называемые мандельштейновые базальты основания плиоценовой вохчабердской свиты), а также в лавовых полях Тимана (Куплетский, 1940, Сазонова, 1938, Сердюченко, 1953), Прибайкалья (Белов, 1963) и многих других районов мира.

Механизм таких изменений все еще остается неясным. Одни исследователи считают эти продукты первичномагматическими (Батти, 1963, Никольс, 1963, Сазонова, 1938), полагая, что мы имеем дело не с порами, в дальнейшем заполненными хлоритами, карбонатами и другими вторичными минералами, а с первичными жидкими каплями этих веществ, отделившимися при ликвации первичного силикатного расплава.

Некоторые ученые высказывают мнение об их позднемагматическом-автометасоматическом происхождении (Куплетский, 1940, Сердюченко, 1953).

Известно, что такие вторичные минералы могут образоваться также при последующих гидротермальных процессах.

К нашему случаю не пригоден ни один из предложенных механизмов.

Хлориты, карбонаты и другие, по нашему мнению, вторичные минералы нельзя считать первичномагматическим, так как ими заполнены многочисленные поры и трещинки, а это могло происходить только в постмагматическое время, когда лава уже полностью затвердела.

Против автометасоматического механизма образования названных минералов говорят и многие геологические факты. Во-первых - автометасоматические изменения, в первую очередь, должны были происходить в наиболее мощных лавовых потоках или же в наиболее мощных частях

других маломощных потоков, причем, только в центральных их участках, где, естественно, могло бы накопиться больше магматических флюидов, могущих вызвать этот процесс. Между тем, очень часто, располагавшиеся рядом более мощные потоки совершенно свежи, а относительно маломощные — изменены. Даже в одном и том же потоке изменения обязательно не приурочиваются к наиболее мощным ее частям.

Если даже предполагать, что автометасоматические процессы в действительности имели место, то тогда возникает следующее противоречие: заполняющие пустоты магматические летучие компоненты первоначально находившиеся, несомненно, в газовой-жидком состоянии, после затвердевания никак не могли бы полностью заполнить эти пустоты. Ведь при затвердевании расплавов происходит значительное уменьшение объемов.

И, наконец, как уже было отмечено, процессы изменения наиболее развиты в низах нижних (более древних) долеритовых базальтов. Вверх по разрезу лавовой толщи степень изменения пород постепенно уменьшается и в средней и верхней частях верхних долеритовых базальтов они уже отсутствуют. Получается, что более древние потоки почему-то были богаты магматическими летучими, а более молодые — совершенно лишены их. Такое предположение не обосновано, так как все части указанной лавовой толщи по петрографическому, петрохимическому и минералогическому составам совершенно идентичны (Харазян, 1968, 1971).

Объяснить изменения долеритовых базальтов деятельностью последующих других гидротермальных растворов также нельзя: вокруг главных путей движения предполагавшихся растворов (трещины и другие полости) порода совершенно свежая. Нерешенным остается и вопрос об источниках этих гидротерм-измененные лавы развиты на большом пространстве, значительно удаленном (20–70 км) от своих центров излияний. По пути другие молодые гидротермальные поля не встречены.

По нашему мнению, все наблюдавшиеся выше вторичные изменения связаны с процессами "старения" долеритовых базальтов — их длительным нахождением под влиянием процессов выветривания.

Еще Г. Розенбушом была подчеркнута большая роль выветривания (изменений, вносимых атмосферными агентами) в образовании хлоритов, карбонатов и других вторичных минералов в изверженных основных породах. По этому поводу указанный автор пишет "Тому, кто знает свежий диабаз, нетрудно будет узнать в образованной, в результате выветривания, смеси из глины, хлорита, лимонита, карбоната и кварца обычную структуру и состав этой породы" (Розенбуш, 1934). Процессы выветривания лавовых пород по Г. Розенбушу представляют собой, в значительной мере и химические процессы. Так как изменения, вызываемые атмосферными агентами (вода + растворенные в ней газы O_2 и CO_2) протекают в твердой породе, без изменения ее местоположения, то в большинстве случаев, при даже полном вещественном изменении прежняя ее структура, в общих чертах, сохраняется. Образуются псевдоморфозы по отдельным минералам.

Итак, краткая история процессов вторичных изменений наших долеритовых базальтов может быть изложена в следующей последовательности.

Таблица 1

Химические составы измененных и свежих базальтов

№ обр.	SiO ₂	Ti O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	вл.	п.п.п.	Сумма
666	49,91	1,32	18,62	5,38	4,75	0,26	5,52	8,71	3,62	1,25	0,22	0,70	100,26
667	49,33	1,32	17,28	4,68	6,19	0,26	6,64	8,33	3,62	1,25	0,22	0,70	100,79
758	49,86	1,32	18,04	5,85	5,32	0,26	5,49	8,75	3,62	1,25	0,29	0,67	100,72
759	50,65	1,32	18,01	4,03	5,64	0,18	5,17	8,82	3,62	1,25	0,54	0,84	100,07

Обр. 666 – 18-ый поток долеритового базальта из ущелья р. Дебед, в районе с. Айгеат, свежая порода из корки столба; обр. 667 – там же, измененная порода из сердцевины того же столба; обр. 758 – один из самых нижних потоков в ущелье р. Ахурян, выше с. Амасия, измененная порода; обр. 759 – там же, свежая порода.

Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиком Л. А. Оганисян.

Втечение длительного времени при благоприятной среде внутри породы происходили медленные процессы разложения одних минералов и образования других. Такой средой являлась обыкновенная атмосферная вода (с растворенными в ней газами O_2 и CO_2), которая проникала во внутрь породы и конденсировалась в порах, микротрещинках и мельчайших пустотах пространства между отдельными минеральными зернами. Длительное нахождение в таких условиях, видимо, благоприятствовало разложению наиболее легко поддающихся изменениям минералов — оливина, плагиоклазов и рудного вещества. Оливин превращался в хлориты, а рудные минералы в гётит и лимонит. При этом происходил также внутренний обмен веществ: ионы Fe и Mg, вынесенные из оливинов в районах скопления плагиоклазов образовали хлориты, а на их местах путем соединения ионов кальция (Ca), вынесенного из плагиоклазов и углекислого газа (CO_2), принесенного водой, образовались карбонаты. В пользу такого характера (в основном за счет своих же веществ) вторичных изменений говорит факт почти полной идентичности химических составов измененных в свежих долеритовых базальтов (табл. 1).

Наличие свежих корок вокруг трещин и других полостей (в том числе и вдоль трещин между столбами) объясняется тем, что после каждого смачивания эти участки быстро высыхали и процессы изменений там не развивались.

О развитии хлоритов и других описанных выше вторичных минералов в зонах гипергенеза основных изверженных пород свидетельствуют также данные по траппам Декана (Вембан, 1950) и Южной Африки (Уокер, Поддерварт, 1950).

ЛИТЕРАТУРА

- Батти М. Х. Петрогенезис новозеландской спилитовой серии. Сб. "Проблемы палеовулканизма". Изд. ИЛ, 1963.
- Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. Изд. АН СССР, 1963.
- Вембан Н. А. Пути дифференциации в траппах Декана. Сб. "Геология и петрология трапповых формаций". Изд. ИЛ, 1950.
- Куплетский Б. М. Палагонитовые базальты Тимана. Труды института геологических наук Академии Наук СССР, вып. 25, 1940.
- Никольс Г. Д. Автометасоматоз в нижних спилитах Бильтской вулканической серии. Сб. "Проблемы палеовулканизма". Изд. ИЛ, 1963.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. Горгеонефтиздат, 1934.
- Сазонова З. А. Петрография базальтов Чешской губы. Труды петрографического института Академии Наук СССР, вып. 12, 1938.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. инст. геол. наук, вып. 140. Изд. АН СССР, 1953.
- Уокер Ф. и Поддерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. Сб. "Геология и петрография трапповых формаций". Изд. ИЛ, 1950.

- Харазян Э.Х. Стратиграфическое положение долеритовых базальтов Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахкского хребта. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, №5, 1966.
- Харазян Э.Х. Новейшие вулканические образования верховьев бассейна р. Ахурян (Арм. ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, №5, 1968.
- Харазян Э.Х. К петрохимической характеристике долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIУ, №2, 1971.

А. Г. Казарян, Н. С. Корчагина

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАСОМАТИЗМА НА МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖ- ДЕНИЯХ АРМЯНСКОЙ ССР

Медно-молибденовые месторождения Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара (Алагюней), Анкаван, Айгедзор (Тей) по классификации П. М. Татаринова и И. Г. Магакьяна (1949) относятся к среднетемпературным месторождениям умеренных глубин. Анализ результатов детального их изучения (Мовсесян, 1941, Мкртчян, 1958, Карамян, 1962, Мкртчян, Карамян, Аревшатыан, 1969, Казарян, 1958, 1959, Карамян, Фарамазян, 1959, 1960 и др.) и сравнительное сопоставление (табл. 1), наряду с общими чертами геологического строения, позволяет подчеркнуть некоторые особенности проявления гидротермального метасоматизма.

Рассматриваемые месторождения размещены в Мегри-Сисианской рудной области (южная Армения) и только Анкаванское месторождение находится в Центральной Армении. Все они контролируются региональными дизъюнктивными структурами (Мкртчян, 1958, Котляр, 1958).

Приуроченность месторождений к породам различных фаз привела отдельных исследователей к выводу об их разновозрастности (Меликсетян, 1965). Однако, необходимо полагать, что эти месторождения сформировались на относительно различных глубинах и имеют единый возраст (Мкртчян, 1958).

Наиболее крупным среди рассматриваемых месторождений является Каджаран. Очевидно, его следует считать и наиболее глубинным. Здесь получили развитие своеобразные "фациальные" пегматиты в монцонитах, которые по И. П. Кушнareву (1969) характеризуют по крайней мере глубины 2,5 км. Вмещающими породами Каджаранского месторождения является интрузив монцонитов, на западе контактирующий с порфировидными гранодиоритами. На северо-восточном контактовом ореоле монцонитового интрузива широко представлены роговики и ороговикованные порфириты с пироксен и амфибол-полевошпатовыми фациями. Непосредственно в интрузиве развиты ранние процессы гидротермального изменения амфиболитизации и биотитизации, относящихся к проявлениям магнетитового метасоматоза.

Широко представленные продукты пропилитизации отчетливо развиваются уже на общем фоне ороговикования и магнетитового метасоматоза. Наиболее ранние эпидот-альбитовые парагенезисы приурочены к мелким трещинам и не имеют большой протяженности.

Ортоклазовые, кварц-ортоклазовые прожилки редко с биотитом проявлены локально на участке Давачи. Непосредственно на Центральном участке они пользуются ограниченным развитием. В связи с этим надо признать слабо аргументированным, как это делают отдельные исследователи, отнесение Каджарана к полевошпатовой формации. Основными метасоматитами для данного месторождения следует считать кварц-серицитовые породы. Последние встречаются как вдоль кварц-пиритовых, кварц-халькопиритовых, кварц-пирит-халькопирит-молибденитовых прожилков, так и имеют площадное распространение (Казарян, 1958).

Состав пород существенно влияет на проявление различных типов изменений вдоль прожилков (Казарян, 1958, 1958). Нет еще единого мнения по вопросу о генезисе каолинизации (Казарян, 1958, 1962, Мкртчян и др., 1969). Следует особо отметить, что на подобных месторождениях Агарак, Джиндара каолинизация почти не проявлена, или не играет существенной роли в выраженном комплексе гидротермального изменения пород. Решение этого вопроса осложняется на Каджаране еще и тем, что совместно с каолинитом нет типичных минералов явно кислотного выщелачивания таких как диаспор, андалузит, зунит и др. Мощная зона окисления (свыше 50 метров), не имеющая себе равной среди других перечисленных выше месторождений, также на наш взгляд является веским аргументом за гипергенную в целом каолинизацию на Каджаране. В последнее время доказано наличие нонтронита на Каджаране, в ассоциации с типичными гипергенными минералами (Казарян, Луценко, Амирбекян, Акопян, 1968). Однако этот вопрос несомненно требует более полного физико-химического обоснования.

Следующее по своим масштабам Агаракское медно-молибденовое месторождение. Вмещающие породы - сиенито-граниты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры. Отмечаются многочисленные ксенолиты пород кровли, размером от 4-5 см и более, которые интенсивно биотизированы. Значительные проявления продуктов магниевого метасоматоза в породах кровли, при относительно слабом их развитии в интрузиве вполне сопоставимы с таковыми Каджарана, Дастакерта, Джиндара (см. ниже). Сульфидные прожилки, проникающие в биотизированные ксенолиты сопровождаются хлоритизацией. Большие концентрации медно-молибденового оруденения сосредоточены во вторично окварцованных, серицитизированных вмещающих породах. Тектоническая подготовка в значительной степени способствовала площадному развитию метасоматитов. Интересно отметить, что разведочными работами установлены промышленные концентрации оруденения на горизонте "Капитальная штольня", за Слетринским разломом, что позволяет пересмотреть экранирующую роль последнего. На Агаракском, как и на других месторождениях, пиритовые прожилки в большинстве случаев сопровождаются серицитовыми оторочками. Кварц-сульфидные прожилки составляют сеть мельчайших трещин и сопровождаются относительно слабой серицитизацией и хлоритизацией.

Дастакертское медно-молибденовое месторождение приурочено к провесу кровли порфиров, претерпевших интенсивные метаморфические

и метасоматические изменения. Подробное описание их приведено в недавно опубликованной работе авторов (Казарян, Корчагина, 1972). Здесь лишь следует подчеркнуть, что общая направленность метасоматического процесса выдерживается и на этом месторождении: ороговикование плюс магниевый метасоматоз – пропилитизация – вторичные кварциты. В отличие от других месторождений на Дастакерте общая трещиноватость проявлена слабо, что обусловлено их физико-механическими свойствами (Вартанян, Корчагина, 1971). Выявлена в пределах Дастакертского рудного поля метасоматическая зональность с новообразованиями граната (Казарян, Корчагина, 1972). Относительно маломощные невыдержанные трещины, несущие молибденовое, медно-молибденовое оруденение, сопровождаются фациями вторичных кварцитов. Медное (халькопиритовое) оруденение в ороговикованных порфиритах в целом сопровождается относительно слабыми изменениями – пропилитизацией.

Гидротермальные изменения вмещающих пород на Джиндаринском месторождении выявляют много общих черт с таковыми Каджарана. Вмещающие породы гранодиорит-порфиры, кварцевые диориты, габбро-диориты. Наиболее ранними типами гидротермального изменения вмещающих пород является широко развитая на Алагюнейском участке биотитизация. Биотит проявляется в тесных сростаниях с магнетитом. Подмечено также, что наиболее интенсивные гидротермальные изменения сопровождают пиритовые, кварц-пиритовые прожилки на участке Алагюней. Вмещающие породы халькопиритовых, халькопирит-борнитовых прожилков хлоритизированы, серицитизированы, окварцованы. Установлена и описана четкая метасоматическая зональность от внешней эпидот-хлорит-карбонатной, через хлорит-серицит-карбонатную к серицит-кварцевой фациям (Казарян, 1958).

Участок развития молибденовой минерализации весьма незначителен и занимает относительно нижние уровни глубинности. Вмещающие породы в этом случае слабо серицитизированы и хлоритизированы.

Как на Джиндаре, так и на Каджаране локальным распространением пользуется ангидрит. Жильные тела с ангидритом явно метасоматического происхождения с весьма неправильными очертаниями. В тесных сростаниях с ангидритом встречены сульфиды и магнетит. Ангидритовые (гипсовые) тела на Центральном участке месторождения тяготеют к восточной зоне дробления и интенсивного проявления метасоматоза, выраженного в образовании хлоритизированных и кварц-серицитовых пород. Этому вопросу посвящена специальная статья одного из авторов (Казарян, 1958), а также интересные исследования С. Т. Бадалова (1960), К. А. Карамяна, А. С. Фарамазяна (1959) и др. Как на Каджаране, так и в Джиндаре при образовании ангидрита кальций заиствовался из вмещающих пород (Казарян, 1958, Бадалов, 1960) выделившийся при хлоритизации и серицитизации пороодообразующих минералов.

Непосредственно в районе Анкаванского месторождения обнажаются мраморизованные изветняки, скарны, роговики и различны по составу кристаллические сланцы. Основные концентрации молибденового оруденения локализованы в кварцевых диоритах, медного – больше в скарнах. В

кварцевых диоритах разные по составу прожилки сопровождаются различной интенсивностью гидротермального преобразования. Кварц-молибденитовые маломощные прожилки сопровождаются слабыми гидротермальными изменениями выразившимися в хлоритизации, серицитизации, карбонатизации. При заметном количестве пирита в прожилках процесс серицитизации проявляется наиболее интенсивно. Халькопиритовые, кварц-халькопиритовые прожилки в кварцевом диорите сопровождаются отсрочкой осветления, состоящей из серицитизированного плагиоклаза, серицита, кварца и местами адуляра.

На Айгедзорском молибденовом месторождении гидротермальные изменения в рудовмещающих породах проявились относительно слабо по сравнению с другими медно-молибденовыми месторождениями Армении. Процесс пропилитизации удается "усмотреть" лишь микроскопически. Близ жил наблюдается относительно слабая серицитизация плагиоклаза, хлоритизация и карбонатизация темноцветного компонента. Во внешней зоне проявляется эпидотизация. Подмечено также, что при наличии в маломощных жилах пирита, местами интенсивность проявления серицитизации увеличивается.

Приведенные выше в общих чертах особенности проявления гидротермального метасоматоза на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР с учетом данных по привносу-выносу вещества (Казарян, 1958), позволяют подчеркнуть общие закономерности, устанавливаемые в целом по изученным месторождениям.

1. Общий зональный ряд метаморфических и метасоматических преобразований представляет собой:

роговики - скарны - пропилиты - вторичные кварциты.

Указанную последовательность формирования метасоматитов отмечают и другие исследователи. На каждом конкретном объекте, в зависимости от литолого-структурных особенностей, проявляется местная зональность метасоматитов. К наиболее ранним процессам преобразования пород следует относить ороговикование плюс магниевый и калиевый метасоматоз. С большей интенсивностью они проявляются в приконтактных или прикровельных участках интрузивов. Внешние пироксен и амфибол-полевошпатовые фации представлены больше в Каджаране и Дастакерте. Внутренние биотит-полевошпатовые пользуются широким распространением на Каджаране, Дастакерте, Агараке.

Непосредственно в интрузивах указанным процессам соответствуют амфиболитизация и биотитизация.

Скарнообразование проявляется несколько позднее (Анкаван, Дастакерт).

Пропилиты пользуются широким развитием. Внешние их фации эпидот-актинолитовые отмечаются на Дастакертском месторождении и больше развиваются в породах основного состава - в дайках габбро-диабазов и роговиках. Эпидот-альбитовые, эпидот-хлоритовые, кварц-калишпатовые парагенезисы проявляются на всех месторождениях; полевшпатовые метасоматиты занимают более внутреннее положение.

Главные продукты кислотного выщелачивания кварц-мусковитовые и

кварц-серицитовые парагенезисы развиты повсеместно, однако интенсивность проявления их зависит как от состава растворов и исходных пород, так и от тектонической подготовленности. По масштабам проявления в этом отношении Каджаран занимает первое место. На Ага-раке, как и в Джиндаре площади развития серицитизированных пород приурочены к зонам наибольшей дорудной трещиноватости. На Дастакертском и Анкаванском месторождениях кварц-серицитовые породы имеют более ограниченное развитие – лишь по отдельным структурам. Айгедзорское месторождение характеризуется почти отсутствием таких.

В породах кварц-мусковитового и кварц-серицитового состава карбонат проявляет позднее происхождение так же, как в рудном теле. Карбонат, заместивший минералы рудовмещающих пород и образующий самостоятельные прожилки, очевидно синхронен и представляет собой результат единого процесса – карбонатизации.

Изучение парагенезисов других нерудных минералов показало, что и они формируются как в результате замещения, так и выполняют полости и трещины в ослабленных зонах, в миндалинках, с четко выраженной закономерной последовательностью их образования.

Парагенезисы ангидрита (гипса) с сульфидами являются типичными для гидротермальных среднетемпературных месторождений (Бадалов, 1960) и развиты из медно-молибденовых месторождений Армении на Каджаране и Джиндаре. Тесная ассоциация ангидрита с сульфидами и даже с магнетитом представляет собой продукты единого гидротермального цикла. Вмещающие породы ангидритовых метасоматитов серицитизированы, хлоритизированы. Кальций для образования ангидрита заимствуется в процессе гидротермального преобразования из вмещающих пород (Казарян, 1958). На Джиндаре ангидрит тесно срастается с баритом и встречается во внутренней части жилы.

2. Примеры изученных месторождений, а также многочисленные данные других исследователей подтверждают мнение Д.С. Коржинского (1969) и др., что источником металлов являются вмещающие породы. Наиболее показательным в этом отношении поведение железа (Казарян, 1960, Казарян и др., 1964). На ряде примеров устанавливается заимствование железа при формировании пиритовых, пирит-халькопиритовых прожилков из вмещающих пород с четко выраженной метасоматической зональностью. Особо примечателен случай из Анкаван – развитие халькопиритового прожилка в гранатовом скарне. Изучение подобных штурфов под микроскопом позволило преобразование граната представить в следующем виде:

$$2\text{Ca}_3\text{Fe}_2/\text{SiO}_4/3 + 6\text{CO}_2 + 4\text{Si} + 8\text{S} \rightarrow 6\text{CaCO}_3 + 4\text{SiFeS}_2 + 6\text{SiO}_2 + 3\text{O}_2$$

Тот же прожилок в пироксеновом скарне сопровождается актинолитовой оторочкой.

Вышеприведенные примеры метасоматической зональности вдоль прожилков на рассматриваемых месторождениях являются наглядным подтверждением заимствования "видимого" элемента – железа и тесно связанных с ним невидимых других элементов из вмещающих пород при формировании руд.

3. В табл. 1 месторождения представлены в порядке их промышленного значения. Если учесть и интенсивность проявления гидротермального изменения пород, то устанавливается, что весьма слабо развиты таковые на Айгедзорском месторождении.

Джиндаринское месторождение по своим масштабам проявления гидротермального изменения превосходит Айгедзорское в несколько раз; рудовмещающие породы больше серицитизированы, хлоритизированы.

Анкаванское месторождение занимает промежуточное положение.

На Дастакертском месторождении плотные ороговикованные порфириды пропилитизированы. Четко выраженные проявления окolorудного метасоматоза кварц-мусковитовые и кварц-серицитовые парагенезисы устанавливаются лишь по локальным структурам.

Следующее более крупное месторождение Агарак характеризуется относительно большим распространением серицитизированных, окварцованных пород, при интенсивном проявлении в ксенолитах биотитизации.

На наиболее крупном из рассматриваемых месторождений - Каджаранском кварц-серицитовые изменения образуют кулисообразно сменяющиеся зоны, представляющие собой густую сеть мелких трещин, в последствии проработанных гидротермальными растворами.

Фации пропилитов выражены вполне отчетливо, однако в сравнении с кварц-серицитовыми фациями несут оруденение с относительно более низким содержанием металлов.

4. Специальное изучение продуктов метасоматоза медно-молибденовых месторождений с учетом их геолого-структурной обстановки позволяет в будущем учесть результаты их при поисково-оценочных работах на малоизученных площадях. Уже сейчас становится ясным, что медно-молибденовые проявления в металлогенически специализированных интрузивах должны иметь большую перспективность (при наличии всего комплекса благоприятных факторов) по сравнению с породами кровли. Характер выявленных и изученных фаций в тесной связи со структурными условиями составляют основу научного прогнозирования. В этом отношении при картировании должны быть дифференцированы зоны измененных пород, с учетом всего вышеприведенного. Что касается зон каолинизации, зачастую образующих на поверхности отдельные участки, то они могут служить лишь косвенным поисковым признаком, зачастую не имеющим непосредственной связи с оруденением.

ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С. Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. Ташкент, 1965.
- Бадалов С. Т. О сульфатах в рудах эндогенных месторождений. Геология рудных месторождений, № 2, 1960.
- Бадалов С. Т., Голованов И. М., Дудин-Барковская Э. А. Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткано-Кураминских гор. Ташкент, 1971.
- Вартамян С. У., Корчагина Н. С. Петрофизические особенности рудовмещающих пород Дастакертского месторождения. Научные труды НИГМИ, вып. 1X, 1971.

Таблица 1

Месторождение	Рудовмещающие породы	Типы гидротермального изменения в породах		Морфологический тип оруденения	Главнейшие рудные парагенезисы	Основные фации метасоматитов
		И н т р у з и в а	К р о в л и			
Каджаран	"Монзониты" и ороговикованные порфириды	Амфиболизация, биотитизация, эпидотизация, альбитизация, калишпатизация, турмалинизация, серицитизация, окварцевание, карбонатизация, ангидритизация	амфиболизация, биотитизация	прожилково-вкрапленный	Ортоклаз-молибденит-пиритовая, кварц-молибденит-халькопиритовая, кварц-пиритовая, кварц-пирит-халькопиритовая, кварц-галенит-сфалеритовая	Амфибол-полевошпатовая, биотит-полевошпатовая, полевошпатовая, эпидот-альбитовая, хлорит-карбонатная, кварц-серицитовая
Дастакерт	Ороговикованные порфириды, кварцевые диориты, гранодиориты	Амфиболизация, эпидотизация, хлоритизация, мусковитизация, серицитизация, карбонатизация	Амфиболизация, актинолитизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация, биотитизация, эпидотизация, калишпатизация, окварцевание	Жильные зоны	Ортоклаз-халькопиритовая, кварц-молибденит-халькопирит-пиритовая, кварц-пиритовая, кварц-халькопирит-пиритовая	Амфибол-полевошпатовая, биотит-полевошпатовая, полевошпатовая, эпидот-актинолитовая, эпидот-хлорит-серицитовая, кварц-серицитовая, (мусковитая)
Агарак	Сиенито-граниты, гранодиориты и гранодиорит-порфиры	Калишпатизация, хлоритизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация	Биотитизация, хлоритизация, серицитизация, окварцевание	Прожилково-вкрапленный	Кварц-молибденитовая, кварц-пиритовая, халькопиритовая, кварц-халькопиритовая	Биотит-кварцевая, хлорит-карбонат-серицитовая, кварц-серицитовая
Джндара	Гранодиорит-порфириды, гранодиориты, габбро-диориты	Биотитизация, эпидотизация, хлоритизация, окварцевание, серицитизация, ангидритизация, баритизация, карбонатизация	-	Прожилково-вкрапленный	Кварц-молибденитовая, кварц-пиритовая, кварц-халькопирит-борнитовая	Эпидот-хлорит-карбонатная, хлорит-серицитовая Кварц-серицитовая
Айгедзор	Кварцевые диориты, гранодиориты	Эпидотизация, хлоритизация, серицитизация, карбонатизация	-	Жильный	Кварц-молибденитовая, кварц-молибденит-пиритовая	Эпидот-хлоритовая, хлорит-серицит-карбонатная

- Казарян А.Г. Об ассоциации гипергенного гипса с сульфидами на примере Джиндаринского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, №1, 1958.
- Казарян А.Г. О биотитизации в дайках единитов Каджаранского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, №3, 1958.
- Казарян А.Г. Об околорудно-измененных породах Каджаранского месторождения. Изв. АН Арм. ССР, Сер. геол.-геогр., №6, 1958.
- Казарян А.Г. Гидротермальные изменения вмещающих пород Джиндаринского месторождения. ЗАОВМО, №1, 1959.
- Казарян А.Г. О некоторых закономерностях образования гидротермально измененных пород медно-молибденовых месторождений Армении (Джиндара, Каджаран, Мисхана). Труды I Закавказской конференции молодых научных сотрудников, Ереван, 1959.
- Казарян А.Г. Околорудные изменения вмещающих пород Анкаванского медно-молибденового месторождения. Труды молодых научных сотрудников, Баку, 1960.
- Казарян А.Г. О различии гипогенной и гипергенной аргиллизации. Изв. АН СССР, сер. геол., №6, 1962.
- Казарян А.Г., Амирбекян З.Г., Арутюнян Т.М. К вопросу о заимствовании железа из вмещающих пород при формировании руд. Научные труды НИГМИ, вып. 4, 1964.
- Казарян А.Г., Корчагина Н.С. Метаморфические и метасоматические образования Дастакертского рудного поля. ЗАОВМО, №4, 1972.
- Казарян А.Г., Корчагина Н.С. О гранат-пироксеновых метасоматитах на Дастакертском месторождении. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, №3, 1972.
- Казарян А.Г., Луценко В.И., Амирбекян З.Г., Акопян А.Г. О первичных шламах сульфидных и смешанных руд Каджаранского месторождения. ДАН Арм. ССР, т. X У1, №3, 1968.
- Карамян К. А., Фарамазян А.С. К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Арм. ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. науки, т. XII, №6, 1959.
- Карамян К. А., Фарамазян А.С. О стадиях минерализации Каджаранского медно-молибденового месторождения. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. науки, №3-4, 1960.
- Карамян К. А. Структура и условия образования Дастакертского медно-молибденового месторождения, Ереван, 1962.
- Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности и оруденения. "Проблемы геологии и минеральных месторождений петрологии и минералогии", 1969.
- Котляр Б.Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. Москва, 1969.
- Меликсетян Б.М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, т. XVIII, №3-4-5, 1965.

- Мкртчян С.С. Зангезурская рудоносная область Арм. ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатын Т.А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Изд. АН Арм. ССР, 1969.
- Мовсисян С.А. Пирдоуданское медно-молибденовое месторождение. Ереван, 1941.
- Татаринов П.М., Магакьян И.Г. Опыт классификации постмагматических месторождений, ЗВМО, сер.2, вып.3, 1949.

С.О. Ачикгезян

АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МИНЕРАЛОВ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ ТАНДЗУТСКОГО И ЧИБУХЛИНСКОГО МЕСТОРОЖ- ДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

На Тандзутском (серноколчеданном) и Чибухлинском (серно-медноколчеданном) месторождениях минеральные фации вторичных кварцитов (гидромусковитовая, каолинитовая, пирофиллитовая, диаспоровая, алунитовая, монокварцевая), широко распространены среди полей развития околорудных пропилитов. Вторичные кварциты формировались за счет метасоматического преобразования рудовмещающих исходных пород липарито-дацитового состава, при воздействии на них поствулканических кислых газогидротермальных растворов (Ачикгезян, 1964).

Минеральные фации вторичных кварцитов по отношению к раствору-подводящим каналам обнаруживают достаточно четко выраженную зональность, обусловленную характером эволюции растворов и поведением главных породообразующих компонентов по ходу формирования той или иной фации.

Изучение многочисленных метасоматических колонок приводит к выводу об инертном поведении лишь Al_2O_3 , SiO_2 , отчасти TiO_2 и Fe , в процессе кварцитообразования, в то время, как MgO , Na_2O , CaO , K_2O , CO_2 , H_2O имеют вполне подвижный характер (в порядке повышающейся подвижности).

При формировании равновесных минеральных ассоциаций вторичных кварцитов решающую роль играют температура и кислотность газогидротерм, что и предопределило построение диаграммы (фиг. 1) химических потенциалов воды (μ_{H_2O}) и серноокислого газа (μ_{SO_2}), которые являются почти однозначными индикаторами изменения температуры и pH растворов и участвуют в химическом составе минеральных фаз вторичных кварцитов.

Диаграмма химических потенциалов воды и серноокислого газа составлена для четырехкомпонентной ($Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O - SO_2$), восьмифазовой (диаспор-дс, алунит-ал, пирофиллит-пф, каолинит-кл, гидрослюда-гс, кварц-кв, пирит-пр, рутил-ру) моновариантной (Коржинский, 1957; Жариков, 1961) мультисистемы ($P = K + 2 - \Phi = 2 + 2 - 5 = -1$), содержащей кварц - как избыточный минерал, а также рутил и, в большинстве случаев, пирит - в виде обособленных минералов.

Мультисистема содержит 5 невариантных пучков, из которых беспирофиллитовый, бескаолинитовый и бездиаспоровый пучки стабильны.

Для расчета всех возможных реакций между пятью главными фазами

Реакции соответствующие линиям моновариантных равновесий стабильных нонвариантных пучков и углы наклона моновариантных линий по отношению к оси абсцисс диаграммы, приведены в таблице 2.

Таблица 2

Символы нонвариантных пучков	Реакции линий моновариантных равновесий	Углы наклона моновариантных линий
[пф]	(дс, ал) : $гс + (H_2O) = 3 кл$ (кл, гс) : $3 дс + (3H_2O + 4SO_3) = ал$	0° -53°
[кл]	(дс) : $ал + 3пф + (H_2O) = 2гс + (4SO_3)$ (ал) : $3дс + 3пф + (4H_2O) = 2гс$ (пф, гс) : $3дс + (3H_2O + 4SO_3) = ал$	76° 0° -53°
[дс]	(ал, пф) : $гс + (H_2O) = 3 кл$ (кл) : $ал + 3пф + (H_2O) = 2гс + (4SO_3)$ (гс) : $ал + 3пф + (3H_2O) = 6кл + (4SO_3)$	0° 76° 53°

В основу диаграммы лег факт отсутствия тесных парагенетических ассоциаций между пиррофиллитом и каолинитом; соответственно были построены беспиррофиллитовый и бескаолинитовый пучки, после чего оказалось возможным наличие третьего стабильного- бездиаспорового пучка.

Как уже было отмечено, диаграмма построена в системе координат $H_2O - SO_3$. Очевидно, что возрастание химического потенциала сернистого газа приводит к увеличению кислотности растворов. С целью же определения направления возрастания температуры минералообразования, составленная диаграмма была сопоставлена со схематическими диаграммами полей устойчивости каолинита, пиррофиллита, серицита и полевых шпатов в системах координат температура - кислотность и температура - концентрация калия (Folk, 1947). В результате установлено, что температура в системе $H_2O - SO_3$ возрастает по направлению моновариантной линии (пф, кл, гс), а линии раздела каолинитового и пиррофиллитового полей соответствует определенное значение температуры - около $300^\circ C$. Выше этой температуры устойчивы пиррофиллитсодержащие минеральные ассоциации, а ниже - каолинитсодержащие; ассоциации же с гидрослюдой могут образоваться как ниже, так и выше этой температуры. Вышеприведенные данные намного облегчат нашу задачу при выяснении примерных условий формирования того или иного парагенезиса. Перейдем к сопоставлению геологических наблюдений и данных, полученных при анализе составленной диаграммы.

Метасоматиты диаспоровой фации (диаспор-пиррофиллитовые на Тандзутском месторождении, а эти и диаспор-гидрослюдистые - на участке Желтая речка Чибухлинского месторождения) обнаружены

нами в сравнительно глубоких горизонтах вторичных кварцитов, в то время, как породы алунитовой фации (алуни-пирофиллитовые, алуни-гидрослюдистые и алуни-каолининовые) расположены гипсометрически выше них. Эти геологические факты находят свое подтверждение на составленной нами диаграмме в том смысле, что диаспорсодержащие метасоматиты образовались в менее кислых условиях относительно алуни-содержащих парагенезисов, при формировании которых растворы в большей степени обогащались свободным кислородом, становясь более кислыми.

Из диаграммы явствует, что ассоциация $дс+пф$ в более кислой обстановке не устойчива и сменяется парагенезисом $ал+пф$.

Диаграмма указывает на то, что гидрослюдосодержащие ассоциации ($дс+гс$, $ал+гс$, $пф+гс$) могут образоваться преимущественно в условиях умеренных температур (около $300^{\circ}C$), притом если для парагенезиса $ал+гс$ характерны более кислые условия образования по сравнению с парагенезисом $дс+гс$, то ассоциация $пф+гс$ имеет относительно широкий интервал устойчивости рН среды. Парагенезис $кл+гс$, в отличие от других, формируется в сравнительно низкотемпературных условиях.

Из диаграммы вытекает, что каолинитсодержащие ассоциации ($кл+дс$, $кл+ал$, $кл+гс$), в основном, образуются в условиях сравнительно низких температур (ниже $300^{\circ}C$). Из этих парагенезисов нами никогда не был встречен $дс+кл$, но остальные два пользуются широким развитием среди вторичных кварцитов Чибухлинского рудного поля (ассоциация $кл+гс$ распространена на Желтореченском участке, а она и $ал+кл$ - на участке Черная речка Чибухлинского месторождения). Следует отметить, что парагенезис $ал+кл$ может образоваться в сравнительно кислых условиях, а ассоциация $кл+гс$ формируется в менее кислой среде.

Исходя из вышеизложенного, можно прийти к следующим основным выводам:

1. Диаспорсодержащие парагенезисы устойчивы преимущественно в менее кислых, а алуни-содержащие - в более кислых условиях, в то время, как обе имеют значительные диапазоны вариации температуры.
2. Для пирофиллитсодержащих ассоциаций характерны относительно высоко- и среднетемпературные условия образования, при широком интервале рН среды.
3. Парагенезис пирофиллит + гидрослюда устойчив в условиях средней температуры и имеет достаточно широкий диапазон рН образования, чем и, вероятно, можно объяснить наличие весьма распространенных процессов гистерогенезиса и телескопирования "внутренних" фаций вторичных кварцитов пирофиллитом и гидрослюдой.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Ачикгезян С.О. Метасоматические образования на Тандзутском серноколчеданном месторождении. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. 17, № 3-4, 1964.
- Жариков В.А. Вопросы общей теории диаграммы состояния мульти-систем. В сб. "Физико-химические проблемы формирования горных

ных пород и руд" т. 1. Изд. АН СССР, 1961.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, 1957.

Folk R.L. The alteration of feldspar and its products as studied in the laboratory. Amer. Jour. Sci., 245, No. 6, 1947

Р.Г.Геворкян, Г.А.Гуркина, Ф.В.Каминский

НОВЫЙ ПОЛИТИП ПРИРОДНОГО МУАССАНИТА, ОБНАРУЖЕННЫЙ В АРМЕНИИ

В 1971 году, после открытия первых алмазов в образце гипербазитов Степанаванского района Армянской ССР (1), было проведено изучение минерального состава аллювия р.Дзорагет и ее притоков. В результате первого этапа поисковых работ было обнаружено еще несколько мелких кристаллов алмазов и ряд минералов-спутников, появление которых связывается с обнажившимися в верховьях р.Дзорагет и вдоль Базумского хребта штоками и дайкообразными телами ультраосновных пород. Эти породы принадлежат к альпинотипной габбро-перидотитовой формации, развитой в пределах Севано-Амасийской офиолитовой зоны. Зона представляет собой близширотно вытянутую интрагеосинклиналь с четкими линейными структурами, протягивающимися в субширотном направлении более чем на 350 км, при ширине 30-35 км. Основное время заложения зоны приходится на верхнюю юру - нижний мел. В ее строении участвуют вулканогенно-осадочные породы верхней юры, мела палеогена и молодые лавовые покровы андезитов-базальтов; интрузивы перидотитов, гарцбургитов и габброидов трассируют зону на всем протяжении. От смежных зон Севано-Амасийская зона отделяется глубинными разломами. Глубина заложения ее фундамента достигает 6000 м.

В шлиховых пробах из русла р.Дзорагет и ее притоков после обработки было обнаружено несколько кристаллов одного из наиболее редких на Земле минералов - муассанита, гексагональной модификации карбида кремния (2). В тяжелой фракции вместе с муассанитом были диагностированы мелкие зерна хромита, корунда, золота, диопсида, хромдиопсида ($N_{Cr} = 1,706$; $N_{Fe} = 1,686$; $c_{Ng} = 42^\circ$) и энстатита ($a_o = 18,21 \text{ \AA}$; $b_o = 9,0 \text{ \AA}$; $c_o = 5,25 \text{ \AA}$).

Помимо минералогического интереса, находки муассанита имеют важное практическое значение, поскольку в ряде случаев этот минерал является парагенетическим спутником алмаза вместе с пиропом, хромдиопсидом, пикроильменитом, хромитом, оливином. В связи с этим было произведено детальное изучение найденного минерала.

Три найденные зерна муассанита имеют небольшие размеры (0,03 - 0,08 мм), неправильно-угловатые формы, слегка удлинены по оси "с". Поверхность кристаллов корродирована, излом раковистый. По окраске четко различаются два вида муассанита. Первый представлен одним прозрачным кристаллом светло-голубого цвета, по внешнему виду не отличающимся от муассанита из кимберлитовых трубок Якутии. Неко-

торой его особенностью можно считать отсутствие темных включений и постоянство тона окраски, что, скорее всего, связано с небольшими размерами зерна (0,01 - 0,03 мм).

Кристалл муассанита диагностировался и изучался методом Лауэ. На рентгенограмме дифракционные пятна носят точечный характер, по которому можно судить о совершенстве кристаллической решетки. На стереографической проекции, построенной с лауэграммы, было выявлено три основных направления ($a, c, a\sqrt{3}$), и по рентгенограммам колебания были определены периоды идентичности вдоль этих направлений. Они соответственно составили: $a_0 = 3,07 \text{ \AA}$; $c_0 = 15,03 \text{ \AA}$, что полностью соответствует параметрам поли типа муассанита 6H, который хорошо изучен как в синтетических (7,8,9), так и в природных кристаллах (1,3,4,5,6).

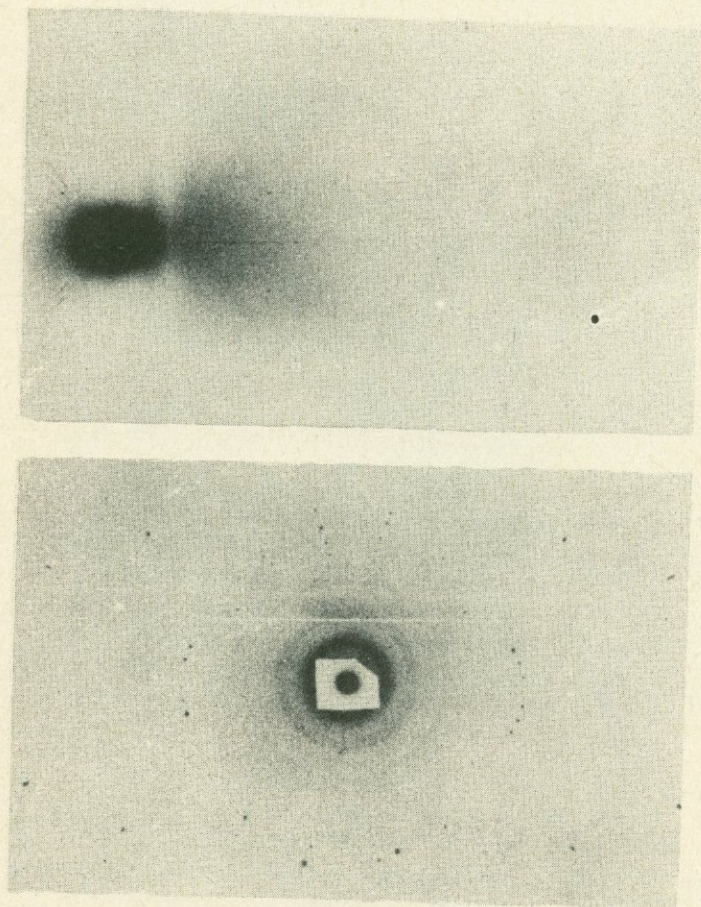


Рис. 1. Лауэграммы муассанита, снятого на Mo - излучении по оси "a"

а. - рентгенограмма колебания вокруг оси "a"; б - лауэ-грамма муассанита с осью "a", направленной по пучку.

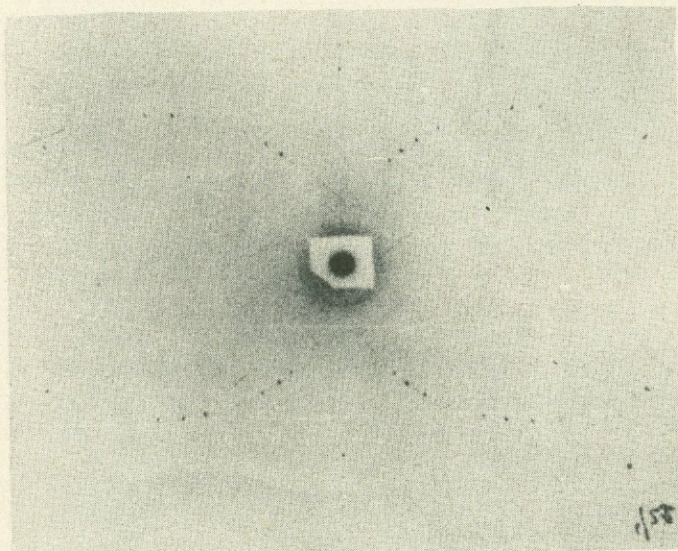
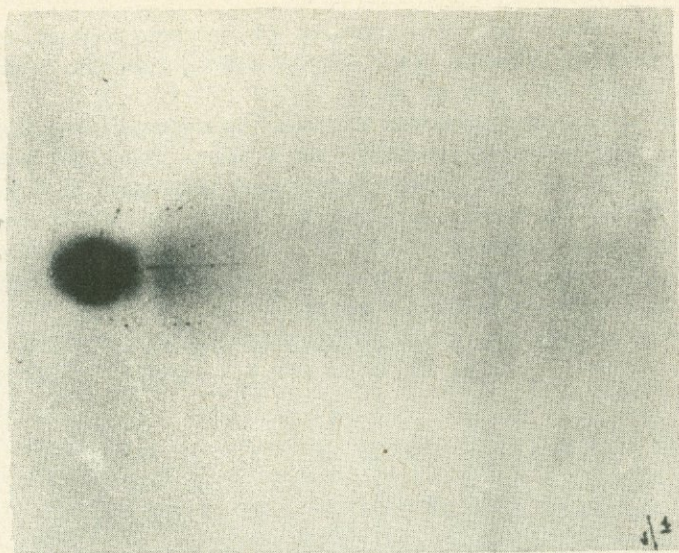


Рис.2. Лауэграмма муассанита, снятого на Mo -
излучении по оси "а" 3° ,
а - рентгенограмма колебания вокруг оси " $a\sqrt{3}$ ";
б - лауэграмма муассанита с осью " $a\sqrt{3}$ ", на -
правленной по пучку.

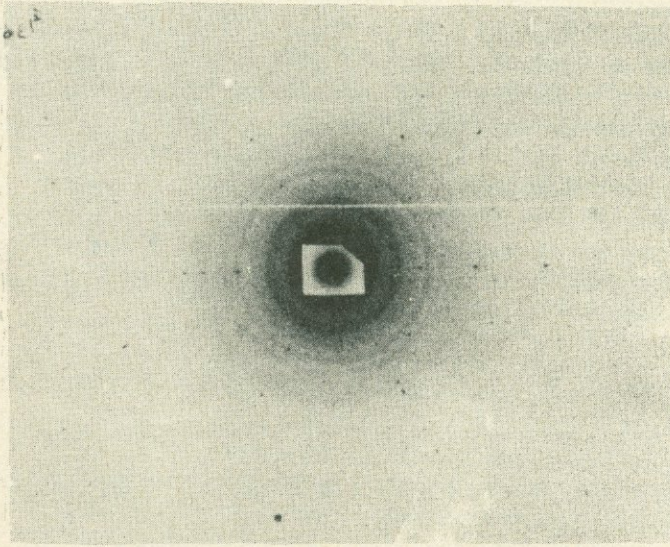
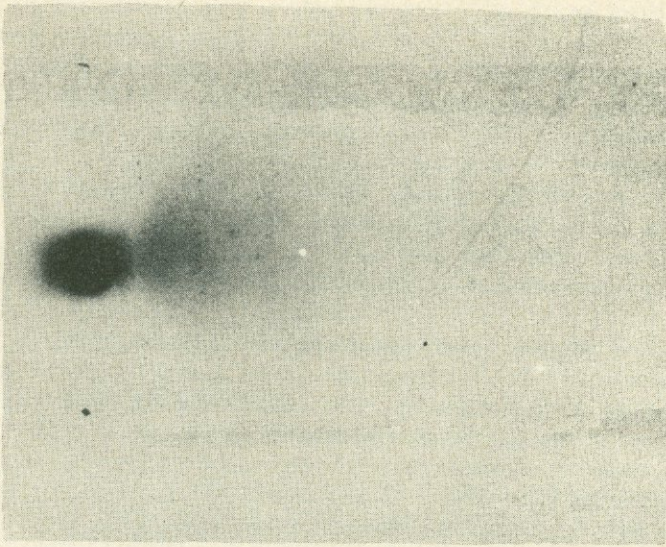


Рис. 3. Лауэграмма муассанита, снятого на Мо-излучении по оси "с"
а - рентгенограмма колебания вокруг оси "с";
б - лауэграмма муассанита с осью "с", направленной по пучку.

Необычными и интересными оказались кристаллы № 2 и № 3. Они отличаются от кристалла № 1 по внешнему виду, имея темно-серую, до черной, окраску, непрозрачны, и только в тонких краевых сколах слегка просвечивают. В ультрафиолетовых лучах ($\lambda = 3650 \text{ \AA}$) эти кристаллы люминисцируют оранжевым цветом. Обладая металлическим блеском, они могут быть приняты за рудные минералы.

Однако рентгеноструктурный анализ позволил диагностировать эти зерна также как муассанит. По рентгенограммам колебания вокруг выделенных кристаллографических направлений были определены следующие параметры кристаллической решетки: $a_0 = 3,03 \text{ \AA}$; $c_0 = 12,37 \text{ \AA}$; $a \sqrt{3} = 5,25 \text{ \AA}$.

Полученные данные представляются весьма интересными, поскольку величина параметра "с" соответствует политипу 5Н, который, насколько нам известно, до сих пор не был обнаружен ни среди природных, ни среди синтетических карбидов кремния.

Для детального изучения нового природного политипа муассанита основные кристаллографические направления кристалла были выведены по первичному лучу с целью получения симметричных лауэграмм. На рис. 1 и 2 представлены результаты исследований по осям "а" и "а $\sqrt{3}$ ". На рис. 3 показаны съемки муассанита по большому параметру "с", которые послужили основой для его вычисления. Четко видна (рис. 3-б) направленная по пучку ось шестого порядка, позволяющая отнести данный кристалл к гексагональной модификации. Видно, что кристалл неоднороден, дифракционные пятна несколько вытянуты. Это свидетельствует о сравнительно небольшой деформации кристалла.

Таким образом, впервые установлено наличие в природе политипа 5Н гексагональной модификации карбида кремния. Возможно, различные политипы муассанита имеют различный генезис. В таком случае, дальнейшие исследования могут придать этому минералу более конкретное поисковое значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А.Т., Гульян Э.Х., Геворкян Р.Г., Павленко А.С. и др. "Геохимия", № 3, 1974.
2. Каминский Ф.В., Букин В.И. и др. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1968.
3. Бауэр Я., Фиала Ю., Гржихова Р. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1963.
4. Маршинцев В.К., Шелчкова С.Г. и др. Геология и геофизика, № 12, 1967.
5. Минеева И.Г., Карпенко. Записки ВМО, 96, в. 3, 1967.
6. Полканов Ю.А., Еременко Г.К., Сохор М.И. Литология и полезные ископаемые, № 5, 1970.
7. Ott H. *Zeitschr. Kristallogr.*, 61, n. 5-6, 1925
8. Berzmann G., Seufert H. *Seitschr. Kristallogr.*, 86, n. 5-6, 1933
9. Thibault N.W. *American Mineralogist*, 29, No. 9-10, 1944

Э. А. Кюрегян, Ц. О. Эксузян

О СОДЕРЖАНИИ ЗОЛОТА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Золото в природных водах встречается в основном в мелко-дисперсном состоянии с переменной валентностью 1 и 3. По кларку содержание золота в земной коре составляет п. $10^{-7}\%$.

Следует сказать, что золото принадлежит к элементам, практически нерастворимым в воде, однако наблюдается его довольно широкое распространение в нейтральных подземных водах (Черняев и др., 1969). Условия, при которых осуществляется перенос золота природными водами, и формы его нахождения в растворах пока изучены слабо.

Присутствие золота в природных водах и корреляция его с другими компонентами минерализации помогает выявить наличие золота скрытых месторождений и определить возможность применения гидрохимического метода при поисках этого металла.

С этой целью в 218 пробах вод, отобранных из родников в различных районах Арм.ССР, нами произведено определение: золота, серебра, меди, шести компонентов (натрия, кальция, магния, хлора, сульфатов, бикарбонат-иона) и общей минерализации.

Анализы проводились в гидрохимической лаборатории ИГН АН Арм.ССР. Определение золота в водах проводилось методом адсорбции активированным углем в кислом растворе $\text{pH} = 1,0$, где AuCl_4^- образует с бриллиантовым зеленым соединением голубого цвета, представляющее собой соль комплексного металлогалогенида с катионом основного красителя; комплекс экстрагируется раствором толуола и колориметрируется (Резников и др., 1970).

В табл. 1 приводятся данные по встречаемости и содержанию золота в водах по отдельным районам.

Как явствует из таблицы, золото обнаружено в 175 пробах воды, что составляет 80,27% встречаемости; полностью отсутствует в 43 пробах (фиг. 1, 2, 3).

В результате сопоставления графиков, построенных по данным, приведенных в таблице, оказывается, что наибольшее содержание золота падает на Мартунинский район.

Таблица 1

Встречаемость и содержание золота в водах

Район отбора	Колич. проб.	Встреч. в %	Экстремальные значения в мг/л		Среднее содерж. в мг/л
			минимум	максимум	
Мегринский	7	85,7	0	0,004	0,0020
Мартунинский	35	91,4	0	0,005	0,0012
Туманянский	65	80,0	0	0,004	0,0016
Спитакский	64	81,2	0	0,003	0,0012
Степанаванский	19	61,3	0	0,0008	0,0003
Азизбековский	12	66,6	0	0,005	0,0016
Кироваканский	6	83,3	0	0,0011	0,0007
Каджаранский	10	80,0	0	0,002	0,0007

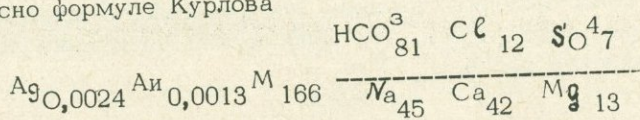
Ниже приводится катионный и анионный состав вод.

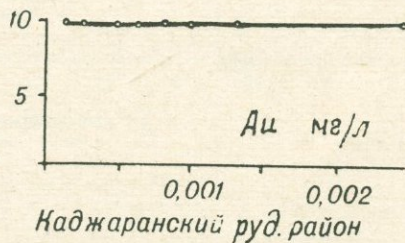
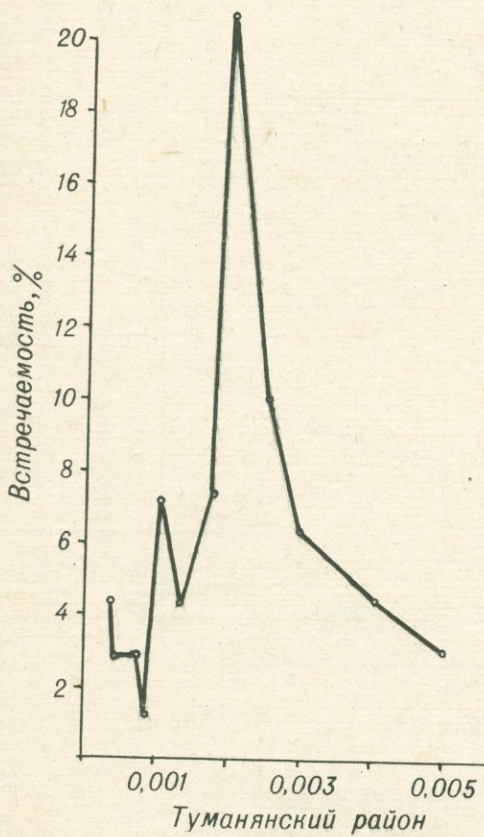
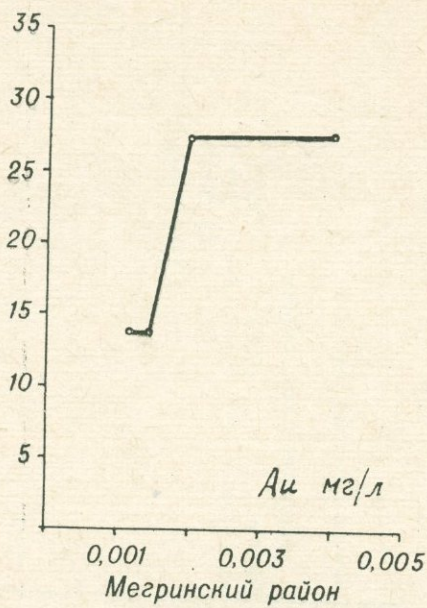
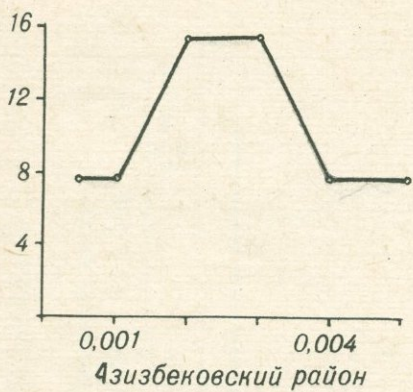
Таблица 2

Содержание катионов, анионов и общей минерализации в водах

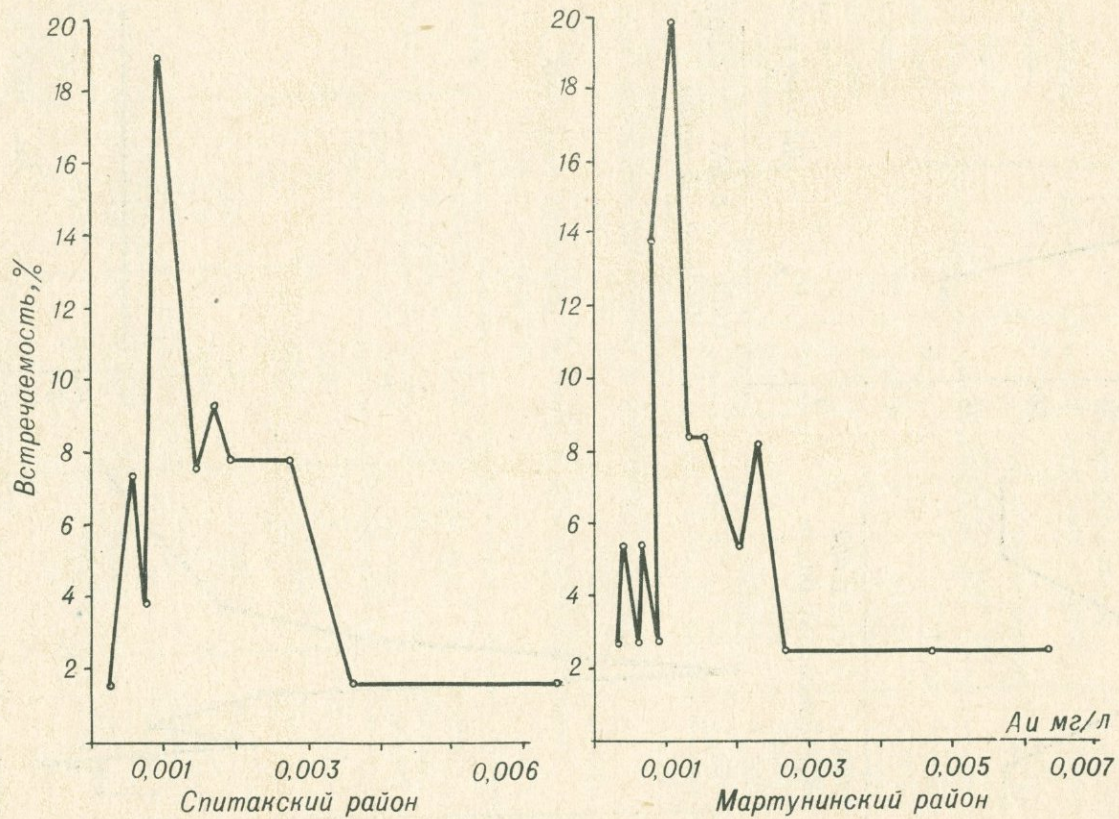
Ионы	Экстремальные значен. в мг/л		Среднее содерж. в мг/л	Среднее содерж. в экв. %
	минимум	максимум		
Аи ³⁺	0	0,005	0,0013	—
Аг ⁺	0	0,015	0,0024	—
Си ²⁺	0	0	0	—
Na ⁺	4,40	55,20	23,80	45,0
Ca ²⁺	8,00	72,00	19,00	42,00
Mg ²⁺	2,40	24,40	4,90	13,0
Сс ⁻	7,10	92,80	14,40	12,00
SO ₄ ²⁻	2,00	65,00	9,30	7,00
HCO ₃ ⁻	61,00	193,00	109,80	81,0
Общая минерализация	94,60	376,50	166,00	—

Согласно формуле Курлова

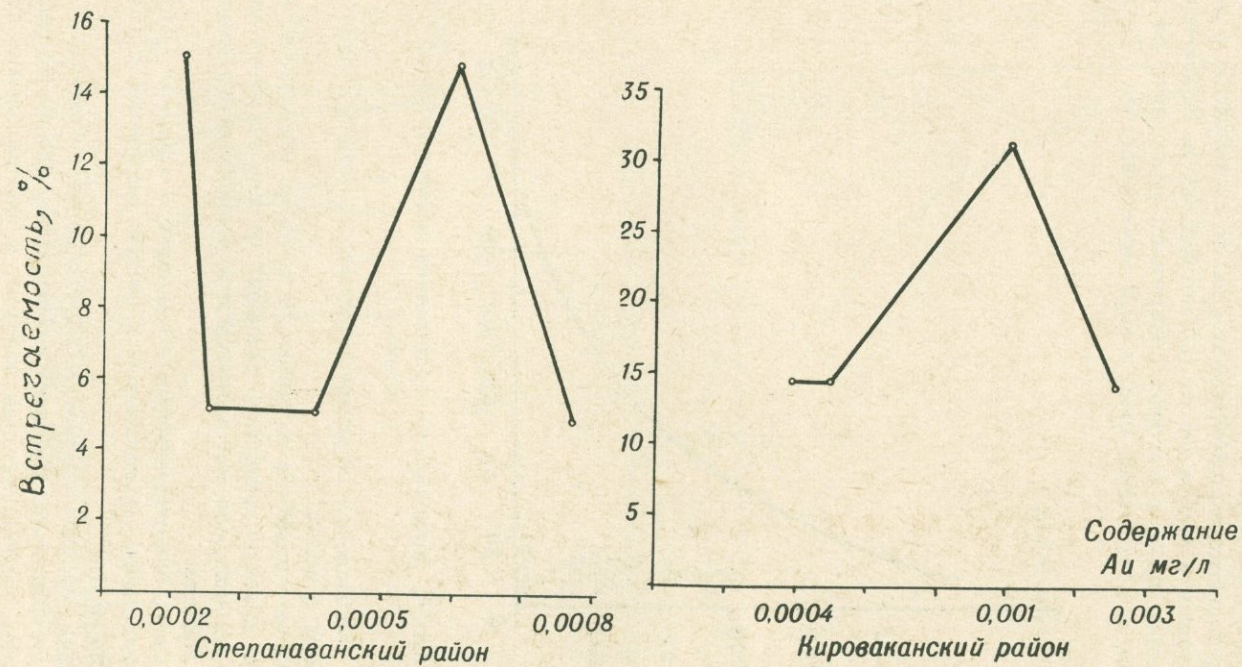




Фиг. 1. Кривые распределения золота в водах Кафанского, Азизбековского, Мегринского, Туманянского районов.



Фиг. 2. Кривые распределения золота в водах Спитакского и Мартунинского районов.

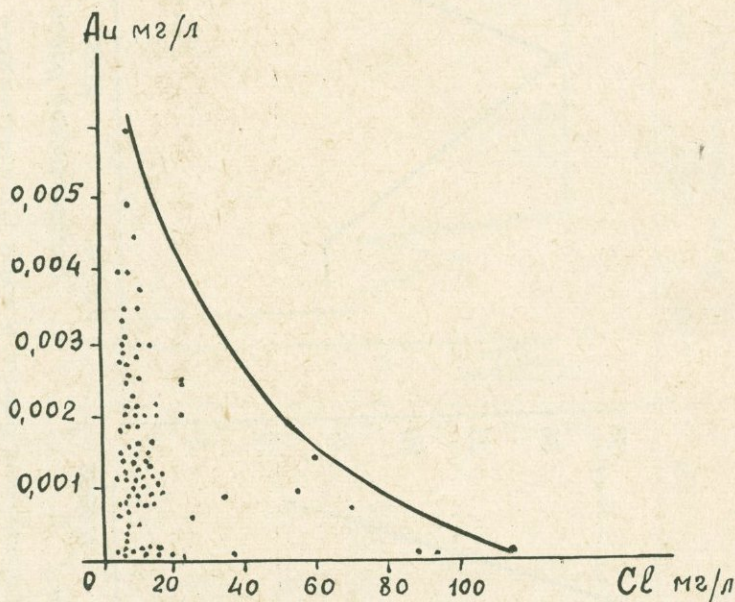


Фиг. 3. Кривые распределения золота в водах Степанаванского и Кироваканского районов.

воды относятся к гидрокарбонатным, натриево-кальциевым. Общая минерализация колеблется от 94,62 до 376,52 мг/литр.

Рассмотрим взаимосвязь золота с ионным составом при переносе его природными водами.

Анионы: большинство отобранных вод, по содержанию в них хлора, концентрируются в интервале от 6,0 до 20,0 мг/л. Исключение составляют несколько проб, в которых содержание этого иона достигает 30-40 мг/л, и аномальные пики - 92,0 мг/л (фиг. 4). Согласно диа-



Фиг. 4. Зависимость содержания золота и хлора в водах.

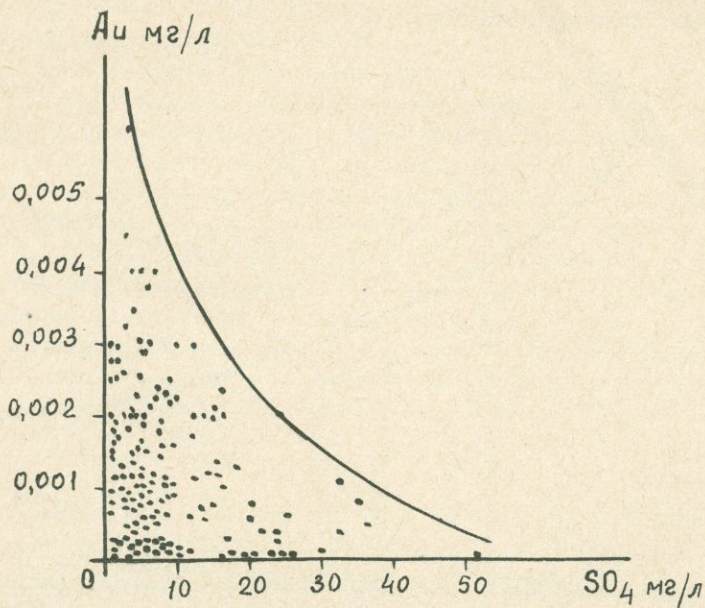
грамме 4 наблюдается обратная зависимость между содержанием золота и хлора в водах.

Содержание сульфатов в пробах, в которых обнаружено золото, колеблется в широком диапазоне значений от 2-х до 50-ти мг/л (фиг. 5). Такая же зависимость наблюдается и в распределении содержаний золота и сульфатов.

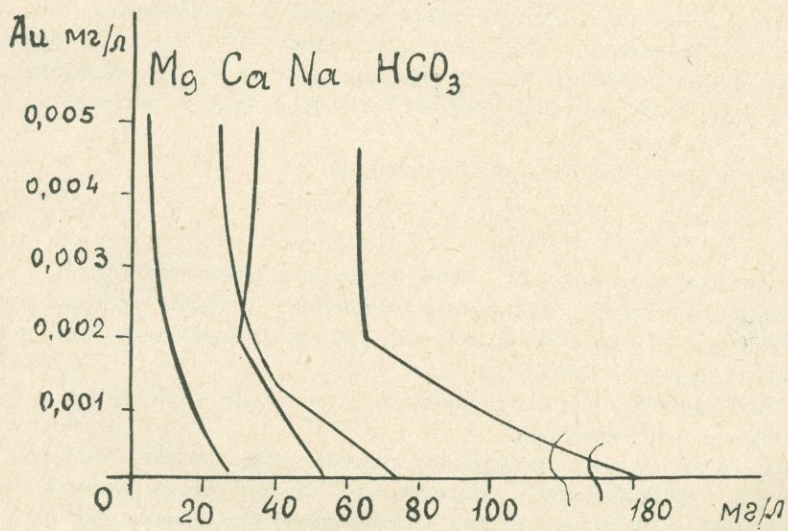
Содержание бикарбонат-иона составляет в среднем 110 мг/л; аналогично описанному по отношению к золоту поведению и иона гидрокарбоната (фиг. 6).

Катионы: частым спутником золота является серебро, которое нередко самостоятельно образует значительные концентрации; в земной коре серебро преобладает над золотом, и иногда служит косвенным индикатором золота. Но в природных растворах золото без серебра практически не встречается.

Содержание серебра в исследуемых водах доходит до 5,0 мкг/л, в

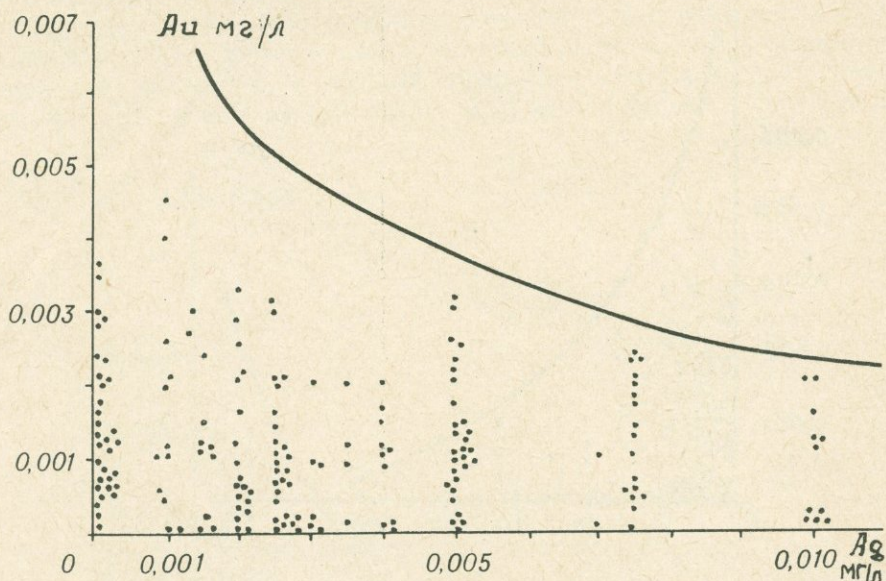


Фиг. 5. Зависимость содержания золота и сульфатов в водах.



Фиг. 6. Зависимость содержания золота и некоторых элементов в водах.

некоторых пробах от 6,0 до 15,0 мкг/л. Данные фиг. 7 показывают, что золото концентрируется в основном там, где содержание серебра в водах составляет 5,0 – 8,0 мкг/л.



Фиг. 7. Зависимость содержания золота и серебра в водах.

Натрий и кальций присутствуют в водах в количествах, близких друг у другу: натрий – 24,0 мг/л, кальций – 19,0 мг/л. В основном золото концентрируется при содержаниях: магния – в пределах от 5,0 до 20,0 мг/л, кальция – от 24,0 до 80,0 мг/л и натрия от 40,0 до 50,0 мг/л (фиг. 6).

Медь во всех пробах не обнаружена.

В ы в о д ы :

1. Проанализировано 218 проб воды; все воды относятся к классу гидрокарбонатных, натриево-кальциевых, с общей минерализацией до 376,50 мг/л; воды нейтральные. Среднее содержание золота составляет в среднем 0,0013 мг/л.
2. Наблюдается обратная зависимость между содержанием золота и анионным составом вод.
3. В определенных интервалах содержаний: магния, кальция, натрия и иона бикарбонатов – содержание золота увеличивается до 0,002 мг/л; выше этой концентрации – зависимость с катионами нарушается.
4. Существует некоторая взаимосвязь золота с серебром: кривая зависимости (фиг. 7) располагается более плавно в пределах 5–8 мг/л (сравним с фиг. 4–5).

5. Высокая подвижность золота в водных растворах осуществляется растворимостью природного мелко-дисперсного золота, его растворению способствует благоприятная кислотная среда, создаваемая определенными природными факторами.

6. О том, в каких соединениях мигрирует золото, нет единого мнения. По существующим гипотезам оно может переноситься в виде растворенного или взвешенного, в виде коллоидного раствора, в виде комплексного иона (напр. AuCl_4^-); ведь известно, что золото входит в подгруппу меди и обладает резко выраженной склонностью к образованию комплексных анионов; химическая активность проходит по ряду $\text{Si} - \text{Ag} - \text{Au}$. Хорошо растворимы в воде хлораураты (соли золото-хлористоводородной кислоты). Возможна также миграция золота в виде коллоидного раствора с сульфатами или галоидами (Черняев и др., 1969). Существует представление о рассеянном состоянии металлического золота в породах и о приуроченности значительной части его к сульфидам (медным) (Шербаков и др., 1964).

Л И Т Е Р А Т У Р А:

Резников А. А., Муликовская Е. Г., Соколов И. Ю. – Методы анализа природных вод. М, 1970.

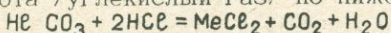
Черняев А. М., Черняева Л. Е., Еремеева М. Н., Андреев М. И. Гидрохимия золота. Геохимия, 4, 1969.

Шербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. – К геохимии золота. Геохимия 6, 1964.

О.А. Бозоян

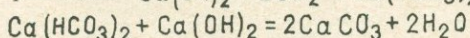
ОПРЕДЕЛЕНИЕ СВЯЗАННОЙ УГОЛЬНОЙ КИСЛОТЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Сущность метода заключается в том, что под воздействием соляной кислоты на карбонатные части породы выделяется свободная углекислота /углекислый газ/ по нижеприведенной реакции:

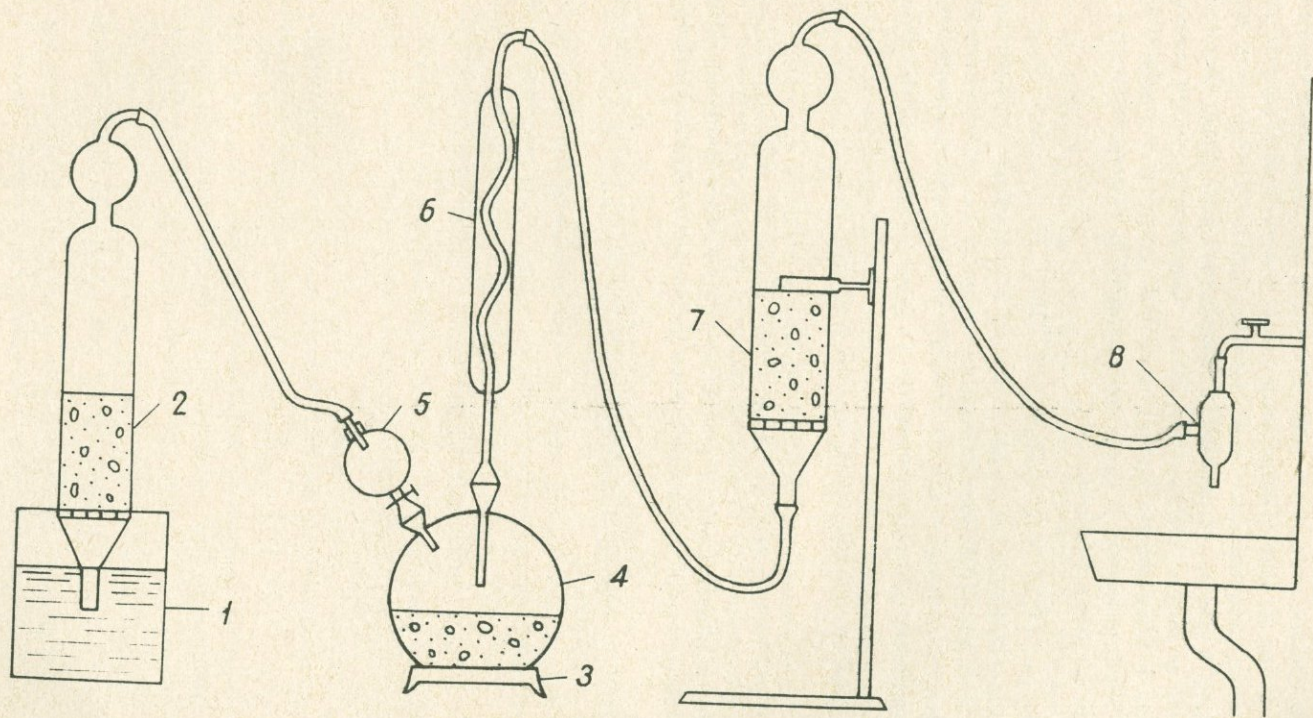


Титрованными растворами гидроокиси кальция с помощью вакуума поглощается угольная кислота. После окончания разложения навески из прозрачной части раствора гидроокиси кальция берут 20 мл в коническую колбу емкостью 100–150 мл, титруют 0,1 н раствором соляной кислоты до устойчивой не исчезающей розовой окраски фенолфталеина в течение 2–3 мин.

Разность концентрации раствора Ca(OH)_2 до поглощения и после поглощения угольной кислоты падает на CO_2 согласно нижеприведенной реакции: $\text{Ca(OH)}_2 + 2\text{CO}_2 = \text{Ca(HCO}_3)_2$



Ход анализа – из тонкоизмельченной породы отбирают 0,1–1 г навески/в зависимости от содержания CO_2 в породе/. Навеску переносят в колбу емкостью 250–300 мл /4 на фиг. 1/, На эту колбу устанавливаются делительная воронка /5, см. фиг./, для наливания соляной кислоты /1: 5/, и холодильник, для дистилляции только угольной кислоты. Делительная воронка соединяется с помощью резиновой трубки с верхним концом поглотителя /2, см. фиг./, где помещено произвольное количество насыщенного раствора Ca(OH)_2 и служит для очистки воздуха от CO_2 . Холодильник резиновой трубкой соединяется с нижним концом поглотителя (7, см. фиг.) в этом поглотителе помещено 200 мл титрованного раствора Ca(OH)_2 . Последний служит для поглощения из породы выделяющегося CO_2 /после воздействия соляной кислоты/, а верхний конец поглотителя соединяется с водоструйным насосом, который установлен на водопроводном кране. После сборки прибора проверяют его герметичность. Для этого поступают следующим образом: закрывают кран поглотителя и открывают кран пустой делительной воронки и поглотителя. Если система соединена с водоструйным насосом. После проверки герметичности прибора, закрывается кран делительной воронки, снимается пробка и в делительную воронку наливается 25 мл /1: 5/ и снова закрывается пробкой. После чего открывают кран поглотителя и очень осторожно открывают кран делительной воронки и присоединяют водоструй-



ный насос. Через 3 минуты присоединяется электрическая плитка (на фин. 3), в описанном состоянии продолжается опыт в течение 15 мин. Если проба представляет из себя доломит, то продолжительность анализа длится до 30 мин. После окончания опыта выключается электрическая плитка, закрывается край второго поглотителя, кран делительной воронки, а затем закрывается водопроводный кран, разъединяется поглотитель и оттуда отбирается 20 мл аликвотной части раствора и помещается в коническую колбу, куда добавляется 3 капли спиртного раствора фенолфталеина и 0,1 н раствора HCl , оттитровывается до исчезновения розовой окраски.

$$\text{Расчет } \text{CO}_2 \% = \frac{2,2 / a - b /}{N}$$

где a - израсходованное количество 0,1 н раствора соляной кислоты в мл, для титрования 20 мл гидроксида кальция до погашения CO_2 .

b - израсходованное количество 0,1 н раствора соляной кислоты в мл на титрование 20 мл гидроксида кальция после погашения углекислоты.

N - навеска исследуемой породы в граммах.

В ы в о д ы

1. Предлагаемый метод определения угольной кислоты не ограничивается определением угольной кислоты только кислотным способом разложения породы. Предлагаемый метод позволяет определить угольную кислоту, термическим способом разложения исследуемого вещества.
2. Верность работы предлагаемого аппарата контролировалась стандартными образцами.
3. Предлагаемый метод определения угольной кислоты прост и точен, в течение семичасового рабочего дня можно выполнить 15 определений.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Г. П. Багдасарян, С. Б. Абовян, В. А. Агамалян, С. И. Баласанян, Р. Х. Гукасян, Р. Т. Джрбашян, Г. А. Казарян, Э. Г. Малхасян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян, А. Х. Мнацаканян, З. О. Чибухчян. Формационное расчленение магматических комплексов Армянской ССР	5
Г. А. Казарян, А. Г. Куюмджян, Г. А. Саркисян. О "доба- толитовых" субвулканических интрузиях габбро-диорит-гранит- ной серии Вайка и сопредельных районов	25
А. И. Карапетян. Рудные формации Раздан-Анкаванской зоны и некоторые вопросы ее эндогенной минерализации	34
Т. Тодоров. Проявление гипогенной зональности в рудных жи- лах Росенского рудного поля (Болгария)	46
Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян. Геохимические и пет- рогенетические особенности щелочной вулканической серии Пам- бакского хребта	56
Г. П. Багдасарян, Э. Г. Малхасян. Новые выходы малых интрузивов и субвулканических образований в междуречье Агстев-Дебед	67 ✓
Э. Х. Харазян. О вторичных изменениях долеритовых базаль- тов северо-западной части Армянской ССР	82
А. Г. Казарян, Н. С. Корчагина. Сравнительная характе- ристика гидротермального метасоматизма на медно-молибде- новых месторождениях Армянской ССР	93
С. О. Ачикгёзян. Анализ парагенезисов минералов вторич- ных кварцитов Тандзутского и Чибухлинского месторождений Армянской ССР	101
Р. Г. Геворкян, Г. А. Гуркина, Ф. В. Каминский. Новый политип муассанита, обнаруженный в Армении	106
Э. А. Кюрегян, Ц. О. Эксузян. О содержании золота в подземных водах некоторых районов Армянской ССР	111
О. А. Бозоян. Определение связанной угольной кислоты в горных породах	120

УДК-552.3 (571.6.553)

Формационное расчленение магматических комплексов Армянской ССР. Г. П. Багдасарян, С. Б. Абовян, В. А. Агамалян, С. И. Баласанян, Р. Х. Гукасян, Р. Т. Джрбашян, Г. А. Казарян, Э. Г. Малхасян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян, А. Х. Мнацаканян, З. О. Чибухчян. Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 5-24.

В статье рассмотрены магматические формации байкало-каледонского и альпийского этапов развития на фоне геотектонической истории региона от докембрия до плиоцена.

Альпийский этап подразделен на собственно геосинклинальный и орогенный подэтапы, магматические формации которых рассмотрены по отдельным геоструктурным единицам.

Выделенные формации охарактеризованы на основе наиболее специфических петрографических, минералого-геохимических и химических особенностей, данных радиолого-геохронологических исследований, а также по сопутствующим им главнейшим рудным формациям.

УДК-552.312

О "добатолитовых" субвулканических интрузиях габбро-диорит-гранитной серии Вайка и сопредельных районов. Г. А. Казарян, А. Г. Куюмджян, Г. А. Саркисян. Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 25-33.

Вайская структура представляет грабен-антиклинорий, выполненный в центральной и западной частях осадочными породами, переходящими в восточном направлении в вулканические образования. В этой структуре значительное развитие имеют субвулканические интрузивные породы габбро-диорит-гранитной серии. Они образуют штоки, дайки, силлы, морфология которых в основном определяется литологическим характером вмещающей среды. В статье приводятся детальные петрографические описания пород. Рассматривается структурная роль субвулканических тел в размещении рудоносных зон в Азатекском рудном поле.

УДК-553.3/4

Рудные формации Раздан-Анкаванской зоны и некоторые вопросы ее эндогенной металлогении. А. И. Карапетян. Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 34-45.

В статье приводится формационный анализ эндогенных рудных месторождений и проявлений, известных в пределах Раздан-Анкаванской рудоносной зоны. Рассматриваются вопросы возраста, генетической связи оруденения, минералого-геохимических особенностей руд и геохимической унаследованности между разновозрастными рудами, развитыми в пределах одних и тех же рудных полей, а также взаимосвязь между эрозионным срезом и интенсивностью проявления тех или иных формаций и генетических типов руд.

Проявление гипогенной зональности в рудных жилах Росенского рудного поля (Болгария). Т. Тодоров. Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 46-55.

Детальными минералого-геохимическими и структурными исследованиями установлено зональное распределение минеральных примесей в жилах медно-молибденовых месторождений Росенского рудного поля.

Минералообразование протекало двумя этапами: I - пегматито-пневматолитовый и II - гидротермальный. В гидротермальной стадии устанавливается 10 фаз минералообразования: магнетитовая, пиритовая, гематитовая, кварц-молибденитовая, халькопиритовая, кварц-магнетитовая, кварц-гематитовая, анкерит-доломитовая, кальцитовая и халцедоновая. Медно-молибденовые месторождения рассматриваемого рудного поля являются классическим примером, подтверждающим выдвинутую С.С. Смирновым пульсационную гипотезу заполнения рудных жил в результате многократного и последовательного поступления в разломы различных по составу порций рудоносных растворов.

Геохимические и петрогенетические особенности щелочной вулканической серии Памбакского хребта. Р.Т. Джрбашян, Б.М. Меликсетян. Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 56-66.

В статье рассматриваются особенности распределения и поведения петрогенных элементов и элементов-примесей в ходе формирования щелочной вулканической серии Памбакского хребта. Показано, что геохимическая история отдельных элементов в процессе эволюции щелочной серии зависит от уровня и режима щелочности в исходной магме, от концентрации и кристаллохимических свойств элементов-примесей и от связи последних с главными петрогенными элементами, фиксируемой закономерными изменениями отношений индикаторных пар элементов. Выделяются группы микроэлементов: 1) резко повышенной концентрации, 2) нормальной концентрации, 3) пониженной концентрации. Приведенный в статье материал позволяет сделать вывод о первичном характере исходной щелочной оливин-базальтовой магмы, геохимическая специализация которой вследствие сочетания процессов кристаллизационной и эманационной дифференциации с явлениями контаминации приобретает двойственный характер.

✓ УДК - 552

Новые выходы малых интрузивов и субвулканических образований в междуречьях Агстев-Дебед. Г. П. Багдасарян, Э. Г. Малхасян. Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 67-81.

Впервые дается петрографическое описание небольших интрузивных выходов и субвулканических образований междуречья Агстев-Дебед. По петрографическому составу они варьируют в широких пределах от основных до кислых пород.

По возрасту вновь выявленные магматические тела относятся к юрскому и меловому возрастам.

✓ УДК - 552.14 + 551.3.053

О вторичных изменениях долеритовых базальтов северо-западной части Армянской ССР. Э. Х. Харазян. Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 82-92.

В статье детально описываются основные типы вторичных изменений верхнеплиоценовых долеритовых базальтов Арм. ССР. Выяснено, что наиболее распространенными среди этих изменений являются хлоритизация, карбонатизация и лимонитизация. Изменениям подверглись оливины, плагиоклазы и рудный минерал. Пироксены совершенно свежи. Среди плагиоклазов наиболее изменились позднеобразовавшиеся ксеноморфные зерна интерстициальных участков. Продуктами вторичных изменений полностью заполнены также все поры и пустоты породы. Подробно анализируя все возможные механизмы образования этих, по мнению автора вторичных минералов он пришел к заключению, что вторичные изменения верхнеплиоценовых долеритовых базальтов Арм. ССР (как и всего Малого Кавказа) произошли в коре выветривания при воздействии на них атмосферных агентов.

УДК - 553/24

Сравнительная характеристика гидротермального метаморфизма на медно-молибденовых месторождениях Армянской ССР. А. Г. Казарян, Н. С. Корчагина. Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 93-100.

В статье приведено сравнительное сопоставление продуктов метасоматизма по медно-молибденовым месторождениям Арм. ССР. Выявлены некоторые общие закономерности их зонального проявления, выделен ряд фаций, закономерно сменяющихся во времени и пространстве.

УДК - 552.18

Анализ парагенезисов минералов вторичных кварцитов Тандзутского и Чибухлинского месторождений Армянской ССР, С. О. Ачигезян, Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 101-105.

В статье приводится сопоставление результатов парагенетического анализа минеральных ассоциаций вторичных кварцитов с данными геологических наблюдений. Отмечено то обстоятельство, что физико-химический анализ минеральных парагенезисов позволяет придти к определенным выводам об условиях формирования равновесных минеральных ассоциаций вторичных кварцитов.

УДК - 549.214 : (479,25)

Новый политип муассанита, обнаруженный в Армении, Р. Г. Геворкян, Г. А. Гуркина и Ф. В. Каминский, Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 106-110.

В аллювии р. Дзорагет, размывающей альпинотипные гипербазиты Базумского хребта, в ассоциации с алмазом, хромитом, корундом, золотом, диопсидом и хромдиопсидом обнаружены знаки муассанита. Наряду с политипом муассанита 6Н, часто встречающимся как среди природных, так и среди искусственных кристаллов, встречены два зерна муассанита необычной темно-серой окраски, непрозрачные, люминесцирующие в ультрафиолетовых лучах оранжевым цветом. Параметры их кристаллографической решетки $a = 3,03 \text{ \AA}$ и $c = 12,37 \text{ \AA}$ позволяют утверждать о том, что впервые обнаружен политип муассанита 5Н.

УДК - 550.73

У О содержании золота в подземных водах некоторых районов Армянской ССР. Э. А. Кюрегян, Ц. О. Эксюзян, Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 111-119.

В статье приводятся данные по обнаружению золота в 218-ти пробках родниковых вод, отобранных в различных районах Арм.ССР.

Делается попытка установить взаимосвязь золота с серебром, сульфатами, хлором и др. элементами. Все это должно дать возможность применения гидрохимического метода при поисках золота.

УДК - 55084

Определение связанной угольной кислоты в горных породах, О. А. Бозоян, Магматизм и металлогения Армянской ССР, 1974, стр. 120-122

Сущность работы заключается в том, что после разложения навески породы выделившаяся углекислота поглощается в титрованном растворе гидроокиси кальция. После чего в присутствии фенол-фталеина 0,1н HCl раствором определяется свободная гидроокись кальция. По разности находят количество гидроокиси кальция, реагирующей с углекислотой.

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
Академии наук Армянской ССР

Редактор издательства Ж. В. Налчаджян
Художник Г. Н. Горцакалян
Технич. редактор Р. Х. Геворкян

Книга издана офсетным способом

ВФ 03351 Изд. 4088 Заказ 412 Тираж 550
Сдано в производство 11.6.1974 года.
Подписано к печати 28.5.1974 г., печ. л. 8,0+7 вкл.
усл. печ. л. 12,0 изд. 9,5 л., бумага № 1,
70x108 1/16. Цена 1 руб.

Типография Издательства АН Армянской ССР
г. Эчмиадзин

115
Vol. 7

