

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

На правах рукописи

Степан Барсегович

А Б О В Я Н

**УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ
ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ
ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОЙ ССР**

*04.00.08 - петрография, литология
и минералогия*

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук



Москва - 1975

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

На правах рукописи

Степан Барсегович

А Б О В Я Н

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ
ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ
ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

04.00.08 - петрография, литология
и минералогия

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук



Москва - 1975

1699/1

Работа выполнена в Институте геологических наук Академии Наук Армянской ССР.

Официальные оппоненты:

действительный член АН Арм.ССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор К.Н.Паффенгольц,
доктор геолого-минералогических наук Н.П.Михайлов,
доктор геолого-минералогических наук, профессор Д.С.Бородин.

Официальная оппонирующая организация – Управление геологии Совета Министров Армянской ССР.

Автореферат разослан *"20" января* 1975 г.

Защита диссертации состоится *20 февраля* 1975 г. в 14 часов на заседании Ученого совета Института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов (ИМГРЭ)

Отзывы в двух экземплярах просим прислать по адресу: Москва ПЗП27, Садовническая наб., 71, ИМГРЭ.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института.

Ученый секретарь
Совета

 /Э.А.Северов/

Введение

Происхождение ультраосновных и основных интрузивных пород является одной из наиболее сложных проблем современной петрологии, с которой связаны вопросы строения глубинных зон земной коры и верхней мантии. Важность геологического значения указанных пород обусловлена также тем, что их появление связано с определенными тектоно-магматическими процессами и по времени возникновения они приурочены, главным образом, к периодам заложения и становления геосинклинальных прогибов. Не меньшее значение имеет и пространственное положение ультраосновных и основных интрузивных пород. Как правило, они слагают относительно узкие пояса, которые непосредственно фиксируют положение глубинных разломов, определяющих границы различных структурно-фашиальных зон и играющих важную роль в локализации магматических и рудных проявлений. Кроме того, в последнее время доказана гетерогенность ультраосновных и основных интрузивных пород и связанная с их отдельными генетическими группами различная металлогеническая специализация.

Первые геолого-петрографические данные по некоторым массивам ультраосновных и основных пород СВ побережья озера Севан, относящиеся к 1927–1930 гг., изложены в многотомном труде экспедиции АН СССР "Бассейн озера Севан" (Гинзберг, Кузнецов). С 1929 по 1934 гг. К.Н.Паффенгольцем была составлена геологическая карта бассейна озера Севан, а в последующие годы – всей Армении. Ценными трудами К.Н.Паффенгольца установлена основная стратиграфическая последовательность и тектоническое строение Армении, определен состав и возраст интрузивных пород.

В 1930–40-х гг. большой размах получили геологоразведочные работы по изучению месторождений полезных ископаемых, связанных с ультраосновными породами. Месторождениям хромистого железняка и платиноносности ультраосновных пород СВ побережья озера Севан посвящены работы А.Г.Бетехтина, явившиеся важным вкладом в изучение и промышленную оценку месторождений данного района. Геологоразведочные работы по изучению хромитовых месторождений и огнеупорного сырья проводились Г.А.Кечекком, Г.М.Арутюняном, А.В.Кржечковским, Х.К.Бойчаровым, С.П.Чумаковой, Н.П.Батуриным. Весьма ценные данные по геологии и петрографии отдельных массивов ультраосновных и основных пород получены в послевоенные годы в результате исследований Ю.А.Арапова, Т.Ш.Татевосяна, Т.А.Аревшатян.

В последние 15–20 лет территория Армянской ССР УТ СМ Арм.ССР была подвергнута крупномасштабному картированию с детальным изу-

чением геологии и полезных ископаемых. Участки развития ультраосновных и основных пород в связи с изучением отдельных вопросов их геологии, петрографии или металлогении были рассмотрены в работах П.Д.Епремяна, Г.М.Акопяна, В.М.Амаряна, Р.А.Аракеляна, Г.О.Пиджяна, А.Е.Кочарян, Э.Г.Вартазарян, А.Ш.Матевосяна, С.Б.Абовяна, В.Т.Акопяна, Г.А.Пилосяна, Г.М.Геворкяна, Х.Н.Шагиняна, А.А.Казанчяна, Г.Г.Саакяна, Э.М.Мадатяна, Б.М.Батияна, Ш.О.Амиряна, Г.А.Саркисяна, Л.С.Меликяна, С.А.Паладжяна, Г.С.Арутюняна, К.А.Миртчяна, Д.Л.Костаяна, А.Л.Книшпера, В.Ф.Морковкиной.

До постановки настоящей работы не было данных по формационному расчленению ультраосновных и основных пород в целом по Армянской ССР не была известна металлогеническая роль их отдельных генетических групп. С другой стороны, Армения является классическим примером развития ультрабазитов и базитов, где наиболее полно возможно решение указанных вопросов. Учитывая большое научное и практическое значение изучения ультраосновных и основных пород, с 1954 г. в Институте геологических наук АН Армянской ССР была поставлена тема "Ультраосновные и основные интрузивные породы Армянской ССР", разработка которой была поручена автору.

Основные задачи защищаемой работы следующие:

1. Формационное расчленение ультраосновных и основных интрузивных пород Армянской ССР и выяснение металлогенической роли выделенных генетических групп.
2. Изучение пространственного положения и связи ультраосновных и основных интрузивных пород с региональными геологическими структурами исследованной области.
3. Исследование петрографии, минералогии, геохимии металлогении выделенных по геологическим данным магматических комплексов, с целью установления критериев их формационных различий.
4. Восстановление истории происхождения ультраосновных и основных интрузивных комплексов офиолитовых поясов Армянской ССР.

Особое внимание в работе уделено минералогическим и геохимическим исследованиям, так как с этой точки зрения ультраосновные и основные породы, как в Армянской ССР, так и в других регионах, были недостаточно изучены.

Исходя из поставленных задач, в диссертации защищаются следующие основные положения:

1. Выделены Севано-Амасийский и Вединский габбро-перидотитовые, габбро-диоритовые и габбро-плагиогранитовый (только Севано-Амасийский) комплексы, относящиеся к одноименным интрузивным

формациям Армянской ССР. Они, вместе с вмещающими их вулканогенно-осадочными толщами, входят в состав офиолитовой группы или серии формаций или группы формаций ранней стадии геосинклинально-складчатых областей и развиты в виде узких поясов СЗ простирания вдоль крупных региональных нарушений — глубинных разломов, ограничивающих различные геотектонические зоны. Порода наиболее широко распространенных габбро-перидотитовых комплексов по совокупности признаков относятся к типичным представителям альпийского ультрабазитов и базитов. Взаимоотношение массивов рассматриваемых интрузивных комплексов с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами и их внутреннее строение показывают, что их кристаллизация происходила на месте их современного залегания.

2. Установлено, что массивы габбро-перидотитовых комплексов имеют многофазное строение и сложный состав, в отличие от массивов габбро-диоритовых и габбро-плагиогранитового комплексов, характеризующихся однофазным строением и простотой состава. При этом однотипные породы различных интрузивных комплексов четко отличаются друг от друга по своим петрографическим, петрохимическим, минералогическим, геохимическим и металлогеническим особенностям, которые, наряду с общими геологическими особенностями, позволяют выделить их в самостоятельные интрузивные комплексы.

3. Оливины, ромбические и моноклинные пироксены габбро-перидотитовых комплексов характеризуются высокой магниезальностью и низкой железистостью и по ассоциациям пар сосуществующих минералов и высокому содержанию Са и Al относятся к высокотемпературным образованиям, характерным для магматических пород, что противоречит мнению об их метасоматическом происхождении. В целом химические составы породообразующих минералов выявляют зональное строение массивов ультраосновных пород и наличие в них "скрытой" дифференциации. Составы соответствующих породообразующих минералов (моноклинные пироксены) габбро-диоритовых и габбро-плагиогранитового комплексов отличаются низкой магниезальностью.

4. Количественное распределение и химические особенности аксессуарных минералов пород габбро-диоритовых и габбро-плагиогранитового комплексов резко отличаются от соответствующих аксессуарных минералов пород габбро-перидотитовых комплексов. Резко различен также состав и содержание элементов-примесей в породах выделенных комплексов, что позволяет рассматривать элементы-примеси, в том числе и редкие элементы, совместно с аксессуарными минералами, в качестве надежных индикаторов петрологических про-

цессов.

5. Для пород габбро-перидотитовых комплексов характерны эндогенные месторождения хромита, проявления платиноидов и хризотил-асбеста и экзогенные - аморфного магнезита, а для пород габбро-диоритовых комплексов - скарповое оруденение титаномagnetита.

6. Подтверждено преимущественно магматическое происхождение ультраосновных пород габбро-перидотитовых комплексов, возникновение и становление которых связано как с явлениями глубинной дифференциации и последовательного многофазного внедрения в вышележащие вулканогенно-осадочные толщи, так и гравитационно-кристаллизационной дифференциации расплава в интрузивной камере и лишь в процессе последующих складчатых движений иногда имело место перемещение отдельных блоков ультрабазитов на небольшие расстояния.

Методами полевых исследований были геологическая съёмка массивов и непосредственно вмещающих пород, обследование старых подземных выработок и рудных отвалов. В процессе исследований было отобрано около 4500 образцов пород и руд и 280 проб протолок весом в 10-12 кг каждая. В камеральный период было изготовлено и изучено более 4000 прозрачных и полированных шлифов. Обработка искусственных шлихов проводилась автором в ИГН АН Арм.ССР и, главным образом, в лаборатории аксессуарных минералов ИМГРЭ. В работе использованы многочисленные данные химических (полных силикатных - I90, неполных - I02 анализа), приближенно-количественных (I400) и количественных (I30) спектральных, химико-спектральных (II6) и рентгено-структурных (30) анализов пород, руд и минералов, выполненных на материалах автора. Лишь небольшая часть химических анализов пород заимствована из литературных данных.

Химические анализы выполнены в лаборатории ИГН АН Арм.ССР под руководством О.А.Бозояна аналитиками А.А.Петросян, В.А.Бабалян, С.А.Дехтрикян, Т.Т.Авакян, З.Ш.Гаспарян, а также в лаборатории УТ СМ Арм.ССР аналитиками М.Н.Туманян, Р.В.Оганесян и И.Н.Манукян. Спектральные анализы выполнены в лаборатории ИГН АН Арм.ССР под руководством Г.М.Мкртчяна аналитиками Р.П.Заргарян, С.А.Мнацаканян, Р.О.Манукян, А.О.Оганесян и М.Я.Мартirosяном. Количественные спектральные анализы магнетитов выполнены Г.М.Мкртчяном и С.А.Мнацаканян, а химико-спектральные анализы платиноидов Г.М.Мкртчяном и автором и, благодаря любезности О.Е.Юшко-Захаровой, в лаборатории ИМГРЭ И.С.Разиной. Рентгено-структурные анализы выполнены в лабораториях ИГН АН Арм.ССР Э.Х.Хуршудян и Н.В.Ревазовой, Института химии АН Арм.ССР А.К.Наджаряном и ИМГРЭ Ю.А.

Пятенко. В лабораторной обработке протоколов автору помогали инженер-геолог Р.П.Заргарян, в измерениях оптических констант породообразующих минералов – инженер-геолог Р.А.Хоренян и в подсчете количественного минерального состава некоторых пород на интеграционном столике – инженер-геолог Ж.С.Вартазарян. Всем указанным лицам автор выражает свою глубокую признательность.

При выполнении полевых и камеральных работ автору оказывал содействие зав. Отделом петрографии и минералогии Г.П.Багдасарян. В период полевых работ и при выполнении настоящей работы автор пользовался консультациями академиков АН Арм.ССР И.Г.Магакьяна и С.С.Мкртчяна, чл.-корр. АН СССР Н.И.Хитарова и чл.-корр. АН Арм.ССР А.Т.Аслаяна, а также ценными советами и замечаниями докторов геолого-минералогических наук В.В.Ляховича, Г.В.Пинуса, Л.Ф.Борисенко, В.Ф.Морковкиной и Г.О.Пиджяна, которым автор выражает искреннюю благодарность. Автор с благодарностью вспоминает также ценные советы покойного академика А.Г.Бетехтина, под руководством которого он начал свою научную деятельность.

Реферируемая работа состоит из введения, семи глав и основных выводов. В первой и второй главах даны геолого-тектоническая характеристика Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов Армянской ССР и геологическое строение массивов ультраосновных и основных интрузивных комплексов рассматриваемых поясов и их формационное расчленение. Третья, четвертая и пятая главы посвящены петрографии, минералогии и геохимии пород ультраосновных и основных интрузивных комплексов, детально охарактеризованы как породообразующие, так и акцессорные минералы и дана геохимия элементов-примесей в породах и минералах. В шестой и седьмой главах рассмотрены металлогения и происхождение пород ультраосновных и основных интрузивных комплексов офиолитовых поясов Армянской ССР. Общий объем диссертации 299 страниц машинописного текста, 112 иллюстраций (карты, графики, микрофотографии), 107 таблиц (в приложении) и 367 наименований литературных источников.

Глава I. ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕВАНО-АМАСИЙСКОГО И ВЕДИНСКОГО ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

Интрузивные комплексы ультраосновных и основных пород на территории Армянской ССР приурочены к двум узким дугообразным офиолитовым поясам СЗ простирания – Севано-Амасийскому и Вединскому.

Севано-Амасийский офиолитовый пояс прослеживается вдоль Багумского, Ширакского и, главным образом, Севанского хребтов и характеризуется значительными размерами. К ЮВ он продолжается в Азерб. ССР, в бассейны рр. Тертер и Акера, в связи с чем в масштабах Малого Кавказа пояс известен под названием Севано-Акеринского. Вединский (Приараксинский) пояс прослеживается в направлении сс. Арташат-Веди-Нахичевань, достигая наибольшего развития в бассейне р. Веди и отличается значительно меньшими размерами.

Оба пояса играют важную роль в геологическом строении Малого Кавказа, который расчленяется на три тектонические зоны, характеризующиеся различной историей геологического развития (с СВ на ЮЗ): Сомхетско-Карабахскую полого-складчатую зону, Складчатую зону Армении и Нахичеванскую складчатую зону. Офиолитовые пояса входят в состав Складчатой зоны Армении и приурочены к её ССВ (Севано-Амасийский) и ЮЮЗ (Вединский) краям, к узким интрагеосинклинальным прогибам. Последние характеризуются развитием интенсивной изоклиальной складчатости и попадают полностью в междвиговую полосу, так как ограничиваются с северной стороны от Сомхетско-Карабахской зоны Главным надвигом (Муровдагским), а с южной – от Нахичеванской зоны – Даралагез-Хустунским надвигом. Плоскость первого надвига падает на СВ, а второго – на ЮЗ. Движение масс по ним происходило с юга на север, в результате чего сильно дислоцированные меловые и эоценовые отложения Севано-Амасийской интрагеосинклинали поддвинулись под слабо дислоцированные юрские отложения Сомхетско-Карабахской зоны, а палеозойские отложения Нахичеванской зоны направились на палеогеновые отложения Вединской интрагеосинклинали.

Указанные нарушения относятся к глубинным разломам, так как ограничивают различные тектонические зоны, вдоль них развиты офиолитовые пояса с интенсивной изоклиальной складчатостью мощных вулканогенно-осадочных толщ и многочисленными интрузивами ультраосновных и основных пород, а также характеризуются наличием вдоль них гравитационных ступеней, обусловленных различной мощностью земной коры и соответственно различной глубиной залегания поверхности Мохоровичича по обе стороны от разломов.

Анализ геолого-тектонического строения описываемых поясов

позволяет выделить следующие геолого-структурные ярусы: а) докембрийский-каледонский, б) герцинский, в) среднеальпийский, г) позднеальпийский. К периодам наиболее интенсивного прогибания описываемых интрагеосинклиналей — нижнему сенону и нижнему-среднему эоцену приурочено формирование вулканогенно-осадочных толщ офиолитовой серии, причем внедрение ультраосновных и связанных с ними основных пород предшествовало главной складчатости, завершающей соответственно средне- и позднеальпийский этапы развития.

Из орогенических фаз в обоих поясах проявились нижнемеловая (предбарремская), предсеноманская, предсенонская, предкампанская, нижнеэоценовая, верхнеэоценовая и позднеолигоцен-нижнемиоценовая. Из них наиболее сильной является верхнеэоценовая (пиринейская) фаза, в результате проявления которой произошло окончательное оформление структуры обоих поясов и ограничивающих их с севера и юга глубинных разломов (Главного и Даралагез-Хуступского).

Анализ данных по офиолитам Тавро-Кавказской геосинклинали (Турция, Малый Кавказ, Иран), входящую в обширную Средиземноморскую геосинклинальную область (Альпы, Балканы, Турция, Малый Кавказ, Иран, Пакистан, Афганистан) показывает, что Севано-Агеринский пояс является восточным продолжением Понтического пояса, а Вединский — Таврического. Для рассматриваемой области характерно парное расположение офиолитовых поясов, часто наблюдаемое во многих регионах земного шара. Среди указанных поясов выделяются ультрабазиты и базиты палеозойского или докембрийского, триас-раннемелового, позднемелового-докампанского и палеоген-эоценового возрастов. Разновозрастность этих пород объясняется разновременным происхождением геосинклинальных прогибов в различных участках альпийской зоны, с заложением и становлением которых связано возникновение офиолитов.

Глава II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВАНО-АМАСИЙСКОГО И ВЕДИНСКОГО ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

О возрастном положении массивов ультраосновных и основных пород

Однозначное определение геологического положения и возраста массивов ультраосновных и основных пород обоих поясов затрудняется тем, что они редко дают активные контакты с вмещающими их отложениями, приурочены к весьма сложно построенным и интенсивно дислоцированным структурам с широко развитыми разрывными нарушениями и присутствием гальки ультраосновных и основных пород в конгломератах различных отложений, начиная от сеномана до эоцена.

Этим, по-видимому, следует объяснить довольно резкие различия во взглядах исследователей на геологическое положение и возраст ультраосновных и основных пород.

Впервые К.Н.Паффенгольц в бассейнах озера Севан и р.Тертер обосновал верхнеэоценовый возраст рассматриваемых пород. Им было также отмечено наличие галек ультраосновных и основных пород в отложениях сенона, которые, по его мнению, произошли в результате размыва палеозойских массивов. Т.Ш.Татевосян и Г.С.Арутюнян в бассейне озера Севан, наряду с верхнеэоценовыми габброидными интрузивами, выделяют верхнемеловые ультраосновные интрузивы и связанные с ними габброиды. А.Т.Асланян считает, что внедрение ультрабазитов в бассейне озера Севан произошло в три этапа - в туроне-коньяке, в верхнем сеноне и эоцене. По данным Э.Ш.Шихалибеги возраст рассматриваемых пород в пределах бассейнов рр.Тертер и Акера нижнесенонский-докампанский, а наличие галек ультрабазитов и базитов в основании сенона и в отложениях сеномана, по его мнению, подтверждают предположение К.Н.Паффенгольца о существовании древних, вероятно, палеозойских интрузивов.

Г.Хисслайтнер, Г.Ван дер Кааден и А.Хельке, изучавшие ультрабазиты Средиземноморского пояса, пришли к выводу, что необходимо различать возраст магматического происхождения от времени их тектонического становления. Этим они объясняют отсутствие горячих контактов ультрабазитов с вмещающими толщами, а также наличие галек ультраосновных пород в основании прорванных толщ. Придерживаясь этой точки зрения, А.Л.Книппер и Ю.Л.Костанян возраст магматического образования ультрабазитов в бассейнах озера Севан и р. Тертер относят к досенонскому времени. В туроне, сантоне и в верхнем эоцене, по их мнению, происходило холодное внедрение серпентинитовых масс - протрузии. Л.С.Меликян и др. определяют возраст ультрабазитов и базитов как досенонский (верхняя юра-низи верхнего мела) и считают, что позднее они были тектонически перемещены в сенонские и эоценовые отложения.

Из вышеизложенного ясно, что существует два подхода к решению вопроса о возрасте описываемых массивов ультраосновных и основных пород: 1) выяснение непосредственного взаимоотношения интрузивов с вмещающими породами и 2) допущение тектонического внедрения интрузивов в твердом виде.

В первом случае, учитывая наличие галек ультраосновных и основных пород в отложениях сеномана, в основании нижнего сенона, кампана-маастрихта и эоцена и трансгрессивное перекрытие масси-

вов кампан-маастрихтом и верхним олигоценом, мы допускаем три этапа магматического внедрения ультраосновных и основных пород: досеноманский (вероятно, палеозойский), нижнесеноманский-докампанский и послесреднеэоценовый-верхнеэоценовый. Досеноманские массивы нигде не обнаружены, они скрыты чехлом мезо-кайнозойских отложений, но продукты их размыва, вероятно, наблюдаются в отложениях сеномана и нижнего сенона. Посленижнесеноманские-докампанские массивы обнажаются в бассейнах рр. Тертер и Акера и на СВ побережье озера Севан, а послесреднеэоценовые-верхнеэоценовые - на СВ побережье озера Севан, на Базумском и Ширакском хребтах и в бассейне р. Веди.

Приведенные данные указывают на то, что процесс внедрения ультраосновных и основных пород повторялся в ходе последующих стадий геосинклинального развития описываемых зон, что противоречит существующему в литературе представлению о том, что они интродуцируют в течение первой крупной деформации горного пояса и не повторяются при последующих деформациях этой зоны (Хесс). С этой точки зрения заслуживает внимания данные Ж. Обуэна, также указывающие на разновозрастность ультрабазитов в различных районах альпийского офиолитового пояса.

Во втором случае, при допущении тектонического внедрения ультраосновных и основных интрузивных пород, принимается один досеноманский этап магматического внедрения и последующее их тектоническое выжимание уже в твердом виде в отложения сенона и палеогена. Не возражая в принципе против тектонического перемещения небольших ультраосновных тел на незначительные расстояния в процессе последующих складчатых деформаций, впервые отмеченного в бассейне р. Тертер А. Н. Соловьяным, следует указать на локальный характер этого явления. Сторонники же тектонического внедрения ультраосновных и основных пород придают этому явлению излишне универсальный характер, совершенно не учитывая следующие немаловажные факты:

1) Наличие постепенных переходов ультраосновных пород в основные в пределах одного массива, через породы промежуточного состава - троктолиты и оливиновые габбро, а также наличие явлений "скрытой" дифференциации внутри ультраосновных пород, устанавливаемых на основании изучения химизма породообразующих и акцессорных минералов, которые указывают на магматическое происхождение массива на месте своего современного залегания. Если в силу пластичности серпентинитам приписывается внедрение в твердом виде, то это трудно допустить для габброидов, довольно круп-

ких пород, связанных с ультрабазами постепенными переходами.

2) Кроме ультрабазитов, гальки нижнесенонской толщи, прорванной интрузивами ультрабазитов и габброидов, представлены различными габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, порфиритами, известняками с палеозойскими брахиоподами, четырехлучевыми кораллами, а также метаморфическими сланцами, вероятно, нижнепалеозойского-докембрийского возраста. Перечисленный состав галек указывает на размыв массивов ультраосновных и основных пород, которые обнажались одновременно с древними (кембрий-нижний палеозой) известняками и метаморфическими сланцами.

3) При тектоническом перемещении ультрабазитов, массивы их вдоль эндоконтактных частей, представляющих собой плоскости перемещения, должны содержать многочисленные включения тектонитов или перемещаться по ним, то есть должны нести следы сильных нарушений. Такая картина не отмечается. Многочисленные наблюдения показывают, что большинство нарушений в виде плоскостей скольжения и зон рассланцевания ориентированы под некоторым углом к контактам описываемых массивов и часто выходят за пределы ультраосновных пород и продолжают во вмещающих породах. Последнее обстоятельство указывает на более позднее происхождение нарушений по сравнению с временем внедрения массивов.

О формационной принадлежности ультраосновных и основных пород

Севано-Амасийский пояс прослеживается вдоль СЗ части Арм. ССР в виде узкой полосы на протяжении 200 км при ширине от I до 15 км. Вединский пояс расположен в ЮЗ части Арм. ССР, прослеживается в СЗ направлении параллельно Севано-Амасийскому на расстоянии 50 км при ширине от 2 до 7 км.

По форме массивы ультраосновных и основных пород обоих поясов образуют узкие линзо-, дайко-, штоко- и пластообразные тела, вытянутые в СЗ направлении согласно с простираемьем вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Размеры массивов в Севано-Амасийском поясе колеблются от нескольких сотен кв.м до 50-70 кв.км, преобладают массивы крупных размеров, в Вединском поясе - от нескольких десятков до тысяч кв.м, реже до I кв.км, преобладают массивы небольших размеров. Остальные данные по характеристике массивов приведены в табл. I.

Детальный анализ геолого-структурных, петрографических, петрохимических, минералогических, геохимических и металлогенических особенностей пород Севано-Амасийского и Вединского офиолито-

Характеристика массивов интрузивных комплексов офиолитовых поясов Армянской ССР

Таблица I.

| Комплекс | Массивы | Площадь в кв. км | Кол-во выходов | Внешние породы, прорываемые массивами и их возраст | Петрографический состав массивов | Породы жильной серии | Рудные минералы |
|----------|--|------------------|----------------|---|---|---|---|
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| | Мумулян-Красарский | 25 | 12 | Вулканогенно-осадочные породы нижнего мела, сенона и эоцена. | Гарнибургиты, лерцолиты, вериты (редко), дуниты, пироксениты, серпентиниты, полевшпатовые перидотиты, кварцевые диориты, габброиды, плагиограниты (редко) | Пироксениты, габбро-диабазы, диаб. порф., габбро-диабазы. | Хромистый железняк, платиноиды, наложенные оруденные сульфиды в массивах. |
| | Катнахшр-Карахачские | 7 | 4 | Вулканогенно-осадочные породы нижнего мела. | Гарнибургиты, лерцолиты, дуниты, пироксениты, полевшпатовые перидотиты, троктолиты, габбро, диориты, кварцевые диориты. | Пироксениты, габбро-пегматиты, габбро-диабазы. | Хромистый железняк (редко), платиноиды. |
| | Делто- и Черно-реченские | 4 | 6 | Известняки нижнего мела и вулканогенно-осадочные породы эоцена. | Гарнибургиты, лерцолиты (редко), дуниты, пироксениты, серпентиниты, габбро. | Пироксениты, габбро-пегматиты. | Платиноиды. |
| | Кармакарский | 1 | 1 | Песчано-глинистые отложения турона-кохляна, известняки маастрихта. | Лерцолиты, гарнибургиты (редко), дуниты, полевшпатовые лерцолиты, габбро-нориты. | Слизняковые габбро-вериты, габбро-пегматиты. | Платиноиды. |
| | Тохлуджинский | 0,015 | 1 | Вулканогенно-осадочные породы эоцена. | Гарнибургиты, дуниты (редко). | Отсутствуют. | Не изучены. |
| | Восточно-Шоржинский | 1,5 | 2 | Известняки кампана-маастрихта, палеоэоцена-среднего эоцена. | Гарнибургиты, лерцолиты, вериты (редко), дуниты, пироксениты, серпентиниты, полевшпатовые перидотиты, троктолиты. | Пироксениты, диабазы, диабазовые порфириты. | Хромистый железняк, платиноиды, аморфный магнетит. |
| | Западно-Арташанские габбро-перидотитовые выходы | 0,004 | 2 | Известняки и мергели кампана-маастрихта. | Гарнибургиты, дуниты, серпентиниты, полевшпатовые перидотиты, троктолиты. | Отсутствуют. | Отсутствуют. |
| | Центрально-Арташанский перидотито-габбровый массив | 0,7 | 1 | Известняки кампана-маастрихта, палеоэоцена-нижнего эоцена. | Габбро, троктолиты, дуниты, гарнибургиты, диориты, кварцевые диориты. | Пироксениты, габбро-пегматиты, анортозиты. | Отсутствуют. |
| | Восточно-Арташанские | 3,2 | 2 | Известняки кампана-маастрихта, палеоэоцена-нижнего эоцена. | Диориты, кварцевые диориты, габбро, гарнибургиты, дуниты, серпентиниты, троктолиты. | Габбро-пегматиты, анортозиты. | Платиноиды. |
| | Джил-Сатанахачский | 75 | 3 | Известняки и вулканогенные породы сенона, палеоэоцена-нижнего эоцена. | Гарнибургиты, лерцолиты, вериты, дуниты, пироксениты, серпентиниты, полевшпатовые перидотиты, троктолиты, габброиды, кв. диориты | Пироксениты, олив. габбро-нориты, диабазы. | Хромистый железняк, платиноиды, хризотал-ассест, аморф. магнетит. |
| | Шинганский | 7 | 8 | Вулканогенно-осадочные породы мелка-саятона, известняки кампана-маастрихта. | Габбро, гарнибургиты, серпентиниты, полевшпатовые гарнибургиты, редкие диориты и кварцевые диориты. | Отсутствуют. | Аморфный магнетит. |

| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|----------------------|-------------------|------|---|--|---|--|--|
| Габбро-пегматитовые | Касамский | 10 | 3I | Вулканогенно-обломочные породы нижнего этажа | Габбро мезо- и лейкокритовые, плагиограниты, кв. диориты, верилиты, жерилиты, габрибургиты, дуниты, палеозонитовые перidotиты, трютолиты. | Пироксениты, габбро-пегматиты, апортоситы. | Платиноиды, аморфный магнетит, вольфрамовое оруденное руды. |
| | Касамия-Зодский | 50 | 6 | Вулканогенно-обломочные породы коньяка-сайтона, известняки кампана-маастрихта. | Габрибургиты, жерилиты, верилиты, палеозонитовые перidotиты, трютолиты, оливиновые габбро, габбро мезо-, реже лейкокритовые. | Пироксениты, габбро, габбро-пегматиты. | Хромистый железняк, платиноиды, хромитовая, вольфрамовое оруденное руды. |
| | Прудукане | 1,5 | 28 | Вулканогенно-обломочные породы нижнего коньяка | Габрибургиты, жерилиты, верилиты (редко), дуниты, серпентиниты, габбро, диориты, кв. диориты, плагиограниты. | Пироксениты, габбро-пегматиты. | Не обнаружены. |
| | Алжакентские | 2,3 | 45 | Вулканогенно-обломочные породы нижнего коньяка | Габрибургиты, жерилиты, верилиты, дуниты, пироксениты, серпентиниты, палеозонитовые перidotиты, трютолиты, оливиновые габбро. | Пироксениты, габбро-пегматиты, апортоситы. | Не обнаружены. |
| | Бахчадукские | 3,0 | 29 | Вулканогенно-обломочные породы ниж. коньяка, известняки средн. этажа. | Габрибургиты, жерилиты, верилиты (редко), дуниты, серпентиниты, габбро. | Пироксениты, габбро-пегматиты. | Не обнаружены. |
| | Окучи-Полутляские | 13,6 | 11 | Вулканогенно-обломочные породы среднего этажа. | Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты. | Отсутствуют | Не обнаружены. |
| | Лермонтовские | 1,1 | 2 | Вулканогенно-обломочные породы среднего этажа. | Габбро, пироксениты (редко). | Габбро-пегматиты. | Не обнаружены. |
| | Северо-Шоржский | 2,0 | 1 | Туфогенные породы среднего этажа. | Габбро | Апортоситы | Не обнаружены. |
| | Адагашский | 0,11 | 1 | Туфогенные породы среднего этажа | Габбро, габбро-диориты. | Диабазы, диабаз-порфириты | Не обнаружены. |
| | Западно-Артамские | 1,3 | 2 | Известняки маастрихта, вулканогенные породы палеозона-средн. этажа. | Габбро | Отсутствуют | Сварное оруденное титаномагнетиты. |
| Центрально-Артамский | 0,3 | 1 | Известняки кампана-маастрихта, палеозона-этажа. | Габбро, габбро-диориты. | Отсутствуют | Сварное оруденное титаномагнетиты. | |
| Давлиновские | 3,2 | 5 | Вулканогенно-обломочные породы нижнего коньяка. | Габбро | Отсутствуют | Не обнаружены. | |
| Далинский | 0,3 | 4 | Вулканогенно-обломочные породы нижнего коньяка. | Плагиограниты, габбро (редко) | Отсутствуют | Не обнаружены. | |
| Саганакский | 0,5 | 1 | Вулканогенно-обломочные породы нижнего коньяка. | Плагиограниты, габбро (редко). | Отсутствуют | Не обнаружены. | |

вых поясов позволяет рассматривать их как ассоциацию верхнемеловых и палеогеновых вулканогенно-осадочных, габбро-перидотитовых, габбро-диоритовых и габбро-плагиогранитового интрузивных комплексов (табл.2).

При выделении указанных комплексов мы исходили из понятия выработанного Ю.А.Кузнецовым и Н.П.Михайловым, которые под магматическим комплексом понимают конкретную, занимающую определенное место в пространстве и времени, естественную ассоциацию магматических пород и сопутствующих им метаморфических и рудных образований, тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и геологическим условиям образования. Магматический комплекс является конкретным проявлением соответствующей магматической формации в условиях определенного района и возраста.

Выделенные выше магматические комплексы сосредоточены в однотипных геологических структурах и объединены в офиолитовую группу или серию формаций или в группу формаций ранней стадии геосинклинально-складчатых областей. Такое объединение магматических комплексов, принадлежащих к различным формационным типам, в более крупные единицы - серии, как указывают Н.В.Довгаль, Ю.А.Кузнецов, Г.Е.Поляков, оказывается возможным тогда, когда различные магматические комплексы сосредоточены в одной структурно-фациальной зоне, сближены по возрасту, обнаруживают общие особенности состава и закономерную направленность в развитии.

Термин "офиолитовая формация", впервые выделенный Г.Штейнманом, подразумевал генетическое и возрастное единство трех членов формации - спилитов, радиоляритов и ультрабазитов и габбро. Эта точка зрения в дальнейшем была поддержана Г.Штилле и Ю.А.Билибиным. В настоящее время, в связи с признанием самостоятельной ультраосновной и базальтовой магм и установлением разновозрастности отдельных членов формации, термин "офиолитовая формация" потерял свой первоначальный смысл и не подразумевает генетического единства и комагматичности слагающих её членов. Общим, объединяющим породы офиолитовой формации, в том числе и выделенных на исследованной территории магматических комплексов, является их формирование в ранний эвгеосинклинальный этап развития, соответствующий высокой тектонической активности Севано-Амасийской и Вединской интрагеосинклиналей и приуроченность их к однотипным структурно-фациальным зонам. В следующий более поздний этап развития указанных интрагеосинклиналей, соответствующий этапу их

Таблица 2.

Схема классификации магматических комплексов Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов Армянской ССР

| Этапы развития | Комплексы | | Преобладающие разновидности горных пород | Особые признаки комплексов | Главнейшие интрузивные массивы | |
|-------------------------|---|-------------|--|--|---|---|
| | Эффузивные | Интрузивные | | | Севано-Амасийский пояс | Вединский пояс |
| Средне-мезокайнозойский | Вулкано-генно-осадочные кремнисто-спилито-диабазовые. | | Диабазы, диабазовые, базальтовые, андезито-базальтовые порфириты, спилиты с подчиненным развитием андезито-дацитовых и дацитовых лав, с которыми переслаиваются яшмовидные породы, красные радиоляриты, мраморизованные известняки, туфы, туфобрекчи, туфоконгломераты. | Приурочены к зонам глубинных разломов, ограничивающих с СВ и ЮЗ Сладчатую зону Армении. Представляют подлодние трещинные излияния основных лав, тесно связанных с накоплением карбонатных, кремнистых и туфогенных осадков. Характерно зеленокаменное изменение пород. | Широко развиты в обоих поясах, как составные части офиолитов, вмещающие массивы ультраосновных, основных, средних и кислых пород. | |
| | Габбро-перидотитовые | | Многофазные массивы сложного состава, иногда слабо дифференцированные. I фаза. Перидотиты с лянсами и шпиром дунитов и пироксенитов, полевошпатовые перидотиты, тритолиты, оливиновые габбро. Жильные - дуниты, пироксениты. II фаза. Габбро мезо-, реже меланократовые. Жильные породы - габбро оливиновые и роговоосмакковые, габбро-порфириты, габбро-диабазы, габбро-диориты, габбро-пегматиты, аюртозиты. III фаза. Габбро лейкократовые. Жильные - габбро-пегматиты, аюртозиты. IV фаза. Диориты, кварцевые диориты, плагитограниты. Жильные - плагитогранит-порфиры, микроплагитограниты, диорит-порфириты, оливино-кварц-полевошпатовые пегматиты. | Массивы лизно-, дайко- и пластообразной форм габбро-перидотитового состава, сгруппированные в виде линейных поясов, вытянутых в СВ направлении вдоль зон глубинных разломов, согласно с простиранием вмещающих вулканогенно-осадочных - кремнисто-спилито-диабазовых толщ. Характерна массивовая серпентинизация ультраосновных и сосеригитизация, уралитизация, хлоритизация и пренитизация основных пород. | Мулухан-Красарский, Кайахшур-Карахачоние, Белто- и Чернореченские, Кармракарский, Гохадунджинский, Восточно-Шоржинский, Западн.-, Центральн.- и Восточно-Артаняшские, Джал-Сатанахачский, Шингадский, Ясманский, Караман-Зодский. | Црдутская, Азиякентская, Армянская, Бахчалухская группа массивов. |
| | Габбро-диоритовые | | Однофазные массивы простого состава, представленные габбро, габбро-диоритами, диоритами. Жильные породы редки и представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро-пегматитами и аюртозитами. | Массивы штоко- и пластообразной форм габбро-диоритового состава среди вулканогенно-осадочных спилито-диабазовых толщ. Развиты также вдоль зон глубинных разломов. Характерна пелитизация, хлоритизация, баститизация, корбонатизация пород. | Оуни-Полудунжские, Дерионтовский, Северо-Шоржинский, Апатаняшский, Западн.- и Центральн.-Артаняшские. | Дашинская группа. |
| | Габбро-плагитогранитовый | | Однофазные массивы простого состава, представленные габбро и плагитогранитами. Жильные породы отсутствуют. | Мелкие штокообразные тела существенно плагитогранитового состава среди вулканогенно-осадочных - кремнисто-спилито-диабазовых толщ. Также развиты вдоль зон глубинных разломов. Характерны хлоритизация, эпидотизация, карбонатиз. | Далинский, Сатанахачский. | Отсутствуют |
| Герцинский (?) | Габбро-перидотитовые (?) | | Перидотиты, дуниты, пироксениты, серпентиниты, габбро, кварцевые диориты, плагитограниты. | Обнаружены среди галек базального конгломерата сеюмана и нижнего конька. Коренные выходы неизвестны. | Бассейны рр.Пампоя, Шингаз, Гейсу, Коптур на СВ побережья озера Севан и в бассейне р.Тертер. | Бассейн р. Кёсуз. |

зрелости и раннеорогенного развития, имело место внедрение гранитоидной магмы (поздний олигоцен - ранний миоцен).

Породы габбро-перидотитовых интрузивных комплексов составляют около 85% площади распространения всех интрузивных пород Севано-Амассийского и Вединского поясов. Учитывая пространственную разобщенность последних, выделяются соответственно Севано-Амассийский и Вединский габбро-перидотитовые комплексы, относящиеся к одной магматической формации. Массивы габбро-перидотитовых комплексов обычно многофазные и имеют сложный состав. В их строении в различных количественных взаимоотношениях участвуют ультрабазиты и габброиды. Выделяются четыре фазы внедрения, причем каждая фаза сопровождается соответствующими жильными породами (табл. I). В целом среди пород комплекса ультраосновные породы (70%) преобладают над основными (30%).

Рассматриваемые породы близки к "альпийотипным" габбро-перидотитовым комплексам Е.Д.Джексона и Т.П.Тайера. Однако, в некоторых массивах описываемой формации (Мумухан-Красарском, Джил-Сатанахачском), в силу особых геологических условий - близости кристаллического фундамента, служащим жестким основанием, наблюдается грубая дифференциация пород - в нижних частях массивов залегают ультраосновные, в средних - основные, в верхних - средние породы. В этих случаях можно отметить лишь некоторые признаки, характерные для стратиформных комплексов Джексона и Тайера.

Породы габбро-диоритовых интрузивных комплексов составляют около 14% площади выхода интрузивных пород описываемых поясов. Они обнажаются в обоих поясах, слагая соответственно Севано-Амассийский и Вединский габбро-диоритовые комплексы, входящие в единую габбро-диоритовую магматическую формацию. В отличие от многофазных массивов габбро-перидотитовых комплексов, массивы габбро-диоритовых комплексов имеют однофазное строение, характеризуются однородностью, простым петрографическим составом (габбро, габбро-диориты, диориты) и редко проявленными жильными породами. Контактное воздействие пород комплексов на вмещающие породы выражено в слабой мраморизации известняков и ороговиковании вулканогенных пород. В отличие от соответствующих пород габбро-перидотитовых комплексов, обладающих габбровой и гипидиоморфнозернистой структурами, породы габбро-диоритовых комплексов характеризуются габбро-офитовой и габбро-диабазовой структурами.

Породы рассматриваемых комплексов близки к габбро-диорит-диабазовой формации Л. А. Кузнецова, Д. С. Харкевича и В. Н. Москале-

вой и габбро-диабазовой формации Н.П.Михайлова.

Породы габбро-плагиигранитового интрузивного комплекса имеют резко ограниченное развитие и составляют менее 1% площади выхода интрузивных пород. Массивы их отличаются малыми размерами, однофазным строением, обнажаются только в Севано-Амасийском поясе и оказывают активное воздействие на вмещающие вулканогенные породы. Для пород комплекса весьма характерен существенно плагиигранитовый состав с резко подчиненным развитием габбро, с которыми плагииграниты связаны постепенными переходами и отсутствием жильных пород. Структура - катакластическая, что указывает на участие пород комплекса в последующих складчатых движениях. Плагииграниты же габбро-перидотитовых комплексов отличаются гипидиоморфнозернистой структурой.

По своим характерным признакам породы описываемого комплекса совпадают с габбро-плагиигранитовой формацией Ю.А.Кузнецова и Н.П.Михайлова. Как будет видно ниже, породы габбро-диоритовых и габбро-плагиигранитового комплексов отличаются от соответствующих пород габбро-перидотитовых комплексов также петрохимическими, минералогическими, геохимическими и металлогеническими особенностями.

Глава III. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультрасосновные породы являются главными членами габбро-перидотитовых комплексов и представлены перидотитами (96%), реже дунитами (3%) и пироксенитами (1%). Среди перидотитов широко развиты гарцбургиты (56%) и лерцолиты (35%), менее распространены верлиты. В некоторых массивах (Мумухан-Красарском, Джил-Сатанакхачском, Восточно-Шоржинском) гарцбургиты приурочены к нижним частям, лерцолиты - к средним, верлиты - к верхним. В переходных участках к габбро перидотиты представлены полевошпатовыми разновидностями. Размеры зерен оливинов в перидотитах колеблются от 1 до 3 мм, пироксенов от 5 до 15 мм, количество последних не превышает 40% породы. Структура перидотитов гипидиоморфнозернистая.

В гарцбургитах оливин форстеритового, в лерцолитах и верлитах форстеритового, реже хризолитового состава. В гарцбургитах пироксен относится к энстатиту и обычно обнаруживает отчетливый ксеноморфизм по отношению к оливиновым зернам. Пироксены в лерцолитах представлены примерно в одинаковых количествах, иногда преобладают ромбические разновидности. Последние представлены

энстатитом, реже бронзитом, моноклинные, как и в верлитах - диопсидом. Хромшпинелид образует мелкие зерна (до 5 мм) идиоморфные по отношению к пироксеновым зернам и ксеноморфные по отношению к оливиновым. Степень идиоморфизма минералов убывает в порядке: оливин, хромшпинелид, ромбический и моноклинный пироксены. В полевошатовых перидотитах количество плагиоклаза (№70-85) достигает 5-10% и обычно присутствуют обе разновидности пироксенов, сходные по составу с пироксенами лерцолитов. Степень идиоморфизма минералов убывает от оливина к пироксенам и плагиоклазу.

Дуниты - существенно мономинеральные оливиновые породы с незначительной примесью (до 5%) пироксенов. Оливин относится исключительно к форстеритовому ряду и редко обнаруживает слабо выраженные двойниковые полосы, указывающие на деформированность породы. Рудный минерал представлен идиоморфными зернами хромшпинелидов (до 2 мм). Структура дунитов панидиоморфнозернистая.

Пироксениты представлены в основном оливиновыми разновидностями. По составу оливин относится к хризолитовому ряду. Мономинеральные разновидности представлены энстатитами, диопсидитами и авггитами или диалаггитами. В вебстеритах ромбические и моноклинные пироксены встречаются примерно в одинаковых количествах. Среди пироксенитов иногда встречаются небольшие тела неправильной формы, по-видимому, метасоматического происхождения. Наряду с хромшпинелидами в пироксенитах появляется магнетит (первичный). Структура мономинеральных пироксенитов панидиоморфнозернистая, а оливиновых разновидностей и вебстеритов - гипидиоморфнозернистая.

Вторичные минералы в ультраосновных породах представлены серпентином и магнетитом, реже хлоритом и карбонатом, а в полевошатовых перидотитах - также тремолитом и целитовым веществом. Структура серпентинизированных разновидностей петельчатая. Степень устойчивости ультрабазитов к процессу серпентинизации возрастает от дунитов к перидотитам и пироксенитам.

Основные породы представлены различными габбро, а в переходных участках к перидотитам - троктолитами и оливиновыми габбро.

В габбро между плагиоклазом и пироксеном наблюдаются примерно одинаковые количественные соотношения, реже несколько преобладает плагиоклаз, а в лейкократовых габбро количество пироксена не превышает 25%. Пироксен по составу относится к авггиту, состав плагиоклаза колеблется от №50 до №75, а в лейкократовых габбро - от №60 до №85. В роговообманковых разновидностях роговая обманка зеленовато-бурая и принадлежит к типу обьяновенных. В габбро-но-

ритах ромбический пироксен относится к гиперстену. Троктолиты характеризуются различными количественными взаимоотношениями плагиоклаза (№70-85) и оливина (Ca_{13-20}). В оливиновых габбро количество оливина (Ca_{23-36}) достигает 15-20%, моноклинового пироксена (авгита) - 45-50% и плагиоклаза (№60-85) - 35-40%. Акцессорные минералы в рассматриваемых породах представлены апатитом, титаномагнетитом, ильменитом, редко кварцем (в офитовых габбро эндоконтактных зон), пиритом, пирротинном, халькопиритом, хромшпинелидом; вторичные минералы - соскритовым агрегатом, уралитовой роговой обманкой, пренитом, хлоритом, карбонатом. Структура - габбровая, гипидиоморфнозернистая.

Для габбро габбро-диоритовых комплексов характерно более мелкозернистое сложение, габбро-офитовая и габбро-диабазовая структуры, наличие вторичного биотита и отсутствие таких вторичных процессов как соскритизация и пренитизация.

Средние и кислые породы развиты в значительно меньшей степени, чем ультраосновные и основные породы и представлены габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами.

Габбро-диориты сложены андезином №30-45 (50-60%), авгитом (20-25%) и роговой обманкой (15-20%); диориты - андезином №36-40 (60-70%) и роговой обманкой (30-40%); кварцевые диориты - андезином №30 (45-55%), роговой обманкой (18-35%) и кварцем (10-15%), иногда отмечается более поздний плагиоклаз - альбит. Для плагиогранитов характерен олигоклаз №23-30 (50-70%), кварц (25-38%), биотит (1-1,5%), роговая обманка (0,5-2%). В указанных породах роговая обманка относится к типу обыкновенных. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, пиритом, халькопиритом, сфеном, цирконом; вторичные минералы - соскритовым и пелитовым веществом, хлоритом, карбонатом, реже пренитом. Структура рассматриваемых пород гипидиоморфнозернистая.

Породы габбро-диоритовых комплексов отличаются от соответствующих пород габбро-перидотитовых комплексов более мелкозернистым сложением и габбро-офитовой структурой. Плагиограниты габбро-плагиогранитового комплекса отличаются от плагиогранитов габбро-перидотитовых комплексов катакластической структурой.

Жильные породы характерны для пород габбро-перидотитовых и реже габбро-диоритовых комплексов. Породы каждой интрузивной фазы обладают собственной жильной серией (табл. I, 2). В целом по петрографическим особенностям и составу жильные породы мало отличаются от соответствующих интрузивных аналогов.

Метаморфические породы также характерны для пород габбро-перидотитовых комплексов. К ним относятся серпентиниты, возникшие в основном за счет аутометаморфизма ультраосновных пород, и амфиболиты и родингиты – за счет основных пород, а также листвениты и связанные с ними другие контактовые породы – за счет метаморфизма ультраосновных пород на контакте с известняками.

Для серпентинитов характерно отсутствие какой-либо реликтовой структуры, позволяющей определить первоначальный состав материнской породы. Серпентиновые минералы представлены хризотилом, lizardитом, антигоритом, реже серпофитом. Отмечается многостадийный характер процесса серпентинизации (4 стадии). Из рудных минералов присутствуют метаморфизованные зерна хромшпинелидов и пылевидные выделения магнетита. Структура серпентинитов петельчатая, сложнопетельчатая.

Амфиболиты сложены лабрадором (№60–70) и роговой обманкой, встречающимися примерно в одинаковых количествах. Плагноклаз замещается эпидотом, цоизитом, пелитовым веществом, а роговая обманка – хлоритом. Аксессуары представлены титаномагнетитом и апатитом. Структура – гранонематобластовая, реже гранобластовая.

Родингиты возникли за счет метаморфизма жильных габбро-диабазов, сложены гроссуляром (30–35%) и диопсидом (65–70%). Последний замещен хлоритом и актинолитом. Аксессуары представлены титаномагнетитом и апатитом. Структура – реликтовая, диабазовая.

На контакте массивов ультраосновных пород с известняками наблюдается ряд разновидностей пород, связанных между собой постепенными переходами и отвечающих различным стадиям единого аутометаморфического процесса изменения: серпентиниты – карбонатизированные серпентиниты – серпентино-карбонатные породы – тальк-карбонатные породы – листвениты – доломиты и доломитизированные известняки – известняки. Из них наиболее развиты листвениты, представляющие конечный продукт изменения ультраосновных пород.

Листвениты сложены кварцем (20–30%) и карбонатом (70–80%). Наряду с зернистым агрегатом кварца наблюдаются выделения халцедона со сферолитовой структурой. Карбонат представлен брейнеритом, доломитом и кальцитом, слагающими разнокристаллическую массу. Отмечается несколько генераций карбоната и кварца. Реликтовые минералы сложены серпентином, реже хлоритом и тальком; рудные минералы – хромшпинелидом и магнетитом. Структура – неравномернозернистая, иногда петельчатая.

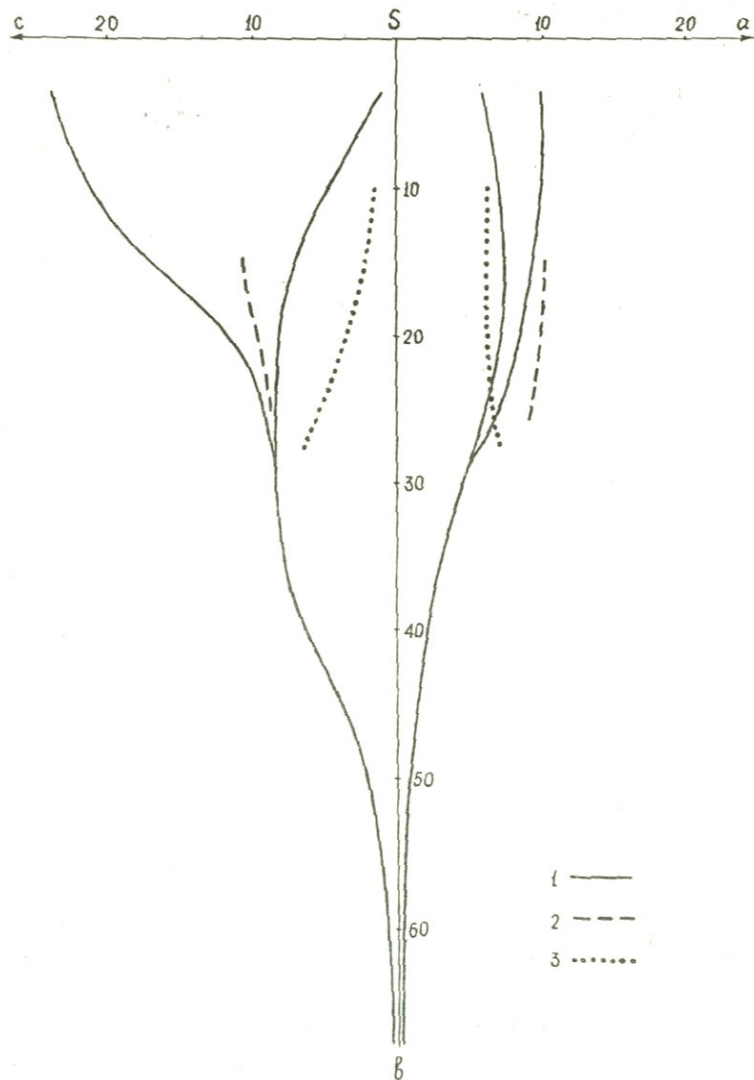
От лиственитов следует отличать другой тип кварц-карбонат-

ных пород, внешне похожих на листвениты, но залегающих в иных геологических условиях. Они приурочены к тектонически нарушенным зонам и развиты как внутри массивов ультраосновных, так и основных пород, а также выходят за их пределы. Во вмещающие породы, и часто характеризуются интенсивным брекчированием. От лиственитов они отличаются также и химическим составом, минералогическими, геохимическими и металлогеническими особенностями (они являются рудовмещающими породами месторождений золота, ртути, сурьмы, мышьяка, вольфрама) и генетически связаны с гидротермальной деятельностью более молодых гранитоидов позднеолигоцен-раннемиоценового возраста. Учитывая, что некоторые исследователи их идентифицируют с контактовыми лиственитами, нами они выделяются под названием аллолиственитов.

Петрохимические особенности пород интрузивных комплексов

Данные химических анализов позволяют породы рассматриваемых интрузивных комплексов отнести к образованиям нормального известково-щелочного ряда. В процессе дифференциации состав пород габбро-перидотитовых комплексов меняется от ненасыщенных кремнеземом меланократовых до пересыщенных кремнеземом лейкократовых разновидностей, габбро-диоритовых — от основных к средним и габбро-плагиогранитового — от основных к кислым.

Химические особенности описываемых пород рассмотрены на векторной диаграмме А.Н.Заварицкого, а ультраосновных пород также на диаграмме Н.Д.Соболева. В нижней части диаграммы А.Н.Заварицкого (фиг. 1) расположены интрузивные породы I фазы — ультраосновные породы, представляющие наиболее меланократовые разновидности габбро-перидотитовых комплексов. В средней части диаграммы находятся интрузивные породы II фазы — различные габбро. Между последними и ультраосновными породами расположены породы промежуточного состава — троктолиты и оливиновые габбро. В верхней части диаграммы наблюдается раздвоение вариационной линии пород, указывающее на наличие двух ветвей дифференциации в поле составов с числовой характеристикой "ε" не более 28. Главная ветвь проходит от габбро через габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты к плагиогранитам, представляющим породы IV интрузивной фазы. Вторая дополнительная ветвь дифференциации проходит от габбро через лейкократовые габбро к анортозитам, представляющим породы III интрузивной фазы. Фигуративные точки пород жильных серий располагаются в поле развития соответствующих интрузивных



Фиг. 1. Вариационные линии средних составов пород интрузивных комплексов офиолитовых поясов Армянской ССР (по А.Н. Заварицкому).

1 - габбро-перидотитовых, 2 - габбро-диоритовых, 3 - габбро-плагриогранитового комплексов.

пород, что свидетельствует о близости их химических составов.

В целом для указанных пород характерно незначительное содержание щелочей при резком преобладании натрия над калием и постепенном увеличении щелочей к конечным членам дифференциации.

Содержание полевошпатовой извести колеблется в широких пределах от близких к нулю значений для меланократовых разностей до 26,2 для лейкократовых.

Содержание магния резко падает от меланократовых к лейкократовым разностям при сравнительно меньшей степени уменьшения содержания железа; отношение железа к магнию увеличивается. В ходе дифференциации пород наблюдается закономерное изменение состава мафического компонента от существенного магниезильного в меланократовых разностях до железистого и кальциевого — в мезократовых и кальциевого — в лейкократовых.

Величина отношения магния к железу в ультраосновных породах колеблется от 1,2 до 13,4. Однотипные породы с различными значениями величин M/F (>7 или <7) часто встречаются в пределах одного и того же массива. Величина эта характеризует различную степень дифференцированности пород и не может однозначно указывать на принадлежность их к продуктам дифференциации исходной перидотитовой или габбровой магм. Диагностическим признаком, по-видимому, может служить повышенное количество окиси кальция.

Фигуративные точки габбро габбро-диоритовых комплексов хотя и расположены в верхней части поля габброидов габбро-перидотитовых комплексов, но в целом отличаются от них повышенным содержанием щелочей "а" (от 0,8 до 10,6) и относительно меньшим значением величины "g", указывающим на их принадлежность к более лейкократовым разновидностям габбро. Точки габбро-диоритов и диоритов габбро-диоритовых комплексов располагаются в верхней части поля развития средних пород габбро-перидотитовых комплексов, но отличаются от них меньшим содержанием полевошпатовой извести и несколько меньшей величиной характеристики "g".

Плагιοграниты габбро-плагιοгранитового комплекса довольно резко отличаются от плагιοгранитов габбро-перидотитовых комплексов по значительно большей величине характеристики "g" и меньшей величине характеристики "а", то есть они более меланократовые породы, чем плагιοграниты габбро-перидотитовых комплексов.

Из вышеизложенного ясно, что однотипные породы рассмотренных интрузивных комплексов четко отличаются друг от друга по своим петрографическим и петрохимическим особенностям, которые,

наряду с общими геологическими особенностями, позволяют выделять их в самостоятельные интрузивные комплексы.

Анализ химизма пород габбро-перидотитовых комплексов позволяет предположить, что первичным материалом из которого они образовались, вероятно, было вещество верхней мантии, приближающееся по составу к полевошпатовым перидотитам или оливиновым габбро. При их частичном плавлении могла возникнуть магма габбрового, а в остатке - гарцбургитового состава. В случае же массивов с постепенными переходами ультраосновных пород в основные и более кислые разновидности, обладающих признаками вертикальной зональности, вероятно, происходила дифференциация указанных пород на месте их залегания из единой магмы состава меланократового оливинового габбро или полевошпатового перидотита, близкой по составу к широлиту А.Э.Рингвуда.

Глава IV. МИНЕРАЛОГИЯ ПОРОД ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

На основании изучения 278 проб протолок, отобранных из различных массивов, детально охарактеризованы порообразующие и акцессорные минералы.

Порообразующие минералы

Оливин является главным порообразующим минералом пород габбро-перидотитовых комплексов, в которых он кристаллизуется первым, вследствие чего имеет идиоморфные кристаллографические ограничения. Редко наблюдаются мелкие пойкилитовые включения оливина в ромбических пироксенах и акцессорных хромшпинелидах перидотитов. Иногда в последних оливиновые зерна на стыке с ромбическим пироксеном характеризуются сглаженными, округлыми очертаниями. В троктолитах и оливиновых габбро встречаются оливины, обросшие тонкой каемкой ромбического, реже моноклинного пироксена. Указанные взаимоотношения можно рассматривать как результат реакции ранее выделившегося оливина с остаточной магматической жидкостью в процессе их кристаллизации. Наблюдаются также мелкие включения хромшпинелидов, а в измененных разностях - вторичного магнетита, который иногда обволакивает тонкой пленкой зерна оливина.

Данные химических анализов и коэффициенты кристаллохимических формул оливинов (табл.3), их оптические свойства и межплоскостные расстояния показывают, что в целом оливины исследованных пород характеризуются высокой магниальностью, при этом средние

Таблица 3.

Химические составы и коэффициенты кристаллохимических формул оливинов

| Оксиды | I002 | 477a | I185a | I09I | I6I0c | 87a | I0I5 | I006 | 843 |
|---------------------------------------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO ₂ | 39,71 | 40,88 | 38,90 | 39,78 | 38,95 | 39,23 | 40,70 | 39,24 | 38,17 |
| TiO ₂ | 0,16 | 0,06 | 0,25 | 0,10 | 0,33 | 0,19 | 0,13 | 0,19 | 0,14 |
| Al ₂ O ₃ | 1,29 | 0,94 | 0,82 | 0,72 | 2,57 | 0,59 | не обн. | 3,29 | 1,12 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,84 | 2,69 | 2,63 | не обн. | 6,72 | 3,55 | 5,04 | 8,77 | 4,18 |
| FeO | 2,09 | 5,79 | 5,12 | 8,32 | 2,14 | 5,45 | 4,80 | 4,18 | 17,38 |
| MnO | 0,22 | 0,03 | 0,02 | 0,06 | 0,11 | 0,17 | 0,12 | 0,20 | 0,26 |
| MgO | 48,52 | 48,82 | 44,20 | 47,14 | 46,21 | 46,95 | 48,21 | 42,60 | 38,78 |
| CaO | 2,34 | 0,52 | 6,43 | 2,58 | 2,61 | 2,04 | 1,31 | 1,02 | 0,51 |
| Na ₂ O | 0,08 | 0,04 | 0,15 | 0,05 | 0,08 | 0,11 | 0,07 | 0,11 | 0,10 |
| K ₂ O | 0,08 | 0,04 | 0,09 | 0,03 | 0,03 | 0,06 | 0,06 | 0,06 | 0,08 |
| H ₂ O | не обн. | 0,12 | не обн. | 0,08 | не обн. | не обн. | не обн. | не обн. | не обн. |
| П.п.п. | 1,50 | 0,08 | 2,20 | 1,88 | 1,00 | 2,55 | 0,25 | 1,15 | - |
| Сумма | 100,83 | 100,01 | 100,81 | 100,74 | 100,75 | 100,89 | 100,77 | 100,81 | 100,72 |
| Количество ионов в пересчете на 4 (O) | | | | | | | | | |
| Si | 0,984 | 1,000 | 0,997 | 1,004 | 0,974 | 0,992 | 1,003 | 0,982 | 1,020 |
| Ti | 0,003 | 0,002 | 0,006 | 0,001 | 0,006 | 0,004 | 0,003 | 0,004 | 0,003 |
| Al | 0,066 | 0,029 | 0,026 | 0,023 | 0,073 | 0,018 | - | 0,099 | 0,040 |
| Fe ²⁺ | 0,126 | 0,168 | 0,160 | 0,177 | 0,172 | 0,186 | 0,192 | 0,258 | 0,345 |
| Mn | 0,004 | - | - | 0,001 | 0,001 | 0,004 | 0,001 | 0,004 | 0,006 |
| Mg | 1,791 | 1,777 | 1,689 | 1,770 | 1,723 | 1,759 | 1,768 | 1,612 | 1,530 |
| Ca | 0,003 | 0,010 | 0,100 | 0,007 | 0,031 | - | 0,025 | - | 0,016 |
| Na | 0,006 | 0,003 | 0,009 | 0,003 | 0,006 | 0,006 | 0,003 | 0,006 | 0,006 |
| K | 0,002 | - | 0,003 | - | - | 0,003 | - | - | 0,003 |
| Соотношение атомов | | | | | | | | | |
| Mg | 94,0 | 91,3 | 91,3 | 91,0 | 90,9 | 90,4 | 90,2 | 86,2 | 81,6 |
| Fe ²⁺ | 6,0 | 8,7 | 8,7 | 9,0 | 9,1 | 9,6 | 9,7 | 13,8 | 18,4 |

Оливины из дунитов: I002 - Мумухан-Красарского, 87a - Восточно-Шоржинского, 477a - Джил-Сатанахаского, I185a - Караман-Зодского массивов. Оливины из перидотитов: I6I0c, I0I5 - Мумухан-Красарского массива, I09I - Азизкентской группы массивов; 843 - из полевошпатитового перидотита Кармракарского массива и I006 - из тронтолита Мумухан-Красарского массива.

При расчете коэффициентов кристаллохимических формул из состава оливинов всех проб исключены: 1) карбонат - кальцит (CO₂ определено в виде п.п.п.); в пробах 477a и I09I исключен также серпентин; 2) учитывая, что в пробах оливинов Fe³⁺ входит в виде вторичного магнетита, Fe₂O₃ пересчитано на эквивалентное ему FeO для восстановления первоначального количества Fe²⁺, входящих в состав оливинов; 3) в пробе 843 Fe³⁺ в виде вторичного магнетита окаймлено тонкой пленкой зерна оливинов и, естественно, не может участвовать в её кристаллохимической формуле, поэтому из состава оливина исключено 4,18% Fe₂O₃ и эквивалентное ему количество 1,88% FeO, необходимое для образования магнетита.

значения фаялитовой молекулы для отдельных типов пород характеризуются следующими величинами: для оливинов из дунитов 7,1%, гарцбургитов - 8,4%, лерцолитов - 11,7%, верлитов - 11,4%, оливиновых вебстеритов - 11,7%, троктолитов - 15,6%, полевошпатовых перидотитов - 17,5% и оливиновых габбро - 31,0%. Рентгеновские исследования оливинов со спайностью показали интенсивно выраженные линии 020, указывающие на магматическую природу оливинов. Спектральными анализами в оливинах установлены (в %): Cr (0,029), Ni (0,3), Co (0,027), Zn, Cu по (0,007).

Пироксены являются главными породообразующими минералами пород габбро-перидотитовых и габбро-диоритовых комплексов.

Ромбические пироксены при совместном нахождении с оливином имеют ксеноморфные, а в безоливиновых породах идиоморфные ограничения. Обычно ромбические пироксены слагают хорошо образованные, часто таблитчатые кристаллы размером от 2 до 3, реже 25 мм. Они нередко характеризуются наличием тонких пластинчатых вростков моноклинного пироксена параллельно плоскости (100), напоминающие тонкие пертитовые срастания в полевых шпатах, что обусловлено распадом твердого раствора.

Данные химических анализов (табл.4) и оптические свойства ромбических пироксенов из исследованных пород показывают, что они характеризуются малым содержанием ферросилитовой молекулы. В гарцбургитах они относятся к энстатитам (6-10%), редко к бронзитах (10-11,2%), в лерцолитах к бронзитах (7,5-10%), а в полевошпатовых лерцолитах - также к бронзитах, но более железистым (15,5-21,5%). В вебстеритах часто наблюдаются бронзиты (10,5-15,5%), а в габбро-норитах - более железистые бронзиты (13,5-20,5%) и гиперстены (32,1-35,0%). Таким образом, железистость ромбических пироксенов возрастает от гарцбургитов к лерцолитам, полевошпатовым лерцолитам, вебстеритам и габбро-норитам.

Рассмотрение составов 4 пар сосуществующих оливинов (обр. IO15, I6IOa, II85a, 843 - табл.3) и ромбических пироксенов (обр. IO15a, I6IO, II85b, 843b - табл.4) позволяет установить, что оливины более магнезиальные, чем сосуществующие с ними ромбические пироксены, что свидетельствует, по мнению Мюра и Тили об их неравновесности, обусловленной ранним выделением оливина в этой ассоциации. Средняя молекулярная доля магнезиально-силикатной молекулы в оливине и ромбическом пироксене, вычисленная для указанных выше 4 пар сосуществующих оливинов и ромбических пироксенов, колеблется в пределах 0,82-0,91, а константа распределения

Таблица 4.

Химические составы и коэффициенты кристаллохимических формул ромбических шпороменов

| Оксиды | I015a | I374 | I610 | 476 | 74 | I185b | I608 | I593ca | 843b | 842 |
|--------------------------------|---------|-------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|
| SiO ₂ | 52,96 | 51,50 | 49,15 | 52,15 | 48,90 | 51,84 | 52,58 | 53,70 | 50,49 | 50,88 |
| TiO ₂ | 0,13 | 0,18 | 0,23 | 0,28 | 0,26 | 0,13 | не обн. | 0,12 | 0,45 | - |
| Al ₂ O ₃ | 4,13 | 3,47 | 5,33 | 2,96 | 4,59 | 3,41 | 0,94 | 2,29 | 3,08 | 5,48 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,31 | 0,68 | 1,41 | 2,17 | 3,02 | 2,15 | 2,23 | 1,59 | 3,89 | 4,69 |
| FeO | 3,54 | 5,55 | 6,13 | 4,29 | 4,30 | 5,41 | 5,63 | 7,00 | 10,40 | 14,11 |
| MnO | 0,17 | 0,05 | 0,15 | 0,12 | 0,12 | 0,17 | 0,12 | 0,04 | 0,22 | 0,07 |
| MgO | 33,33 | 32,20 | 32,40 | 33,15 | 29,56 | 33,07 | 33,39 | 30,70 | 28,30 | 19,84 |
| CaO | 2,62 | 0,98 | 2,43 | 1,34 | 5,49 | 2,91 | 2,44 | 2,70 | 1,35 | 2,44 |
| Na ₂ O | 0,07 | 0,13 | 0,11 | 0,09 | не обн. | 0,07 | 0,12 | 0,20 | 0,20 | 0,02 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,13 | 0,11 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | не обн. | 0,06 | 0,04 | 0,03 |
| H ₂ O | не обн. | 0,32 | 0,78 | 0,74 | 0,52 | не обн. | 0,78 | не обн. | 0,24 | 0,53 |
| П.п.п. | 1,30 | 4,80 | 3,24 | 2,63 | 2,78 | 1,60 | 2,36 | 1,47 | 1,76 | 2,22 |
| Сумма | 100,62 | 99,92 | 100,47 | 100,08 | 99,61 | 100,82 | 100,59 | 99,87 | 100,42 | 100,31 |

Количество ионов в пересчете на 6 (0)

| | | | | | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 1,850 | 1,886 | 1,784 | 1,789 | 1,790 | 1,859 | 1,900 | 1,939 | 1,845 | 1,943 |
| Al | 0,150 | 0,124 | 0,216 | 0,121 | 0,210 | 0,141 | 0,042 | 0,061 | 0,134 | 0,067 |
| Al | 0,021 | 0,026 | 0,028 | 0,008 | 0,010 | 0,001 | - | 0,039 | - | - |
| Ti | 0,004 | 0,006 | 0,008 | 0,008 | 0,009 | 0,004 | - | 0,002 | 0,013 | 0,093 |
| Fe ³⁺ | 0,058 | 0,016 | 0,038 | 0,062 | 0,092 | 0,059 | 0,058 | 0,046 | 0,008 | 0,150 |
| Fe ²⁺ | 0,104 | 0,173 | 0,164 | 0,135 | 0,147 | 0,163 | 0,179 | 0,211 | 0,322 | 0,494 |
| Mn | 0,004 | - | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | - | 0,006 | 0,002 |
| Mg | 1,733 | 1,746 | 1,714 | 1,736 | 1,697 | 1,766 | 1,755 | 1,672 | 1,532 | 1,130 |
| Ca | 0,098 | 0,039 | 0,095 | 0,054 | 0,086 | 0,033 | 0,099 | 0,019 | 0,054 | 0,040 |
| Na | 0,008 | 0,008 | 0,008 | 0,008 | - | 0,004 | 0,008 | 0,013 | 0,013 | - |
| K | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | 0,004 | - | 0,004 | - | - |

Соотношение атомов

| | | | | | | | | | | |
|--|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Mg | 86,8 | 88,4 | 85,3 | 87,3 | 87,2 | 87,2 | 83,6 | 85,8 | 75,8 | 62,2 |
| Ca | 4,9 | 2,0 | 4,7 | 2,7 | 1,6 | 1,6 | 4,7 | 1,0 | 2,7 | 2,2 |
| Fe ³⁺ +Fe ²⁺ +Mn | 8,3 | 9,6 | 10,0 | 10,0 | 11,2 | 11,2 | 11,7 | 13,2 | 21,5 | 35,6 |

I015a, I610 - энстатиты из гарцбургитов Мумухай-Красарского массива; 476 - энстатит из гарцбургита, I374 - энстатит из дерролита Джил-Сатанахачского массива; I185b - бронзит из гарцбургита, 74 - бронзит из дерролита Караман-Зодского массива; I593ca - бронзит из бронзита Восточно-Шоржидского, I608 - бронзит из бронзита Мумухай-Красарского, 843b - бронзит из полевошпатового дерролита Карманарского массивов; 842 - гилерстен из габбро-норита Карманарского массива.

При расчете коэффициентов кристаллохимических формул из состава шпороменов дерролиту: 1) серпентин в пробах I374, I610, 476, 74, I608, 843b, 842; 2) карбонат в пробах 74, I185b, I593ca; 3) лабрадор в пробе 842.

$K = (X_0/I - X_p) (I - X_0/X_0)$ составляет 0,57, что соответствует температуре их "охлаждения" порядка 1200-1400⁰. Кроме того, повышенные содержания Са и Al в ромбических пироксенах также указывает на высокую температуру их образования, характерную для минералов магматических пород. Спектральными анализами в ромбических пироксенах обнаружены (в %): Ni (0,III), Co (0,0I), V (0,0I2), Cr (0,2I), Cu (0,026), Zn (0,0046), Li (0,00I2), Sc (0,005I).

Моноклинные пироксены при совместном нахождении с оливином слагают кристаллы с ксеноморфными ограничениями. По сравнению же с плагиоклазом они обнаруживают более идиоморфные очертания. Моноклинные пироксены слагают таблитчатые или короткостолбчатые кристаллы размерами от 0,5 до 8,0, реже 30 мм (в пироксенитах).

Химические составы (табл.5) и оптические свойства моноклильных пироксенов из пород габбро-перидотитовых комплексов показывают, что составы их меняются от эндиопсидов и диопсидов (в лерцолитах, верлитах и вебстеритах) до авгитов и редко салитов (в диаллагитах, габбро, габбро-норитах и анортозитах). Для моноклильных пироксенов жильных пород характерен авгит с повышенной железистостью. Отмечается высокая магнизиальность моноклильных пироксенов - во всех образцах Mg преобладает над Са, за исключением образцов салита (844, 845а, 698) и диопсида (823), обладающих обратным соотношением. Железистость эндиопсидов довольно низкая и в среднем составляет 11,6, в диопсиде возрастает до 15,1, в авгитах - до 23,3, а в салитах - до 25,3. В авгите из жильного габбро (обр.8II) железистость достигает до 24,9.

В нижних частях грубо дифференцированных массивов (Мумухан-Красарском, Джил-Сатанахачском), как уже отмечалось, залегают ультраосновные породы, причем гарцбургиты приурочены к нижним частям ультраосновных пород, лерцолиты - к средним, верлиты и полевошпатовые перидотиты - к верхним. В этих массивах железистость оливинов и ромбических пироксенов возрастает снизу вверх от гарцбургитов к лерцолитам, а оливинов и моноклильных пироксенов - от лерцолитов к верлитам и полевошпатовым перидотитам. Наиболее железистые разновидности оливинов отмечаются в оливиновых габбро, слагающих переходные участки ультраосновных пород к габбро. Таким образом, составы породообразующих минералов позволяют установить зональное строение массивов ультраосновных пород и наличие в них явлений "скрытой" дифференциации.

Пироксены пород габбро-диоритовых комплексов относятся к авгиту (обр.83I) и салиту (обр.698). В целом они отличаются от мо-

Таблица 5.

Химические составы
и коэффициенты кристаллохимических формул моноклиньных пироксенов

| Оксиды | 1356 | 802 | 797 | 820 | 823 | 848 | 844 | 842а |
|--|--------|--------|---------|--------|--------|---------|--------|--------|
| SiO ₂ | 49,98 | 49,35 | 50,15 | 50,20 | 50,90 | 48,90 | 50,32 | 48,00 |
| TiO ₂ | 0,30 | 0,23 | не обн. | сл. | сл. | не обн. | 0,26 | сл. |
| Al ₂ O ₃ | 4,66 | 5,60 | 1,30 | 2,60 | 2,28 | 3,06 | 7,88 | 3,65 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,60 | 2,30 | 2,57 | 2,31 | 2,44 | 2,09 | 3,46 | 3,60 |
| FeO | 3,05 | 2,19 | 2,19 | 2,59 | 2,81 | 4,07 | 2,93 | 5,40 |
| MnO | 0,08 | 0,08 | 0,04 | сл. | 0,07 | 0,06 | 0,15 | сл. |
| MgO | 19,05 | 20,00 | 17,94 | 18,20 | 15,85 | 18,00 | 13,48 | 16,99 |
| CaO | 21,00 | 19,04 | 22,21 | 21,77 | 23,36 | 22,20 | 21,15 | 21,17 |
| Na ₂ O | 0,20 | 0,05 | 0,20 | 0,18 | 0,12 | 0,27 | 0,37 | 0,25 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,16 | не обн. | 0,10 | 0,03 | не обн. | 0,08 | 0,10 |
| H ₂ O | 0,16 | 0,15 | 0,66 | 0,90 | 1,80 | 1,52 | 1,10 | 1,50 |
| П.п.п. | 1,76 | 1,23 | 1,60 | 1,56 | 1,00 | 1,22 | 0,46 | 1,12 |
| Сумма | 100,87 | 100,38 | 99,86 | 100,41 | 100,66 | 100,39 | 100,64 | 100,65 |
| Количество ионов пересчете на 6 (0) | | | | | | | | |
| Si | 1,839 | 1,811 | 1,893 | 1,873 | 1,911 | 1,836 | 1,833 | 1,820 |
| Al | 0,152 | 0,181 | 0,057 | 0,110 | 0,089 | 0,133 | 0,158 | 0,160 |
| Ti | 0,009 | 0,006 | - | - | - | - | 0,009 | - |
| Al ³⁺ | 0,049 | 0,058 | - | - | 0,012 | - | 0,179 | - |
| Fe ³⁺ | 0,018 | 0,061 | 0,050 | 0,017 | 0,070 | 0,031 | 0,097 | 0,020 |
| Fe ³⁺ | - | - | 0,020 | 0,049 | - | 0,027 | - | 0,082 |
| Fe ²⁺ | 0,094 | 0,067 | 0,068 | 0,079 | 0,088 | 0,126 | 0,090 | 0,172 |
| Mn | 0,002 | 0,002 | - | - | 0,002 | 0,008 | 0,005 | - |
| Mg | 1,043 | 1,090 | 1,008 | 1,015 | 0,887 | 1,008 | 0,731 | 0,941 |
| Ca | 0,828 | 0,747 | 0,937 | 0,874 | 0,938 | 0,892 | 0,826 | 0,820 |
| Na | 0,012 | - | 0,013 | 0,013 | 0,009 | 0,018 | 0,026 | 0,018 |
| K | - | 0,008 | - | 0,004 | - | - | 0,005 | 0,004 |
| Соотношение атомов | | | | | | | | |
| Mg | 52,54 | 55,42 | 48,39 | 49,90 | 44,69 | 48,32 | 41,80 | 46,20 |
| Ca | 41,71 | 37,98 | 44,99 | 42,97 | 47,25 | 42,76 | 47,22 | 40,30 |
| Fe ³⁺ +Fe ²⁺ +Mn | 5,75 | 6,60 | 6,62 | 7,13 | 8,06 | 8,92 | 10,98 | 13,46 |

Моноклиньные пироксены из пород габбро-перидотитовых комплексов: эндиопсиды из перидотитов: 848 - Кармакарского массива, 820 - Желтореченского, 802 - Катнахшор-Карахачских выходов; эндиопсиды из вебстеритов: 797 - Катнахшор-Карахачских выходов, 1356 - Джилл-Сатанахачского массива; диопсид - 823 - из вебстерита Чернореченского выхода; салит: 844 - из пироксена Кармакарского массива; авгиты: 842а - из габбро-норита Кармакарского массива.

| Оксиды | 57 | I376 | I273с | 485а | 75 | 8II | 698 | 83I |
|--|--------|---------|---------|--------|---------|---------|---------|--------|
| SiO ₂ | 48,42 | 48,52 | 47,32 | 47,14 | 49,02 | 51,10 | 49,79 | 28,20 |
| TiO ₂ | 0,85 | 0,18 | 0,58 | 0,67 | 0,59 | 0,37 | 0,79 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 3,93 | 7,05 | 1,98 | 9,18 | 4,59 | 4,38 | 4,68 | 3,74 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,84 | 3,40 | 5,95 | 2,68 | 2,23 | 3,44 | 2,88 | 4,66 |
| FeO | 5,87 | 5,73 | 4,94 | 6,47 | 7,83 | 7,21 | 5,24 | 7,34 |
| MnO | 0,15 | 0,08 | 0,19 | 0,15 | 0,18 | 0,15 | 0,26 | 0,14 |
| MgO | 15,22 | 17,96 | 17,90 | 11,50 | 15,12 | 17,39 | 14,85 | 16,29 |
| CaO | 21,23 | 15,89 | 21,05 | 20,18 | 18,33 | 13,84 | 20,35 | 19,44 |
| Na ₂ O | 0,37 | 0,80 | не обн. | 0,56 | 0,37 | 0,43 | 0,10 | 0,30 |
| K ₂ O | 0,07 | 0,04 | не обн. | 0,05 | сл. | 0,07 | 0,04 | 0,14 |
| H ₂ O | 0,22 | не обн. | не обн. | 0,20 | не обн. | не обн. | не обн. | 0,30 |
| П.п.п. | 1,48 | 1,10 | 0,90 | 2,06 | 2,04 | 2,46 | 1,42 | 0,20 |
| Сумма | 100,65 | 100,75 | 100,81 | 100,84 | 100,30 | 100,84 | 100,40 | 100,87 |
| Количество ионов в пересчете на 6 (0) | | | | | | | | |
| Si | 1,825 | 1,783 | 1,781 | 1,775 | 1,845 | 1,895 | 1,806 | 1,833 |
| Al | 0,151 | 0,210 | 0,090 | 0,305 | 0,137 | 0,094 | 0,162 | 0,145 |
| Ti | 0,024 | 0,007 | 0,015 | 0,020 | 0,018 | 0,011 | 0,002 | 0,022 |
| Al ³⁺ | 0,023 | 0,098 | - | 0,201 | 0,069 | 0,099 | - | 0,056 |
| Fe ³⁺ | 0,080 | 0,092 | 0,114 | 0,076 | 0,063 | 0,096 | 0,030 | 0,078 |
| Fe ²⁺ | - | - | 0,058 | - | - | - | 0,101 | - |
| Fe ²⁺ | 0,183 | 0,176 | 0,155 | 0,203 | 0,248 | 0,223 | 0,230 | 0,162 |
| Mn | 0,004 | 0,002 | 0,006 | 0,004 | 0,007 | 0,004 | 0,004 | 0,008 |
| Mg | 0,855 | 0,985 | 1,003 | 0,644 | 0,855 | 0,962 | 0,911 | 0,814 |
| Ca | 0,858 | 0,624 | 0,850 | 0,814 | 0,745 | 0,549 | 0,780 | 0,879 |
| Na | 0,027 | 0,057 | - | 0,040 | 0,040 | 0,026 | 0,022 | 0,008 |
| K | 0,004 | - | - | - | - | 0,004 | 0,004 | - |
| Соотношения атомов | | | | | | | | |
| Mg | 43,18 | 52,42 | 45,88 | 37,31 | 45,58 | 52,46 | 41,93 | 44,31 |
| Ca | 43,34 | 33,21 | 38,88 | 46,22 | 38,84 | 29,94 | 45,29 | 37,94 |
| Fe ³⁺ :Fe ²⁺ :Mn | 13,48 | 14,77 | 15,24 | 16,07 | 16,58 | 17,60 | 12,78 | 17,75 |

Авгиты: 485а - из габбро-норита, I376 - из троктолита, I273с - из габбро-пегматита Джил-Сатанахачского массива, 8II из габбро Катнахшор-Карахачских выходов, 75 - из габбро Караман-Зодского массива, 57 - из лейкократового габбро Кясаманского массива.

Моноклинные пироксены из пород габбро-диоритовых комплексов: 698 - салил из габбро Центрально-Артаншского массива, 83I - авгит из габбро-диорита Овуни-Полутлянской группы массивов.

ноклиньных пироксенов пород габбро-перидотитовых комплексов низкой магниальностью (в среднем 1,06) и более высокой железистостью (25,6). Коэффициент распределения магния и железа (K), вычисленный для пары сосуществующего гиперстена (обр. 842) и авгита (обр. 842а), составляет 0,81 и укладывается в значения, полученные Кретцом для магматических пород. В моноклиньных пироксенах спектральными анализами обнаружены (в %): Ni (0,035), Co (0,011), V (0,04), Cr (0,15), Cu (0,007), Zn (0,004), Sc (0,017), Ga (0,001), Li (0,001), Sr (0,006).

Роговая обманка является одним из главных породообразующих минералов основных пород и обычно слагает идиоморфные призматические кристаллы размерами от 0,5 до 8 мм.

Химические составы (табл.6) и оптические свойства роговых обманок из пород габбро-перидотитовых комплексов показывают, что, несмотря на различную окраску все они принадлежат к группе обыкновенных. Замещение Mg на Fe^{2+} в составе роговых обманок выражено в виде отношения $100Mg:(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$, величина которого убывает от роговых обманок габбро (51,5-70,5) и габбро-пегматита (65) к роговым обманкам кварцевого диорита (50-54), диорит-порфирита (46,5) и плагиогранита (45,5). В зеленых роговых обманках в целом отмечается незначительная степень окисления (Fe_2O_3/FeO), тогда как в бурых - более высокая, что обуславливает бурую окраску и более высокий окислительный потенциал и температуру (около 700°) расплава, из которого они кристаллизовались. Элементы примеси в роговых обманках представлены (в %): Ni (0,038), Co (0,017), V (0,06), Cr (0,016), Zr (0,002), Cu и Sc по (0,014), Ga и Li по (0,002), Sr (0,016, Y (0,0049).

Плагиоклазы являются главными породообразующими минералами основных, средних и кислых пород всех комплексов, в которых они ассоциируют с темноцветными минералами. По сравнению с последними плагиоклазы имеют ксеноморфные ограничения, редко - одинаковую с ними степень идиоморфизма. Для плагиоклазовых зерен описываемых пород характерно двойниковое строение по сложным законам. Отмечается прямая связь между составом сосуществующих плагиоклазов и моноклиньных пироксенов - с возрастанием основности плагиоклазов увеличивается железистость сосуществующих моноклиньных пироксенов.

Внутри отдельных интрузивных комплексов составы плагиоклазов закономерно изменяются в связи с эволюцией магмы - в габбро-перидотитовых комплексах от битовнита (An_{85}) до андезина (An_{30}), в габбро-диоритовых - от лабрадора (An_{65}) до андезина (An_{35}), в

Таблица 6

Химические составы
и коэффициенты кристаллохимических формул роговых обманок

| Оксиды | I6I2 | 822 | 48I | I605 | 78I | 56a |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|---------|-------|
| SiO ₂ | 49,27 | 50,03 | 45,60 | 40,10 | 45,3I | 49,40 |
| TiO ₂ | 0,25 | 0,37 | I,25 | 0,52 | 0,90 | 0,50 |
| Al ₂ O ₃ | 7,17 | 5,54 | 9,25 | I2,10 | 9,32 | 10,36 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,27 | 3,04 | 4,06 | 5,07 | не обн. | I,67 |
| FeO | 9,39 | 7,2I | I2,00 | I6,70 | I4,83 | 9,90 |
| MnO | 0,15 | 0,15 | 0,34 | 0,05 | 0,05 | 0,22 |
| MgO | 15,60 | I8,35 | I2,88 | I2,5I | I3,10 | I2,47 |
| CaO | 15,22 | II,96 | 10,62 | 9,43 | II,12 | II,60 |
| Na ₂ O | I,30 | 0,68 | I,25 | I,35 | I,65 | 0,94 |
| K ₂ O | 0,16 | 0,16 | 0,17 | 0,24 | 0,25 | 0,13 |
| H ₂ O | 0,30 | 0,26 | 0,18 | 0,10 | не обн. | 2,13 |
| П. п. п. | I,36 | 2,32 | 2,06 | I,34 | 2,2I | - |
| Сумма | 100,44 | 100,05 | 99,66 | 99,65 | 100,60 | 99,38 |

Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH)

| | | | | | | |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Si | 6,797 | 7,080 | 6,678 | 6,125 | 6,695 | 7,096 |
| Al | 1,777 | 0,918 | 1,322 | 1,874 | 1,305 | 0,904 |
| Al | - | - | 0,279 | 0,312 | 0,311 | 0,855 |
| Ti | 0,290 | 0,042 | 0,141 | 0,055 | 0,098 | 0,051 |
| Fe ³⁺ | 0,348 | 0,323 | 0,457 | 0,587 | - | 0,190 |
| Fe ²⁺ | 1,085 | 0,850 | 1,469 | 2,128 | 1,829 | 1,190 |
| Mn | 0,025 | 0,025 | 0,044 | 0,009 | 0,009 | 0,034 |
| Mg | 3,207 | 3,867 | 2,815 | 2,843 | 2,886 | 2,655 |
| Ca | 1,807 | 1,810 | 1,663 | 1,541 | 1,918 | 1,784 |
| Na | 0,348 | 0,221 | 0,352 | 0,404 | 0,488 | 0,252 |
| K | 0,033 | 0,034 | 0,035 | 0,037 | 0,053 | 0,017 |
| OH | 2,455 | 2,431 | 1,302 | 1,486 | 2,184 | 0,052 |

Соотношение атомов

| | | | | | | |
|---|------|------|------|------|------|------|
| 100Mg:(Mg ⁺ Fe ³⁺ +Fe ²⁺ +Mn) | 68,7 | 76,3 | 56,5 | 51,5 | 65,3 | 65,4 |
| Fe ²⁺ /Fe ³⁺ | 3,16 | 2,63 | 3,21 | 3,63 | - | 6,26 |

Зеленые роговые обманки из габбро: I6I2 - Мумухан-Красарского массива, 822 - Желтореченского выхода, 48I - Восточно-Артаньшского, 78I - Шишкайнского массивов; 56a - из габбро-пегматита Кысаманского массива; I605 - из кварцевого диорита Джил-Сатанахачского массива.

габбро-плаггиогранитовом - от лабрадора (An_{60}) до олигоклаза (An_{25}). В ряде пород габбро-перидотитовых комплексов плаггиоклаз представлен двумя генерациями, причем плаггиоклаз второй генерации образует самостоятельные, более мелкозернистые агрегаты и представлен андезином (An_{30-40}) или развивается по первичному плаггиоклазу и представлен альбитом (An_{5-10}). Наиболее высокой основности плаггиоклаз отмечается в анортозитах, лейкократовых габбро и троктолитах. В составе плаггиоклазов из пород габбро-перидотитовых (числитель) и габбро-диоритовых (знаменатель) комплексов обнаружены следующие элементы-примеси: Ni (0,0011/-), Cr (0,0014/0,0007), Cu (0,0026/0,0032), Ga (0,0039/0,0027), Li (0,0016/0,002), Sr (0,027/0,074), Zr (-/0,001), В (0,0024/0,0011).

Характер распределения отдельных окислов и элементов-примесей в изученных породах габбро-перидотитовых комплексов и их породообразующих минералах подчиняется закону нормального распределения, что указывает на их кристаллизацию из однородного магматического расплава и отсутствие явлений ассимиляции и метасоматоза, развитых в широких масштабах.

Акцессорные минералы

Изучение протолок из пород интрузивных комплексов офиолитовых поясов Армянской ССР позволило установить в них следующие акцессорные минералы: простые и сложные окислы - магнетит (титаномагнетит, хроммагнетит), хромшпинелид, ильменит (лейкоксен), рутил, гематит, лимонит, иоцит; сульфиды - пирит, пирротин, пентландит, миллерит, хизелеудит, халькопирит, сфалерит, ковеллин, галенит, киноварь, антимонит, реальгар, аурипигмент; силикаты - сфен, циркон, гранат; гидрокарбонаты - малахит, азурит, артинит, брусит, англезит; самородные металлы - никелистое железо (аваруит), самородные медь, свинец и мышьяк; фосфаты - апатит и карбиды - муассанит. Всего установлено 35 акцессорных минералов, ассоциации которых в породах исследованных интрузивных комплексов показаны на фиг. 2.

Сложные геологические условия образования пород интрузивных комплексов, особенно наиболее широко распространенных габбро-перидотитовых, наложили свой отпечаток на процессы кристаллизации в них акцессорных минералов - на их видовой состав, форму, размеры и химические особенности. Сравнение акцессорных минералов однотипных, но в различной степени измененных пород, позволяет установить более широкое разнообразие их видового состава в

измененных разновидностях. Кроме того, наблюдается некоторое увеличение видового состава и количественного содержания акцессорных минералов от интрузивных пород всех фаз к породам их жильных серий.

Химические особенности акцессорных минералов, а также содержание в них элементов-примесей обусловлены той средой, в которой происходила их кристаллизация. Так, хромшпинелиды в дунитах и гарцбургитах представлены магнхромитами, а в лерцолитах и верлитах — хромпикотитами; в титаномагнетитах наблюдается понижение содержания титана от габбро к лейкократовым габбро, диоритам и плагиогранитам. Титаномагнетиты из пород различных магматических комплексов резко отличаются друг от друга по количественному распределению в них титана, никеля, кобальта и хрома, что может служить надежным геохимическим критерием, который, наряду с геолого-петрографическими факторами, позволяет выделить самостоятельные интрузивные комплексы. Не менее важными индикаторами геохимических особенностей среды минералообразования являются такие акцессорные минералы как пирит и пирротин. В ультраосновных породах они обогащены хромом, никелем и кобальтом, в основных — титаном, марганцем и медью, в средних и кислых — титаном, медью и др. Пириты из пород габбро-диоритовых комплексов отличаются от пиритов из пород габбро-перидотитовых комплексов более высокими содержаниями титана, марганца, ванадия и более низкими содержаниями никеля, хрома, кобальта, цинка, а пирротины из пород габбро-плагиогранитового комплекса — повышенными содержаниями титана.

Некоторые акцессорные минералы являются показателями более поздних наложенных гидротермальных процессов и могут служить поисковыми признаками на руды мышьяка, сурьмы и ртути. Так, в пробах аподунитового и апоперидотитового серпентинитов, взятых в 50 м к югу от Амасийского сурьяно-мышьякового месторождения (Мумухан-Красарский массив), вне зоны гидротермально-измененных пород, встречены в виде еденичных знаков акцессорные реальгар, аурипигмент и антимонит. Обнаружение указанных минералов в аналогичных породах других районов может указывать на наличие невоскрытых (слепых) месторождений сурьмы и мышьяка.

Акцессорные минералы кристаллизуются в течение большого промежутка времени, начиная с момента возникновения пород — магматического периода и кончая наложенными процессами гидротермального характера — постмагматического периода. В зависимости от времени выделения акцессорных минералов различаются пять стадий: ранне-

и позднематематическая, аутометаморфическая, гидротермальная и гипергенная (фиг. 2).

Изучение аксессуарных минералов габбро-перидотитовых комплексов показывает, что среди них выделяются ассоциации, характерные для определенных типов пород: для ультраосновных - ассоциация хромшпинелид, вторичный магнетит, аварунит, хизлевудит; для основных - титаномагнетит, иоцит, халькопирит и для обоих типов - хромшпинелид, вторичный магнетит, пирит, пирротин, пентландит, циркон и апатит. В ультраосновных породах по сравнению с основными в целом характерно сокращение видового состава и количественного содержания аксессуарных минералов.

Следует отметить простоту состава аксессуарных минералов ультраосновных пород, характеризующихся главным образом минералами хрома, железа и никеля и незначительным и неравномерным распространением апатита и циркона. Аксессуарные минералы основных пород габбро-перидотитовых комплексов отличаются большим разнообразием - наряду с минералами хрома и железа, значительная роль принадлежит минералам титана (первичный титаномагнетит) и меди, сравнительно часты апатит и циркон. В процессе эволюции исходной магмы от ультраосновных к основным, средним и кислым породам происходит закономерное изменение видового состава и химизма аксессуарных минералов. От ультраосновных пород к основным наблюдается постепенное уменьшение содержания хромшпинелидов и вторичного магнетита, появление титаносодержащих минералов и увеличение количества циркона и апатита. Для кислых дифференциатов - диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, играющих подчиненную роль в строении габбро-перидотитовых комплексов, характерна унаследованность общего видового состава аксессуарных минералов габброидных пород и отсутствие редкометалльных аксессуарных минералов, чем они резко отличаются от соответствующих пород - дифференциатов гранитоидов.

Аксессуарные минералы пород габбро-диоритовых и габбро-плагиогранитового комплексов имеют видовой состав в общем сходный с видовым составом соответствующих пород габбро-перидотитовых комплексов, однако, их количественное содержание и химизм (содержание элементов-примесей) резко различны, что, наряду с геолого-петрографическими особенностями, позволяет выделить их в самостоятельные интрузивные комплексы. Отсутствие в их составе редкометалльных и редкоземельных аксессуарных минералов указывает на их принадлежность к дифференциатам габброидов.

Глава V. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геохимия ультраосновных и основных интрузивных пород, по сравнению с кислыми и щелочными породами, изучена в меньшей степени. В исследованных породах Армянской ССР рассмотрено поведение 26 элементов — Mn, Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Hg, Pt, Pd, Zr, Zn, Ag, Pb, Ce, Sg, As, Ga, Sr, Ba, Li, Be, Sc, B и элементы группы редких земель — Y и Yb. Распределение их, изменение их количественного и видового состава в процессе эволюции исходной магмы значительно отличаются в породах исследованных интрузивных комплексов, что четко видно на сводной геохимической диаграмме (фиг. 3).

Геохимическими исследованиями выявлены особенности распределения элементов-примесей в породах выделенных интрузивных комплексов, в породах их жильных серий и в процессе их вторичного изменения, а также установлены особенности изменения состава и содержания элементов-примесей в процессе эволюции исходной магмы.

Большинство элементов-примесей в изученных породах содержится в виде изоморфных примесей в составе породообразующих и акцессорных минералов, и лишь некоторые из них слагают также самостоятельные акцессорные минералы.

Ультраосновные породы габбро-перидотитовых комплексов, по сравнению с основными, характеризуются более сокращенным набором элементов-примесей, представленных главным образом элементами группы железа. Поведение их указывает на явления дифференциации в ультраосновной ветви исходной магмы от дунитов к гарцбургитам, лерцолитам, верлитам и пироксенитам. В процессе серпентинизации и лиственитизации ультраосновных пород хотя и не наблюдается видового изменения, однако, отчетливо устанавливается количественное изменение содержания ряда элементов, а при гидротермальном изменении — аллолиственитизации — также привнос таких элементов, как Ag, Pb, Hg, Sg, As, Au, W, B.

Основные породы отличаются более широким набором элементов-примесей, причем часть из них является унаследованной от ультраосновных пород. Троктолиты и оливиновые габбро, хотя и относятся к основным породам, однако, по составу и содержанию большинства элементов-примесей занимают промежуточное положение между ультраосновными и основными породами.

Средние и кислые породы, играющие подчиненную роль в строении габбро-перидотитовых комплексов; характеризуются довольно

| КОМПЛЕКС | I | | | | | | | | | | | | | | | II | | III | |
|------------|------------------------------|-----|-----|----|----|----|----|----|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
| КОД-ВОПРОС | 120 | 123 | 108 | 50 | 50 | 62 | 52 | 20 | 249 | 84 | 18 | 67 | 38 | 30 | 20 | 18 | 12 | 3 | 8 |
| Mn | [Pattern of Mn distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Tl | [Pattern of Tl distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| V | [Pattern of V distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cr | [Pattern of Cr distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ni | [Pattern of Ni distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Co | [Pattern of Co distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zr | [Pattern of Zr distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Cu | [Pattern of Cu distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zn | [Pattern of Zn distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Hg | [Pattern of Hg distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ge | [Pattern of Ge distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ca | [Pattern of Ca distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sr | [Pattern of Sr distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ba | [Pattern of Ba distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Li | [Pattern of Li distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Be | [Pattern of Be distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Sc | [Pattern of Sc distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| B | [Pattern of B distribution] | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Фиг. 3. Сводная геохимическая диаграмма кларков-концентраций в породах ультраосновных и основных интрузивных комплексов осидитовых поясов Армянской ССР.

I ПОРОДЫ ГАБРО-ДИОРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ: 1 - диориты, 2 - гарцбургиты, 3 - леуколиты, 4 - бериты, 5 - протосейиты интрузивные, 6 - протосейиты жильные, 7 - троктолиты, 8 - одисимовые габро, 9 - габро, габро-порфиты, 10 - жильные породы II фазы, 11 - габро лейкократовые, 12 - жильные породы II фазы, 13 - диориты, кварцевые диориты, 14 - плагиограниты, 15 - жильные породы I фазы.

II ПОРОДЫ ГАБРО-ДИОРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ: 16 - габро, 17 - диориты.

III ПОРОДЫ ГАБРО-ПЛАГИОГРАНИТОВОГО КОМПЛЕКСА: 18 - габро, 19 - плагиограниты.

ЭЛЕМЕНТ ВСТРЕЧЕН В КОЛИЧЕСТВЕ



неравномерным содержанием элементов-примесей, часть из которых, являющаяся унаследованной от ультраосновных и основных пород, содержится в повышенных количествах.

В жильных породах всех интрузивных фаз не отмечается видо-вого изменения состава элементов-примесей, однако, наблюдается количественное изменение их содержания, в большинстве случаев в сторону повышения.

Приведенные данные по характеру распределения и поведению элементов-примесей в исследованных породах показывают, что последние генетически представляют один общий комплекс габбро-перидотитового состава.

Породы габбро-диоритовых и габбро-плагиогранитового комплексов по содержанию элементов-примесей значительно отличаются от соответствующих пород габбро-перидотитовых комплексов (табл.7). Эти данные указывают на разнородность исходных магм, давших породы самостоятельных интрузивных комплексов габбро-диоритового и габбро-плагиогранитового составов, то есть элементы-примеси могут являться надежными индикаторами петрологических процессов.

Таблица 7.

Средние содержания некоторых элементов-примесей в однопородных породах различных интрузивных комплексов

| Комплексы пород | Габбро-перидотитовые | | | Габбро-диоритовые | | Габбро-плагиогранитовые | |
|-----------------|----------------------|---------|---------------|-------------------|---------|-------------------------|---------------|
| | Габбро | Диориты | Плагиограниты | Габбро | Диориты | Габбро | Плагиограниты |
| Ti | 0,38 | 0,41 | 0,20 | 0,71 | 0,69 | 0,35 | 0,17 |
| Cr | 0,09 | 0,026 | 0,007 | 0,01 | 0,002 | 0,01 | 0,0047 |
| Ni | 0,032 | 0,012 | 0,002 | 0,009 | 0,004 | 0,0089 | 0,001 |
| Co | 0,0081 | 0,0034 | 0,0027 | 0,0048 | 0,0019 | 0,0042 | 0,0014 |
| Zr | 0,0023 | 0,0044 | 0,0085 | 0,007 | 0,009 | 0,10 | 0,022 |
| Cu | 0,017 | 0,014 | 0,0025 | 0,016 | 0,02 | 0,013 | 0,006 |
| Ga | 0,0020 | 0,0038 | 0,0021 | 0,0032 | 0,0029 | 0,0028 | 0,0025 |
| Sr | 0,0241 | 0,029 | 0,019 | 0,047 | 0,038 | 0,037 | 0,026 |
| Ba | 0,006 | 0,01 | 0,0164 | 0,0141 | 0,029 | 0,015 | 0,023 |

Глава VI. МЕТАЛЛОГЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Металлогенические особенности пород интрузивных комплексов определяются их формационной принадлежностью. Для пород каждого интрузивного комплекса характерна определенная ассоциация полезных ископаемых, что, наряду с другими признаками (геологическими,

петрографическими и минералого-геохимическими) определяет закономерность выделения их в самостоятельные интрузивные комплексы.

С наиболее распространенными в Армянской ССР габбро-перидотитовыми интрузивными комплексами генетически связаны главным образом эндогенные месторождения хромистого железняка, проявления платиноидов и хризотил-асбеста и экзогенные месторождения аморфного магнезита, приуроченные к корням коры выветривания ультрабазитов. С менее распространенными габбро-диоритовыми комплексами связано оруденение титаномагнетита, развивающееся на контакте габбро с известняками. В связи с породами габбро-плаггиогранитового комплекса, имеющими резко подчиненное распространение, полезных ископаемых пока неизвестно.

Из месторождений, связанных с породами габбро-перидотитовых комплексов, наибольшим развитием пользуются месторождения и проявления хромистого железняка. Анализ химизма хромитовых руд и условий их залегания позволяет установить некоторую закономерность их распространения. Выявлено, что наиболее богатые хромом и бедные алюминием рудные тела залегают в нижних или придонных частях массивов ультраосновных пород (Мумухан-Красарский, Восточно-Шоржинский, Джил-Сатанахачский) и характеризуются крупными размерами. Бедные же хромом и богатые алюминием рудные тела расположены в верхних или апикальных частях массивов и отличаются сравнительно меньшими размерами. Отмеченная закономерность распространения хромитовых руд указывает на наличие гравитационной дифференциации в массивах ультраосновных пород.

Месторождения аморфного магнезита пользуются значительным развитием. Они возникли за счет процессов выветривания - магнезитизации, охватывающих лишь поверхностную часть ультрабазитовых массивов и представляют собой остатки древней коры выветривания.

Проявления платиноидов, хризотил-асбеста и титаномагнетита имеют незначительные масштабы.

Наряду с указанными полезными ископаемыми, генетически связанными с породами исследованных интрузивных комплексов, к ним пространственно приурочены более поздние, наложенные месторождения и проявления гидротермального происхождения - золота, ртути, мышьяка, сурьмы и редко вольфрама. Они, по-видимому, генетически связаны с гидротермальной деятельностью гранитоидов позднеолигоцен-раннемиоценового возраста.

Глава VII. О ПРОИСХОЖДЕНИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОД ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Для выяснения генезиса ультраосновных и основных пород в работе рассмотрен ряд сложных вопросов, к числу которых относятся: положение интрузивов в геологических структурах, их возраст и место в геосинклинальном процессе, формационная принадлежность, форма и внутреннее строение интрузивов, дифференциация и взаимоотношения породообразующих минералов, положение хромитового оруденения внутри интрузивов и особенности состава породообразующих и акцессорных минералов.

Рассмотрение указанных вопросов показывает, что массивы ультраосновных и основных пород имеют преимущественно магматическое происхождение и находятся на месте своего первоначального залегания. Внедрение ультраосновного материала происходило в полужидком состоянии, в виде "кашеобразной" массы, состоящей из смеси кристаллов оливинов и пироксенов. Становление массивов связано как с явлениями глубинной дифференциации магматического расплава и последовательного многофазного внедрения в вышележащие вулканогенно-осадочные толщи (породы габбро-перидотитовых комплексов), так и с явлениями гравитационно-кристаллизационной дифференциации расплава в интрузивной камере (массивы всех интрузивных комплексов).

Пространственное совмещение вулканогенно-осадочных толщ и интрузивных комплексов ультраосновного и основного состава в пределах Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов вполне закономерно и вытекает из особенностей развития долгоживущих глубинных разломов, вдоль которых в различные этапы тектонической жизни указанных поясов поднимался в верхние части земной коры ультраосновной и базальтовый материал. Геологические взаимоотношения пород позволяют установить следующую последовательность их формирования: вулканогенно-осадочные толщи, ультрабазиты, габброиды.

В заключительный этап формирования рассматриваемых офиолитовых поясов - в конце верхнего эоцена проявилась наиболее сильная орогеническая фаза (пиринейская), в результате которой оформилась окончательная структура обоих поясов. Интрузивы ультраосновных и основных пород, совместно с вмещающими их раннегеосинклинальными вулканогенно-осадочными толщами, принимали участие в последующих складкообразовательных движениях уже как консолидированные массы. Вследствие этого часто развиваются многочислен-

ные тектонические нарушения вдоль контактов массивов с вмещающими толщами. Геологические наблюдения показывают, что эти нарушения обычно незначительной амплитуды и противоречат утверждению о "тектоническом" становлении массивов ультраосновных пород. В редких случаях наблюдаются локально проявленные явления тектонического перемещения мелких ультрабазитовых тел на небольшие расстояния.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В соответствии с поставленными задачами установлено следующее:

1. Интрузивные комплексы ультраосновных и основных пород в пределах Армянской ССР приурочены к двум дугообразным офиолитовым поясам СЗ простирания - Севано-Амасийскому и Вединскому, являющихся продолжением соответственно Понтического и Таврического поясов Средиземноморской геосинклинальной области. Указанные пояса в Армянской ССР развиты вдоль крупных региональных нарушений - глубинных разломов, ограничивающих различные тектонические зоны, характеризуются интенсивной изоклинальной складчатостью мощных вулканогенно-осадочных толщ и наличием вдоль разломов гравитационных ступеней, обусловленных различной мощностью земной коры по обе стороны от разломов.

2. В возрастном отношении в пределах рассматриваемых поясов устанавливается три этапа магматического внедрения ультраосновных и основных пород - досенонманский, нижнесенонский-докампанский, посленижнеэоценовый-доолигоценый. Детальный анализ геологических, петрографических, петрохимических, минералогических, геохимических и металлогенических особенностей пород Севано-Амасийского и Вединского офиолитовых поясов позволяет рассматривать их как ассоциацию верхнемелового и палеогенового вулканогенно-осадочных, габбро-перидотитовых, габбро-диоритовых и габбро-плагиогранитового комплексов. Они отвечают соответствующим магматическим формациям и слагают офиолитовую группу или серию формаций ранней стадии геосинклинально-складчатых областей. Породы наиболее распространенной габбро-перидотитовой формации слагают многофазные массивы и относятся к типичным представителям альпийно-типных комплексов. Для некоторых массивов данной формации характерна грубая дифференциация пород - в нижней части залегают ультраосновные породы, в средней - основные, в верхней - средние. Массивы габбро-диоритовой и габбро-плагиогранитовой формаций отличаются простотой петрографического состава и однофазным строением. Взаимоотношение массивов исследованных комплексов с вмеща-

щими толщами и их внутреннее строение показывают, что их кристаллизация происходила на месте их современного залегания.

3. Установлено, что из породообразующих минералов габбро-перидотитовых комплексов оливины, ромбические и моноклинные пироксены характеризуются высокой магнезиальностью и низкой железистостью и по ассоциациям пар сосуществующих минералов (оливин-ромбический пироксен, моноклинный-ромбический пироксены), высокому содержанию Ca и Al, интенсивно выраженным рентгеновским линиям Q20 оливинов со спайностью относятся к высокотемпературным образованиям, характерным для магматических пород, что противоречит данным некоторых исследователей, указывающим на их метасоматическую природу. Составы соответствующих породообразующих минералов (моноклинных пироксенов) пород габбро-диоритовых и габбро-плаггиогранитового комплексов отличаются низкой магнезиальностью и высокой железистостью, что является дополнительным критерием для выделения включающих их пород в самостоятельные интрузивные комплексы.

4. Выявлено и изучено 35 акцессорных минералов, часть из которых впервые. Установлено, что акцессорные минералы кристаллизуются в течение большого промежутка времени, начиная с момента возникновения пород - магматического периода и кончая наложенными процессами гидротермального характера постмагматического периода и процессами их выветривания. Видовой состав, морфологические особенности, размеры, характер окраски и химизм акцессорных минералов зависит от геологических условий формирования включающих их пород и являются важными индикаторами среды минералообразования. Некоторые акцессорные минералы имеют поисковое значение для обнаружения скрытых ("слепых") рудных тел (ртути, сурьмы, мышьяка). В целом химические составы породообразующих и акцессорных минералов позволили установить зональное строение массивов ультраосновных пород и наличие в них явлений "скрытой" дифференциации. Выявлено, что количественное распределение и химические особенности акцессорных минералов габбро-диоритовых и габбро-плаггиогранитового комплексов резко отличаются от соответствующих акцессорных минералов пород габбро-перидотитовых комплексов.

5. Геохимическими исследованиями установлены особенности распределения элементов-примесей в породах изученных комплексов, в их жильных сериях и в процессе их вторичного изменения, а также выявлены особенности изменения состава и содержания элементов-примесей в процессе эволюции магмы. Породы габбро-диоритовых и габбро-плаггиогранитового комплексов по содержанию элементов-при-

месей резко отличаются от соответствующих пород габбро-перидотитовых комплексов. Эти данные указывают на разнородность исходных магм, давших породы самостоятельных интрузивных комплексов габбро-диоритового и габбро-плагиогранитового составов, то есть элементы-примеси, в том числе и редкие элементы, являются надежными индикаторами петрологических процессов.

Характер распределения породообразующих окислов и элементов-примесей в породах исследованных интрузивных комплексов и в породообразующих их минералах подчиняется нормальному закону распределения, что указывает на дифференциацию и кристаллизацию пород из однородного магматического расплава и отсутствие явлений ассимиляций и метасоматоза, развитых в значительных масштабах.

6. Металлогенические особенности интрузивных комплексов определяются их формационной принадлежностью. Для пород отдельных интрузивных комплексов характерна определенная ассоциация полезных ископаемых. С породами габбро-перидотитовых комплексов генетически связаны эндогенные месторождения хромита, проявления платиноидов и хризотил-асбеста и экзогенные месторождения аморфного магнезита. Из них практическое значение имеют месторождения хромита и магнезита. С породами габбро-диоритовых комплексов связано оруденение титаномagnetита, развивающееся на контакте габбро с известняками.

Анализ химизма хромитовых руд и закономерностей их распределения в теле интрузивов ультраосновных пород позволяет установить, что в придонных или нижних частях массивов залегают богатые хромом и бедные алюминием руды, характеризующиеся значительными размерами. Выяснено, что наибольшая концентрация элементов группы платины отмечается в дунитовых участках ультрабазитов.

7. Излагаемые в работе данные подтверждают, главным образом, магматическое происхождение пород исследованных интрузивных комплексов, возникновение и становление которых связано как с явлениями глубинной дифференциации магматического расплава и последовательного многофазного внедрения в вышележащие вулканогенно-осадочные толщи (породы габбро-перидотитовых комплексов), так и с явлениями гравитационно-кристаллизационной дифференциации расплава в интрузивной камере (породы всех интрузивных комплексов).

Пространственное совмещение вулканогенно-осадочных толщ и интрузивных комплексов ультраосновного и основного состава в пределах рассматриваемых офиолитовых поясов вполне закономерно и вытекает из особенностей развития долгоживущих глубинных разло-

мов, вдоль которых из верхней мантии в различные этапы тектонической жизни указанных поясов поднимался в верхние части земной коры базальтовый и ультраосновной материал.

Петрологические исследования ультраосновных и основных пород накладывают существенные ограничения на выводы об их сугубо тектоническом происхождении, а мнение о подавляющем развитии серпентинитового меланжа не подтверждается геолого-петрологическими данными, хотя, в небольших масштабах, в процессе последующих складчатых движений, имело место перемещение отдельных блоков ультраосновных пород на небольшие расстояния.

Практические рекомендации. Исходя из формационного расчленения ультраосновных и основных интрузивных пород и их металлогенических особенностей, рекомендуется:

1) Проведение геолого-разведочных работ на южных частях Восточно-Шоржинского, Джил-Сатанахачского и Караиман-Зодского массивов, представляющих нижние или придонные части, в которых концентрируются наиболее богатые хромом и бедные алюминием рудные тела (магнхромиты), в отличие от сравнительно мелких рудных тел, бедных хромом и богатых алюминием (хромшикотитов и аломохромитов), залегающих в верхних или апикальных частях массивов.

2) Спробование на элементы группы платины дунитовых участков с отбором представительных проб большого веса, а на будущем Шоржинском комбинате, где проектируется дробление дунита (до 800 тыс. т в год) для огнеупорных и др. целей, предусмотреть дополнительный цех по гравитационному осаждению аксессуарных рудных минералов.

3) Проведение геолого-разведочных работ на Центральном-Артаньшском габбровом массиве, вдоль его ЮВ контакта с известняками, с целью выяснения масштаба скарнового оруденения титаномагнетита.

Работы автора по теме диссертации

1. Магнетитизированные ультраосновные породы Армении и их происхождение. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., 1957, т. X, № 1.

2. О некоторых физических свойствах хромшпинелидов Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., 1957, т. X, № 3.

3. О новых минералах в Армении, связанных с ультраосновными породами. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., 1957, т. X, № 4.

4. К петрографии ультраосновных и основных пород Джил-Сатанахачского массива. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., 1959, т. XII, № 3.

5. О явлениях метаморфизма в хромшпинелидах Армении. Зап. Арм. отд. ВМО, 1959, вып. I.
6. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
7. Анортозиты Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов в Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., 1961, т. XIV, №5.
8. Габбро-пегматиты офиолитовой формации Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., 1962, т. XV, №5.
9. О никеленосности и кобальтоносности ультраосновных пород СВ побережья озера Севан. Зап. Арм. отд. ВМО, 1963, вып. 2.
10. Возрастные взаимоотношения пород ультраосновного и основного комплексов офиолитовой формации Армянской ССР. Зап. Арм. отд. ВМО, 1963, вып. 2.
11. Основные черты интрузивного магматизма Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1963, (совместно с Г. П. Багдасаряном и др.).
12. К вопросу о петрографическом составе Кясамянского массива основных и ультраосновных пород Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., 1963, т. XVI, №2.
13. Стадии серпентинизации в ультраосновных породах Армянской ССР. В сб. "Вопросы геологии Кавказа". Изд. АН Арм. ССР, 1964.
14. О случаях нахождения хромитового оруденения среди габбро и лиственитов. Изв. АН Арм. ССР. "Науки о Земле", 1965, т. XУШ, №2.
15. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. В кн. "Геология Армянской ССР". Том III. Петрография. Интрузивные породы. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
16. Хизлевудит из Шоржинского перидотитового массива (Армянской ССР). Докл. АН Арм. ССР, 1966, т. XI II, №2.
17. Асбест. В кн. "Геология Армянской ССР". Том УП. Неметаллические полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
18. Граниты, гранодиориты, диориты, сиениты и др. интрузивные породы. В кн. "Геология Армянской ССР". Том УП. Неметаллические полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1966 (совместно с С. И. Бала-саняном).
19. Никель и кобальт. В кн. "Геология Армянской ССР". Том УП. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1967.
20. Платина и металлы группы платины. В кн. "Геология Армянской ССР". Том УП. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1967.
21. Магний. В кн. "Геология Армянской ССР". Том УП. Металлические полезные ископаемые. Изд. АН Арм. ССР, 1967.

22. Интрузивные комплексы Армянской ССР и их положение в структурно-формационных зонах. В сб. "Магматизм, метаморфизм и метасоматизм". Мат-лы первого регионального петрографического совещ. по Кавказу, Крыму и Карпатам. Изд.ЦК КП Грузии, 1969 (совместно с Б.М.Меликсетяном, Г.А.Казаряном).

23. Некоторые вопросы геологического положения гипербазитов Армянской ССР и перспективы их хромитосности. Докл.АН Арм.ССР, 1969, т. XI IX, №2 (совместно с Г.М.Геворкяном).

24. Акцессорные минералы пород габбро-перидотитовой формации Базумского и Ширакского хребтов (Армянская ССР). Изв.АН Арм.ССР, "Науки о Земле", 1969, т. XXII, №1.

25. К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", т. XXII, №2, 1969.

26. К геохимии формации ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. Зап. Арм.отд.ВМО, 1970, вып.4.

27. Мезозойские и палеогеновые ультраосновные и основные породы. Интрузивы присеванского пояса. В кн."Геология СССР". Том 43. Армянская ССР. Изд."Недра" (совместно с Ю.Л.Костаняном), 1970.

28. Меловые вулканические образования бассейна озера Севан. В кн."Геология Армянской ССР". Том IV. Петрография. Вулканические породы. Изд.АН Арм.ССР, 1970.

29. Геология, рудоносность и минералого-геохимические особенности Амасийского рудного района Армянской ССР. Реферат в Изв. АН Арм.ССР, "Науки о Земле", 1971, т. XXIV, №4. Полный текст в изд. ВИНТИ, 1971 (совместно с В.О.Паронякяном, А.Ш.Матевосяном).

30. Новые данные о вторичном магнетите из ультрабазитов Армянской ССР. Докл.АН Арм.ССР, 1971, т. I II, №4 (совместно с Л.Ф. Борисенко).

31. Интрузивные формации ультраосновных и основных пород офиолитовых поясов Армянской ССР. Докл.АН Арм.ССР, 1972, т. I IV, №2.

32. Магматические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. В сб."Магматические формации кристаллических пород и глубины земли". Тр. IV Всес.петрогр.совещ. Часть II. Изд."Наука", 1972 (совместно с Г.П.Багдасаряном и др.).

33. К геохимии никеля в ультраосновных породах Армянской ССР. Зап.Арм.отд.ВМО, 1972, вып.5.

34. Классификация ультрабазитов Армянской ССР и их номенклатура при детальном расчленении. Зап.Арм.отд.ВМО, 1974, вып.6.

Подписано к печати 16 января 1975 г.
Т-01037. Заказ № 8 Тираж 200.

Ротапринт ИМГРЭ

1699