

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

С. А. ПАЛАНДЖЯН

ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ
И ГАББРОИДОВ СЕВАНСКОГО
ХРЕБТА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1971

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Ս. Ա. ՓԱԼԱՆՋՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՅԻ
ՀԻՊԵՐԱԶԻՏՆԵՐԻ ԵՎ ԳԱՌՐՈՒԴՆԵՐԻ
ՊԵՏՐՈԼՈԳԻԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1971

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

С. А. ПАЛАНДЖЯН

ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ
И ГАББРОИДОВ СЕВАНСКОГО
ХРЕБТА

294

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



Работа посвящена геологическому строению и, главным образом, вещественному составу гипербазитов и габброидов Караиман-Зодского, Кясаманского, Джанахмедского массивов. Геологическое строение офиолитов Севанского хребта рассмотрено на фоне анализа офиолитов Малоазиатского и Армянского нагорий. Охарактеризованы петрография, минералогия, петрохимия и геохимия гипербазитов и габброидов. В последней главе рассмотрены вопросы происхождения ультраосновных и основных пород, на основании анализа собственных и литературных данных делается попытка восстановления истории формирования альпинотипных гипербазитов.

128

В В Е Д Е Н И Е

За последние годы, в связи с расширением работ по изучению глубинного строения Земли и состава подкоровых зон, ультраосновные и основные интрузивные породы различных регионов явились объектами детального геолого-петрографического и минералого-геохимического исследования. Общеизвестно, что альпинотипные гипербазиты служат одним из немногочисленных пока источников информации о составе верхней мантии; изучение вещественного состава этих образований, а также сопряженных с ними габброидов позволяет пополнить наши представления о процессах магмообразования и путях дальнейшей эволюции подкорового магматического материала. Изучение геологического строения и вещественного состава ультраосновных и основных интрузивных пород имеет не только научное, но и практическое значение, поскольку несомненна генетическая связь с ними некоторых полезных ископаемых, имеющих важное народно-хозяйственное значение. За последние два-три десятилетия работами многих исследователей доказана гетерогенность ультраосновных и основных пород и различная металлогенетическая специализация их отдельных петрогенетических типов. Это обстоятельство придает особое значение целенаправленным петрографическим и минералого-геохимическим исследованиям гипербазитов и габброидов.

Предлагаемая работа посвящена изучению геологического строения и вещественного состава гипербазитов и габброидов одного из отрезков офиолитового пояса Малого Кавказа. В основу ее положен фактический материал, собранный автором при полевых исследованиях 1960-1966 гг. на участке юго-западного склона Севанского хребта, ограниченном с востока Зодским перевалом и с запада - меридианом сел.Гейсу. При дальнейших работах автора в 1967-1969 гг. был собран материал по другим массивам северо-восточного побережья оз.Севан; ряд маршрутов был совершен на участки офиолитового пояса, расположенные на территории Азербайджанской ССР - к востоку от Зодского перевала, в район оз.Гейгел, г.Агдаш, верховья р.Калакенд и др. Обработка этого материала показала, что выводы, сделанные автором при исследовании гипербазитов и габброидов юго-восточной части Севанского хребта, в общем справедливы и для всех интрузивов Севанского хребта. В настоящей работе изложен материал автора, относящийся к Караиман-Зодскому

гипербазитовому, Джанахмедскому и Кясаманскому габброидным массивам.

Исследованный район охватывает юго-западные склоны Севанского (Шахдагского) хребта и расположен примерно в центральной части Амасия-Севано-Акеринской офиолитовой зоны Малого Кавказа. Полоса офиолитов к юго-востоку непрерывно прослеживается на территории Азербайджанской ССР в бассейнах рр. Тертер, Акера; крайние юго-восточные выходы известны в районе гор. Джебраил (левобережье р. Аракс). Северо-западное продолжение пояса скрыто под третичными образованиями Арегунийского и Базумского хребтов; крайние западные выходы гипербазитов и габброидов обнажаются в Базумском и Ширакском хребтах (вплоть до границы с Турцией).

Геологическое строение северо-восточного побережья оз. Севан освещено в работах А.С. Гинзберга, К.Н. Паффенгольца, А.Г. Бетехтина, В.П. Ренгартена, Т.Ш. Татевосяна, Ю.А. Арапова, Т.А. Аревшатян, С.Б. Абовяна, П.Л. Епремяна, И.Г. Гаспарян, Г.О. Пиджяна, Г.Г. Саакяна и других исследователей. Начиная с 1960 г. систематическое изучение геологического строения, магматизма и полезных ископаемых северо-восточного побережья оз. Севан проводится коллективом сотрудников Варденисской научно-исследовательской базы ИГН АН Арм. ССР (Г.А. Казарян, Г.С. Арутюнян, А.Г. Кюмджян, Л.С. Меликян, Г.А. Саркисян, С.А. Паланджян). Материалы по петрографическому изучению гипербазитов и габброидов района (описание микроструктур, химические анализы пород, оптические константы минералов) содержатся в работах большинства перечисленных исследователей; специально рассматриваемому вопросу посвящен рукописный труд Т.Ш. Татевосяна. Благодаря наличию этих исследований оказалось возможным сконцентрировать внимание на вопросах интрузивного магматизма района.

Вместе с тем ряд вопросов геологии интрузивных пород, вещественного состава (петро- и геохимических особенностей, состава породообразующих и аксессуарных минералов) до последнего времени был разработан слабо, по некоторым из них в литературе имелись лишь разрозненные сведения. Не нашли удовлетворительного разрешения вопросы формационной принадлежности ультраосновных, основных и более кислых пород офиолитового пояса. Согласно С.Б. Абовяну (1961), интрузивные породы слагают единую габбро-перидотитовую формацию и являются дифференциатами основной магмы; по Т.Ш. Татевосяну, исходная магма гипербазитов и

габброидов имела ультраосновной состав.

Проведенное автором исследование имеет целью восполнить отчасти указанные пробелы и дать по возможности более разностороннюю характеристику интрузивных пород района. В процессе полевых исследований автором было проведено крупномасштабное картирование большей части юго-восточного отрезка Севанского хребта, сопровождавшееся детальным изучением коренных выходов и некоторых искусственных выработок, наблюдениями над контактами, участками взаимопересечений различных интрузивных пород и даек, отбором образцов для петрографического, минералогического и геохимического исследований. Ряд шлифов и других ценных материалов по магматическим породам района передан автору Г.А.Саркисяном и А.Г.Куюмджяном.

Камеральная обработка материала произведена в ИГН АН Арм. ССР и на кафедре петрографии МГУ им.М.В.Ломоносова. При минералогическом исследовании искусственных шлифов и определении оптических констант минералов большую помощь автору оказали Ж.С. Вартазарян и Г.С.Саркисян. Химические и спектральные анализы произведены в соответствующих лабораториях ИГН АН Арм.ССР под руководством А.К.Иваняна, О.А.Бозояна, Г.М.Мкртчяна, а также в лабораториях Армгесуправления. В процессе выполнения работы автор пользовался ценными советами Г.А.Казаряна, Б.М.Меликсетяна, Г.Б.Рудника, С.Ф.Соболева, Л.С.Меликяна, Г.С.Арутюняна. Общее научное руководство работой осуществлялось заслуженным деятелем науки и техники профессором В.С.Коптевым-Дворниковым, повседневную помощь и заботу которого трудно переоценить.

Всем упомянутым товарищам, а также многим другим лицам, помогавшим в исполнении предлагаемой работы, автор приносит свою глубокую благодарность.

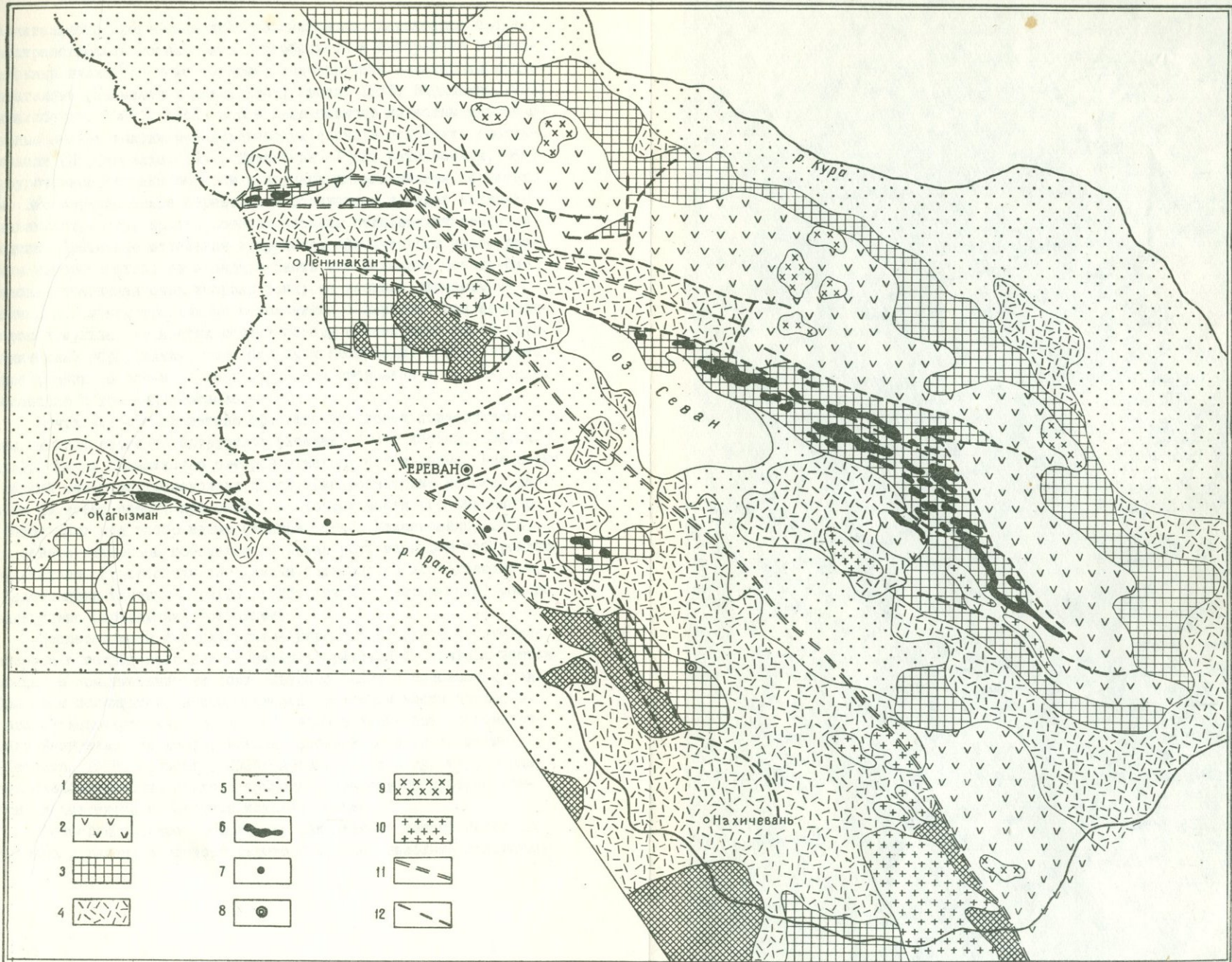
Г. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

Г. Положение района в системе офиолитовых поясов Малоазиатского и Армянского нагорий

Гипербазиты и габброиды Севанского хребта являются составной частью Средиземноморской провинции альпинотипных гипербазитов и габброидов, пояса которых протягиваются вдоль альпийской геосинклинальной системы Евразии от Атлантического океана на западе до Тихоокеанского кольца - на востоке. По территории Советского Союза проходит небольшая часть этих поясов, приуроченных к горному сооружению Малого Кавказа и прилегающим к нему с юга областям (до долины р.Аракс). Согласно большинству исследователей тектонического строения Малого Кавказа (Ренгартен, 1939; Паффенгольц, 1946, 1959; Леонтьев, 1949; Варданянц, 1955; Асланян, 1958; Габриелян, 1959), в рассматриваемой территории выделяются два крупных тектонических комплекса с различной историей формирования (Складчатая зона Армении и Сомхитско-Ганджинско-Карабахская пологоскладчатая зона по К.Н.Паффенгольцу). Наиболее протяженный Амасия-Севано-Акеринский офиолитовый пояс приурочен к Севанскому глубинному разлому (Габриелян и др., 1968), расположенному дискордантно относительно киммерийской Сомхитско-Карабахской пологоскладчатой зоны и отсекающему от нее Кафанский сегмент. Согласно А.А.Габриеляну (1964), этот разлом заложен в верхней пре-нижнем мелу.

Другой офиолитовый пояс в рассматриваемой территории - Вединский - намечается по линии Кагызман-Веди-Айодзорский хребет (Сатиан и др., 1967).

Зона Севанского глубинного разлома, к которой приурочены выходы офиолитов Амасия-Севано-Акеринского пояса, представляет собой синклинорную структуру, развитие которой прослеживается начиная со среднеюрского времени (Шихалибейли, 1966). Геологическое строение синклинория освещено в трудах К.Н.Паффенгольца, В.Е.Хаина, Л.Н.Леонтьева, М.А.Кашкая, Э.Ш.Шихалибейли, А.Т.Асланяна, А.А.Габриеляна, П.Л.Епремяна, В.Л.Егояна, О.А.Саркисяна, К.А.Мкртчяна и многих других исследователей. Синклинорий сложен мощными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными толщами юры, мела и третичного периода. Мезозойский вулканизм зоны имел характер подводных излияний, происходивших на фоне



Фиг. 1. Схема распространения гипербазитов и габброидов на Малом Кавказе (по данным А. А. Габриеляна, Р. А. Аракеяна и др.).

Условные обозначения: возраст структурных этажей: 1—байкальский—варисский (доальпийское основание); 2— $J - Cr_1^{nc}$, 3— $Cr_1^{al} - Cr_2^m$; 4— $Cr_2^d - N_2^2$; 5— $N_2^3 - Q$; 6—интрузивы гипербазитов и габброидов;

7—участки офиолитов, вскрытые скважинами (по Сатиану и др., 1967); 8—галька гипербазитов и габброидов в коньякских конгломератах; 9—мезозойские гранитоиды; 10—третичные гранитоиды; 11—тектонические швы (глубинные разломы, региональные флексуры и т. д.); 12—наиболее крупные дизъюнктивные нарушения.

значительного прогибания дна геосинклинали. Характерна тесная пространственная взаимосвязь гипербазитов и габброидов с мезозойскими вулканогенными толщами, подчеркнутая некоторыми исследователями (Леонтьев и Хаин, 1949; Егоян, 1953; Варданянц, 1955; Шихалибейли, 1966). Вдоль пояса гипербазитов известны многочисленные мелкие выходы метаморфических сланцев основания геосинклинали (Паффенгольц, 1946; Татевосян, 1952; Шихалибейли, 1966), приуроченные главным образом к крупным дизъюнктивным нарушениям. Все перечисленные образования обнажаются в ядрах антиклинальных структур, крылья которых сложены отложениями сенона и эоцена. Третичные отложения в пределах офиолитового пояса развиты не повсеместно; на западную часть его наложена Севано-Ширакская третичная синклинозная зона; на востоке офиолиты частично перекрыты третичными отложениями северного края Кельбаджарской мульды. Во многих местах породы офиолитовой серии (вулканические образования, гипербазиты и габброиды) и метаморфические сланцы по зонам крупных нарушений взброшены и надвинуты на сенонские и третичные отложения.

Почти все исследователи офиолитового пояса подчеркивают многофазное строение интрузивов (Кашкай, 1947; Абовян, 1961 и др.), причем большинство авторов отмечают более раннее внедрение главной массы ультраосновных пород. Гипербазитовые массивы развиты по всему поясу, при этом в восточной части его они резко преобладают над габброидами (Кашкай, 1947; Шихалибейли, 1966); на северо-восточном побережье оз. Севан роль массивов габброидов возрастает. Гипербазиты, по данным большинства исследователей, представлены главным образом гарцбургитами (саксонитами), обычно интенсивно серпентинизированными.

Исследователи Амасия-Севано-Акеринского пояса, касающиеся вопроса о петрогенезисе интрузивных образований, придерживаются мнения о комагматичности всех ультраосновных и основных пород. При этом большинство исследователей армянской части пояса, в которой количественная роль габброидов значительна, рассматривают интрузивы как дифференциаты основной по составу магмы (Лебедев, 1928; Гинзберг, 1929; Абовян, 1961 и другие), тогда как азербайджанские геологи приходят к выводу об ультраосновном (перидотитовом) составе исходной магмы.

Непосредственное продолжение офиолитовых поясов Малого Кавказа к западу и востоку скрыто под более молодыми отложения-

ми, однако их региональный характер несомненен. На территории Турции продолжением Вединского пояса является полоса офиолитов Кагызман-Эрзерум-Эрзинджан; Амасия-Севано-Акеринский пояс, по-видимому, смыкается с офиолитами Понтида. В пределах Армянского и Малоазиатского нагорий пояса офиолитов приурочены ко всем тектоническим зонам - Понтидам, Анатолидам и Тавридам и частично наложены на срединные массивы (Кетин, 1966; Твалчрелидзе, 1964). Перерывы в простираии офиолитовых поясов обусловлены перекрытием их третичными отложениями (местами плиоцен-четвертичными лавами), а не выклиниванием офиолитов. Наиболее полное описание рассматриваемых образований в пределах Анатолии дано Г.Холцером и Г.Колином (Holzer, Colin, 1957), согласно которым в составе офиолитов преобладают гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты. Габброиды присутствуют в виде относительно мелких тел и по возрасту моложе перидотитов. Вмещают интрузивы вулканические породы - спилиты, базальты, андезиты, места метаморфизованные в фации зеленых сланцев.

Вопрос возраста офиолитов Малоазиатского и Армянского нагорий долгое время был дискуссионным; высказывалось мнение о палеозойском и даже докембрийском возрасте всех или части ультраосновных пород (Hessleitner, 1951/52; Helke, 1962 и др.), однако работами большинства исследователей обоснован мезозойский возраст офиолитов как Малой Азии (Arni, 1939; Holzer, Colin, 1957; Petrascheck, 1959; Кетин, 1966; Эрентоз, 1967; Brinkmann, 1968), так и Ирана (Штёклин, 1966). Современные турецкие исследователи (И.Кетин, К.Эрентоз) склонны относить офиолитовую формацию по возрасту к верхнему мелу, однако сам К.Эрентоз приводит пример перекрывания офиолитов туронном, поэтому более справедливым кажется мнение Г.Холцера и Г.Коллина о формировании рассматриваемых образований в промежуток времени между верхней юрой и верхним мелом.

Литературные данные свидетельствуют о том, что офиолиты Малой Азии и Малого Кавказа характеризуются общностью главных особенностей геологического строения, вещественного состава и истории развития. Среди этих особенностей могут быть отмечены:

1. Региональное развитие в виде узких линейных поясов, иногда дискордантных относительно существующей ко времени их заложения тектонической зональности.

2. Синхронность развития в интервале времени верхняя яра - верхний мел.

3. Преобладание среди интрузивных образований перидотитов гарцбургитового состава и развитых по ним серпентинитов при подчиненной роли габброидов, более молодых по возрасту.

4. Постоянная ассоциация интрузивных пород с подводными вулканогенными толщами спилит-диабазовой формации, развитие в офиолитовых зонах метаморфических сланцев, в том числе глаукофановых.

5. Приуроченность офиолитов к зонам долгоживущих глубинных разломов, выраженных в верхних структурных ярусах в виде надвигов и взбросов, по которым офиолиты перемещены в более молодые третичные - отложения, а также частая тектоническая переработанность офиолитов, вплоть до образования смешанных конгломератовидных образований с эффузивным, интрузивным и метаморфическим материалом.

2. Краткий обзор стратиграфии и тектоники

Наиболее древними породами юго-восточной части Севанского хребта являются метаморфические сланцы, вылиненные в виде небольших блоков по разломам в породы досенонской вулканогенно-осадочной толщи и в гипербазиты в бассейне рр.Инакдаг, Караиман, Шишкая, Гейсу. Далее к западу они обнажаются в средних течениях рр.Сатанахач, Памбак, Шмперт, где сланцы вместе с вулканогенными породами и гипербазитами надвинуты на отложения верхнего сенона. Метаморфические породы представлены амфиболитами (местами содержащими до 10-15% граната), горнблендитами, кварцево-сланцевыми, роговообманково-сланцевыми, хлорито-амфиболовыми и серицитовыми сланцами. В верховьях р.Джанахмед нами обнаружен скалистый выход размером 100 x 30 м глаукофановых сланцев, чередующихся с другими разностями метаморфических пород, залегающий среди вулканогенных пород досенонской толщи и ограниченный от последних разломами. Большинство исследователей (Паффенгольц, 1946, 1959; Татевосян, 1952; Епремян; Габриелян, 1959; Меликян) придерживаются мнения о палеозойском возрасте сланцев, рассматривая их как части древнего субстрата региона.

Досенонские (верхнеюрские - верхнемеловые?) отложения представлены вулканогенно-осадочной толщей, вмещающей интрузивы гипербазитов и габброидов. В полосе своего максимального развития между сел. Джанахмед-Шискайя вулканогенно-осадочная толща приурочена к ядру крупной антиклинальной складки, крылья которой сложены породами верхнего сенона. Другим крупным участком развития вулканогенно-осадочной толщи является район верховьев рр. Сатанахач и Таналыг. Породы толщи трансгрессивно перекрыты фаунистически охарактеризованными нижнесенонскими терригенными отложениями.

По вопросу о возрасте рассматриваемой толщи среди исследователей нет единого мнения. К.Н. Паффенгольц (1959), С.Б. Абовян (1961) и некоторые другие авторы рассматривают комплекс эффузивов и подчиненных им осадочных пород вместе с перекрывающими их обломочными образованиями как единую вулканогенно-осадочную толщу нижнесенонского возраста. В.П. Ренгартен (1959) относит к нижнему сенону лишь верхнюю часть этого комплекса, представленную конгломератами (с галькой офиолитов, метаморфических и других пород), пачками известняков, песчаников и мергелей. Отмечая трансгрессивное залегание указанных пород на эффузивах, В.П. Ренгартен рассматривает последние как верхнеюрские образования. Аналогичного мнения придерживается А.Т. Асланян (1958), предполагающий оксфорд-лузитанский возраст вулканогенно-осадочной толщи. Установленное Л.С. Меликяном (1966) тектоническое несогласие между вулканогенной толщей и сенонскими отложениями позволяет считать более обоснованным мнение о досенонском (верхнеюрском - верхнемеловом?) возрасте вулканогенно-осадочной толщи.

В строении участка толщи между меридианами сел. Кясамап - Джанахмед принимают участие диабазы, базальтовые, андезитовые афириты и порфириты, спилиты, туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии, яшмовидные породы, грубозернистые песчаники, алевролиты, линзообразные тела массивных мраморизованных рифовых известняков. Нижняя обнаженная часть толщи на участке между ущельями рр. Буратапа и Гедаквали сложена преимущественно вулканогенными породами среднего состава с подчиненными им прослоями туфоконгломератов, туфов и песчаников. Более верхние (гипсометрически и стратиграфически) части толщи, обнажающиеся в участке поверхности выравнивания и выше, в приводораздельной части Севанского хребта (вплоть до основания сенонских отложений), сложены диабазами, базальтовыми и андезитовыми афиритами и порфиритами с

широким развитием ояшмованных пород и многочисленными выходами рифовых известняков. Диабазы местами обладают шаровой отдельностью с концентрически-скорлуповатым строением шаров.

Характерной особенностью вулканогенных пород толщи является значительное преобладание афировых разностей. Порфириновые структуры наблюдаются редко, мелкие вкрапленники слагают незначительную часть объема пород. Для афировых разностей характерны интерсертальная и пилотакситовая структуры, широко развиты миндалекаменные текстуры. Указанные особенности приближают породы досенонской толщи к спилитовым сериям (Заварицкий, 1961). Среди вулканогенных пород толщи наблюдались также и типичные спилиты с длинными игольчатыми лейстами альбита в хлоритизированной основной массе.

Наличие радиоляритов, спилитов, шаровой отдельности в диабазах, относительно широкое развитие альбитизации и зеленокаменного перерождения, прослой обломочных пород и известняков свидетельствуют в пользу формирования вулканогенно-осадочной толщи в подводных условиях. Особенности вещественного состава, строения и условий образования сближают ее с вулканогенно-осадочными толщами, описанными рядом исследователей в качестве вмещающих гипербазитовые комплексы различных регионов.

Отложения нижнего сенона развиты по всему рассматриваемому району и обнажаются отдельными полосами, вытянутыми в большинстве случаев в северо-восточном направлении. Детальные разрезы отложений коньяка и сантона Севанского хребта приводятся В.П.Ренгартеном (1959), согласно которому эти отложения представлены конгломератами, мергелями, различными песчаниками, известняками, алевролитами, известково-кремнистыми сланцами. Грубообломочные образования широко распространены в средних и верхних течениях рр.Шиская, Гейсу, Караиман, Джанахмед, Агёхуш. Во многих местах конгломераты содержат гальку интрузивных пород; так, в конгломератах устья р.Гейсу части обломки (размером в поперечнике до 50 см) габбро и кварцевых диоритов, в конгломератах среднего течения р.Караиман встречены многочисленные обломки габбро.

Верхнесенонские отложения, широко развитые на северо-восточном побережье оз.Севан, представлены в основном карбонатной фацией и сложены преимущественно мерге-

листы известняками. В восточной части района, в правобережье р.Конгур, некоторое развитие имеют туфогенные песчаники, слагающие нижнюю часть толщи.

Во многих местах в основании верхнесенонских мергелистых известняков наблюдались базальные конгломераты и песчаники. На юго-западном склоне г.Инакдаг эти образования налегают на габбро и вулканогенные породы и содержат их гальку (Паланджян, 1965).

Палеогеновые отложения развиты главным образом западнее сел.Бабаджан и далее по всему Арегунийскому хребту, где представлены вулканогенными, вулканогенно-обломочными, терригенными и карбонатными фациями эоцена (Г.С. Арутюнян). Небольшие выходы среднеэоценовых песчаных известняков, содержащих нуммулитовую фауну, обнажены в юго-восточной части Севанского хребта между селениями Зод и Инакдаг. Положение известняков здесь нарушено разломом, по которому они контактируют с метаморфическими сланцами, спилитами, серпентинитами и габбро, обнажающимися из-под верхнесенонских отложений.

Отложения неогена развиты в восточной части района, в левобережье р.Зод. По данным Л.С.Меликяна (1967), они представлены вулканогенно-осадочной толщей, перекрывающей с угловым несогласием породы сенонского и более древнего возраста.

Сложность тектонического строения территории Севанского хребта нашла свое выражение в различии взглядов по рассматриваемому вопросу. Кардинальным моментом строения области является выделение структурных ярусов и положение в них интрузивных образований. Ряд предыдущих исследователей района (Паффенгольц, 1934, 1959; Татевосян, 1950; Пиджян, 1956; Абовян, 1961 и другие) исходят из представления о согласном геологическом разрезе от начала альпийского геосинклинального этапа до среднего эоцена включительно, в конце которого происходит главная складчатость области. При этом возраст гипербазитов и габброидов определяется как верхнеэоценовый (К.Н.Паффенгольц, С.Б.Абовян) или верхнемеловой (Т.Ш.Татевосян, Г.О.Пиджян). Однако детальные исследования Л.С.Меликяна (1966) показали, что между досенонской вулканогенно-осадочной толщей и сенонскими отложениями существ-

вует как угловое, так и азимутальное несогласие. Указанный автор выделяет на северо-восточном побережье оз. Севан следующие геолого-структурные ярусы:

1. Герцинский (?) - сложен метаморфическим комплексом.
 2. Раннеальпийский - моноклиальный, сложенный вулканогенно-осадочной толщей досенонского возраста, с общим северо-восточным падением (азимут падения $10-20^{\circ}$, $\angle 60-65^{\circ}$).
 3. Среднеальпийский - представленный асимметричными складками северо-западного простирания с более крупными антиклиналями. Охватывает верхнемеловые нормально-осадочные и палеогеновые вулканогенно-осадочные образования.
 4. Позднеальпийский - представлен пологопадающей вулканогенно-осадочной толщей неогена.
- Редкость нахождения слоистых образований в вулканогенно-осадочной досенонской толще затрудняет выяснение ее строения. На участке между сел. Кясаман и Джанахмед нами были замерены в нескольких пунктах элементы залегания толщи. Результаты (азимут падения $350-10^{\circ}$, углы падения от 60° до $80-90^{\circ}$) говорят в пользу моноклиального строения толщи.

Детальное описание пликативных и дизъюнктивных структур юго-восточной части Севанского хребта приведено в работах П.Л. Епремяна, С.Б. Абовяна, Л.С. Меликяна, Г.Г. Саакяна. Основным структурным элементом района является крупная антиклинальная складка среднеальпийского яруса, крылья которой образованы отложениями верхнего сенона, в ядре выходят породы вулканогенно-осадочной толщи с интрузивными массивами - Караиман-Зодским гипербазитовым, Зодским, Джанахмедским и Кясаманским габброидными. Широко развитые дизъюнктивные нарушения представлены главным образом взбросами и зонами надвигов близмеридионального - северо-западного простирания. Взбросовые нарушения, развитые преимущественно по юго-западному крылу антиклинали, приводят в соприкосновение породы офиолитовой серии с верхнесенонскими отложениями; зона надвигов образует полосу, развитую в приводораздельной части хребта, в верховьях рр. Джанахмед, Гедаквали, Караиман, Буратапа, к ней приурочены выходы метаморфических сланцев, полосы конгломератовидных осветлённых серпентинитов, блоковые участки габброидов и спилитов, вклиненные в конгломераты нижнего сенона. Более молодыми являются нарушения северо-восточного простирания, смещающие местами

вышеуказанные северо-западные структуры.

Вопросы структурного положения гипербазитов и габброидов Севанского хребта детально рассмотрены в статье Л.С.Меликяна, С.А.Паланджяна и др. (1967). Характерна пространственная и структурная взаимосвязь рассматриваемых интрузивных пород с образованиями раннеальпийского яруса, их совместное участие в складчатости, сформировавшей более молодые структурные ярусы. Как указывалось, характерно наличие гальки гипербазитов и габброидов в обломочных образованиях основания среднеальпийского яруса. Все эти факты позволяют рассматривать гипербазиты и габброиды как составную часть раннеальпийского - моноклиналиного - структурного яруса и определяют их возраст как досенонский (предположительно в интервале времени верхняя яра-турон). Факты в пользу досенонского (или доверхнесенонского) возраста рассматриваемых интрузивных пород приводятся в работах многих геологов, и в настоящее время большинство исследователей геологии Севанского хребта придерживается этого мнения (Леонтьев и Хаин, 1949; Татевосян, 1950; Егоян, 1953; Книппер, 1964, 1965; Арутюнян, 1967 и другие). Сторонники точки зрения о верхнеэоценовом возрасте гипербазитов и габброидов ошибочно интерпретируют тектонические (взбросовые и надвиговые) контакты интрузивных пород с сенонскими и среднеэоценовыми отложениями, как интрузивные; Л.С. Меликяном показано, что подобное тектоническое перемещение пород офиолитовой серии затрагивает также неогеновую вулканогенно-осадочную толщу.

Третичные интрузивные образования в рассматриваемом районе имеют ограниченное развитие и представлены дайками и небольшими штокообразными телами кварцевых и бескварцевых диорит-порфиритов, мончикитов, керсантитов, габбро-диабазов, секущих отложения верхнего сенона и породы офиолитовой серии. Определение абсолютного возраста собранных автором образцов калий-аргоновым методом, проведенное в Лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Арм.ССР, дало величины возраста в 39 млн.лет (диорит-порфирит) и 41 млн.лет (керсантит), что свидетельствует в пользу их верхнеэоценового возраста. По своему геолого-структурному положению эти породы относятся к среднеальпийскому структурному ярусу. В северо-западной части Севанского хребта развиты небольшие штоки, дайки и силлы габбро, габбро-диабазов, габбро-диоритов среднеэоценового возраста (Арутюнян, 1967).

3. Полезные ископаемые

Металлогенические особенности территории Севанского хребта обусловлены развитием, с одной стороны, пояса ультраосновных и основных пород с характерными для них полезными ископаемыми, с другой стороны – молодого средне-низкотемпературного гидротермального оруденения (Магакьян, 1960).

Полезные ископаемые, связанные с гипербазитами Севанского хребта, наиболее полно описаны в работах С.Б.Абовяна (1961 и др.). Среди них в первую очередь следует отметить месторождения и проявления хромистого железняка, наиболее значительными из которых являются Шоржинская и Джильская группы, приуроченные к дунитовым участкам. В юго-восточной части Севанского хребта проявления хромита приурочены к перидотитам Караиман-Зодского массива (Джанахмедская и Инакдагская группы), представлены мелкими линзо- и гнездообразными телами и не имеют практического значения.

В одном из образцов сильно серпентинизированного дунита Шоржинского массива (из коллекции С.Е.Айвазова) А.Г.Бетехтиным (1932) обнаружена мелкая вкрапленность самородной платины; последующие работы не дали положительных результатов. Перспективы платиноносности ультраосновных пород Севанского хребта до настоящего времени остаются невыясненными.

294 Среди других полезных ископаемых, связанных с гипербазитами рассматриваемого района, можно отметить проявления магнезита (Шоржинское, Джильское, Бабаджанское, Шишкаинское, Гейсуинское, Кясаманское, Инакдагское), асбеста (Даринское проявление амфибол-асбеста, Бабаджанское и Джанахмедское – хризотил-асбеста), талька (в Кясаманском массиве). Из них практическое применение находят магнезитизированные серпентиниты, использующиеся Шоржинским заводом при производстве огнеупорных кирпичей. Участки оталькованных пород обнаружены в последнее время Г.С.Арутюняном в районе сел.Дара (Джил-Сатанахачский массив).

Среди полезных ископаемых гидротермального происхождения, связанных с третичным магматизмом, наиболее значительным объектом является Зодское золоторудное месторождение. По данным Ш.О.Амиряна, Л.С.Меликяна, Г.А.Саркисяна и других исследователей, месторождение представлено несколькими рудоносными зонами



широтного простирания, приуроченными к южному крылу крупной антиклинальной складки среднеальпийского структурного яруса и локализованными в досенонских гипербазитах и габброидах. Характерной особенностью руд является их принадлежность к золото-сульфидным, золото-теллурическим и сурьмяным семействам. Согласно Л.С.Меликяну и Г.А.Саркисяну, возраст оруденения олигоценый.

Другой важной группой гидротермальных месторождений являются ртутные, выявленные и изученные И.Г.Магакьяном, С.С.Мкртчяном, Г.О.Пиджяном, Х.Н.Шагиняном, А.А.Казанчяном и другими исследователями. Пояс ртутных месторождений и рудопоявлений продолжается к востоку на территории Азербайджанской ССР и пространственно совмещен с офиолитовым поясом, однако оруденение значительно моложе офиолитов и сформировалось в мио-плиocene (И.Г.Магакьян, 1960). Большинство ртутных проявлений юго-западной части Севанского хребта локализовано в надвиговой зоне верховьев рек Буратапа-Джанахмед и приурочено к листовитам апосерпентинитового типа (проявления Буратапинское, Кясаманское, Джанахмедское, Перевальное). Наиболее крупное и перспективное - Сариланджское проявление - приурочено к конгломератам нижнего сенона в верховьях р.Агехуш; крайнее восточное - Конгурское проявление - расположено в зоне гидротермально-измененных мергелистых известняков и песчаников верхнего сенона. Проявления относятся к киноварной формации и представлены мелкой вкрапленностью и примазками киновари, являющейся единственным ртутным минералом.

В районе известны также небольшие проявления меди - Гедаквалинское, Джанахмедское и другие, не представляющие в настоящее время промышленного интереса.

П. ГЕОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Анализ геологического строения, петрографии и химизма пород офиолитовой серии Севанского хребта позволяет рассматривать ее как совокупность верхнеюрско-верхнемелового вулканогенно-осадочного, гипербазитового и габброидного интрузивных комплексов. При этом мы придерживаемся понятия о магматическом комплексе, выработанного трудами советских геологов (В.С.Коптева-Дворникова, 1952; Ю.А.Билибина, 1955; Ю.А.Кузнецова, 1964 и других). Удачна формулировка Н.П.Михайлова (1966), согласно которой "под магматическим комплексом понимается конкретная, развитая на определенном участке земной коры естественная ассоциация магматических пород, тесно связанных между собой парагенетическими отношениями и близких друг к другу по возрасту и по геологическим условиям образования". Магматический комплекс включает в себя также гидротермальные образования, связанные с постмагматической деятельностью очага. Под формационным типом понимается "термин, отвечающий абстрактному понятию, в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и могут залегать в различных и зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах" (Кузнецов, 1964).

В современной петрографической литературе термины "офиолиты", "офиолитовая серия" не подразумевают генетического единства, комагматичности спилит-диабазовых толщ, гипербазитов и габброидов, слагающих эти сообщества. Наиболее удачным выражением понятия "офиолитов" нам представляется формулировка В.Н.Довгаль, Ю.А.Кузнецова и Г.В.Полякова (1964) об о ф и о л и т о в о й с е р и и магматических комплексов, представленных ассоциацией спилито-кератофировых, габброидных и гипербазитовых комплексов. Указанные исследователи отмечают, что серии или ряды формаций (комплексов) выделяются в тех случаях, когда "магматические комплексы, принадлежащие к различным формационным типам, оказываются сосредоточенными в одной структурно-фациальной зоне и сближенными по возрасту, причем нередко они обнаруживают общие особенности состава и закономерную направленность в развитии". Повторяемость ассоциации указанных комплексов в эвгеосин-

клинальных прогибах самого различного возраста, приуроченность их к единому структурному ярусу и обычно строго определенное возрастное положение в ранних этапах развития подвижных поясов делает правомерным выделение офиолитовых серий. Оно не противоречит и не подменяет установившегося в петрографической науке понятия о петрогенетической самостоятельности альпинотипных гипербазитов, о различных формационных типах геосинклинальных габброидов.

I. Некоторые вопросы формационной принадлежности интрузивных пород офиолитовой серии Севанского хребта

Интрузивные образования офиолитовой серии Севанского хребта играют существенную роль в геологическом строении района. Они представлены ультраосновными (перидотиты и серпентиниты, при подчиненном развитии дунитов и пироксенитов), основными (различные габбро, реже троктолиты), средними и кислыми (диориты, кварцевые диориты и плагиограниты) разностями. Характерной чертой локализации всех этих пород является часто наблюдаемая их пространственная взаимосвязь, выраженная в приуроченности отдельных габбровых тел к краям гипербазитовых массивов. Во многих участках гипербазитовых массивов, лишенных крупных выходов габброидов, наблюдаются дайки последних. Эта пространственная взаимосвязь, а также наличие постепенных переходов между определенными типами ультраосновных и основных пород послужили основанием для вывода о комагматичности всех гипербазитов и габброидов северо-восточного побережья оз. Севан и их происхождении при дифференциации габбровой (базальтовой) магмы. Между тем уже давно показано, что в одной и той же структурно-фациальной зоне возможно развитие в пространственной взаимосвязи интрузивных и эффузивных комплексов различного формационного типа (Кузнецов, 1964); таким образом, пространственное совмещение различных интрузивных пород не может быть основанием для вывода об их парагенетических взаимоотношениях.

Как анализ литературного материала по гипербазитам и габброидам Амасия-Севано-Акеринского пояса, так и проведенные нами исследования на территории Севанского хребта показывают, что между гипербазитами (догаббровыми ультраосновными породами) и габброидами нет парагенетических отношений и что геологические

условия их формирования в значительной степени были различными. В пользу такого вывода свидетельствуют многие черты геологического строения интрузивных тел, их распределения в пределах офиолитового пояса; несколько забегая вперед, укажем также ряд особенностей вещественного состава — петрографии, химизма пород и минералов (более детально рассмотренных в последующих главах), подтверждающих указанное мнение.

1. Наиболее ранними интрузивными образованиями офиолитовой серии являются гипербазитовые массивы, в большинстве случаев имеющие форму пластообразных или линзообразных тел близширотного простирания. Обращает внимание значительная вытянутость наиболее крупных массивов гипербазитов. Так, Караиман-Зодский массив в пределах территории Армянской ССР имеет длину в 20 км (при максимальной ширине в 4 км) и продолжается к востоку на территории Азербайджанской ССР. Еще более резко выражен линейный характер Джил-Сатанахачского гипербазитового массива, начинающегося у сел. Джил и протягивающегося через Сатанахачский перевал на северо-восточный склон Севанского хребта (до района г. Агдаш); длина массива около 32 км при ширине до 3. Массивы и отдельные выходы гипербазитов развиты относительно равномерно по всему офиолитовому поясу, тогда как габброиды, как было отмечено выше, распределены вдоль пояса неравномерно; если в восточной части пояса их роль незначительна (по данным М.А. Кашкай, 1947, они слагают 15% площади выходов интрузивных пород), то к западу их относительное количество возрастает (согласно Р.К. Гасанову, 1964, на северо-восточных склонах Севанского хребта площадное отношение гипербазитов к габброидам равно 3:1, а для северо-восточного побережья оз. Севан в целом, по данным Г.С. Арутюняна и автора настоящей работы, количественная роль габброидов еще выше). Массивы и выходы габброидов обладают в среднем значительно меньшими размерами, более изометричной формой, причем часто устанавливается разобщенность интрузивов ультраосновного и основного состава (Кашкай, 1952). Перечисленные особенности геологического строения показывают, что при закономерном сочетании гипербазитов и габброидов в пределах единой структурно-формационной зоны сопряженность этих образований в некоторых отдельных интрузивных массивах является в значительной мере случайной, обусловленной локальными факторами, и не может рассматриваться как критерий происхождения из единых магматических

очагов. Важно отметить, что состав гипербазитов, независимо от наличия или отсутствия габброидов, остается удивительно однообразным и по всему поясу близок к гарцбургитовому.

2. Против предположения о габбровом составе исходной магмы, формировавшей рассматриваемые породы, свидетельствует отмеченное выше существенное преобладание гипербазитов над габброидами по офиолитовому поясу в целом. Даже в участке максимального развития габброидов в юго-восточной части Севанского хребта (в интервале Шишкая-Зодский перевал) обнаженная площадь габброидов составляет 21 км^2 , гипербазитов - 25 км^2 ; при этом, как показывает анализ геологической карты, значительная часть массива гипербазитов скрыта под четвертичными отложениями. Исследователями азербайджанской части пояса было высказано мнение о происхождении всей ассоциации интрузивных пород при дифференциации ультраосновной магмы (Кашкай, 1947; Гасанов, 1964); однако такому толкованию противоречит крайне слабая дифференцированность преобладающих пород - гипербазитов, а также отмеченные выше особенности состава, строения и размещения интрузивов.

3. В пользу петрогенетической самостоятельности гипербазитов и габброидов свидетельствует более молодой возраст габброидных массивов. В случае дифференциации в глубинном магматическом очаге исходной магмы (основного или ультраосновного состава) более верхние части очага были бы заняты менее основным по составу материалом, который при опорожнении очага интродировал бы в наиболее раннюю фазу.

4. Одним из наиболее существенных доводов сторонников комагматичности ультраосновных и основных пород являются постепенные переходы между ними, описанные для Шоржинского и Джил-Сатанахачского массивов (Гинзберг, 1929; Абовян, 1961). Наши наблюдения показали, что постепенные взаимопереходы существуют лишь между троктолитами такситового типа и связанными с ними фациально анортозитами, с одной стороны, и полевошпатовыми ультраосновными породами (содержащими локальные участки бесполевошпатовых разновидностей), с другой. Характерна тесная пространственная взаимосвязь троктолитов с полевошпатовыми разновидностями ультраосновных пород, отчетливо выраженная во всех участках их развития - в восточном краю Шоржинского массива, западнее сел. Артаниш, в верховьях рр. Памбак и Дара (Джил-Сатанахачский массив). Внутри лейкократовых габбро Кясаманского массива наблюдаются шпировые вы-

деления пироксенитов диопсидитового состава; с лейкократовыми габбро Кысамана и Гейгельского массива (верховья р. Шамхор) ассоциируют секущие их перидотиты верлитового состава, содержащие интерстиционный гроссуляр. Эта ассоциация лейкократовых пород основного состава (троктолитов, лейкократовых габбро) с перидотитами главным образом верлитового состава, содержащими плагиоклаз и гроссуляр, является более поздней по отношению к гипербазидам гарцбургитового состава и относится ко второй фазе габброидного комплекса (Паланджян, 1965, 1969). Таким образом, постепенные взаимопереходы в отдельных случаях наблюдаются лишь между ультраосновными и основными породами габброидного комплекса, гипербазиты же гарцбургитового состава во всех случаях являются более ранними образованиями относительно габброидов.

5. Ультраосновные породы массивов, сформировавшиеся до внедрения габброидов, по своему петрографическому составу, петрохимическим и геохимическим особенностям относятся к гипербазитовому формационному типу и могут рассматриваться как продукты кристаллизации первичной ультраосновной магмы гарцбургитового состава.

6. Отсутствие интрузивных взаимоотношений гипербазитов с вмещающими вулканогенными образованиями и контактового воздействия на них, постоянная тектоническая нарушенность пород контактовой зоны гипербазитовых тел свидетельствуют в пользу их аллохтонности, перемещенности из более глубоких горизонтов земной коры. О кристаллизации гипербазитов при относительно высоких давлениях, на больших глубинах говорят особенности состава минералов и их парагенезис (отсутствие ассоциации оливин-анортит, глиноземистый характер энстатитов). Вместе с тем геолого-петрографическое изучение массивов габброидов показывает, что они кристаллизовались на месте своего современного залегания в пределах вулканогенно-осадочной толщи, в условиях малых глубин. Таким образом, гипербазиты и габброиды являются образованиями различных фаций глубинности.

Указанные черты геологического строения и вещественного состава интрузивных пород позволяют нам выделить предшествующие габброидам ультраосновные породы в самостоятельный гипербазитовый интрузивный комплекс.

Формирование комплекса габброидов, как показало изучение

Кясаманского и Джанахмедского массивов, происходило в три фазы интрузивной деятельности, сопровождавшиеся жильно-магматическими породами. Не останавливаясь на обосновании последовательности формирования пород (приведенном при дальнейшем изложении), отметим, что исследования, проведенные в юго-восточной части Севанского хребта, позволяют нам предложить следующую схему развития интрузивного магматизма офиолитовой серии (табл. I).

Таблица I

Интрузивные комплексы	Фазы внедрения	Интрузивные породы	Жильные породы
Гипербазитовый		Гарцбургиты с подчиненными количествами дунитов, лерцолитов и верлитов	Отсутствуют
Габброидный	I	Нормальные габбро, места сильно уралитизированные; габбро-нориты; роговообманковые и роговообманково-пироксеновые микрогаббро	Габбро-порфиры, беербахиты, роговообманковые и оливковые габбро, габбро-диориты
	II	Лейкократовые габбро	Пироксениты, верлиты и анортозиты
	III	Плагιοграниты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты	Микроплагιοграниты, плагιοгранит-порфиры, плагιοалиты

В таблице 2 дана сравнительная характеристика массивов гипербазитов и габброидов, здесь суммированы данные по их геологическому строению и петрографическим типам пород.

При попытке установления формационной принадлежности габброидов Севанского хребта возникает некоторая неопределенность. Несомненно принадлежность этого комплекса пород к габбро-плагιοгранитной группе магматических формаций, выделяемых Ю.А.Кузнецовым (1964). При этом главные петрографические типы пород, слагающие массивы этого комплекса, характерны как для габбро-плагιοгранитного, так и для габбро-пироксенит-дунитового формационного типов. Дуниты среди пород габбрового комплекса северо-восточного побережья оз.Севан нами не наблюдались; однако, по описанию Р.Н.Абдуллаева и Г.И.Керимова (1964), на северо-восточном

Сравнительная характеристика гипербазитового и габброидного интрузивных комплексов юго-восточной части Севанского хребта

	Гипербазитовый комплекс	Габброидный комплекс
Структуры, контролирующие интрузивную деятельность	Севанский глубинный разлом, контролирующий синхронный базальтоидный вулканизм (спилит-диабазового формационного типа)	Тот же глубинный разлом, обновленный. Некоторые массивы габброидов приурочены к краевым частям гипербазитовых массивов
Фазность	Однофазные массивы	Трехфазное внедрение
Степень однородности пород	Гипербазитовый материал высокой степени однородности гартбургитового состава	Породы каждой интрузивной фазы обладают специфичным составом: I фаза - мезо- и меланократовые габброиды; II фаза - лейкократовые габбро; III фаза - плагиограниты, кварцевые диориты и пр.
Роль эндоконтактных фаций	В эндоконтактах массива имеют совершенно подчиненное развитие верлиты, лерцолиты, возникшие в результате слабо проявленных явлений дифференциации	Породы эндоконтактной фации широко развиты в первой (меланократовые микрогабро, кварцевые офитовые габбро) и третьей (диориты, габбро-диориты) интрузивных фазах

	Гипербазитовый комплекс	Габброидный комплекс
Жильная серия	Собственная жильная серия отсутствует; внутри гипербазитового массива развита наложенная жильная серия габброидного комплекса, иногда интенсивно метаморфизованная (хлограпиты)	Каждая интрузивная фаза сопровождается собственной жильной серией: I - оливиновые и роговообманковые габбро, габбро-порфиры, габбро-диориты; II - верлиты, диопсидиты, анортозиты; III - плагиогранит-порфиры, микроплагиограниты, плагиоаплиты
Глубина формирования	Кристаллизация в абиссальных условиях, внедрение в приповерхностные участки по разломам в серпентинизированном виде	Малые глубины
Изменение вмещающих пород, связанное с собственным интрузивным процессом	Отсутствует	Местами слабое ороговикование вмещающих эффузивов, эпидотизация в экзоконтактах плагиогранитов
Наложённые процессы	Образование энстатитов при высокотемпературном кремнекислом автометасоматозе; массовая серпентинизация; лиственизация по зонам разломов в связи с гидротермальной деятельностью третичных гранитоидов	Автометасоматические уралитизация и пренизация габбро, эпидотизация плагиогранитов

склоне Севанского хребта, в верховьях р.Чатиндара, габброиды сескуются несколько более поздними перидотитами (лердолитами и верлитами), а также пироксенитами и дунитами; эти последние по своему геологическому положению относятся к габброидному комплексу.

Согласно Ю.А.Кузнецову (1964), "главным отличием габбро-плагиогранитного формационного типа от габбро-пироксенит-дунитового по-видимому, нужно считать отсутствие или ничтожное развитие ультраосновных пород и вместе с тем большую роль гранитоидных и гибридных диоритовых пород". Проведенный нами подсчет относительной распространенности различных типов пород габброидного комплекса дал следующие цифры: габбро и жильные породы первой фазы - 84%, лейкократовые габбро - 3%, пироксениты и перидотиты - 2%, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты и жильные породы соответствующего состава - 11%. Таким образом, бросается в глаза резкое преобладание габбровых пород первой интрузивной фазы, а также более широкое развитие средних и кислых пород по сравнению с ультраосновными производными. Приведенные цифры характеризуют территорию юго-восточной части Севанского хребта на отрезке Шиска-Зодский перевал; как показывают данные С.Б.Абовяна, Р.К.Гасанова, Г.С.Арутюняна, для всей территории Севанского хребта роль средних и кислых пород еще более значительна. Эти соображения позволяют отнести большую часть пород габброидного комплекса к габбро-плагиогранитному формационному типу. Вместе с тем участие в строении массивов комплекса ультраосновных пород, характерных для габбро-пироксенит-дунитовых формаций (пироксенитов и перидотитов с моноклинным пироксеном, плагиоклазовых перидотитов и других промежуточных пород, дунитов), а также особенности петрохимической эволюции и изменения состава главных породообразующих минералов позволяют предполагать наличие здесь также габбро-пироксенит-дунитового формационного типа. Окончательное решение вопроса возможно только при суммировании материала по габброидам всего офиолитового пояса с расчленением ультраосновных пород на гипербазиты (догаббровые) и производные комплекса габброидов. Необходимо отметить, что исследователи магматизма Азербайджанской ССР, кроме дунит-перидотитовой формации (в которую включены некоторые габброиды), выделяют также пироксенит-габбровую (Абдуллаев и др., 1967).

С вопросом выделения комплексов связаны также названия интрузивных массивов. С.Б.Абовяном на территории юго-восточной

части Севанского хребта выделены Кясаманский перидотито-габбровый и Караиман-Зодский габбро-перидотитовый массивы. Однако представляется нецелесообразным объединение в один массив групп пород различной формационной принадлежности. В дальнейшем изложении употребляются следующие названия массивов: 1. Караиман-Зодский гипербазитовый массив; 2. Зодский габбровый массив; 3. Джанахмедский габбровый массив (указанные три массива в совокупности соответствуют Караиман-Зодскому габбро-перидотитовому массиву по С.Б.Абовяну). Пространственно тесно взаимосвязанные интрузивные породы, обнажающиеся к северу от сел. Кясаман (габбро, кварцевые диориты, перидотиты, пироксениты), для которых устанавливаются парагенетические связи, объединены в Кясаманский массив габброидов.

2. Гипербазитовый интрузивный комплекс

На территории юго-восточной части Севанского хребта наиболее крупным выходом пород гипербазитового комплекса является Караиман-Зодский массив. Большинство мелких выходов гипербазитов, по-видимому, являются тектоническими клиньями и перемещенными частями более крупных тел, не обнаженных на современном эрозионном срезе.

В плане Караиман-Зодский массив имеет вытянутую форму и протягивается на территории Армянской ССР с перерывами почти на 20 км. в близширотном направлении, переходя к востоку на территорию Азербайджанской ССР. Вмещающими породами являются вулканогенные образования досенонской (верхнеюрской-верхнемеловой) толщи. Многочисленные наблюдения над контактами гипербазитового массива с вулканогенными породами показывают, что нигде не устанавливается пересечения гипербазитами слоистости вмещающей толщи, отсутствуют апофизы гипербазитов во вмещающих породах. Эти наблюдения свидетельствуют в пользу согласного залегания гипербазитового массива во вмещающих образованиях. Подтверждением такого вывода является также совпадение простирания полосчатости гипербазитов (с резко выраженным максимумом азимутов простирания в $270-280^{\circ}$) и элементов залегания досенонской толщи (азимуты простирания $260-280^{\circ}$). При этом в контактах ультраосновных пород с вмещающими эффузивами почти повсеместно наблюдается рассланцевание, иногда дробление, местами к таким участ-

кам приурочены листвениты. Особенно четко тектоническая переработка, "сорванность" контактов гипербазитов с образованием зеркал скольжения наблюдается в участках, вскрытых искусственными выработками. Местами в контактовой зоне ультрабазиты превращены в тектоническую глинку, в которой сохранились округлые обломки серпентинитов.

Значительная вытянутость гипербазитового массива при согласном залегании с вмещающими образованиями позволяет предполагать его пластообразную или линзообразную форму, характерную для большинства гипербазитовых массивов геосинклинальных областей.

Детальное петрографическое изучение Караиман-Зодского массива показало, что не менее 95% его площади сложено в различной степени серпентинизированными гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами. Другие разности ультраосновных пород - дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты - обладают незначительным развитием. Серпентинизированные гарцбургиты распространены по всему массиву и выходят главным образом в наиболее возвышенных участках, однако в долине р.Инакдаг наблюдается обратная картина: гарцбургитами сложен левый борт ущелья реки, а севернее гипсометрически выше расположенные части массива сложены серпентинитами.

Гарцбургиты представлены темно-серыми до черных массивными среднезернистыми породами. На выветрелой поверхности, имеющей буроватый оттенок, хорошо заметны кристаллы ромбических пироксенов, расположенные в породе довольно равномерно. Реже встречаются полосчатые разности гарцбургитов, в которых выделения ромбического пироксена расположены цепочками и образуют взаимопараллельные полосы. Преобладающее широтное направление полосчатости хорошо согласуется с близширотной вытянутостью гипербазитового массива.

Дуниты встречены в виде полос и линзовидных тел внутри гарцбургитов к северо-западу от сел. Джанахмед и в районе Зодского месторождения. Выходы дунитов мелкие, обычно не превышают в длину нескольких метров и редко достигают 10-15 м. В связи с небольшими размерами оценка площади распространения дунитов затруднительна, по-видимому, ими сложено не более 1% площади Караиман-Зодского массива. Морфологически выходы дунитов ничем не

выделяются. От гарцбургитов они отличаются буровато-желтым цветом, в свежем изломе дуниты очень темные до черных, с оливковым оттенком. Контакты между дунитами и гарцбургитами обычно резкие, однако часто встречаются переходные разности с постепенным увеличением содержаний ромбического пироксена. В участках развития полосчатых гарцбургитов дуниты образуют полосы, протягивающиеся параллельно полосчатости. Эти факты говорят о шлировом характере дунитов и позволяют предполагать одновременно их образование с гарцбургитами.

Наличие лерцолитов макроскопически не устанавливается. Присутствие их констатировано при микроскопическом изучении шлифов к востоку от сел. Инакдаг, в южной эндоконтактной части массива. Здесь площадь выходов лерцолитов не превышает, по-видимому, нескольких десятков квадратных метров.

Верлиты развиты в 1 км к востоку от сел. Караиман, в эндоконтактной части массива. Верлиты обладают различными цветами — от зеленоватых до зеленовато-черных, в зависимости от содержания моноклинного пироксена. Они характеризуются полосчатыми текстурами, обусловленными чередованием полос, сложенных бутылочно-зеленым диопсидом, и черных серпентиновых полос. К северу верлиты сменяются апогарцбургитовыми серпентинитами. Переход от серпентинитов к верлитам (в которых оливин совершенно серпентинизирован) совершается постепенно (однако на небольшом протяжении), путем появления моноклинного пироксена и дальнейшего увеличения его содержаний в сторону южного контакта массива, благодаря чему встречаются породы с самым различным содержанием диопсида — от 10–15% до 90–95%, когда порода становится уже диопсидитом. Диопсид развит весьма неравномерно, часто даже в пределах небольших обнажений.

Среди гипербазитов встречаются тела неправильной формы (иногда овальные, линзовидные, жилообразные) пироксенитов (энстатититов, бронзититов и вебстеритов), представленных крупно- и гигантозернистыми породами серо-зеленого и бурого цвета и сложенными крупными кристаллами (размером до 3 и более сантиметров) ромбического пироксена с подчиненным количеством диопсида. Небольшое содержание оливина устанавливается под микроскопом. Размеры наиболее крупных пироксенитовых тел не более десяти метров (обычно несколько метров). Контакты их с перидотитами резкие. Пирок-

сенитовые тела наиболее развиты в участке гипербазитового массива, расположенном между рр.Гедаквали и Джанахмед, к северу от дороги Караиман-Джанахмед, где они приурочены к центральным частям массива. Здесь устанавливается связь пироксенитов с участками дробления гипербазитов. В 1,5 км к северо-западу от с.Джанахмед раздробленные дуниты сцементированы почти мономинеральным энстатитом. Обломки дунита имеют сигарообразную форму и ориентированы в одном направлении; длина их до 10 см, в поперечном сечении они округлые или слабо угловатые. Толщина "сигар" дунита до 3-4 см. В отдельных местах наблюдаются извилистые прожилки энстатита, пересекающие перидотиты; иногда прожилки разветвляются и быстро выклиниваются. Во всех перечисленных случаях пироксениты образовались, несомненно, позже перидотитов.

Наряду с описанными пироксенитами в 4 км восточнее сел.Инакдаг, в южном краю массива, встречены энстатиты, связанные с гарцбургитами постепенными переходами. Здесь гарцбургиты и лерцолиты, постепенно обогащаясь ромбическим пироксеном, переходят в энстатиты. Далее к югу содержание энстатита несколько падает, однако и в этом участке гарцбургиты значительно богаче ромбическим пироксеном, чем в центральной части массива.

Приведенные данные показывают, что при общей однородности массива и гарцбургитовом составе подавляющей части слагающих его пород наблюдаются локальные явления дифференциации, выраженные в появлении мелких участков фациальных дунитов (преимущественно в центральных частях массива), лерцолитов, верлитов и пироксенитов (вдоль южного края).

Серпентинизация гипербазитов развита очень широко. Серпентиниты слагают более 70% обнаженной площади Караиман-Зодского массива; остальная часть сложена в различной мере серпентинизированными гипербазитами. Серпентинизация развита очень неравномерно, и даже внутри одного образца можно найти участки различной стадии изменений.

При полевом и микроскопическом изучении гипербазитов четко устанавливается, что процессам серпентинизации предшествует дробление и катаклиз гипербазитов, проявленные в самых различных масштабах. Наиболее ранним проявлением серпентинизации являются сетки тонких прожилков хризотила, развитые повсеместно и наложенные на все участки гипербазитов. В процессе геологического

картирования выяснилось, что не устанавливается связи между участками развития массовой хризотилизации гипербазитов с массивами габброидов или других более поздних магматических образований, а также с зонами тектонических нарушений.

При дальнейшем развитии серпентинизации происходит неоднократное дробление породы, свидетельством чего служат плотные, массивные серпофиты в трещинах, антигоритовые прожилки, часто взаимопараллельные, пересекающие участки с хризотилом. Устанавливается преимущественная приуроченность хризотил-антигоритовых и антигоритовых серпентинитов к тектонически нарушенным эндоконтактовым частям гипербазитового массива, а также к зонам дробления внутри него. Обращает внимание также интенсивное развитие антигоритовых серпентинитов в тектонически нарушенных зонах гипербазитов, окружающих секущие их дайки габброидов. В таких участках дайки разбиты на отдельные части, будинированы, а вмещающие их серпентиниты интенсивно рассланцованы. Именно в участках развития габброидных даек в серпентинитах наблюдаются частые прожилки тонковолокнистого хризотил-асбеста; наиболее развиты они в участке гипербазитового массива между долинами рр. Джанахмед и Гедаквали, где локализовано и Джанахмедское асбестовое проявление.

Приуроченность гипербазитового массива к зоне глубинного разлома, движения по которому происходили в течение многих геологических эпох, явилась причиной широкого развития более молодых дизъюнктивных нарушений, в значительной степени изменивших первоначальные взаимоотношения интрузивных пород с вмещающими и перекрывающими отложениями. В южных - юго-западных краях Карайман-Зодского массива гипербазиты взброшены и приведены в контакт с перекрывающими их отложениями верхнего сенона; в районе верховьев р. Джанахмед узкая и длинная полоса гипербазитов надвинута на габброиды. Внутри гипербазитового массива эти нарушения проявлены в виде широких и протяженных зон дробления и милонитизации серпентинитов, развитых главным образом восточнее сел. Инакдаг.

По разломам, смещающим краевые части гипербазитового массива (а местами по нарушениям внутри массива), развиты листвениты. Последние локализованы в дизъюнктивных нарушениях, смещающих отложения до среднего эоцена включительно; таким образом, формиро-

вание лиственинов является результатом постмагматической деятельности послесреднеэоценового магматизма. Однако их постоянная пространственная взаимосвязь с ультраосновными породами, которые явились исходными породами, позволяет рассматривать лиственины как составную часть гипербазитового комплекса. Лиственины Севанского хребта описаны в трудах А.Г.Бетехтина, М.А.Кашкая, Т.Ш.Татевосяна, С.Б.Абовяна, Г.Г.Саакяна, Г.А.Саркисяна, Г.С.Арутюняна и других исследователей. Не останавливаясь на истории развития взглядов на их генезис, кратко рассмотрим некоторые особенности морфологии и пространственного распределения, изложенные в работе Л.С.Меликяна, С.А.Паланджяна и др. (1967).

В пределах зон крупных тектонических нарушений лиственины образуют крутопадающие (в пределах взбросов) и пологопадающие (в надвиговых зонах) линейно-вытянутые линзообразные и жилообразные тела. Восточнее сел.Караиман лиственины представлены жилообразным телом длиной около 400 м и мощностью 5-10 м, вытянутым исключительно прямолинейно. В местах пересечения контролирующего их северо-западного нарушения поперечными северо-восточными разломами наблюдаются раздувы листвениновых жил и резкое изменение их простирания на северо-восточное. Близширотные и северо-западные нарушения, к которым приурочены лиственины, тянутся отсюда с перерывами до сел.Инакдаг и далее к востоку - юго-востоку. Местами в участках, прилегающих к зонам разломов, на некотором удалении от лиственинов локализованы дайки диорит-порфиритов верхнеэоценового комплекса. Такая картина наблюдается в 1,5 км к западу от сел.Джанахмед, в 1 км к северо-востоку от сел.Инакдаг.

Переходы лиственинов в серпентиниты обычно постепенные, через промежуточные кварц-карбонатные породы. Иногда в лиственинах наблюдаются реликты слабо переработанных серпентинитов. Верхнесенонские известняки под воздействием лиственинизирующих растворов местами перекристаллизованы, иногда слабо пиритизированы и обохрены.

3. Габброидный интрузивный комплекс

Интрузивные породы габброидного комплекса, в отличие от гипербазитов, образуют сравнительно небольшие куполовидные, пластовые и дайкообразные тела, наиболее крупные из которых имеют многофазное и многофациальное строение. Ниже будут кратко опи-

саны наиболее крупные массивы габброидов - Кысаманский и Джанахмедский, сложенные габброидами и глагиогранитами трех фаз внедрения и сопровождающиеся жильно-магматическими породами, которые подразделены нами на три группы, связанные соответственно с тремя интрузивными фазами.

В силу ряда особенностей распределения и морфологии жильных пород предлагаемое подразделение в некоторой степени условно. Дайки габброидного комплекса относительно малочисленны и не имеют значительной протяженности. Следует отметить, что не наблюдается взаимопересечений даек различного состава, в участках развития даек какой-либо одной группы (например, габбрового состава) другие по составу дайки не наблюдаются. В основу разделения жильных пород на группы положен принцип их пространственной связи с интрузивными породами различных фаз и их петрографической близости. Так, дайки габбро, габбро-пегматитов, габбро-порфиритов, оливиновых габбро в подавляющем большинстве случаев расположены в интрузивных породах первой фазы внедрения или локализованы вблизи последних; такая же связь наблюдается между дайками плагиоаплитов, плагиогранит-порфиритов с интрузивами плагиогранитов. В обоих случаях наблюдается близость минерального и химического состава даек с соответствующими интрузивными породами.

В противоположность этому, большинство жильных пород, связанных со второй интрузивной фазой (лейкократовыми габбро Кысаманского массива), имеет резко отличный от интрузивных пород состав и представлено верлитами и пироксенитами. Здесь же широко развиты анортозиты; отметим, что дайки пироксенитов и анортозитов встречаются также в пространственной связи с габбровыми породами первой интрузивной фазы (Джанахмедский массив); однако это обстоятельство еще не может быть основанием для выделения двух генераций пироксенитов и анортозитов, и эти породы мы рассматриваем как жильно-магматические образования второй интрузивной фазы.

Джанахмедский массив, обнажающийся к северу от сел. Джанахмед, является наиболее крупным. Обнаженная часть интрузива имеет длину в 5 км при ширине около 2 км. Несколькими западнее, между нижними течениями рр. Кариман и Гедаквали, наблюдаются небольшие выходы уралитизированных габбровых пород, отделенные от Джанахмедских выходов четвертичными отложениями.

ми и вулканогенными породами досенонской толщи; эти выходы являются, по-видимому, выступами более крупного тела и на глубине соединяются.

Джанахмедский габбровый массив в значительной своей части сложен породами главной интрузивной фации, представленными мезократовыми среднезернистыми габбро с массивной текстурой, равномернозернистого сложения. Породы эндоконтактной фации Джанахмедского массива представлены роговообманковыми, роговообманково-пироксеновыми микрогаббро и офитовыми габбро, связанными постепенными переходами с породами главной интрузивной фации. Роговообманковые и роговообманково-пироксеновые микрогаббро слагают северо-западную часть Джанахмедского массива; микроскопически это меланократовые темно-серые средне-мелкозернистые породы, часто с полосчатым расположением цветных минералов. Иногда прожилки горнблендитов, сложенные магматической бурой роговой обманкой, пересекают полосчатость в габбро.

Северные и северо-западные части массива на контактах с ультраосновными породами гипербазитового комплекса сложены габбровыми породами с офитовой и габбро-офитовой структурами. Зона офитового габбро имеет небольшую ширину (до 100 м) и постепенно переходит в породы с габбровой структурой. Макроскопически офитовые габбро почти не отличаются от габбро главной интрузивной фации.

В южной и юго-восточной частях массива, в непосредственном контакте с вулканогенными породами досенонской толщи, текстура габбро становится такситовой, появляются скопления лейкократовых и цветных минералов. В таких участках довольно широко развиты фациальные габбро-пегматиты, образующие тела различных размеров — от сантиметров до нескольких метров в поперечнике, часто вытянутые согласно контактовой линии.

Габброиды Джанахмедского массива в большей части своей обнаженной площади интенсивно уралитизированы, этот процесс наиболее развит в периферических участках массива, преимущественно в разностях с офитовой и габбро-офитовой структурами, и наложен также на микрогаббро эндоконтактной фации. Другим постмагматическим изменением габбро, развитым очень широко в пределах Джанахмедского массива, является прениитизация. Особенно интенсивно прениитизированы опять-таки эндоконтактные части тела. Изучение прениитизированных участков показывает, что этому процессу предшествует дроб-

ление породы. Наиболее интенсивная пренинизация приурочена к тектонически нарушенным зонам, в частности, к некоторым частям контактов габбро с гипербазитами. Иногда встречаются почти номинеральные метасоматические прениновые жилы мощностью до 1,5-2 м, залегающие в габбро или на контакте их с гипербазитами.

Джанахмедский габбровый массив с востока и запада контактирует с породами досенонской вулканогенно-осадочной толщи. С севера и юга он ограничен ультрабазитами, в северо-восточной части габбровые породы уходят под осадочные образования нижнего сенона. Контакты габбро с досенонскими вулканогенно-осадочными образованиями интрузивные, в пользу чего говорят апофизы габбро во вмещающих породах, появление в эндоконтактных участках габбро офитовой структуры, такситовых текстур, шлировых выделений минералов, фациальных габбро-пегматитов. Обычно в контактах с габбро вулканогенные породы раздроблены и пронизаны многочисленными прожилками карбонатов; лишь в редких случаях при микроскопическом изучении устанавливается их слабое ороговикование.

Пологие контакты с вмещающими породами, широкое развитие в эндоконтактных частях массива офитовых структур, интенсивная уралитизация и пренинизация свидетельствуют о том, что мы имеем дело с апикальными частями габбрового интрузива.

Взаимоотношения габбро с породами гипербазитового комплекса удалось наблюдать лишь в немногих местах, т.к. их контактовые части обычно задернованы. В обнаженных участках, а также в контактах габбро с гипербазитами, вскрытых канавами (в 2 км к северу от сел. Джанахмед, в верховьях правых притоков речки), наблюдалось дробление обоих пород и зеркала скольжения в серпентинитах, что говорит о нарушенности контактов позднейшими тектоническими движениями. Более поздний возраст габбро устанавливается пересечением гипербазитов жильной серией габбро, появлением в габбро на контактах с гипербазитами пород эндоконтактной фации офитовых габбро, микрогаббро, а также приуроченностью габбровых тел к краям гипербазитового массива. Нами встречены ксенолиты серпентинитов в габбро в 1 км к юго-востоку от с. Караиман, в северо-западной части Джанахмедского массива (район выс. 2593 м), в среднем течении правой составляющей р. Джанахмед. Размеры ксенолитов от 0,5x1 м до десяти метров; серпентиниты в ксенолитах оталькованы.

К жильным породам первой интрузивной фазы мы относим дайкообразные тела оливиновых габбро, нормальных габбро, габбро-порфиритов, роговообманково-пироксеновых габбро, габбро-диоритов, в большинстве случаев локализованных в габбровых породах первой интрузивной фазы, а также пересекающих гипербазиты в участках, близких к интрузивам габбро. Для всех этих жильных тел отмечается невыдержанность по простирацию. Лишь отдельные дайки габбро-порфиритов, секущие серпентиниты, достигают в длину первых сотен метров; обычно же длина даек до 20-30 м, каковые-либо контактовые воздействия на вмещающие габбро не установлены. Кроме перечисленных жильных пород, в габбро Джанахмедского массива довольно широко развиты дайкообразные тела габбро-пегматитов. С.Б.Абовян (1962) и Р.К.Гасанов (1963) выделяют среди габбро-пегматитов два морфо-генетических типа: шлировые и жильные. Большинство габбро-пегматитов Джанахмедского массива, по нашим наблюдениям, являются фаціальными, непрерывными и связаны с габбро постепенными переходами. Размеры их обычно небольшие - не более 10-15 м в поперечнике.

Характерной особенностью большинства жильных тел является интенсивная уралитизация и пренигитизация, особенно широко развитые в дайках, локализованных в гипербазитах. Часто эти дайки расчленены тектоническими нарушениями, местами наблюдается растаскивание, будинаж даек с рассланцеванием серпентинитов. По дайкам габброидов, локализованным в серпентинитах, местами развиваются гранат-пироксеновые, гроссуляровые, хлорит-гроссуляровые породы, относящиеся к группе хлограпитов (Н.Д.Соболев, 1959²).

К я с а м а н с к и й м а с с и в расположен в 1,5 км севернее с.Кясаман. Массив состоит из двух частей: кроме основной, большей части, имеется еще второй, относительно небольшой выход интрузивных пород, расположенный северо-восточнее. Между ними полоса досенонской вулканогенно-осадочной толщи шириной в 600-700 м. Длина главного массива около 4 км при максимальной ширине в 2,5 км. Размеры второго тела 2x1 км. В плане массив имеет неправильную форму при общей северо-восточной вытянутости.

В строении Кясаманского массива принимают участие породы всех трех интрузивных фаз. Наиболее ранними интрузивными образованиями являются роговообманковые габбро и микрогаббро первой фазы, слагающие вытянутое в широтном направлении тело, протяжи-

вающееся от долины р. Буратапа до долины среднего течения западной Кясаманской речки, длиной в 2,5 и шириной до 1 км. В центральной и восточной частях роговообманковые габбро прорваны породами второй интрузивной фазы — лейкократовыми габбро, которыми сложен также северо-восточный выход массива. Пространственно тесно связаны с лейкократовыми габбро дайкообразные и неправильной формы тела жильных пород второй фазы — верлитов, пироксенитов, анортозитов. Западная часть Кясаманского массива, резко опущенная в плане к югу, представляет собой самостоятельное интрузивное тело и сложено породами третьей интрузивной фазы — кварцевыми диоритами, диоритами, плагиогранитами.

Лейкократовые габбро представлены светлоокрашенными среднезернистыми породами полосчатого строения, обусловленного взаимопараллельным расположением кристаллов моноклинного пироксена, вытягивающихся цепочками. Местами наблюдаются переходы к анортозитам, однако есть и жилы анортозитов, секущие лейкократовые габбро. В 3,5 км к СВ от сел. Кясаман лейкогаббро секутся жилами более мелкозернистых лейкогаббро (также обладающих полосчатостью).

Породы досенонской вулканогенно-осадочной толщи, вмещающие габброиды Кясаманского массива, в южном крае последнего падают к северу (под массив) под углами в $50-60^{\circ}$. Вместе с тем полосчатость в лейкогаббро имеет падение, близкое к вертикальному или очень крутое к северу (а иногда и к югу). Эти факты позволяют предположить, что лейкократовые габбро внедрены по разлому, дискордантному по отношению к вмещающим породам, в обстановке продолжающихся тектонических движений, когда трещины в уже застывших частях интрузива заполняются расплавом того же состава. Расплав лейкократового габбро уже содержал кристаллы пироксенов, в пользу чего свидетельствует устанавливаемая при микроскопическом изучении более ранняя кристаллизация клинопироксена относительно плагиоклаза. При инъекции магмы происходило, по-видимому, постоянное движение расплава и уже выкристаллизовавшегося клинопироксена, благодаря чему выделения последнего располагаются в полосы, соответствующие близширотному простиранию тела лейкократового габбро, а также скапливаются в зальбандовых частях жил. Более того, местами наблюдаются шпировые скопления пироксена, переходящие в пироксенитовые участки; такие участки вытянуты параллельно полосчатости лейкократового габбро.

В краевых частях тела (на контактах с роговообманковыми микрогаббро первой фазы) полосчатость в лейкократовых габбро исчезает; здесь широко развиты шлировые и такситовые текстуры, а сами лейкогаббро интенсивно пренитизированы. Наряду с моноклинным пироксеном в качестве цветного минерала появляется роговая обманка.

Жильные породы второй интрузивной фазы представлены перидотитами, пироксенитами и анортозитами. Эти породы ультраосновного состава отличаются как по своему геологическому положению, так и по петрографическому составу от ультраосновных пород гипербазитового комплекса. Среди перидотитов преобладают верлиты, которые, в отличие от верлитов гипербазитового комплекса, не обладают полосчатым строением. Они характеризуются беспорядочно расположенными крупными кристаллами моноклинного пироксена и почти постоянным присутствием ксеноморфных червеобразных выделений белого гроссуляра позднемагматического происхождения.

Пироксениты (диопсидиты) по сравнению с энстатититами гипербазитового комплекса представляют собой менее крупнозернистые породы черного, реже бутылочно-зеленого цвета. Ультраосновные породы образуют дайкообразные и неправильной формы вытянутые тела, однако протяженность их незначительная — до 100 м (обычно гораздо меньше). Каких-либо изменений состава и структуры пород от центральных частей к эндоконтам не наблюдалось.

Взаимоотношение ультраосновных и основных пород четко определяется прорыванием лейкократового габбро аповерлитовыми серпентинитами, верлитами и пироксенитами. Форма тел ультраосновных пород дайкообразная, реже они образуют неправильные тела, более или менее изометричные. Дайки ультраосновных пород пересекают полосчатость в габбро под различными углами. Обычно в контактах верлитов и пироксенитов с лейкократовыми габбро наблюдаются зеркала скольжения и некоторая раздробленность габбро. В изолированном выходе лейкократового габбро в 4–4,5 км к ССВ от сел. Кясаман в дайкообразном теле верлита нами наблюдался ксенолит лейкократового габбро вытянутой формы, размером 50 x 10 см с угловатыми очертаниями и резкими границами.

На основании фактов взаимопересечения устанавливается следующая последовательность формирования пород: верлиты-анортозиты-пироксениты.

Геологическое положение, особенности минерального состава и химизма ультраосновных пород Кясаманского массива (а также послегаббровых пироксенитов Джанахмедского габбрового массива) позволяют рассматривать их как дифференциаты габбровой магмы (Паланджян, 1969). Нетрудно заметить, что интрузивные и жильные породы второй фазы образуют петрографический ряд с закономерно уменьшающимся содержанием цветных минералов: верлит-пироксенит-лейкократовое габбро-анортозит. Совместное присутствие этих пород характерно для многих расслоенных интрузий, кристаллизовавшихся в спокойных тектонических условиях, однако в последних между перечисленными породами устанавливаются постепенные взаимопереходы. Появление рассматриваемых ультраосновных и основных пород в габброидном комплексе района в виде самостоятельных фаз внедрения свидетельствует в пользу глубинной дифференциации габбровой магмы, прерываемой тектоническими движениями, под влиянием которых происходит перемещение отдельных порций магмы в камеру интрузива. Вместе с тем еще раз подчеркнем наличие широкообразных пироксенитов внутри лейкократовых габбро, связанных с последними постепенными переходами и ориентированных согласно пологостати габбро, образование которых, по-видимому, связано с расслоением и движением магмы в самой камере интрузива.

Интрузив диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов западной части Кясаманского массива имеет в плане изометричную форму, будучи несколько вытянутым в близмеридиональном направлении; размеры его 1,5x1 км. Плагиограниты встречаются в виде нескольких небольших изолированных выходов в центральной части интрузива. Широко развиты кварцевые диориты и диориты. С.Б.Абовян (1963) указывает на наличие постепенных переходов от кварцевых диоритов Кясаманского массива до габбро, однако наши наблюдения показывают, что взаимопереходы имеют место между плагиогранитами, кварцевыми и бескварцевыми диоритами и локально развитыми в эндоконтактах габбро-диоритами, тогда как взаимоотношения между этими породами и габбро фазовые.

Другими крупными выходами пород габброидного комплекса на территории юго-восточной части Севанского хребта являются Зодский и Шишкаинский массивы. Зодский массив описан в работах Л.С.Меликяна и Г.А.Саркисяна, по данным которых он сложен мезо- и меланократовыми габбро и габбро-норитами, прорванными лейко-

кратовыми габбро. Шишкаинский массив, расположенный в 3 км к северу от сел. Шишкая, изучен Т.А. Аревшатын, Т.Ш. Татевосяном, С.Б. Абовяном, А.Г. Кумуджяном. Массив сложен роговообманковыми микрогаббро и в центральной части содержит крупные выходы пород гипербазитового комплекса, включенные в микрогаббро.

Породы третьей интрузивной фазы, кроме западной части Кясаманского массива, слагают много мелких штокообразных, реже дайкообразных тел, широко развитых по всему рассматриваемому району. В своей главной интрузивной фации они сложены плагиогранитами, представленными светло-серыми, иногда зеленоватыми (эпидотизированные разности) среднезернистыми, редко порфировыми породами. Породы фации эндоконтактов — диориты, габбро-диориты — представлены меланократовыми серыми средне- и крупнозернистыми разностями, содержащими переменные количества роговой обманки (иногда клинопироксена). Появление пород эндоконтактной фации наблюдалось лишь в немногих выходах, главным образом, в наиболее крупных. Переход от плагиогранитов к кварцевым и бескварцевым диоритам, габбро-диоритам совершается постепенно, путем появления и постепенного увеличения содержания цветного минерала. Для пород эндоконтактной фации характерна крупнозернистость и текстурная неустойчивость, выражающаяся в появлении пегматоидных разностей, шпировых скоплений цветных минералов. Местами участки крупнозернистых диоритов и габбро-диоритов со структурой, приближающейся к офитовой, сменяются средне-мелкозернистыми габбро-диоритами. В породах эндоконтактной фации плагиогранитов часто наблюдаются ксенолиты вулканогенных пород досенонской толщи.

Эти особенности состава и строения меланократовых пород эндоконтактной фации позволяют предполагать их гибридное происхождение в результате ассимиляции плагиогранитовым расплавом базальтоидных пород. Явления гибридизма характерны для плагиогранитов габбро-плагиогранитового формационного типа (Ю.А. Кузнецов, 1964).

Наиболее часто выходы плагиогранитов расположены в вулканогенной толще за пределами интрузивов гипербазитов и габброидов, однако в отдельных случаях мелкие дайкообразные тела плагиогранитов приурочены к контактовой зоне габброидов (Кясаманский массив) и гипербазитов (северный контакт Караиман-Зодского массива). Таким образом, местами плагиогранитная магма унаследовала

направления, по которым были внедрены гипербазиты и габбро.

Характерной особенностью плагиогранитов района является интенсивный катаклиз, распространенный неравномерно: совершенно раздробленные участки чередуются с ненарушенными, иногда пересекаемая последние в виде узких полос. К катаклазированным участкам часто приурочена эпидотизация плагиогранитов.

Жильно-магматические породы третьей интрузивной фазы многочисленны и представлены дайками плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, микроплагиогранитов, плагиоаплитов. Размеры их небольшие, обычно они прослеживаются в длину на несколько десятков метров (редко свыше 100 м). Взаимоотношение большей части этих даек с плагиогранитами не наблюдалось, они отнесены к третьей фазе на основании петрографической и петрохимической близости с плагиогранитами. Плагиоаплиты, развитые в Кысаманском массиве, часто не обладают жильной формой, они образуют неправильные тела, локализованные преимущественно в участках провеса кровли кварцевых диоритов и плагиогранитов, местами они приурочены к крупным ксенолитам досенонских вулканогенных пород в кварцевых диоритах. Слабое развитие жильной фации, по-видимому, характерно для плагиогранитов габброидного происхождения и отмечалось в литературе Е.Б.Высокоостровской (1962) и другими исследователями.

III. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРОИДОВ

I. Петрографическая характеристика пород

а. Гипербазитовый комплекс

Перидотиты

Перидотиты Караиман-Зодского массива в основном представлены гарцбургитами, совершенно незначительно развиты фациально связанные с ними лерцолиты и верлиты. Гарцбургиты отличаются простотой минерального состава: главными породообразующими минералами являются оливин (в различной степени серпентинизированный) и ромбический пироксен, в аксессуарных количествах встречаются моноклинный пироксен и хромшпинелиды (таблица 3).

При микроскопическом изучении перидотитов бросается в глаза неравномерное распределение главных породообразующих минералов. Основная масса породы (75% и более) сложена кристаллами оливина размерами 1,2-3,6 мм (в среднем около 2 мм), имеющими полигональные, иногда несколько округлые очертания. Оливин образует также пойкилитовые включения в кристаллах ромбического пироксена первой генерации и хромшпинелидах (фиг.2а,б,в) величиной в среднем около 0,2 мм; встречаются, однако, более мелкие (величиной в десятки микронов) и более крупные (до 2 мм, фиг.2д) включения. Оливины пойкилитовых включений и главной массы имеют одинаковый состав и относятся к магнезиальным разновидностям - содержат 5-13% фаялита (таблица 6).

Выделения ромбического пироксена, представленного двумя генерациями, распределены обычно весьма неравномерно, часто наблюдаются их скопления. Размеры выделений ромбического пироксена первой генерации очень различные, обычно они соизмеримы с кристаллами оливина или несколько крупнее их, однако встречаются отдельные очень крупные выделения величиной до 10-15 мм, придающие породам порфириовидный облик. По составу ортопироксены относятся к энстатиту (6-10% Ofs). Четко устанавливается ксеноморфизм ромбического пироксена первой генерации относительно оливина (фиг.2б,в); обычно в шлифе пироксен обладает вогнутыми во внутрь очертаниями, часто наблюдаются языковидные ответвления минерала, проникающие между кристаллами оливина.

Таблица 3.

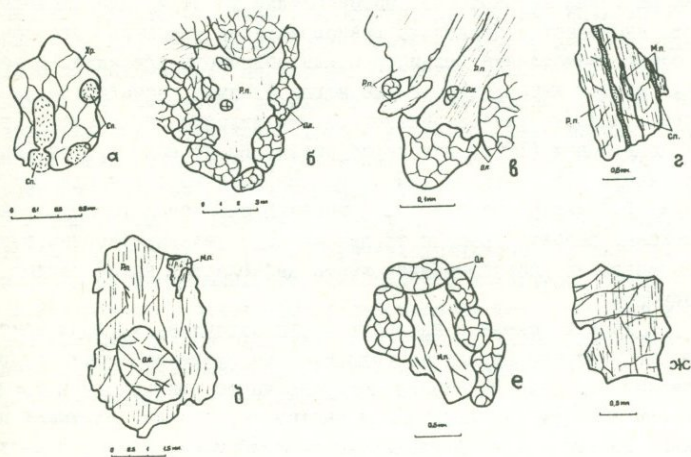
Количественно-минеральный состав
ультраосновных пород (в объемных %)

Номера образцов	Оливин	Серпентин и вторичный магнетит	Ромбический пироксен	Моноклиновый пироксен	Хромшпиделиды	Магнетит	Грассуляр и продукты его изменения
Гипербазитовый комплекс							
553	26,7	48,0	22,0	-	3,3	-	-
557	18,7	61,7	18,1	-	1,5	-	-
789	27,2	57,7	13,8	0,2	2,1	-	-
986/421 ^a	27,4	21,3	39,6	5,1	6,6	-	-
984	3,3	6,7	74,5	8,1	7,4	-	-
937	5,7	-	70,1	23,1	1,1	-	-
926	-	25,6	-	73,3	0,6	-	-
161	-	89,5	7,0	-	3,5	-	-
163	-	96,9	-	-	3,1	-	-
3II	2,1	88,0	-	-	9,5	-	-
518	-	97,4	-	-	2,6	-	-
761	-	90,9	-	-	9,1	-	-
Габброидный комплекс							
837		73,6	-	17,4	2,4	-	6,6
845		50,3	-	36,8	2,7	-	10,2
875		61,3	-	10,0	1,5	-	27,2
1004		54,7	-	32,1	3,8	-	9,4
1016/206	9,2	74,0	-	13,8	3,0	-	-
1067/226		87,9	-	5,9	6,2	-	-
732/13 ^o	17,2	12,7	-	64,8	-	5,3	-
1071/214		10,0	-	86,2	-	-	3,8
1105/113		27,0	-	73,0	-	-	-

№ № 553, 557, 789 - гарцбургиты; 986 - лерцолит; 837, 845, 875, 1004, 1016, 1067 - верлиты; 984, 937, 926, 732, 1071, 1105 - пироксениты.

Моноклиновый пироксен пространственно тесно связан с ромбическим и образует субмикроскопические и мелкие призматические

вросстки в последнем, а также окружает крупные выделения ромбического пироксена первой генерации в виде мелких, причудливой формы выделений. Более крупные выделения моноклинного пироксена, приуроченные к участкам развития оливина, встречаются в лерцолитах и отчетливо ксеноморфны относительно кристаллов оливина (фиг.2е).



Фиг.2. Взаимоотношения минералов в гарцбургитах (а,б,в,г,д), лерцолитах (е); ж - характерная форма зерна клинопироксена в верлитах. Хр. - хромшпинелид; Ол. - оливин; Р.п. - ромбический пироксен; М.п. - моноклинный пироксен; Сп. - серпентин.

Хромшпинелиды постоянно ассоциируют с оливином и образуют резко ксеноморфные, иногда червеобразные выделения, часто содержащие пойкилитовые включения оливина. Взаимоотношения хромшпинелидов с ромбическим пироксеном наблюдались в редких случаях; в некоторых шлифах установлены эллипсоидные, округлые включения хромшпинелидов в ромбическом пироксене первой генерации.

Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая. Наличие пойкилитовых включений оливина в ромбическом пи-

роксене и хромшпинелидах, а также ксеноморфизм последних относительно оливиновых выделений позволяют предполагать наиболее раннюю кристаллизацию оливина.

Характерной чертой перидотитов является их интенсивное дробление, катаклаз. Раздробленность оливиновых зерен наблюдается повсеместно, даже в несерпентинизированных разностях. Трещинки, развитые во всевозможных направлениях, разбивают зерна оливина на такие же округлые, изометричные участки, для которых часто наблюдается несколько одновременное угасание, что создает общее впечатление волнистого или облачного угасания. В некоторых шлифах катаклазированные зерна оливина распадаются на отдельные полоски типа двойниковых; это явление описывалось также Н.Л.Добрецовым (1963) для гарцбургитов Борусского хребта (Западный Саян), Г.Б.Рудником (1965) для Нуралинского массива (Южный Урал). В большинстве случаев кристаллы пироксена также катаклазированы, разбиты грубыми трещинами на отдельные участки, гаснущие несколько одновременно; часто наблюдается изгиб следов спайности.

В тесной связи с интенсивностью катаклаза крупных кристаллов ромбического пироксена находится развитие пироксена второй генерации, мелкие выделения которого часто приурочены к трещинам отдельности крупных кристаллов энстатита, а также окружают последние вместе с кристалликами моноклинного пироксена. В последнем случае иногда устанавливается также присутствие мелких, неправильной формы, часто удлинённых выделений оливина. В наиболее типичном случае подобный агрегат развивается в скоплениях крупных кристаллов ромбического пироксена, по границам между раздробленными, искривленными кристаллами. Здесь имеет место, по-видимому, перекристаллизация минералов первой генерации, чему способствовало их предварительное дробление. Оптические константы новообразований аналогичны таковым первичных оливина и ромбического пироксена. Явления перекристаллизации, по-видимому, характерны для гипербазитов различных районов и описывались рядом исследователей (Green, 1963; Добрецов, 1963; Рудник, 1965 и др.).

Катаклаз пород предшествует развитию серпентинизации, однако образование трещинок продолжается в течение всего процесса серпентинизации, имеющего многостадийный характер. Микроскопиче-

ское изучение позволяет выделить следующие разновидности серпентина: 1) петельчатый серпентин-хризотил, развивающийся по оливи-ну; 2) бастит, образующий полные псевдоморфозы по кристаллам ромбического пироксена; 3) прожилки и сплошные массы пластинча-того антигорита, пересекающие как хризотилевую сетку, так и вы-деления ромбического пироксена. Развитие петельчатого хризотила по оливину удастся проследить в различной степени серпентинизи-рованных выделениях оливина. Трещинки, по которым начинается за-мещение оливина хризотилом, представлены двумя взаимоперпендику-лярными направлениями. Первое направление, обычно согласное с вытянутостью оливиновых выделений ^{x/}, представлено прямыми взаи-мопараллельными трещинками. Трещинки второго направления имеют характер перемычек и, упираясь в первые, обычно обрываются. При дальнейшем развитии серпентинизации ширина прожилков увеличивается и возникает петельчатая структура. Антигорит в прожилках, пересекающих породу, имеет поперечноволоконистое строение и, в отличие от бледноокрашенного зеленоватого хризотила, часто окра-шен в желтоватые и более густые зеленоватые тона, обладая нес-колько большим двупреломлением. В некоторых шлифах антигорит об-ладает спутанноволокнистой, перьевидной структурой; в таких слу-чаях петельчатый хризотил отсутствует.

П и р о к с е н и т ы

Среди энстатитов и вебстеритов, пространственно взаимосвя-занных с гарцбургитами, выделяются две разности. Пироксениты, связанные с гарцбургитами постепенными переходами, представлены порфировыми разностями. Вкрапленники ромбического пироксена рас-положены в основной массе, сложенной ромбическим и моноклинным пироксеном, оливином (серпентинизированным) и хромшпинелидом. Ромбический пироксен во вкрапленниках образует незначительно вы-тянутые, почти изометрические выделения размером в 1,5-2 мм. Он лишен характерных кристаллографических очертаний, края выделений неровные, местами имеют лапчатую форму, в них вдаются мелкие

^{x/} Отсутствие спайности в оливине не позволяет выяснить кристал-лографические направления, по которым начинается серпентини-зация. По данным Н.Л.Добрецова (1963), в гарцбургитах Бору-ского хребта (Саян) кристаллы оливина часто обладают спай-ностью по (010), переходящей в отдельность, вдоль которой они серпентинизируются.

зерна пироксена и оливина основной массы. Последняя сложена главным образом мелкими изометричными кристаллами ромбического пироксена размером 0,15-0,4 мм, с аллотриоморфными очертаниями; оливин представлен мелкими выделениями размером до 0,2 мм, клинопироксен также имеет аллотриоморфные очертания. Хромшпинелиды обладают более светлой окраской, чем в перидотитах, по краям и по трещинкам метаморфизованы. Размеры выделений 0,1-0,2 мм; ксеноморфны относительно минералов основной массы и, по-видимому, являются наиболее поздним образованием среди первичных минералов.

Вебстериты, образующие жилеобразные тела среди гарцбургитов, представлены крупнозернистыми породами, состоящими главным образом из ромбического пироксена, а также моноклинного пироксена, оливина и хромшпинелида. Ромбический пироксен представлен крупными кристаллами размерами 3 x 5 (до 10) мм таблитчатой формы. Клинопироксен-диопсид также образует крупные, таблитчатой или изометричной формы выделения размерами до 5 мм. Выделения оливина, размером около 1 мм, приурочены к границам между кристаллами пироксена или образуют пойкилитовые вростки в них. Контуры зерен округлые, лишены кристаллографических очертаний. Мелкие квадратные или шестиугольные, иногда несколько вытянутые зерна буроватого хромшпинелида размером до 0,2 мм в поперечнике располагаются в кристаллах ромбического пироксена. Структура пород может быть охарактеризована как панидиоморфнозернистая, в участках развития оливина с более ранним образованием оливина и хромшпинелида - гилидиоморфнозернистая.

б. Габброидный комплекс

Породы первой интрузивной фазы

Г а б б р о

Минеральный состав: плагиоклаз (битовнит), клинопироксен (авгит), в некоторых разностях - ромбический пироксен, кварц; аксессуарные - титаномагнетит, ильменит, апатит и пр., вторичные минералы - уралитовая роговая обманка, пренит, хлорит, карбонат.

Количественные соотношения между плагиоклазом и цветными минералами довольно устойчивые, они содержатся в габбро в примерно равных количествах (при незначительном преобладании цветных минералов). Степень измененности габбро очень различная, причем свежие разности встречаются редко, наиболее распространены урали-

тизированные и пренитизированные габбро; в некоторых разновидностях первичные породообразующие минералы совершенно не сохранились.

Таблица 4.
Количественно-минеральный состав основных пород (в объемных %)

№ образцов	Плагиоклазы и пренит	Первичная роговая обманка	Оливин	Клинопироксен	Вторичная роговая обманка	Кварц	Рудные минералы	Хлорит
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Первая интрузивная фаза								
46	38,1 (76)	-	-	35,5	-	-	5,3	21,1
816	51,0 (77)	-	-	45,9	-	-	3,1	-
135	42,8 (92)	-	-	-	56,0	-	1,2	-
800	43,0	-	-	-	49,2	-	2,8	5,0
895	48,8 (84)	-	-	-	42,8	5,2	3,2	-
759	43,7 (73)	-	-	50,6	-	-	5,7	-
24I	46,8 (77)	12,9	-	23,5	-	-	1,3	15,5
758	44,0 (58)	23,1	-	13,1	10,1	-	9,7	-
760	42,2 (68)	24,0	-	27,9	-	-	5,9	-
II4 ^a	38,4	27,2	-	8,8	16,8	-	8,8	-
I53	50,2 (75)	47,2	-	-	-	-	2,6	-
335	49,1 (75)	47,9	-	-	-	-	-	3,0
Жильные породы первой фазы								
I25	43,3	-	8,0	47,2	-	-	1,5	-
804	33,3 (83)	-	13,5	51,7	-	-	1,5	-
39	43,5	-	-	56,5	-	-	-	-
249	55,2	-	-	-	41,2	-	3,6	-
25	37,2 (76)	30,3	-	15,0	12,7	-	4,8	-
247	49,8	-	-	49,7	-	-	0,5	-
200 ^a	66,1	30,7	-	-	-	-	3,2	-
475	53,8 (34)	-	-	29,0	-	-	8,7	8,5
Вторая интрузивная фаза								
834	74,3 (76)	-	-	25,7	-	-	-	-
84I	84,7 (76)	-	-	12,3	-	-	-	3,0

Продолжение табл.4

1	2	3	4	5	6	7	8	9
843	87,7 (81)	-	-	10,3	-	-	-	2,0
874	84,9 (82)	-	-	15,1	-	-	-	-
878	84,9 (77)	-	-	15,1	-	-	-	-
214 ^a	66,5	-	-	17,8	9,1	-	-	6,6
1019	78,2 (88)	-	-	12,1	-	-	-	9,7
203	92,5 (89)	-	-	6,0	-	-	1,5	-

В скобках указан номер плагиоклаза. № № 46, 816 - габбро; 135, 800 - уралитизированные габбро; 895 - кварцевое габбро (уралитизированное); 759, 241, 758, 760, 114^a, 153, 335 - микрогаббро; 125, 804 - оливиновые габбро; 39, 249 - жильные габбро; 25 - меланократовое роговообманковое габбро; 247 - бербербахит; 200^a - габбро-пегматит; 475 - габбро-диорит; 834, 841, 843, 874, 878, 214^a, 1019 - лейкократовые габбро; 203 - анортзит.

В структурном отношении габбро представляют равномернозернистые, средне-, мелкозернистые образования. Размеры кристаллов плагиоклаза и пироксена 0,5-1 мм. Главные составные части - пироксены и плагиоклаз - распределены в основном равномерно, редко наблюдаются участки, обогащенные одним из указанных минералов. Как плагиоклаз, так и пироксен обладают примерно одинаковой степенью идиоморфизма. Контакты между зернами плагиоклаза и пироксена неровные, часто сглаженные, округлые. Структура габбровая. Следует отметить, что чаще устанавливается несколько более идиоморфный характер плагиоклаза, что, однако, не нарушает общей габбровой структуры породы, поскольку выделения плагиоклаза повсеместно имеют короткопризматическую форму. В некоторых случаях устанавливаются также пойкилитовые включения плагиоклаза в пироксене. Эти особенности могут служить указанием на более раннее окончание кристаллизации плагиоклаза.

Отмеченный слабо выраженный идиоморфизм плагиоклаза относительно пироксена очень резко выражен в габбро из эндоконтактных массивов. Здесь плагиоклаз образует длиннопризматические, идиоморфные кристаллы (с отношением длины к ширине 3:1 - 5:1). Ксеноморфные выделения уралитизированного пироксена заполняют про-

межутки между кристаллами плагиоклаза. Таким образом, габбровая структура пород главной интрузивной фации сменяется габбро-офитовой и офитовой, появление которой в эндоконтактах может быть объяснено быстрым остыванием расплава в условиях неглубокого залегания камеры интрузива.

Редко встречающейся разностью являются порфириовидные кварцевые габбро, также приуроченные к эндоконтактовым участкам габбрового массива. Они встречены, в частности, в габбровых выходах в 2 км к СВ от сел. Караиман. В этих породах устанавливаются редкие крупные вкрапленники моноклинного пироксена и плагиоклаза размером до 3-4 мм, слагающие 5-7% породы. Вкрапленники, образующие первую структурную группу, расположены в среднезернистом агрегате второй структурной группы, сложенном выделениями плагиоклаза и клинопироксена (замещаемого актинолитом) размером 0,5-1 мм, образующими основную массу породы с габбро-офитовой структурой. Наконец, в интерстиционных участках между выделениями минералов второй структурной группы, а местами в непосредственном соприкосновении с вкрапленниками развивается мелкозернистый агрегат тонкопризматических кристалликов плагиоклаза длиной до 0,2 мм, часто ассоциирующих с ксеноморфным кварцем. Эта наиболее поздняя структурная группа слагает менее 10% объема породы и развита крайне неравномерно. Устанавливается коррозия вкрапленников плагиоклаза минералами более поздней кристаллизации.

Редкие кристаллы титаномагнетита первой генерации приурочены к выделениям пироксена и плагиоклаза и обладают идиоморфизмом (части квадратные, полигональные сечения), на основании чего можно предполагать их наиболее раннюю кристаллизацию. В некоторых разностях габбро главной интрузивной фации устанавливается более поздний магнетит, образующий неправильные, часто червеобразные выделения, отчетливо ксеноморфные относительно плагиоклаза и пироксена и обычно заполняющие промежутки между их кристаллами. Такие разности габбро обычно несколько обеднены пироксеном.

Процессы постмагматического изменения габбро развиваются по дробленным участкам пород. Особенно это относится к процессам пренитизации, наиболее интенсивное развитие которой устанавливается в тектонически нарушенных участках, в частности, в контактах габбро с гипербазитами. Наблюдается несколько морфологических типов пренита: 1) сплошные агрегаты мельчайших чешуйчатых выделений, замещающие кристаллы плагиоклаза; 2) кристаллики пренита

размером 0,1-0,2 мм, образовавшиеся на месте плагиоклаза и слагающие часто сферолитовые агрегаты в виде розочек; 3) прожилки пренитовых выделений размером 0,2-0,3 мм, растущих перпендикулярно к стенкам, пересекающие породу в различных направлениях.

Вторичная роговая обманка развивается по моноклинному пироксену. Замещение начинается то с центра, то с краев зерен, формы выделений пироксена сохраняются даже в случае полного замещения. Иногда наблюдаются волокнистые формы выделений вторичных роговых обманок, пучковые агрегаты.

М и к р о г а б б р о э н д о к о н т а к т о в о й ф а ц и и

Минеральный состав: плагиоклаз (лабрадор-битовнит), клинопироксен (авгит), обыкновенная бурая роговая обманка, титаномagnetит, апатит; вторичные - пренит, зеленая роговая обманка. По количественному соотношению первичных минералов выделяются пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые разновидности.

Рассматриваемые породы отличаются от габбро главной интрузивной фации паналлотриоморфнозернистой структурой, значительно более мелкозернистым сложением и некоторыми структурными особенностями. Наряду с общей мелкозернистостью они характеризуются неравномернозернистым строением, причем в разных шлифах более крупными оказываются то выделения плагиоклаза, то пироксена. Повсеместно устанавливаются аллотриоморфные очертания главных породобразующих минералов - плагиоклаза, моноклинного пироксена и бурой роговой обманки. В некоторых шлифах наблюдаются пойкилитовые включения таких же округлых выделений плагиоклаза в кристаллах пироксена и роговой обманки.

Как уже указывалось, в некоторых случаях микрогаббро обладают полосчатостью, обусловленной субпараллельным расположением кристаллов плагиоклаза и цветного минерала. В полосчатых разновидностях плагиоклаз имеет часто призматический облик и отличается несколько большим идиоморфизмом, а титаномagnetит второй генерации образует ксеноморфные выделения, резко удлиненные в направлении преимущественной ориентировки кристаллов плагиоклаза и цветных минералов.

Вторичные изменения микрогаббро, выраженные в пренитизации и амфиболизации, аналогичны таковым в габбро главной интрузивной

фации. Пренит приурочен к катаклазированным участкам пород; вторичная роговая обманка (зеленая) замещает как пироксен, так и бурую роговую обманку. В некоторых шлифах установлены тонкие прожилки вторичной роговой обманки, пересекающие всю породу.

Ж и л ь н о - м а г м а т и ч е с к и е п о р о д ы

Микроскопическое изучение показало, что породы даек габбро и роговообманково-пироксеновых микрогаббро петрографически аналогичны интрузивным породам соответствующего состава, описанным выше. Оливиновые габбро состоят из плагиоклаза (битовнита), клинопироксена, оливина, рудных минералов (магнетита, пирротина, халькопирита). Порода среднезернистая с габбровой структурой, отличается несколько более идиоморфным характером плагиоклаза относительно цветных минералов (в том числе и оливина). Последний по трещинкам замещается агрегатом идингсита.

Среди габбро-порфиритов по минеральному составу и структуре основной массы могут быть выделены следующие разновидности:

а) Габбро-порфириты с крупными (до 6 мм в длину) идиоморфными вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза в совершенно измененной основной массе, представленной мелко- и среднезернистым агрегатом эпидота и пренита. Порода богата клиновидными и чечевицеобразными кристаллами сфена, приуроченными как к основной массе, так и к вкрапленникам пироксена. Количественно-минеральный состав шлифа № 205 (здесь имелась только небольшая часть крупного вкрапленника плагиоклаза с краю шлифа): клинопироксен - 16,8%, плагиоклаз - 1,8%, сфен - 4,0%, эпидот - 28,3%, пренит - 1,8%, эпидот-пренитовый агрегат - 47,3%. Судя по характеру вторичных минералов, основная масса имела существенно полевошпатовый состав.

б) Беербахиты, содержащие вкрапленники плагиоклаза, часто зонального, размером до 3-4 мм. Редкие вкрапленники составляют не более 5-10% породы. В мелкозернистой (до 0,2 мм) аллотриоморфной основной массе, кроме плагиоклаза, участвуют клинопироксен или клинопироксен с бурой роговой обманкой, рудный минерал (титаномагнетит).

Габбро-диориты, сложенные плагиоклазом (андезином), клинопироксеном, титаномагнетитом, гидроокислами железа, апатитом,

пренитом, хлоритом, обладают отчетливо выраженной офитовой структурой, образованной длиннопризматическими, иногда шестоватыми кристаллами плагиоклаза, промежутки между которыми сложены ксеноморфными выделениями клинопироксена.

Габбро-пегматиты представляют собой крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки (редко клинопироксена) и небольшого количества титаномагнетита и ильменита. Размеры выделений плагиоклаза и роговой обманки достигают 1 см и более; промежутки между ними заполнены беспорядочно расположенными идиоморфными призмочками пренита размером 0,2-0,4 мм. Во многих случаях устанавливается развитие пренита и эпидота по плагиоклазу.

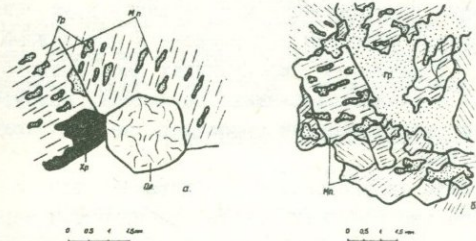
Породы второй интрузивной фазы

Лейкократовые габбро Кясаманского массива

Макроскопически они отличаются от пород первой интрузивной фазы более лейкократовым обликом и полосчатым сложением. Минеральный состав: плагиоклаз, моноклинный (редко также ромбический) пироксен, рудный минерал (титаномагнетит, халькопирит); вторичные - пренит, зеленая роговая обманка, хлорит. Эта группа пород характеризуется значительно меньшим количеством цветного компонента по сравнению с габбро первой интрузивной фазы. Некоторые разновидности лейкократовых габбро содержат около 5% пироксена и могут быть отнесены к аортозитам.

Лейкократовые габбро представляют собой средне-крупнозернистые породы, основная часть которых сложена агрегатом таблитчатых кристаллов плагиоклаза размером 1-2 мм, образующих панидиоморфнозернистую структуру. Короткопризматические зерна клинопироксена в среднем мельче плагиоклазовых, хотя иногда достигают в длину 3 мм; для них характерны несколько округлые очертания, хотя наиболее крупные зерна обладают прямыми ограничениями и идиоморфны. Во многих шлифах наблюдаются пойкилитовые включения пироксена в кристаллах плагиоклаза. Эти факты позволяют предполагать более раннее окончание кристаллизации пироксена относительно плагиоклаза. Местами клинопироксен замещается бледно-зеленой роговой обманкой, а также чешуйчатым агрегатом хлорита; процесс хлоритизации накладывается также на вторичную роговую обманку.

Верлиты габброидного комплекса сложены оливином (форстерит), клинопироксеном (эндиопсид), реже ромбическим пироксеном (бронзит), гранатом (гроссуляр), хромшпинелидами, в отдельных случаях содержат небольшие количества первичного магнетита; вторичные минералы - серпентин, магнетит, пренит. Количественно-минеральный состав верлитов приведен в таблице 3.



Фиг. 3. Взаимоотношения минералов в верлитах. Ол. - оливин; М.п. - клинопироксен; Gr. - гроссуляр; Хр. - хромшпинелиды.

Характерной структурной особенностью верлитов является неравномернозернистое строение. Большая часть объема пород сложена мелко-среднезернистым агрегатом зерен оливина, на фоне которого выделяются неравномерно расположенные крупные выделения клинопироксена, значительно реже ромбического пироксена, обладающие ксеноморфными ограничениями, подчиненными форме выделений окружающих кристаллов оливина. Выделения пироксена часто содержат пойкилитовые вростки округлых зерен оливина. Червеобразные, ксеноморфные выделения гроссуляра расположены в интерстициях между зернами оливина и пироксена; часто наблюдается проникновение узких язычков гроссуляра в кристаллы диопсида, главным образом по направлению спайности, а также цементация гроссуляром осколков раздробленного диопсида (фиг. 3, б).

Структура породы гипидиоморфнозернистая со следующим порядком идиоморфизма: хромшпинелид, магнетит - оливин - моноклинный и ромбический пироксен - гроссуляр.

Верлиты интенсивно серпентинизированы, процесс развивается так же, как и в гарцбургитах, с предварительным дроблением оливина; при этом серпентин образует характерную петельчатую струк-

туру. Пылевидный вторичный магнетит образует цепочки в серпентине, однако распределение его неравномерное, местами наблюдаются скопления магнетита неправильной формы, вытянутые в направлении пересекающих породу трещинок.

В редких случаях наблюдались розочки и скопления мелких зерен пренита, замещающего гроссуляр.

П и р о к с е н и т ы

Пироксениты сложены клинопироксеном и оливином двух генераций, магнетитом, вторичные минералы — серпентин и пылевидный магнетит (по оливину). В некоторых пироксенитах Кясаманского массива, ассоциирующих с гранатсодержащими верлитами, присутствует ксеноморфный позднемагматический гроссуляр, не отличающийся от такового в верлитах.

Выделяется несколько структурных типов пироксенитов:

1. Равномернозернистые разности, сложенные крупными зернами пироксена размером от 1 до 3 мм. Структура их панидиоморфнозернистая. Пироксен содержит пойкилитовые вросстки серпентинизированного оливина.

2. Неравномернозернистые пироксениты, в которых панидиоморфнозернистый агрегат пироксена первой генерации раздроблен многочисленными трещинками, по которым развивается мелкозернистая масса, состоящая из изометричных аллотриоморфных зерен моноклинового пироксена и оливина второй генерации, обладающая аплитовой структурой. Отношение площадей, занятых агрегатами первой и второй генераций, различное — от 10:1 до 2:1. Здесь могут быть выделены следующие разновидности: а) каждый крупный кристалл пироксена и оливина окружен цепочками агрегата второй генерации; б) агрегат второй генерации цементирует обломки пироксенита с панидиоморфнозернистой структурой. Здесь крупный пироксен не содержит пойкилитовых включений оливина, последний образовался позже и разъедает пироксен первой генерации.

Микроскопическое изучение показывает, что образованию агрегата второй структурной группы предшествовало интенсивное дробление пироксенитов; все крупные выделения пироксена катаклазированы, наблюдается изгиб следов спайности, волнистое угасание, тогда как оливин и пироксен второй генерации не нарушены.

А н о р т о з и т ы

Это лейкократовые породы, сложенные на 95–99% плагиоклазом, размер зерен которого 0,4–0,8 мм. Плагиоклаз образует короткопризматические зерна, расположенные беспорядочно, с идиоморфными или близкими к таковым ограничениями, по составу относится к битовниту. В промежутках между кристаллами плагиоклаза расположены редкие ксеноморфные выделения моноклинного пироксена, часто имеющие лапчатую форму. По составу пироксен соответствует авгиту. К выделениям пироксена обычно приурочены и мелкие зерна магнетита, количественная роль которого в породе незначительна. Структура пород панидиоморфнозернистая.

Породы третьей интрузивной фазы

П л а г и о г р а н и т ы

Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка; акцессорные – титаномagnetит, сфен, апатит; вторичные – эпидот, хлорит, карбонат, пренит. Количественно-минеральный состав некоторых плагиогранитов приведен в таблице 5. Средний состав плагиогранитов, вычисленный на основании подсчета 13 шлифов, в объемных %, следующий (в скобках указаны пределы содержания минералов): плагиоклаз – 51,9 (32–64), кварц – 36,3 (27,7 – 44,6), биотит – 1,5 (0–6,5), роговая обманка – 0,3 (0–2,4), титаномagnetит – 2,3 (0–7,8), сфен – 0,4 (0–2), эпидот – 5,2 (0 – 3,6), хлорит – 1,3 (0–5), карбонат – 0,3 (0–2), пренит – 0,5 (0–6,5). В наиболее измененных разностях количество эпидота достигает 55–60%.

В структурном отношении среди плагиогранитов можно выделить равномернозернистые и порфиновые разности. Равномернозернистые плагиограниты характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой со следующей последовательностью идиоморфизма главных минералов: плагиоклаз – кварц – роговая обманка – биотит. В порфировых разностях крупные (3–4 мм в поперечнике) вкрапленники представлены кварцем, реже плагиоклазом. Вкрапленники кварца слегка корродированы. Основная масса среднезернистая с гипидиоморфнозернистой структурой. Количество вкрапленников различное, иногда они преобладают над основной массой (криптовая структура). Вкрапленники плагиоклаза по составу не отличаются от плагиоклаза основной массы.

Таблица 5.

Количественно-минеральный состав пород
третьей интрузивной фазы (в объемных %)

№ № образцов	Плагиоклаз	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Клинопироксен	Хлорит	Эпидот	Сфен	Рудный
59	53,2	38,2	4,3	-	-	-	-	-	4,3
69	61,9	33,1	-	-	-	1,4	-	-	3,6
28I	61,9 (35)	29,5	5,3	-	-	-	2,0	1,3	-
312	56,2 (36)	39,0	-	-	-	1,9	1,6	1,3	-
644	63,0 (38)	27,7	-	-	-	5,0	-	-	4,3
247 ^a	53,5	18,0	-	26,0	-	-	-	-	2,5
645	56,3 (I4)	21,8	-	16,4	-	-	-	-	5,5
I49	71,7	-	-	26,9	-	-	-	-	1,4
642	53,7 (24)	-	-	37,2	-	-	-	0,8	8,3
643	56,6 (34)	6,2	-	19,3	-	-	-	-	17,9
698	83,4	4,3	-	11,5	-	-	-	-	0,8
63	52,0	-	-	-	44,6	-	-	-	3,4
64I	49,4 (20)	-	-	42,0	-	-	-	0,6	8,0

В скобках указан номер плагиоклаза. № № 59, 69, 28I, 312, 644 - плагиограниты; 247^a, 645 - кв.диориты; I49, 642, 643, 698 - диориты; 63, 64I - габбро-диориты.

Для плагиогранитов характерны две структурные особенности:

I. Широкое развитие микропегматитовых сростаний кварца и плагиоклаза. Такие сростания встречаются в плагиогранитах района сел.Кясаман и Караиман; в восточной части района они не наблюдались. Размеры неделимых плагиоклаза, прорастаемых кварцем, до 2-3 мм. Иногда микропегматитовые сростания видны невооруженным глазом. Местами прорастания настолько тонки, что структура может быть названа перьевидной и дактилоскопической. Часто микропегматиты окружают узкие вытянутые простые двойники плагиоклаза. Плагиоклаз и кварц участвуют в сростаниях в примерно равных количествах (по площади); в результате подсчетов в нескольких шлифах получены цифры: плагиоклаз - 48,1%, кварц - 51,9%.

2. Интенсивный катаклиз плагиогранитов. Наиболее интенсив-

ная эпидотизация и хлоритизация приурочены к катаклазированным участкам; при микроскопическом изучении устанавливается, что эти процессы имели место после дробления породы. В полосах дробления плагиоклаз совершенно измельчен и превращен в темно-серую, слабо анизотропную массу, в которой "плавают" округлые зерна кварца с волнистым угасанием.

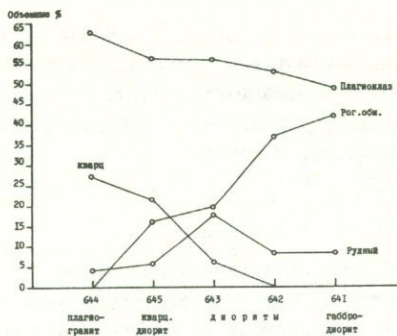
К в а р ц е в ы е д и о р и т ы

Кварцевые диориты развиты локально, тесно взаимосвязаны с плагиогранитами и отличаются от них лишь количественным соотношением минералов (табл.5). Они состоят из плагиоклаза, роговой обманки, кварца, рудных минералов. Плагиоклаз кварцевых диоритов Кысаманского массива представлен андезином (№ 34-35), тогда как в эндоконтактной фации плагиогранитов, в 4 км к северо-востоку от сел. Джанахмед, плагиоклаз более кислый - № 14-15. Структура кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистая. Часто наблюдается катаклаз породы, в участках дробления плагиоклаз замещен эпидотом и карбонатом, роговая обманка хлоритизирована.

Д и о р и т ы и г а б б р о - д и о р и т ы

Сложены плагиоклазом, роговой обманкой, редко клинопироксеном, кварцем, рудными минералами и отличаются от кварцевых диоритов количественно-минеральным составом (табл.5), а также микроструктурными особенностями. Диаграмма (фиг.4) отражает изменение количественно-минерального состава пород при переходе от плагиогранитов к гибридным образованиям эндоконтактной фации; в этом направлении происходит уменьшение содержаний плагиоклаза и кварца (вплоть до исчезновения последнего), обогащение роговой обманкой и рудным минералом.

Структура диоритов и габбро-диоритов может быть охарактеризована как субофитовая, с отчетливым идиоморфизмом длинно-призматического плагиоклаза относительно роговой обманки. В пироксеновых разностях структура призматически-зернистая, опять-таки с более идиоморфным характером плагиоклаза.



Фиг. 4. Изменение количественно-минерального состава пород третьей интрузивной фазы от центральной части интрузива (№ 644) к экзоконтактам (в 4 км к СВ от сел. Джан-ахмед).

Жильно-магматические породы

Жильные плагиограниты

Помимо типичных плагиогранитов, образующих как штокообразные, так и дайкообразные тела, встречена дайка, сложенная породой, близкой к плагиогранитам по качественному минеральному составу, но отличающейся от них по своей структуре и химизму. Минеральный состав: плаггиоклаз - 60,3%, кварц - 21,2%, рудный минерал - 12,7%, сфен - 2,7%, хлорит и эпидот - 3,1%.

Структура характеризуется резким идиоморфизмом длиннопризматического плаггиоклаза; кварц заполняет промежутки между кристаллами плаггиоклаза. Такая структура может быть названа оксифитовой (Ю.Ир.Половинкина и др., 1948). Порода названа плагиогранитом условно, на основании существенно кварц-плаггиоклазового состава. По соотношению минералов порода отличается от плагиогранита меньшим содержанием кварца и значительно большим количеством рудного минерала. По содержанию кварца и плаггиоклаза эта порода может рассматриваться как промежуточный тип между плагиогранитом и плаггиоклазитом. По химизму (таблица 18, № 674) порода также значительно отличается от плагиогранита и близка к кварцевому диориту.

Микроплагиограниты. Минеральный состав: плаггиоклаз, кварц, титаномagnetит, карбонат. Обычно присутствуют мелкие вкрапленники карбонатизированного плаггиоклаза (12,6%), состав основной массы: микропегматитовые срастания плаггиоклаза

и кварца - 75,0%, титаномагнетит - 3,2%, карбонат (в виде прожилков и сплошных масс) - 9,2%.

Основная масса пород сложена тонкозернистыми микропегматитовыми сростаниями плагиоклаза и кварца и также интенсивно карбонатизирована. По размерам отдельные неделимые плагиоклаза, прорастаемые кварцем, почти не отличаются от идиоморфных выделений плагиоклаза.

По химическому составу (таблица 18, № 41) породы соответствуют плагиогранитам.

П л а г и о г р а н и т - п о р ф и р ы . Вкрапленники (составляющие 20-25% объема пород) представлены плагиоклазом и кварцем. В составе основной массы плагиоклаз (36,7% объема всей породы), кварц - 17,2%, эпидот - 18,1%, хлорит - 7,9%, титаномагнетит - до 3%.

Размеры вкрапленников до 3-4 мм; среди них преобладает плагиоклаз (андезин № 36), представленный незональными идиоморфными кристаллами. Вкрапленники кварца обладают несколько округлыми контурами, иногда материал основной массы вдается в них узкими язычками. Основная масса состоит из мелкозернистого (0,04-0,06 до 0,1 мм) кварц-плагиоклазового агрегата. Выделения плагиоклаза имеют призматическую форму, широко распространены микропегматитовые прорастания его кварцем (перьевидные). Эпидот и хлорит развиваются по плагиоклазу основной массы и лишь изредка по вкрапленникам. Структура основной массы микрогранитовая, с несколько более идиоморфным плагиоклазом.

П л а г и о г р а н и т ы . Минеральный состав: плагиоклаз, кварц, магнетит, пирит, эпидот, гидроокислы железа. Взаимотношение главных составных частей (в объемных %): плагиоклаз - 57,5 (андезин № 30), кварц - 36,3, рудный - 6,2.

Структура аплитовая (гранулитовая), характеризуется мелкозернистостью породы (размеры зерен 0,1-0,3 мм) и аллотриоморфностью кварца и плагиоклаза. Обычно плагиоаплиты катаклазированы, по трещинкам и участкам дробления они цементируются пиритом и развивающимися по ним бурями гидроокислами железа.

2. Особенности состава породообразующих минералов

О л и в и н ы

Оливин, а также продукты его изменения являются главной первичной составной частью ультраосновных пород гипербазитового

комплекса. Перидотиты, слагающие подавляющую часть выходов гипербазитов, содержат до 85% оливина. Среди пород габброидного комплекса значительное содержание оливина характерно лишь для перидотитов (50–60%), тогда как в пироксенитах содержание его небольшое. Из основных пород оливин содержат лишь оливиновые габбро, имеющие совершенно подчиненное развитие (дайкообразные тела).

Оптические константы оливинов приведены в табл.6; состав определялся по диаграмме А.Полдерваарта. Оливины ультраосновных пород гипербазитового комплекса характеризуются высокой магнезиальностью и представлены форстеритом или наиболее магнезиальными разностями хризолита. Колебания в составе оливинов гипербазитового комплекса небольшие (2–13% фаялитовой молекулы). Эти данные подтверждают геологические наблюдения о слабой дифференцированности гипербазитовой магмы. Слабые колебания железистости оливинов характерны для пород гипербазитового формационного типа (Штейнберг, Малахов, 1963; Добрецов, 1964).

Таблица 6.

Оптические свойства и состав оливинов

№ № обр.	П о р о д а	2V	n_{β}	n_{ρ}	%Fa
Г и п е р б а з и т о в ы й к о м п л е к с					
I025	Дунит	+87 ⁰			7
543 ^{x/}	Гарцбургит	+84 ⁰	I,692	I,662	12
545	—"	+84 ⁰			2
548	—"	+84 ⁰			2
553	—"	+89 ⁰	I,695	I,662	12
555	—"	+88 ⁰			9
557	—"	+86 ⁰			5
789	—"	+86 ⁰	I,681	I,646	5
I038 ^{x/}	—"	+84 ⁰	I,696	I,662	13
986	Лерцолит	+89 ⁰	I,688	I,654	12
Г а б б р о и д н ы й к о м п л е к с					
858	Верлит	+87 ⁰	I,691	I,654	7
I004	—"	+85 ⁰			4
65-с	Пироксенит	+87 ⁰			7
202	Оливиновое габбро	-79 ⁰			36

x/ Наблюдается несоответствие между углом 2V и показателями преломления (состав определялся по показателям).

Высокая магнезиальность оливинов характерна также для перидотитов и пироксенитов габброидного комплекса района. Оливин из оливинового габбро отличается значительно более железистым составом и представлен гялосидеритом (36% фаялитового компонента). Таким образом, в различных породах габброидного комплекса наблюдается значительное колебание состава оливина, железистость которого возрастает от перидотитов и пироксенитов к оливиновым габбро.

Спектральным анализом в оливинах обнаружен ограниченный набор аксессуарных элементов: Cr (0,01-0,03%), Ni (0,1-0,3%), Mn (0,1-0,3%), Ti (0,001-0,03%), V (до 0,001%), Cu (около 0,0001%). Кроме того, обнаруживаются небольшие количества Ca (0,03-0,1%) и Al (0,003-0,1%).

Ромбические пироксены

Ромбические пироксены, так же как и оливины, характерны для ультраосновных пород гипербазитового комплекса и являются в них вторыми по распространенности минералами; в гарцбургитах их содержание колеблется в пределах 14-22%. В породах габброидного интрузивного комплекса ромбические пироксены мало распространены. В небольшом количестве (до 5%) встречаются в перидотитах; габбро-нориты, обладающие незначительным развитием, содержат до 10-15% ромбического пироксена.

Оптические константы и состав ромбических пироксенов приведены в таблицах 7, 8. Ромбические пироксены гипербазитового комплекса по составу весьма однородны и относятся к энстатитам.

При рассмотрении составов сосуществующих оливинов и ромбических пироксенов устанавливается, что они содержат приблизительно равные количества железистого компонента, или оливин несколько более магнезиален. Эти результаты находятся в соответствии с данными Рамберга и Де Вора (Ramberg, De Vore, 1951), изучивших естественные парагенезисы этих минералов. Указанные исследователи отмечают, что оливин является более железистым, чем ассоциирующий с ним ромбический пироксен в том случае, если средняя молекулярная доля $(X_o + X_p):2$ (где X_o - молекулярная доля магнезиально-силикатной молекулы в оливине, X_p - то же в ромбическом пироксене) не превышает приблизительно 0,65. В изученных нами гипербазитах величина $(X_o + X_p):2$ колеблется в пределах 0,89-0,95.

Таблица 7.

Оптические свойства и состав ромбических
пироксенов

№ № обр.	П о р о д а	2v	c:N _g	n _g	n _p	Состав в % Of _s
Г и п е р б а з и т о в ы й к о м п л е к с						
519	Гарцбургит	+84 ⁰	4 ⁰			9
543	—"	+83 ⁰	2 ⁰	1,681	1,669	9-10
545	—"	+81 ⁰	1 ⁰			7-8
548	—"	+83 ⁰	0			8-9
553	—"	+84 ⁰	3 ⁰	1,680	1,664	9
555	—"	+75 ⁰	3 ⁰			6
557	—"	+76 ⁰	2 ⁰			6
789	—"	+84 ⁰	5 ⁰	1,681	1,669	9-10
1038	—"	+84 ⁰	2 ⁰	1,681	1,669	9-10
986	Лерцолит	+86 ⁰	3 ⁰	1,681	1,669	9-10
937	Энстатит	+85 ⁰	4 ⁰			10
984	—"	+81 ⁰	2 ⁰			7-8
Г а б б р о и д н ы й к о м п л е к с						
858	Верлит	+88 ⁰	2 ⁰	1,691	1,676	11
759	Габбро	-60 ⁰	8 ⁰			31
46)	Габбро-норит	-55 ⁰	7 ⁰			35

Интересной особенностью химизма энстатита (табл.8) является высокое содержание алюминия и кальция. Исследования Д.Г.Грина (Green, 1963) показывают, что высокотемпературные энстатиты из перидотитов Тинаквилло (Венесуэлла) и Лизард (Корнуолл) содержат до 6-6,5% Al₂O₃.

По данным Л.Атласа, максимальное количество Са на 6 атомов кислорода в энстатите составляет 0,115 при 1100⁰С и уменьшается с падением температуры. В проанализированном образце энстатита количество Са на 6 атомов кислорода достигает 0,22, что, несомненно, связано с мельчайшими пластинчатыми вростками моноклинного пироксена, наблюдаемыми под микроскопом.

В породах габброидного комплекса устанавливается изменение состава ромбического пироксена от ультраосновных к основным дериватам. В перидотитах он высокомагнезиален и представлен бронзитом (11% ортоферросилита), тогда как в основных породах состав

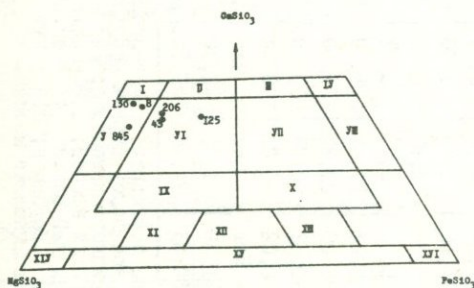
его доходит до гиперстена (31% ортоферросилита в габбро и 35% - в габбро-норите).

Спектральными анализами в энстатитах обнаружены Mn (0,1 - 0,3%), Cr (0,3%), Ni (0,003-0,3%), Co (0,001-0,03%), Ti (0,03-0,3%), V (0,003-0,01%), Cu (0,0001-0,01%), Sc (0,001-0,003%). Кроме того, в некоторых анализах устанавливаются Zn (до 0,01%), Ga (до 0,003%) и Ba (около 0,01%).

Моноклинные пироксены

В породах гипербазитового и габброидного комплекса моноклинные пироксены играют неравноценную роль. Ультраосновные породы гипербазитового комплекса резко обеднены моноклинным пироксеном; значительные концентрации его наблюдаются лишь в верлитах и пироксенитах (диопсидитах). Наоборот, в ультраосновных и основных породах габброидного комплекса моноклинный пироксен является одним из ведущих породообразующих минералов и входит в состав перидотитов, пироксенитов, габбро, жильных пород основного состава, лейкократовых габбро, анортозитов, а также некоторых габбро-диоритов эндоконтактной фации плаггиогранитов.

В нашем распоряжении имеется пять анализов моноклинных пироксенов из различных интрузивных пород района (табл.8). Эти анализы характеризуют моноклинные пироксены главных типов пород обоих интрузивных комплексов.



Фиг.5. Классификационная диаграмма клинопироксенов, по данным таблиц 8,9 (по A.Poldervaart, H.Ness, 1951).

При рассмотрении коэффициентов кристаллохимических формул (табл.8) выявляются особенности химизма проанализированных пироксенов. Отличительной чертой их является высокая магнезиальность. Все рассматриваемые пироксены характеризуются преоблада-

Таблица 8.

Химический состав и коэффициенты кристаллохимических формул
пироксенов (аналитик Э.Гаспарян)

Химический состав							Количества ионов в пересчете на 6(O)						
	986	8	845	I3 ⁰	43	206		986	8	845	I3 ⁰	43	206
SiO ₂	48,20	49,58	46,00	51,44	45,80	45,26	Si	1,72	1,83	1,73	1,88	1,74	1,73
TiO ₂	0,20	0,20	0,12	0,17	0,79	0,42	Al _Z	0,28	0,16	0,20	0,10	0,24	0,22
Al ₂ O ₃	6,49	4,14	4,54	2,15	7,61	5,00	Ti	-	0,01	-	0,01	0,02	0,01
Fe ₂ O ₃	0,63	1,40	2,11	1,05	0,21	2,81	Al _Y	-	0,02	-	-	0,10	-
FeO	5,96	3,44	2,81	2,50	8,29	5,95	Fe _Z ³⁺	-	-	0,06	0,01	-	0,04
MnO	0,09	0,04	0,08	0,07	0,24	0,15	Fe _Y ³⁺	0,02	0,04	-	0,02	-	0,04
MgO	5,89	18,23	21,47	19,00	16,13	17,26	Mg	1,70	1,00	1,22	1,04	0,91	0,98
CaO	31,78	22,00	20,87	23,00	18,61	21,30	Fe ₂₊	0,18	0,11	0,09	0,08	0,26	0,19
Na ₂ O	0,20	0,32	0,04	0,20	0,50	0,50	Mn	-	-	-	-	0,01	-
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	Ca	0,22	0,87	0,84	0,90	0,77	0,88
Вл.	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Na	-	0,02	-	0,01	0,04	0,04
П.п.п	0,62	1,48	1,35	1,28	2,60	1,09	K	-	-	-	-	-	-
Σ	100,08	100,85	99,41	100,88	100,80	99,76	Mg:Ca	80,2	50	55	51	47	46
							Fe	9,4	7	7	5	13	13
							Ca	10,4	43	38	44	40	41
							Mg	7,71	1,15	1,45	1,16	1,18	1,11
							f	11	13	11	14	22	22

986 - энстатит из лерцолита; 8 - эндиопсид из вердита (гипербазитовый комплекс, Караиман-Зодский массив). Пироксены габброидного комплекса: 845 - эндиопсид из вердита, Кысаманский массив; I3⁰ - эндиопсид из пироксенита, Джанахмедский массив; 43 - авгит из габбро, в 3 км к северу от с.Караиман; 206 - авгит из лейкократового габбро, Кысаманский массив.

$$f = 100 (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}) : (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$$

Таблица 9.

Оптические свойства и состав
моноклинных пироксенов

№ № обр.	П о р о д а	+2V	c:Ng	ng	np	С о с т а в
Г и п е р б а з и т о в ы й к о м п л е к с						
986	Лерцолит	56 ⁰	38 ⁰	-	-	-
8	Верлит	58 ⁰	40 ⁰	I,696	I,669	Wo ₄₇ En ₅₁ Fs ₂
984	Пироксенит	54 ⁰	38 ⁰	-	-	-
Г а б б р о и д н ы й к о м п л е к с						
845	Верлит	57 ⁰	39 ⁰	I,697	I,669	Wo ₄₅ En ₅₃ Fs ₂
319	"-	60 ⁰	37 ⁰	-	-	-
150	"-	54 ⁰	36 ⁰	-	-	-
837	"-	52 ⁰	37 ⁰	-	-	-
I004	"-	53 ⁰	38 ⁰	-	-	-
136	Пироксенит	56 ⁰	44 ⁰	I,702	I,662	Wo ₄₆ En ₄₈ Fs ₆
324	"-	52 ⁰	41 ⁰	-	-	-
43	Габбро	48 ⁰	44 ⁰	I,705	I,676	Wo ₄₀ En ₄₉ Fs ₁₁
46	Габбро-норит	53 ⁰	43 ⁰	-	-	-
759	Рог.-пир.габбро	50 ⁰	38 ⁰	-	-	-
241	Габбро	52 ⁰	49 ⁰	-	-	-
816	"-	59 ⁰	36 ⁰	-	-	-
247	Габбро-порфирит	52 ⁰	48 ⁰	-	-	-
202	Оливиновое габбро	54 ⁰	45 ⁰	-	-	-
22	Рог-пир.габбро (дайка)	54 ⁰	44 ⁰	-	-	-
206	Лейкокр.габбро	56 ⁰	46 ⁰	I,708	I,660	Wo ₄₇ En ₃₉ Fs ₁₄
327	"- -"	57 ⁰	37 ⁰	-	-	-
I25a	Анортозит	53 ⁰	48 ⁰	I,714	I,691	Wo ₄₀ En ₃₈ Fs ₂₂

Состав определялся по диаграмме Г.Хесса (У.А.Дир и др., 1965).

нием магния над кальцием в формуле. Наиболее магниезальными являются моноклинные пироксены ультраосновных пород обоих комплексов, представленные эндиопсидами (фиг.5). Пироксены основных пород габброидного комплекса относятся к авгитам.

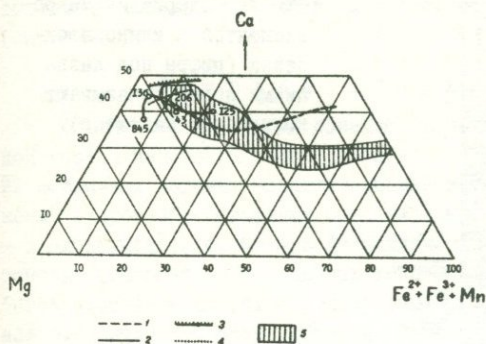
Моноклинный пироксен из верлита гипербазитового комплекса по своему химизму обнаруживает большую близость к таковым из ультраосновных пород габброидного комплекса. По данным У.А.Дира

и др. (1965), эндиопсиды характерны для ультраосновных пород, в частности, для оливиновых включений в базальтах. Для всех трех проанализированных эндиопсидов характерна чрезвычайно низкая железистость.

В процессе эволюции габбровой магмы наблюдается некоторое возрастание железистости моноклинных пироксенов (от 11% в верлите до 22% в габбро и лейкократовом габбро) при почти постоянном отношении Mg:Ca (табл.8). Эволюция состава клинопироксенов различных пород габброидного комплекса иллюстрируется диаграммой (фиг.6), где для сравнения нанесены "пути кристаллизации" клинопироксенов некоторых хорошо изученных интрузивов, а также "поле пироксенов интрузивных пород" по М.М.Веселовской (1950). Хотя пути эволюции химизма клинопироксенов габброидного комплекса рассматриваемого района и Скергаардской трапповой интрузии в некоторых своих отрезках совпадают, однако между ними существуют совершенно четкие различия. Так, моноклинные пироксены ультраосновных пород габброидного комплекса района значительно богаче магнием пироксенов трапповой формации; с другой стороны, железистость пироксенов габброидов возрастает в общем незначительно, и самый железистый из них (клинопироксен из анортозита) представлен авгитом состава $Wo_{40}En_{38}Fs_{22}$, тогда как в Скергаардской интрузии состав крайних членов достигает феррогеденбергита.

Диаграмма показывает резкие различия в направлениях эволюции состава клинопироксенов ультраосновных интрузивов Миямори и Хаяшине в Японии, кристаллизовавшихся при внедрении гипербазитовой магмы, и клинопироксенов габброидов района. Эти различия подчеркивают генетическую разобщенность габброидов от гипербазитов. Вместе с тем при рассмотрении диаграммы видно, что "поле пироксенов интрузивных пород" М.М.Веселовской далеко не охватывает состава всех клинопироксенов интрузивного происхождения и поэтому не может быть использовано в петрогенетических целях.

Важной петрогенетической величиной является содержание в клинопироксенах Al_2O_3 . Известно, что оно контролируется химическим составом и термодинамическими условиями кристаллизации магмы. Содержание Al_2O_3 в клинопироксене из верлита гипербазитового комплекса довольно высокое (4,14%); оно соответствует наивысшим содержаниям Al_2O_3 в клинопироксенах гипербазито-



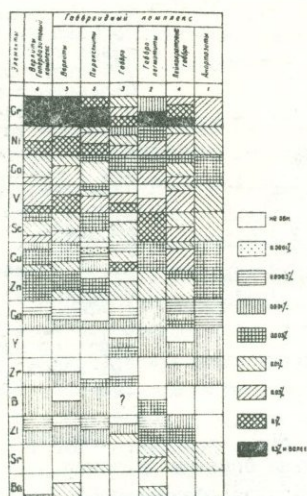
Фиг.6. Эволюция состава клинопироксенов габброидного комплекса ЮВ части Севанского хребта и сравнение с некоторыми хорошо изученными примерами. 1 - Скергаардская интрузия (Дир и др., 1965); 2 - ЮВ часть Севанского хребта; 3 - интрузия Миямори; 4 - интрузия Хаяшине (Onuki, 1965); 5 - поле клинопироксенов интрузивных пород (Веселовская, 1950).

вого массива Хороман в Японии (Onuki, 1965), кристаллизация которого имела место при несколько большем давлении, чем других ультраосновных интрузий. Учитывая обедненность верлита, к которому относится рассматриваемый клинопироксен, глиноземом, можно считать, что главной причиной высокой концентрации Al_2O_3 в клинопироксене верлита являются термодинамические условия, а именно, высокое давление при кристаллизации гипербазитов. Этот вывод находится в соответствии с данными по ортопироксену из гипербазитов исследуемого района.

Для клинопироксенов пород габброидного комплекса также характерны довольно высокие содержания Al_2O_3 (2,15-7,61%), однако они связаны скорее с высоким содержанием глинозема в габброидной магме и не могут свидетельствовать в пользу высокого давления при кристаллизации габброидов.

Содержание Al_2O_3 в клинопироксенах габброидного комплекса возрастает от пироксенитов, через верлиты и лейкократовые габбро, к габбро и тесно связано с увеличением в этом же ряду содержаний FeO в клинопироксенах. Такая зависимость между содержанием в рассматриваемых минералах Al_2O_3 и железа установлена Х.Онуки для ультраосновного массива Миямори.

Оптические константы моноклинных пироксенов приведены в таблице 9. Увеличение показателей преломления моноклинных пироксенов от ультраосновных пород к основным хорошо связывается с увеличением железистости пироксена в этом направлении. Составы, определенные по оптическим константам, показывают удовле-



Фиг.7. Содержания микроэлементов в клинопироксенах (цифры под названиями пород показывают количество анализов).

творительную сходимость с химическими анализами.

Химическим и спектральным анализами в клинопироксенах обнаружен ряд микроэлементов (табл.8, фиг.7); распределение некоторых из них подчинено определенным закономерностям и связано с изменением общего химизма клинопироксенов и вмещающих их пород. Так, содержания титана в проанализированных клинопироксенах увеличиваются с возрастанием в них количества FeO и коррелируются с содержаниями в породах TiO_2 . Таково же поведение марганца. Наоборот, содержания Cr , Ni , Co с увеличением железистости клинопироксенов падают. Наиболее обогащены хромом и никелем пироксены ультраосновных пород габброидного комплекса. Таким образом, элементы группы железа в клинопироксенах являются индикаторами дифференциации габброидной магмы.

Характерным микроэлементом клинопироксенов является скандий, постоянно присутствующий в них в количестве 0,003–0,03%; наиболее обогащены скандием пироксены габбро и лейкократовых габбро. Постоянно обнаруживаются в клинопироксенах Cu , Zn , Ga ; из других микроэлементов спектральным анализом обнаружены (не во всех случаях) Y , Zr , Li , Sr , Ba ; можно отметить обогащение стронцием клинопироксенов лейкократовых габбро и анор-

гозитов - пород, содержащих максимальные количества стронция (см. табл. 23).

Р о г о в ы е о б м а н к и

Обыкновенная роговая обманка является характерной составной частью некоторых пород габброидного интрузивного комплекса. Из первичных роговых обманок зеленая встречается в роговообманковых микрогаббро (главным образом в Кясаманском массиве, редко - в Джанахмеде), бурая - в Джанахмедских роговообманково-пироксеновых микрогаббро и в дайках такого же состава у сел. Караиман. Роговые обманки диоритов и кварцевых диоритов относятся к зеленой разности. Игоричная роговая обманка (уралитовая) широко распространена в габбро, где замещает моноклинный пироксен.

Несмотря на различную окрасченность, все роговые обманки по своим оптическим и химическим свойствам (таблица 10) относятся к группе обыкновенной роговой обманки. Схема абсорбции $N_g > N_p > N_m$; при плеохроизме они не меняют характера своей окраски. Вторичная роговая обманка также окрашена в зеленый цвет; по характеру плеохроизма и оптическим свойствам ($n_g = 1,668$, $n_p = 1,644$, $-2V = 82^\circ$, $c:N_g = 18^\circ$) относится к группе обыкновенной роговой обманки.

Устанавливаются некоторые различия в химизме разноокрашенных роговых обманок. Наиболее высокой магнезиальностью обладают бурые роговые обманки из габбро, где отношения $100 Mg:(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$ достигает 60-66; для уралитовой роговой обманки, согласно диаграмме У.А. Дира и др. (1965), это отношение равно 68. Зеленые роговые обманки из габбро и кварцевого диорита характеризуются меньшей магнезиальностью - 54-55%. Отличительной особенностью бурых роговых обманок является также большее содержание окисного железа (относительно закисного) по сравнению с зелеными, чем и обусловлена их бурая окраска. Такие соотношения между закисным и окисным железом свидетельствуют о высоком окислительном потенциале расплава, из которого кристаллизовались бурые роговые обманки, и о высокой температуре (выше 750°) (Заварицкий, Соболев, 1961).

Анализы № № 760 и 153 показывают несколько повышенные содержания кальция относительно нормы (согласно У.А. Дире и др., обычно верхним пределом содержания кальция в роговых обманках

Таблица 10.

Оптические свойства, химический состав и коэффициенты
кристаллохимических формул роговых обманок

Химический состав					Количества ионов в пересчете на 24(O, OH)				
№ №	760	153	22	698	№ №	760	153	22	698
Окислы					Ионы				
SiO ₂	44,40	42,65	47,00	42,55	Si	6,60	6,45	6,90	6,42
TiO ₂	1,05	0,36	0,65	0,80	Ti	0,12	0,05	0,08	0,09
Al ₂ O ₃	10,50	11,35	9,30	11,45	Al	1,28	1,50	1,02	1,49
Fe ₂ O ₃	7,60	7,63	5,30	8,05	Al	0,56	0,54	0,58	0,56
FeO	8,55	10,90	8,90	10,10	Fe ³⁺	0,85	0,87	0,83	0,92
MnO	Не обн.	Не обн.	0,23	Не обн.	Fe ²⁺	1,06	1,38	1,04	1,28
MgO	13,00	12,30	15,20	11,65	Mn	-	-	0,03	-
CaO	12,65	12,50	10,50	12,35	Mg	2,53	2,21	2,52	2,24
Na ₂ O	0,90	0,90	1,20	1,02	Mg	0,35	0,56	0,80	0,38
K ₂ O	0,94	0,52	0,47	0,83	Ca	2,01	2,03	1,65	1,99
H ₂ O+	0,78	0,60	0,90	0,81	Na	0,26	0,27	0,33	0,29
Σ	100,37	99,71	99,70	99,61	K	0,18	0,09	0,09	0,16
-2V	72 ⁰	85 ⁰	70 ⁰	66 ⁰	OH	0,77	0,60	0,88	0,82
c:Ng	21 ⁰	14 ⁰	16 ⁰	19 ⁰	100 Mg: (Mg ⁺ +Fe ²⁺ +Fe ³⁺)	60	55	66	54
ng	1,680	1,672	1,678	1,675	Fe ²⁺ :Fe ³⁺	1,25	1,59	1,25	1,39
np	1,659	1,647	1,650	1,651					

Химический состав определен методом сравнительной дисперсии двупреломления З.О.Чибухяном и И.С.Вартазарян. № 760 - бурая рог.обманка, роговообманково-пироксеновое микрогабро, Джанахмед; № 153 - зеленая рог.обманка, роговообманковое габро, Джанахмед; № 22 - бурая рог.обманка, жильное габро, Карамак; № 698 - зеленая рог.обманка, кв. диорит, Кысаман.

является 2 атома на формульную единицу).



Фиг. 8. Содержания микроэлементов в роговых обманках (условные обозначения см. фиг. 7).

Спектральными анализами в роговых обманках установлен ряд элементов (фиг. 8). Постоянно встречаются Cr, Ni, Co, Mn, Ti, V, Cu, Zn, Ga, Zr, Li; часто обнаруживаются Sc, Y, Sr; в отдельных анализах установлены Ge, Yb, Be, Ba. В процессе эволюции габброидной магмы в роговых обманках наблюдается изменение содержания некоторых микроэлементов; так, роговые обманки габбро-пегматитов и кварцевых диоритов содержат меньше Cr, Ni, Co, V, Sc по сравнению с таковыми из габбро; содержания цинка наоборот, в роговой обманке из кварцевого диорита значительно выше.

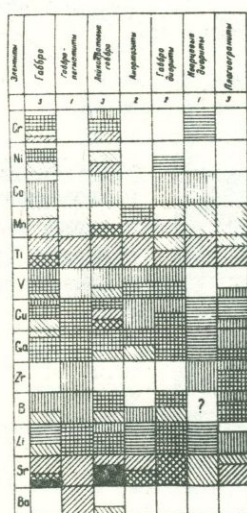
Плагиоклазы

Плагиоклазы являются характерной составной частью пород габброидного интрузивного комплекса. Наблюдается закономерное изменение состава плагиоклаза с эволюцией габбровой магмы. Плагиоклазы лейкократовых габбро и анортоситов характеризуются высокой основностью (№ 76-89). В интрузивных породах первой фазы плагиоклаз содержит в среднем на 8-9% меньше анортита, а в жильных габбро-диоритах состав его изменяется до андезина

№ № обр.	Породы	Двойн. ось	Ng	Nm	Np	%An	№ обр.	Породы	Двойн. ось	Ng	Nm	Np	%An	
Первая интрузивная фаза							878	Лейкогаббро	$\frac{1[100]}{(010)}$	51,5	58	55	77	
241	Габбро	(001)	49	61,5	54	77	1019	"-	$\frac{1(010)}{(010)}$	47	55	63	88	
759	"-	(010)	39	60,5	67	73		805	Анортозит	$\frac{1[001]}{(010)}$	68,5	28,5	72	89
816	"-	(001)	46	61	58	77		Третья интрузивная фаза						
895	"-	(001)	44	66,5	55,5	84	78	Плагиогранит	$\frac{1[100]}{(010)}$	74	18,5	81	38	
46	Г.-норит	$\frac{1[001]}{(010)}$	71	31	66,5	76	82	"-	$\frac{1[100]}{(010)}$	74,5	19	79,5	39-40	
153	Рог. габбро	$\frac{1(001)}{(010)}$	44	59	62	75	281	"-	[010]	19	71,5	88	35	
758	"-	$\frac{1(010)}{(010)}$	29	68	72	58	312	"-	$\frac{1(010)}{(010)}$	16	74	88	36	
Жильные породы первой фазы							644	"-	$\frac{1(010)}{(010)}$	19	71	89	38	
202	Олив. габбро	$\frac{1[001]}{(010)}$	69,5	29,5	70	83	645	Кв. диорит	$\frac{1(001)}{(010)}$	87	13,5	77	14	
22	Рог. габбро	$\frac{1(010)}{(010)}$	40,5	60	65,5	76	698	"-	$\frac{1(010)}{(010)}$	18	73	85	38	
851	Г.-диорит	$\frac{1[100]}{(010)}$	77	13,5	86	31-34	642	Диорит	$\frac{1(001)}{(010)}$	80	16,5	77	24	
Вторая интрузивная фаза							643	"-	$\frac{1(010)}{(010)}$	14	76	88	34	
327	Лейкогаббро	$\frac{1(010)}{(010)}$	42	62	61,5	81	724	"-	$\frac{1(010)}{(010)}$	17	73	89	37	
834	"-	$\frac{1(001)}{(010)}$	45	58,5	61,5	76	64	Г.-диорит	$\frac{1(001)}{(010)}$	78	18	76	26	
841	"-	$\frac{1[100]}{(010)}$	51	57	56,5	76	641	"-	$\frac{1(001)}{(010)}$	88	7	83,5	21	
843	"-	$\frac{1(001)}{(010)}$	44,5	63,5	57,5	81	Жильные породы третьей фазы							
874	"-	$\frac{1[100]}{(010)}$	46	62	57	82	338	Плаг.-порфир	$\frac{1(010)}{(010)}$	16,5	74	87,5	36	
							349	Плагиоаплит	$\frac{1(010)}{(010)}$	10	80	88,5	30	

(№ 31-34). Плагииграниты и жильные породы третьей интрузивной фазы характеризуются небольшими колебаниями состава плагноклаза, представленного андезином, тогда как в породах эндоконтактной фации - кварцевых диоритах, диоритах и габбро-диоритах - плагноклаз имеет сравнительно более кислый характер и состав его в отдельных разностях опускается до № I4.

Состав плагноклазов определялся по диаграмме В.В.Никитина (Соболев, 1964). Для плагноклаза из роговообманкового габбро (№ 758) была определена высокая степень упорядоченности (по А.С.Марфунину, 1962); плагноклаз из кислых и средних пород третьей интрузивной фазы по данным оптических измерений также обладает высокой степенью упорядоченности и является, таким образом, "низкотемпературным".



Фиг.9. Содержания микроэлементов в плагноклазах (условные обозначения см.фиг.7).

Спектральным анализом в плагноклазах обнаружен ряд элементов-примесей (фиг.9). Постоянно устанавливаются содержания Mn (0,003-0,1%), Ti (0,01-0,1%), Cu (0,0003-0,1%), Ga (0,0003-0,01%), B (0,001-0,01%), Li (0,0003-0,01%), Sr (0,01-0,3%). Часто обнаруживаются Sr, Ni, Co, V, в отдельных анализах также Zr, Ba. Повышенные содержания меди в плагноклазах лейкократовых габбро (0,03-0,1%) связаны с мельчайшими включениями халькопирита, устанавливаемыми при микроскопическом исследовании.

Г р о с с у л я р

Во многих образцах верлитов габброидного комплекса встречается позднемагматический гроссуляр в виде червеобразных, ксеноморфных относительно оливина выделений. В верлитах его распределение весьма неравномерно, содержание варьирует от нескольких до 27 процентов. Ис химическому составу (таблица I2) гроссуляр содержит больше глинозема и меньше кремнезема по сравнению с его теоретическим составом, что связано, по-видимому, с загрязнением пробы материалом фарфоровой ступки, в которой она истиралась (Борнеман-Старынкевич, 1964). В связи с этим наблюдается отклонение коэффициентов кремния и алюминия от теоретически возможных величин. Однако, независимо от указанных отклонений, приведенный анализ характеризует минерал как почти чистый гроссуляр с соотношением миналов $St_{95.5}Alm_{1.1}Fur_{3.4}$. Рентгенографически минерал диагностирован как гроссуляр.

Элемент	Гроссуляры			Хромиты			Верлиты		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cr	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ni	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ce	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Mn	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ti	■	■	■	■	■	■	■	■	■
V	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Cu	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Pb	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ag	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Zn	■	■	■	■	■	■	■	■	■
As	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Ga	■	■	■	■	■	■	■	■	■
B	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Li	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sr	■	■	■	■	■	■	■	■	■

Фиг.10. Содержания микроэлементов в гроссулярах, хромшпинелидах, верлитах (условные обозначения см. фиг. 7).

Другой формой нахождения гроссуляров в исследуемом районе являются пироксен-гроссуляровые и почти мономинеральные гроссуляровые жилы в серпентинитах, образующиеся в результате метаморфизма даек полевошпатовых пород.

Таблица 12. Химический состав и коэффициенты кристаллохимической формулы гроссуляра из верлита габброидного комплекса (обр. 226^а, Кясаманский массив). Аналитик З. Гаспарян

Химический состав	SiO ₂	35,80
	TiO ₂	Не обн.
	Al ₂ O ₃	26,10
	Fe ₂ O ₃	1,15
	FeO	0,54
	MnO	0,10
	CaO	30,60
	MgO	2,78
	Na ₂ O	0,16
	K ₂ O	0,06
P ₂ O ₅	Не обн.	
Вл.	Не обн.	
П.п.п.	3,62	
	Σ	100,91
Коэффициенты	Si	2,75
	Al	2,36
	Fe ³⁺	0,06
	Mg	0,32
	Fe ²⁺	0,03
	Ca	2,52

Диаграмма (фиг. 10) отражает содержания элементов-примесей в гроссулярах; из элементов группы железа наибольшие содержания установлены для Mn, Cr, Ni, Ti, характерно присутствие металлогенных элементов - Cu и Zn. Обнаружены также небольшие количества Ga, В, Li.

3. Акцессорные минералы

Несмотря на большой размах акцессорно-минералогических исследований магматических пород в течение последних десятилетий, вопросам акцессорной минерализации ультраосновных и основных пород посвящены лишь немногие работы (можно упомянуть исследования Р. Hahn-Weinheimer, F. Rost, 1961; Е. Д. Надеждиной, 1961; С. Ф. Соболева, 1965; Н. А. Ашихминой и др., 1965). Важные результаты по рассматриваемому вопросу получены рядом исследователей при рудно-микроскопическом

изучении гипербазитов и габброидов (Krause, 1958; Vautsch, 1960; П. Рамдор, 1967 и др.). Эти исследования показали, что гипербазиты и габброиды содержат некоторые акцессорные минералы, широко распространенные во всех типах изверженных пород; вместе с тем для рассматриваемых образований, в особенности для гипербазитов, установлено присутствие ряда специфических минералов, главным образом рудных.

Первая детальная работа по минералогии главных типов интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан принадле-

жит И.Г.Гаспарян, которая приводит качественную акцессорно-минералогическую характеристику серпентинитов, габбро, габбро-диоритов, кварцевых диоритов и описание различных акцессорных минералов коренных пород и аллювия. А.Г.Кудумджяном дана акцессорно-минералогическая характеристика некоторых типов пород габброидного комплекса юго-восточной части Севанского хребта (была обработана часть материала, собранного автором настоящей работы). Акцессорные минералы ультраосновных и основных пород западной части Амасия-Севано-Акеринского офиолитового пояса изучены С.Б.Абовяном (1969).

Проведенное нами акцессорно-минералогическое исследование основано на обработке 42 протолок (искусственных шлихов) пород ультраосновного, основного, среднего и кислого состава, а также лиственитов Караиман-Зодского гипербазитового, Джанахмедского, Кясаманского и Шискаинского габброидных массивов, характеризующих площадь в 30 кв.км. Кроме того, изучено около 60 полированных шлифов из всех типов пород с целью более детальной характеристики непрозрачных акцессорных минералов. При отборе и обработке проб мы придерживались в основном общепринятой методики (Б.М.Меликсетян, 1960; В.В.Ляхович и Д.А.Родионов, 1961) с учетом предложенной С.Ф.Соболевым (1963) схемы для ультраосновных и основных пород.

а) Описание акцессорных минералов

Магнетит

Магнетит (титаномагнетит) является типичным минералом всех изученных пород и в большинстве из них относится к наиболее распространенным акцессориям. Ультраосновные породы гипербазитового комплекса не содержат первичного магнетита; широко развит в них вторичный магнетит, образующийся при серпентинизации оливина. Морфологически он представлен прожилковидными выделениями и цепочками мельчайших округлых выделений, развивающимися по трещинкам, пересекающим оливиновые зерна и приуроченными обычно к центральной части серпентиновых прожилков.

Все породы габброидного комплекса содержат первичный магнетит в переменных количествах. В серпентинизированных верлитах, кроме вторичного, в аншлифах обнаружены выделения первичного магнетита размером около 0,1 мм, неправильной формы, разведенные, с извилистыми очертаниями. Обычно несколько таких вы-

делений расположено кучно; взаимоотношения с хромшпинелидами не установлены. В пироксенитах магнетит образует крупные выделения и пластинчатые вроски в диопсиде; значительно меньше здесь вторичного магнетита, образующегося при серпентинизации оливина. Весьма неравномерно развит титаномagnetит в габбро; наиболее обогащены им роговообманковые и роговообманково-пироксеновые микрогаббро Джанахмедского массива. В габброидах титаномagnetит представлен двумя генерациями; первая генерация образовалась до главных пороодообразующих минералов и представлена мелкими идиоморфными зернами. В количественном отношении резко преобладает титаномagnetит второй генерации, образующий неправильные выделения, ксеноморфные относительно пороодообразующих минералов. Титаномagnetитом обогащены также породы третьей интрузивной фазы (плаггиограниты, габбро-диориты и др.), в которых он кристаллизуется одним из последних, позже пороодообразующих минералов, и часто приурочен к участкам развития биотита и хлорита.

В некоторых аншлифах габбро, габбро-диоритов, плаггиогранитов наблюдается распад ильменита в магнетите.

При изучении химизма акцессорных магнетитов (таблицы I3 - I5) устанавливаются определенные закономерности, распределение некоторых примесей рассматривается ниже.

Т и т а н . Вторичный магнетит, образующийся при серпентинизации гипербазитов (№ 7^a, табл. I3), а также магнетит пироксенитов габброидного комплекса обладают низкими содержаниями титана. В магнетитах габбро количество титана резко возрастает. Обращает внимание обогащенность титаном магнетита пород третьей интрузивной фазы. По данным Д.С.Штейнберга и В.Г.Фоминих (1961), высокими содержаниями TiO_2 (до 5,3%) обладают магнетиты гранитных пород, генетически связанных с основной магмой, тогда как в породах гранитоидной магмы магнетит содержит менее 1% TiO_2 . Таким образом, особенности химизма магнетита подтверждают геологические наблюдения о генетической связи плаггиогранитов района с габбровой магмой.

Содержания титана в магнетитах основных и кислых пород коррелируются с содержаниями титана в породах независимо от примерно равных количеств магнетита в них (табл. I4). Вместе с тем при повышении железистости пород резко возрастает роль титана, связанного в магнетите, в общем балансе по породе, так как параллельно уменьшению содержания цветных минералов практически все железо и титан концентрируются в магнетите.

Таблица 13

Содержания TiO_2 , V_2O_5 , MnO , Ge
в магнетитах(%)

№ обр.	Породы	TiO_2	V_2O_5	MnO	Ge
7 ^a	Серпентинит, гипер- баз. компл., вторичный	0,33	0,08	0,22	$1,0 \cdot 10^{-4}$
13 ^b	Пироксенит	0,33	0,03	0,19	-
96	Пироксенит	0,13	-	-	$0,6 \cdot 10^{-4}$
23	Габбро	6,10	0,18	0,39	$4,0 \cdot 10^{-4}$
43	Габбро	5,21	-	-	-
30 ^a	Габбро-диорит	7,84	-	-	-
574 ^a	Габбро-диорит	8,25	0,08	0,18	$2,6 \cdot 10^{-4}$
30	Плаггиогранит	4,11	-	-	$3,5 \cdot 10^{-4}$
574	Плаггиогранит	5,28	0,07	0,86	$4,8 \cdot 10^{-4}$
21	Микроплаггиогранит	3,92	-	-	$5,0 \cdot 10^{-4}$

Химические анализы на TiO_2 , V_2O_5 , MnO произведены в
химлаборатории ИГН АН Арм.ССР; аналитики - Т.Т.Авакян и В.А.Ба-
баян; содержания Ge по данным количественных спектральных
анализов (А.И.Карпетян и Г.М.Мкртчян).

Таблица 14.

Роль титана, связанного в магнетите некоторы
пород габброидного комплекса, в зависимости от изме-
нения общей железистости пород

Породы	Ср.содерж. TiO_2 в породе, %	Ср.содерж. TiO_2 в магнетите, %	Ср.содерж. магнетита в породе, %	% TiO_2 , прихо- дящий ся на магне- тит	f
Пироксениты	0,38	0,23	3,2	4	0,4
Габбро	0,56	5,65	3,5	34	0,6
Габбро-диориты	0,70	8,05	6,5	59	0,6
Плаггиограниты	0,43	4,70	2,3	82	0,8
Микроплаггиогранит	0,23	3,92	3,2	71	0,7

$$f \text{ (общая железистость)} = (FeO + Fe_2O_3) : (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$$

А.Ф.Баддингтон и др. (Baddington, 1955) установили опреде-
ленную зависимость между содержаниями титана в титаномагнетитах
температурой кристаллизации пород. Используя эти данные, темпер

туру кристаллизации основных и кислых пород габброидного комплекса можно оценить в 700–850⁰. Однако для пироксенитов определение температуры невозможно, так как отсутствует сосуществующий с магнетитом ильменит (система не была насыщена титаном).

В а н а д и й . Обращают внимание пониженные содержания ванадия по сравнению с магнетитами габброидных пород Урала (Штейнберг, Фоминых, 1961). Определенной зависимости между содержанием титана и ванадия в магнетитах не наблюдается; наиболее обогащен ванадием магнетит из габбро.

М а р г а н е ц . Наблюдается увеличение содержания марганца в магнетитах от пироксенита через габбро к плагиограниту. Эта закономерность нарушается низким содержанием марганца в магнетите из гибридных габбро-диоритов.

Г е р м а н и й . Содержания германия в магнетитах основных и кислых пород габброидного комплекса пород значительно выше, чем в ультраосновных. Наблюдается некоторая зависимость между содержаниями германия и титана, с отдельными отклонениями (габбро-диориты): В.В.Ляхович (1959) отмечает, что в связи со структурным родством GeO_2 и TiO_2 германий может накапливаться в ильменитсодержащих магнетитах.

Таблица 15.

Средние содержания Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ga в магнетитах, по данным приближенно-количественного спектрального анализа (в %)

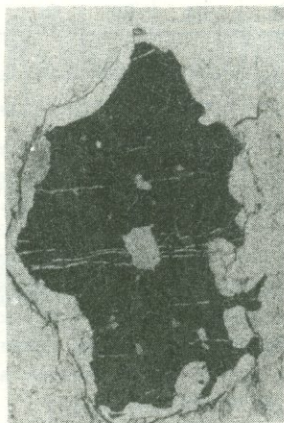
Породы	Колич. анал.	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Ga
Серпентиниты гипербазит. комплекса	4	I	0,3	0,02	0,005	0,02	0,001
Пироксениты	2	0,06	0,03	0,008	0,007	0,01	Не обн.
Габбро	5	0,1	0,15	0,02	0,02	0,05	0,001
Габбро-диориты	3	0,03	0,02	0,001	0,01	0,03	0,002
Плагиограниты	4	0,001	0,002	Не обн.	0,01	0,01	0,003

Спектральным анализом в магнетитах почти постоянно обнаруживаются примеси Cr, Ni, Co, Cu, Zn, Ga (таблица 15). Первые три элемента проявляют тенденцию накапливаться в магнетитах ультраосновных и основных пород; наоборот, содержания галлия, минимальные в магнетите ультраосновных пород, увеличиваются в габбро-диоритах и плагиогранитах.

Хромшпинелиды

Хромшпинелиды являются наиболее распространенными и характерными акцессорными минералами ультраосновных пород гипербазитового и перидотитов габброидного комплексов.

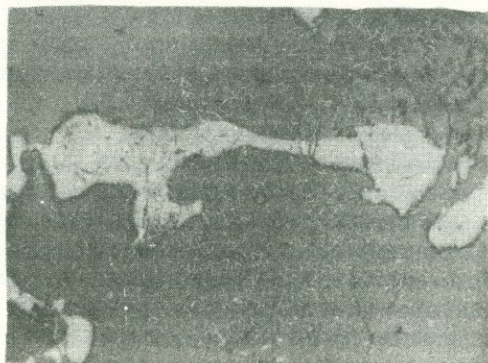
В различной степени серпентинизированные гарцбургиты гипербазитового комплекса содержат переменные количества хромшпинелидов. По подсчетам в шлифах их содержания колеблются в пределах 1,5–3,3%. Количественные подсчеты в протолочках показывают меньшие величины – 0,14–0,93%, что свидетельствует о больших потерях минералов при дроблении и отмучке. Хромшпинелиды образуют ксеноморфные, часто червеобразные выделения размером в среднем 0,5 – 1 мм (до 20 мм) (фиг. II–I3). Неясно, имеем ли мы дело с единичными кристаллами или с агрегатами кристаллов. На трудность определения размеров отдельных зерен хромита указывает Г. Краузе (Krause, 1958). Более вероятно предположение о том, что это агрегаты кристаллов, так как при наблюдении под бинокляром отдельных кристаллов размеры их определяются в 0,2–0,5 мм. Характерно наличие в хромшпинелидах овальных включений серпентинизированного оливина размером до 0,2–0,3 мм. Пойкилитовые включения такого рода характерны для хромитов различных районов. По данным Г. Краузе, в хромитах месторождений Турции включения оливина наблюдаются почти в 95% просмотренных проб, причем устанавливаются два максимума частоты их размеров: 0,01–0,03 мм и 0,3 мм.



Фиг. II. Крупное ксеноморфное выделение хромшпинелида, содержащее многочисленные пойкилитовые включения серпентинизированного оливина. Серпентинизированный гарцбургит. Ув. 37. Без анализатора.



Фиг.12. Хромшпинелид с пойкилитовыми включениями серпентинизированного оливина. Трещинки залечены серпентином. Апогардбургитовый серпентинит. Полированный шлиф, ув.100.



Фиг.13. Ксеноморфное червеобразное выделение хромшпинелида, по которому развивается минерал с промежуточной отражательной способностью между хромитом и магнетитом (белое). Апогардбургитовый серпентинит, x 100.

Очень часто хромшпинелиды гипербазитов разбиты трещинками, заполненными серпентином. Обычно трещинки достигают и включений серпентинизированного оливина (фиг. II, I2).

По хромшпинелидам местами развивается минерал с отражательной способностью, промежуточной между таковой магнетита и хромита. Минерал изотропен, серого цвета; обычно его развитие связано с трещинками в хромшпинелиде. Морфологически представлен прожилками и пластинчатыми выделениями, границы с хромшпинелидами резкие. Такие новообразования по хромиту неоднократно описывались в литературе. Явления метаморфизма хромшпинелидов северо-восточного побережья оз. Севан описаны А.А. Луиком (1940), С.Б. Абовяном (1959). Г. Краузе (1958) дает детальное описание новообразований по хромитам и приводит литературный обзор по затрагиваемому вопросу. Указанный автор считает возможным выделить три разновидности этого минерала с различной отражательной способностью и рассматривает их как промежуточные составы между магнезиоферритом и магнетитом.

В лиственитах хромшпинелиды имеют реликтовый характер, распространены повсеместно, содержания примерно такие же, как и в гипербазитах.

В хромшпинелидах обнаружен ограниченный набор аксессуарных элементов (фиг. IO). Обращают внимание довольно высокие содержания цинка (до 0,1%), а также наличие тысячных долей процента галлия. По составу и содержаниям микроэлементов хромшпинелиды из гипербазитов и лиственитов идентичны.

Перидотиты габброидного комплекса также характеризуются постоянным содержанием хромшпинелидов (1,5-3,8% по подсчетам в шлифах). Минерал образует округлые, неправильной формы зерна, размером в среднем 0,2-0,3 мм, разбитые трещинками. Здесь также наблюдается замещение его более высокоотражающим минералом. Выделения хромшпинелидов мельче и содержания их меньше, чем в породах гипербазитового комплекса. В аншлифах из пироксенитов (диопсидитов) установлены отдельные зерна хромшпинелидов размером 0,05-0,1 мм с резорбированными контурами, часто округлые.

И л ь м е н и т

Ильменит совершенно отсутствует в ультраосновных породах обоих интрузивных комплексов. В основных, средних и кислых породах он распространен весьма неравномерно. Наибольшие содержания

ния ильменита констатированы в габбро, оливиновых габбро и габбро-пегматитах. Ильменит тесно ассоциирует с титаномагнетитом позднемагматической генерации и образовался, по-видимому, одновременно с последним. Цельные кристаллы пластинчатой формы встречаются редко, обычны обломки кристаллов черного цвета со смоляным блеском. Помимо пластинок распада в титаномагнетите, в полированных шлифах встречаются отдельные выделения ильменита округлой формы, обычно изометричные, иногда слабо вытянутые, размером 0,1-0,3 мм. Наблюдается слабая лейкоксенизация ильменита. В ильмените из габбро-пегматита (№ 123⁰) спектральным анализом обнаружены (в %): Al - 0,3-1, Mn - 1-3, Ni - 0,01, Co - 0,01, V - 0,3, Cr - 0,01-0,03, Zr - 0,001-0,003, Cu - 0,01-0,03, Pb - 0,003.

С ф е н

В ультраосновных породах и габбро сфен отсутствует. Очень высокие содержания сфена (до 4-6%) обнаружены в шлифах жильных габбро и габбро-порфириров. Характерен для плагиигранитов и гибридных пород их эндоконтактовой фации (диоритов, габбро-диоритов), однако развит весьма неравномерно. В очень небольших количествах встречается также в некоторых листовниках и лейкократовых габбро.

В габбро-порфирите сфен образует копьевидные идиоморфные кристаллы длиной до 0,3 мм, включенные во вкрапленники авгита. В плагиигранитах и габбро-диоритах наблюдаются клиновидные и игольчатые, а также неправильной формы лапчатые выделения сфена, приуроченные к плагноклазу. В шлифах наблюдаются обломки кристаллов буровато-желтого цвета, прозрачные. Спектральным анализом в сфене из габбро-диорита обнаружены (в %): Mn - 0,1, V - 0,01-0,03, Cr - 0,001, Zr - 0,01, Cu - 0,001, Sn - 0,0003 (?), Ga - 0,0003 (?), Y - 0,03, Yb - 0,003-0,01, Sr - 0,02, La - 0,001.

Р у т и л

Отдельные зерна рутила встречены в немагнитной фракции в габбро и плагиигранитах. Рутил представлен сростками мелких (около 0,1 мм) кристаллов - тетрагональных призм с пирамидой - буровато-черного цвета. Наблюдается лейкоксенизация рутила.

Г р а н а т

Помио гроссуляра, широко распространенного в верлитах

габброидного комплекса, гранат встречен в электромагнитных фракциях некоторых габбро. Сохранившиеся кристаллы имеют ромбододекаэдрический облик и окрашены в густой медово-желтый цвет. Спектральным анализом обнаружены (в %): Si - 10, Al - 10, Mg - 3, Ca - 3-10, Fe - 3, Mn - 3, Ti - 0, I - 0,3, Cr - 0,01, Zr - 0,003-0,01, Cu - 0,01, Zn - 0,01, Ga - 0,0003, Yt - 0,03, Sr - 0,003, Sc - 0,03-0,1. Судя по приведенным данным, гранат может быть отнесен к гроссуляру с изоморфной примесью пирропа, альмандина и спессартина.

Единичные зерна граната округлой формы буровато-красного цвета (по-видимому, андрадита) встречены в плагиограните и анортозите.

А п а т и т

В ультраосновных породах обоих интрузивных комплексов, а также в лиственитах апатит встречается спорадически, в очень незначительных количествах (обычно единичные зерна), а в некоторых пробах вообще не обнаружен. Гораздо богаче апатитом основные, средние и кислые породы, в которых, однако, он распределен весьма неравномерно. Наибольшее содержание апатита (370 г/т) обнаружено в габбро-пегматите. В основных и кислых породах наблюдается несколько морфологических типов кристаллов апатита: длиннопризматические, иногда игольчатые с хорошо развитыми бипирамидами, иногда с развитием базопинакоида; короткопризматические кристаллы с бипирамидой; мелкие, изометричного облика кристаллы, образованные комбинацией бипирамиды с хорошо развитым базопинакоидом. В лиственитах наблюдались толстопризматические кристаллы с бипирамидой.

Прозрачный, бесцветный, редко матовый. Часто наблюдаются включения черного пылевидного вещества, обычно в центральных частях кристаллов. В шлифах устанавливается, что апатит включен в плагиоклаз и роговую обманку.

Показатели преломления n_o , замеренные для некоторых апатитов, следующие: габбро - 1,636, габбро-пегматит - 1,634, плагиогранит - 1,635, габбро-диорит - 1,648; первые три соответствуют фтор-апатитам, четвертый - гидроксил-апатиту.

В таблице 16 приведены содержания редких земель в апатитах из габбро-пегматита и плагиогранита. Обращает внимание повышенная сумма редких земель в обоих проанализированных апатитах

(I, 3-I, 4%), чем они существенно отличаются от апатитов габбро-тоналитового комплекса Полярного Урала (Соболев, 1965), содержащих 0,06-0,31% TR. Согласно Е.И.Семенову (1963), хлор- и фтор-apatит габброидов обычно содержит менее 1% редких земель. Указанный автор отмечает, однако, что в литературе описаны апатиты из интрузивных пород и постмагматических образований, генетически связанных с основной магмой, содержащие более 1% суммы редких земель (до 2,13% в апатите из гидротермальной жилы в траппах Сибирской платформы, по данным З.Г.Васильевой и В.И.Кудряшовой, 1958).

Е.И.Семенов отмечает, что "редкие земли апатита из месторождений габброидного ряда обычно имеют цериево-иттриевый состав и существенно обогащены промежуточными лантаноидами (Nd, Sm, Gd)". Анализы апатитов исследуемого района подтверждают это положение, однако они отличаются несколько пониженными содержаниями самария и гадолиния.

Таблица 16

Содержания тория, иттрия и редких земель в апатитах, по данным количественного спектрального анализа

	Весовые количества в %		Содержания в % от суммы редких земель	
	I23	79	I23	79
Th	0,002	0,001	-	-
Y	0,364	0,339	-	-
La	0,292	0,282	22,0	19,8
Ce	0,53	0,63	40,0	44,2
Pr	0,055	0,048	4,1	3,4
Nd	0,316	0,324	23,8	22,7
Sm	0,036	0,038	2,7	2,7
Eu	0,0023	0,0029	0,2	0,2
Gd	0,051	0,054	3,8	3,8
Dy	0,033	0,035	2,5	2,5
Yb	0,01	0,0087	0,8	0,6
Lu	0,0008	0,0008	0,1	0,1
Σ TR	1,3261	1,4214	100,0	100,0

№ I23 - габбро-пегматит; № 79 - плагиогранит.

Данные таблицы 16 показывают, что апатит плагиогранитов отличается от апатита габбро-пегматитов несколько большей суммой

TR, а также увеличением роли церия и уменьшением иттрия, т.е. происходит определенная дифференциация редких земель в ряду габбро-плаггиогранит с возрастанием в апатитах кислых пород роли церия.

Спектральным анализом в апатитах обнаружены примеси Mn, Ti, Zr, Cu, Sr, Li, F (табл. I7), а также подтверждаются высокие содержания церия.

Таблица I7

Элементы-примеси в апатитах (по данным
приближенно-количественного спектрального анализа)

	Mn	Ti	Zr	Cu	Y	Yb	La	Ce	Sr	Li	F
I23	0,03- 0,1	0,03	0,1	0,03	0,03- 0,1	0,03- 0,1	Не опр.	I	0,03	0,001	Не опр.
79	0,1- 0,3	0,003	0,01	0,003	0,03- 0,1	0,003- 0,01	0,1	0,3- 1	0,01- 0,03	0,001	0,3

Ц и р к о н

Является малораспространенным минералом. В ультраосновных и основных породах, а также в лиственитах встречается в отдельных пробах в незначительных количествах (обычно единичные зерна). Более характерен циркон для пород третьей интрузивной фазы габброидного комплекса (плаггиогранитов, кварцевых диоритов и габбро-диоритов), однако содержания его небольшие и весьма неравномерные. Максимальное количество констатировано в кварцевом диорите из Кясаманского массива (165 г/т).

Встречаются кристаллы цирконов двух морфологических типов: длиннопризматические, с тетрагональной бипирамидой, и короткопризматические, изометрического облика. Окрашен в различные цвета: прозрачный, нежно-розовый (кварцевые диориты), розовато-желтый (габбро, габбро-пегматиты), зеленовато-серый (в листвените, с оплавленными гранями), золотисто-желтый (микроплаггиогранит). В кварцевом диорите встречены отдельные матовые кристаллы мутного циркона.

В цирконах наблюдаются включения мелких кристаллов длиннопризматического, игольчатого апатита, редко газовой-жидкие включения, а также включения и сростки оплавленных, каплевидных зерен магнетита.

И л ь в а и т

Ильваит встречен в скарнированных серпентинитах в контакте с дайкой габбро-диорита, где образует сплошные агрегаты зерен размером до 0,5 мм и более, обладающих неправильными, лапчатыми ограничениями.

Цвет минерала черный, блеск стеклянный. Отдельные тонкие осколки в иммерсии под микроскопом просвечивают красноватым цветом и проявляют очень интенсивный плеохроизм в буровато-красных тонах. Отражательная способность низкая (визуально порядка 10%). Двухотражение очень сильное, цветной эффект от бесцветного с розоватым оттенком до голубовато-серого. При скрещенных николях очень сильная анизотропия, цветной эффект от оранжево-желтого до коричнево-красного. Красновато-коричневые внутренние рефлексы.

П и р и т

встречается почти постоянно во всех типах пород, однако распределен в них неравномерно. Минимальные содержания его констатированы в габбро. Наиболее богаты пиритом листвениты и плагиоаплиты. В лиственитах содержание пирита значительно больше, чем в серпентинитах, за счет которых они образовались; таким образом, значительная часть железа, связанного в серпентинитах в виде магнетита, переходит при лиственитизации в пирит.

В ультраосновных породах пирит представлен мелкими (десятки микронов) округлыми выделениями, устанавливаемыми в аншлифах. Какой-либо связи между интенсивностью серпентинизации пород и количеством пирита в них не установлено. В некоторых аншлифах слабо серпентинизированных перидотитов наблюдаются мелкие выделения пирита, приуроченные к зернам оливина, ромбического пироксена, а также к стыкам между ними. Эти наблюдения позволяют предполагать, что некоторая часть пирита в ультраосновных породах кристаллизовалась до их серпентинизации.

В лиственитах пирит образует кристаллы размером в 0,1-0,2 мм, встречаются кубические, пентагон-додекаэдрические и октаэдрические грани (обычно кристаллы образованы комбинациями этих форм).

Спектральным анализом (фиг. 10) в пиритах обнаружены примеси некоторых элементов группы железа и металлогенных. Обращает внимание обогащенность пирита из киноварьсодержащего лиственита (№ 94) свинцом и цинком; кроме того, здесь обнаружена ртуть (0,003%). Содержание меди увеличивается в пирите из плагиоаплита.

Д р у г и е а к ц е с с о р и и

П и р р о т и н спорадически встречается в магнитной фракции некоторых пород: лиственитов, габбро, оливинового габбро. В полированных шлифах серпентинитов гипербазитового комплекса постоянно устанавливаются мелкие (0,02 мм) выделения пирротина округлой, иногда лапчатой формы, расположенные главным образом в поле развития серпентина, однако в одном случае наблюдалось включение пирротина внутри оливина. В оливинном габбро пирротин образует крупные выделения размером 0,1-0,4 мм, часто округлые, иногда лапчатые, ксеноморфные относительно силикатных минералов, и тесно ассоциирует с халькопиритом.

Х а л ь к о п и р и т в шлихах устанавливается редко. Единичные зерна наблюдались в отдельных пробах лиственита, кварцевого диорита. В верлитах габброидного комплекса ассоциирует с гердорфитом (?), в оливиновых габбро тесно связан с пирротинном. В аншлифах лейкократовых габбро устанавливаются мелкие округлые выделения халькопирита размером около 0,1 мм и меньше, включенные в плагиоклаз.

К и н о в а р ь встречается исключительно в лиственитах, где распространена очень неравномерно. Наибольшие содержания констатированы в лиственитах района Буратапинского перевала, в которых расположены известные ртутные проявления, а также в лиственитах Джанахмедского проявления. Листвениты района сс.Караман и Джанахмед обеднены киноварью (единичные зерна).

Хорошо образованные кристаллы не встречены; обычно пропитывает карбонат, иногда наблюдаются зерна округлой формы. В лиственитах киноварь постоянно ассоциирует с пиритом, в одном случае с галенитом.

Г а л е н и т. в немагнитной фракции одной протоочки лиственита (№ 94, Джанахмедский перевал) обнаружены зерна кубической формы, с хорошей спайностью, свинцово-серого цвета с синим оттенком. Рентгенографически минерал определен как галенит.

П е н т л а н д и т (?) - несколько мелких зерен размером 0,05 мм, ассоциирующих с хромшпинелидами, обнаружен в аншлифах серпентинизированных гарцбургитов. Отражательная способность визуальна ниже, чем у пирита, цвет кремово-желтоватобелый (промежуточный между халькопиритом и пирротинном), изотропный; относительный рельеф ниже, чем у хромшпинелидов.

М и л л е р и т (?) образует прожилкообразные и рассеян-

ные выделения игольчатой формы, местами пучковые скопления тонко-призматических зерен в серпентинизированных гарцбургитах. Отражательная способность визуально около 50%. Светло-желтый, с кремовым оттенком, в отдельных сечениях отчетливо анизотропен. По Рамдору (1962), миллерит образуется всегда при низких температурах (ниже 395°).

Герсдорфит (?). В одном аншлифе серпентинизированного верлита (габброидный комплекс) обнаружено крупное (размером в 1 мм) выделение белого, сильно отражающего минерала в ассоциации с халькопиритом. Отражательная способность значительно выше таковой халькопирита, визуально около 50%. Минерал обладает хорошо выраженной совершенной спайностью. При скрещенных николях изотропен. Высокая отражательная способность и совершенная спайность позволяют предполагать герсдорфит.

Ковеллин обнаружен в аншлифе габбро-диорита в виде неправильной формы, лапчатых выделений размером до 0,1 мм. Ассоциирует с халькопиритом и борнитом. Легко диагностируется благодаря характерным оптическим свойствам.

Малахит обнаружен в листвените, а также в породах эндоконтактной фации плагиогранитов близ сел. Караиман. В листвените развивается за счет халькопирита.

Самородная медь. Единичные зерна обнаружены в немагнитной фракции одной протолочки габбро, где образует кручкватые выделения медно-красного цвета.

В аншлифах скарнированной породы в контакте с дайкой габбро-диорита обнаружены выделения самородной меди в ассоциации с ильваитом, халькозином, халькопиритом и другими медными минералами. Вокруг выделений меди наблюдается каемка куприта. Размеры выделений до 1-1,5 мм. В отраженном свете яркая, красно-желтая, участками более темная до коричневатого-красного цвета. Многочисленные царапины создают ложный эффект анизотропии.

Самородный свинец встречается в небольших количествах (обычно единичные зерна) в неэлектромагнитных фракциях лиственитов, габбро и кварцевых диоритов. Образует кручкватые выделения серовато-белого цвета с неровной поверхностью.

В исследованных породах широко развит гематит, замещающий кристаллы магнетита (мартит).

В некоторых аншлифах серпентинитов гипербазитового комплекса обнаружены мелкие (размером в несколько микронов) зерна

высокоотражающего минерала. Отражательная способность значительно выше, чем у пирита, цвет белый, по-видимому, изотропный. Диагностика невозможна ввиду очень мелкого характера выделений.

б) Некоторые закономерности распределения
акцессорных минералов

Исследование акцессорных минералов пород гипербазитового и габброидного интрузивных комплексов юго-восточной части Севанского хребта позволяет наметить некоторые закономерности распределения акцессориев и изменения их состава в рассматриваемых породах. Прежде всего можно подчеркнуть ограниченность видового состава акцессориев: в гипербазитах и габброидах обнаружено всего 18 акцессорных минералов, тогда как для пород гранитоидных интрузивных комплексов исследователями устанавливается обычно несколько десятков минералов.

По своему возрастному и генетическому положению акцессорные минералы гипербазитов и габброидов района могут быть разделены на собственно-магматические, гидротермальные и гипергенные (фиг. 14); в лиственитах выделяются также реликтовые минералы - хромшпинелиды, апатит, циркон, унаследованные от материнских пород - серпентинитов. Основанием для такого разделения служат наблюдения над морфологией акцессориев, взаимоотношениями с породообразующими минералами. Возрастное положение главных собственно-магматических акцессориев - хромшпинелида, магнетита, ильменита - устанавливается достаточно четко: они кристаллизовались после главной массы породообразующих минералов, и лишь в некоторых габбро имеются небольшие количества более раннего магнетита. Сфен, наиболее распространенный в средних и кислых породах, также является позднемагматическим акцессорием.

Акцессорные минералы гидротермальной стадии могут быть ограничены по своему петрогенетическому положению на три группы. В первую, наиболее раннюю группу, следует выделить сульфидные минералы в ультраосновных и основных породах, в происхождении которых, возможно, значительную роль играют явления ликвации. П. Рамдор (1962), касаясь возраста и происхождения сульфидов в ультраосновных и основных породах, отмечает: "...они обладают очень низкой температурой затвердевания, поэтому они значительно моложе, чем силикаты, и выполняют в них катакластические трещинки и пустоты. Тем самым они относятся к области, где развивались

П о р о д ы	Собственно-магматические							Гидротермальные					Гипергенные				Редитовые								
	Магнетит	Хромшпатель	Нильменит	Рутил	Апатит	Циркон	Сфен	Гранат	Магнетит	Пирит	Пирротин	Халькопирит	Герселлофит	Киноварь	Галенит	Гематит	Давсонит	Манхейт	Ковалевит	Самородная медь	Самородный свинец	Хромшпатель	Апатит	Циркон	
	Гипербазитовый комплекс (перидотиты)																								
Листвениты		●							●	●	○														
Перидотиты	○	●			○				●	●	○			○	○	○	○				○	○	○	○	
Пироксениты	●	○			○				○	○	○														
Габбро I фазы	●	○	○	○	○			○								○	○				○	○			
Жильные габброиды I фазы	●	○	○	○	○				○	○								○							
Лейкограновые габбро и анортозиты	○	○	○	○	○		○	○			○					○									
Плаггиограниты, жильные породы кислого состава	○	○	○	○	○	○	○	○								○	○								
Гибридные породы эндоконтактной фазы плаггиогранитов	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○				○	○					○				

○ - менее 1г/т ○ - единицы г/т ○ - десятки г/т ○ - сотни г/т ○ - более 1000 г/т

Фиг.14. Ассоциации акцессорных минералов и их относительные содержания в породах гипербазитового и габброидного комплексов и лиственитах, Количество проб: гипербазиты - 6; листвениты - 5; перидотиты - 2; пироксениты - 2; габбро - 7; жильные габброиды - 6; лейкогаббро и анортозиты - 3; плаггиограниты и пр. - 8; гибридные породы - 3.

пневматолитовые и даже гидротермальные процессы... Это, однако, не противоречит их объяснению как жидкостно-магматических дифференциатов". Микроскопическое исследование показывает, что некоторые сульфиды в ультраосновных породах рассматриваемого района кристаллизовались до их серпентинизации.

Второй этап отложения гидротермальных минералов в ультраосновных породах связан с их серпентинизацией. Наконец, при лиственитизации серпентинитов и последующем рудообразовании в связи с гидротермами более молодых интрузивных комплексов образуются новые минералы - пирит, киноварь, галенит, халькопирит.

Породы гипербазитового и габброидного комплексов в целом существенно различаются по видовому составу и содержаниям акцессорных минералов. Характерными особенностями акцессорной минерализации гипербазитов, закономерно вытекающими из их геохимического облика, являются общая обедненность акцессориями, отсутствие титановых минералов, характерных для габброидов района. Резкая обедненность гипербазитов акцессориями характерна для различных районов и подчеркивалась, в частности, С.Ф.Соболевым (1965), Н.А.Ашихминой и др. (1965), изучившими ультраосновные породы Полярного Урала. Типичными акцессорными минералами гипербазитов являются хромшпинелиды, кристаллизовавшиеся позже оливина, и, по-видимому, почти одновременно с пироксенами. Постоянное присутствие значительных количеств (1,5-3,3%) хромшпинелида в гипербазитах обусловлено, с одной стороны, устойчивыми высокими содержаниями в них хрома (в среднем 0,31% Cr_2O_3), с другой - резкой обедненностью гипербазитов кальцием и, как следствие этого, диопсидом, который является одним из главных концентраторов хрома в ультраосновных породах, обогащенных кальцием. Другой особенностью акцессорной минерализации гипербазитов рассматриваемого района является отсутствие первичного магнетита, а также постоянное наличие пирита и пирротина, что свидетельствует в пользу восстановительного характера среды при кристаллизации гипербазитов. Обращает внимание и геохимическое однообразие акцессориев гипербазитов: для них характерны минералы Ст и Fe. Апатит и циркон содержатся в гипербазитах в ничтожных количествах и распределены неравномерно.

Важной отличительной особенностью пород габброидного интрузивного комплекса от гипербазитов является наличие более широкого набора акцессорных минералов, в частности, наличие первичного магнетита, титановых минералов, более частая встречаемость апати-

та, циркона. Вместе с тем устанавливается существенное изменение видового состава аксессуариев и химизма некоторых из них от ультраосновных, через основные к кислым дериватам комплекса.

Перидотиты габброидного комплекса отличаются ограниченным и специфичным набором аксессуарных минералов. Для них характерно постоянное присутствие хромшпинелида, пирита, халькопирита, наличие сульфидов никеля (вероятно, герсдорфита и др.). От перидотитов гипербазитового комплекса их отличает присутствие небольших количеств первичного магнетита. В пироксенитах (диопсидитах) происходит дальнейшее увеличение содержаний магнетита (бедного титаном), резкое уменьшение количества хромшпинелида и некоторое обогащение апатитом. Для основных по составу пород габброидного комплекса характерно появление титансодержащих минералов (ильменит, титаномагнетит). В позднемагматическую стадию, в связи с возрастанием концентрации кислорода, происходит мартитизация магнетита и выделение гематита. Наконец, для кислых дериватов габброидного комплекса характерно некоторое увеличение содержаний циркона, постоянное присутствие апатита и сравнительная обогащенность некоторых разновидностей сфеном; последнее обстоятельство связано с повышением щелочности расплава, в результате чего часть кальция связывается с титаном. Вместе с тем ряд особенностей аксессуарной минерализации плагиигранитов свидетельствует об их генетической связи с габброидной магмой: унаследованность общего видового состава аксессуариев от габброидов, отсутствие редкометалльных, редкоземельных и других аксессуариев, распространенных в породах гранитоидных формаций, высокие содержания титана в магнетитах, частое присутствие ильменита.

ГУ. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРОИДОВ

Г. Петрохимические особенности

Для петрохимической характеристики гипербазитов и габброидов использовано 72 полных силикатных анализа интрузивных и жильно-магматических пород, из которых 44 анализа автора (табл. 18); остальные заимствованы из работ Т.Ш.Татевосяна, Г.О.Пиджяна, С.Б.Абовяна, Ш.О.Амиряна. В таблице 21 приведены средние составы главных типов пород габброидного комплекса, рассчитанные для всех интрузивов северо-восточного побережья оз.Севан (кроме указанных, использованы также анализы из работ С.С.Кузнецова, К.Н.Паффенгольца, Ю.А.Арапова, С.Б.Абовяна, Г.С.Арутюняна).

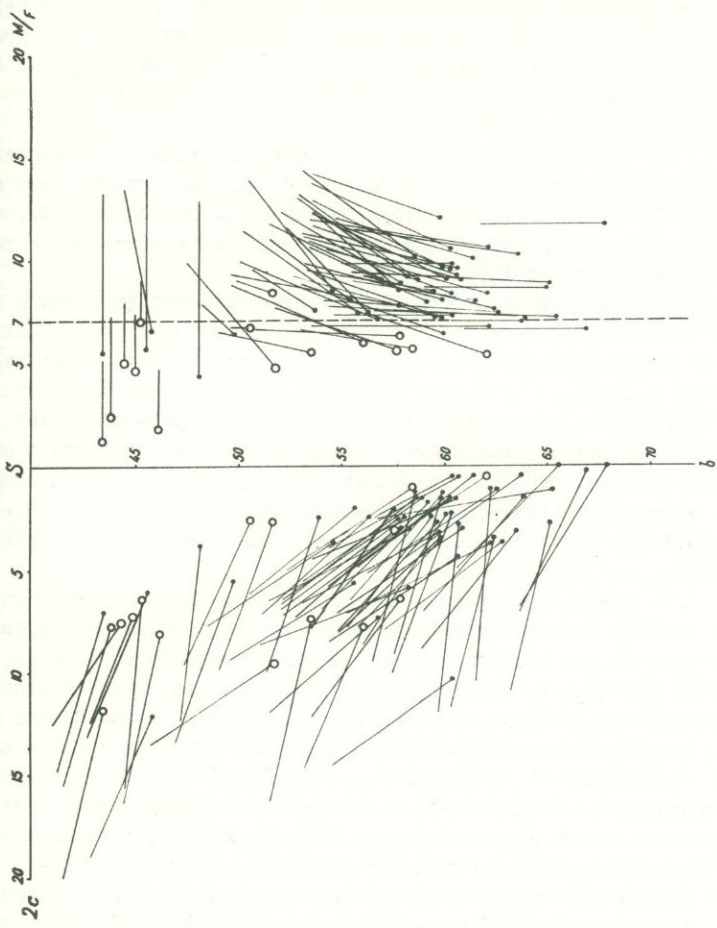
а) Гипербазитовый интрузивный комплекс

Петрохимические особенности ультраосновных пород обоих комплексов проанализированы нами при помощи петрохимического метода Н.Д.Соболева (1952, 1959). При этом использованы данные не только по юго-восточной части Севанского хребта, но и все анализы ультраосновных пород офиолитовой серии Армянской ССР (по литературным данным на 1968 г.), поскольку они относятся к единой петрогенетической провинции. Всего обработано 77 химических анализов, большая часть которых заимствована из работ П.И.Лебедева, А.С.Гинзберга, К.Н.Паффенгольца, Ю.А.Арапова, Т.Ш.Татевосяна, С.Б.Абовяна, Ш.О.Амиряна, Л.С.Меликяна, Г.А.Саркисяна, А.Л.Книппера и Ю.Л.Костяняна. При этом большинство анализов (64) относится к ультраосновным породам Севанского хребта.

Диаграмма, построенная по методу Н.Д.Соболева (фиг.15), выражает наиболее характерные петрохимические особенности пород гипербазитового комплекса. Для рассматриваемой группы ультраосновных пород можно отметить следующие моменты химизма:

1. Большинство анализов относится к перидотитам гарцбургитового состава (слабо наклонные длинные векторы в правом поле диаграммы). Дуниты (вертикальные векторы) имеют незначительное распространение, так же как и пироксениты ультраосновной магмы; векторы последних располагаются в верхней части диаграммы, горизонтальное или близкое к нему расположение векторов говорит о богатстве пироксенитов ромбическим пироксеном.

2. Кучное расположение фигуративных точек перидотитов и дунитов в правом поле диаграммы говорит о слабой дифференцированности исходной ультраосновной магмы. В пользу такого вывода свиде-



Фиг. 15. Диаграмма химического состава ультраосновных пород Армянской ССР по методу Н.Д.Соболева (точки - гипербазитовый комплекс, полые кружки - ультраосновные породы габброидного комплекса).

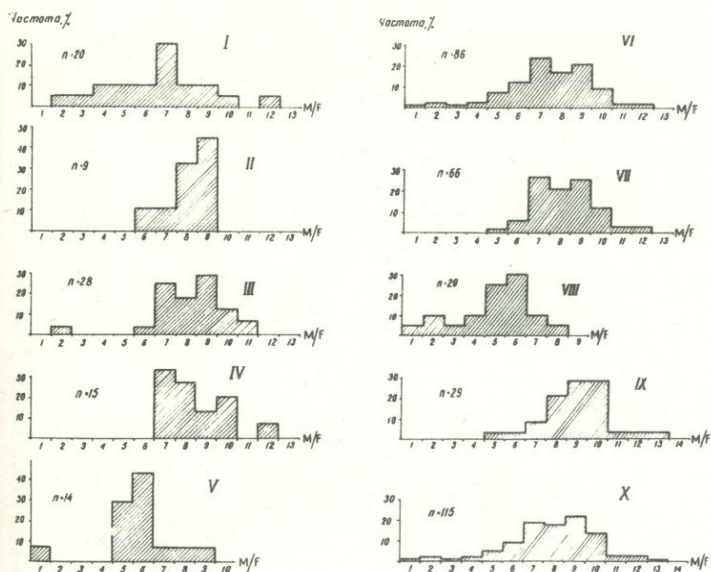
тельствует также незначительный разброс величины "b" для перидотитов и дунитов: она колеблется в пределах от 55 до 68, причем наиболее часто встречаются значения, близкие к 60 (65% всех случаев). Пироксениты гипербазитового комплекса характеризуются меньшими значениями "b" — от 44 до 54.

3. Характерна высокая степень серпентинизации большинства перидотитов и дунитов (значительный наклон векторов в левом поле диаграммы). Пологие векторы, характерные для свежих ультраосновных пород, оказываются в меньшинстве. Пироксениты серпентинизированы незначительно.

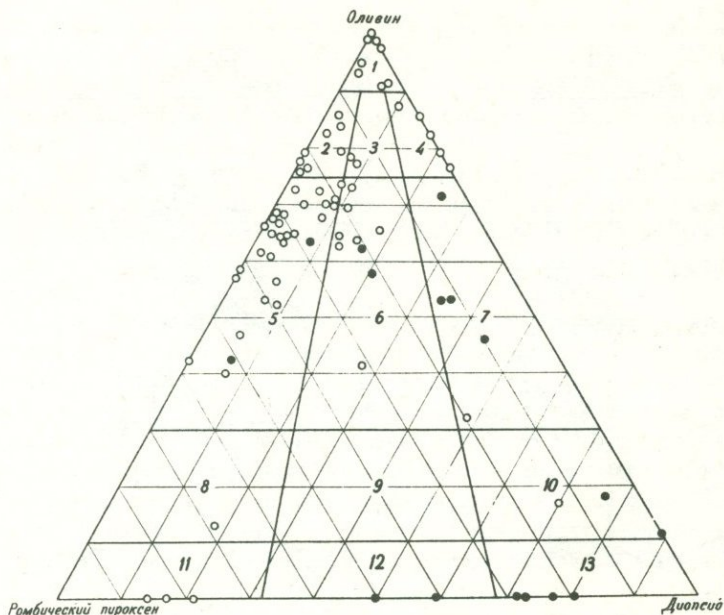
4. Величины параметра 2с распределены в гарцбургитах и дунитах более или менее равномерно, что свидетельствует в пользу одинакового содержания хромшпинелидов в этих породах. Для лерцолитов и верлитов величина "2с" ниже. Поэтому значительные скопления хромита можно ожидать именно в дунитах и гарцбургитах. С другой стороны, пироксениты не могут быть хромитоносными в связи с тем, что основное количество алюминия и хрома в них связано с пироксенами, что резко искажает характеристику 2с, которая, по Н.Д.Соболеву, должна выражать количество нормативных хромшпинелидов.

5. Важным петрохимическим параметром, способствующим определению формационной принадлежности ультраосновных пород, является величина M/F (магнезиальность) (Hess, 1938; Соболев, 1959). На фиг.16 приведены гистограммы величин магнезиальности ультраосновных пород Амасия-Севано-Акеринского офиолитового пояса (анализы по территории Азербайджанской ССР заимствованы из работ Кашкая, 1947; Соловкина, 1941; Гасанова, 1964; Баба-Заде, Малютина, 1966; Баба-Заде, Ахундова, Малютина, 1967). Эти данные показывают, что подавляющее большинство ультраосновных пород пояса во всех его участках обладает величиной $M/F \geq 7$ и относится к гипербазитовому формационному типу. Особенно четко проявлена повышенная магнезиальность пород гипербазитового комплекса (гистограмма VII построена по анализам пород гипербазитовых массивов). С другой стороны, ультраосновные породы габброидных массивов (гистограммы У, УШ) отличаются пониженной магнезиальностью ($M/F < 6$).

Нормативный минеральный состав гипербазитов также свидетельствует о слабой дифференциации исходной магмы. На классификационной диаграмме И.А.Малахова (1963) (фиг.17) видно, что большинство анализов располагается в полях гарцбургитов и оливиновых



Фиг. 16. Гистограммы величин магнезиальности ультраосновных пород Амасия-Севано-Акеринского пояса. I - массивы Ширанского и Базумского хребтов; II - Шоржинский массив; III - Джил-Сатанахачский массив; IV - Карайман-Зодский массив; V - Джанахмедский и Кясаманский габброидные массивы; VI - все массивы на территории Армянской ССР; VII - породы гипербазитового комплекса Армянской ССР; VIII - ультраосновные породы габброидного комплекса Армянской ССР; IX - ультраосновные породы Азербайджанской ССР; X - породы Амасия-Севано-Акеринского пояса в целом.



Фиг. 17. Классификационная диаграмма ультрабазитов по И.А. Малахову (1963), с нанесением анализов ультраосновных пород Армянской ССР. Условные обозначения: полные кружки — гипербазитовый комплекс, заштрихованные кружки — ультраосновные породы габброидного комплекса.

Отдельные поля диаграммы соответствуют следующим типам пород: I — дуниты; 2 — оливковые гарцбургиты; 3 — оливковые лерцолиты; 4 — оливковые верлиты; 5 — гарцбургиты; 6 — лерцолиты; 7 — верлиты; 8 — оливковые энстатититы; 9 — оливковые вебстериты; 10 — оливковые диаллагиты; 11 — энстатититы; 12 — вебстериты; 13 — диаллагиты.

Химический состав интрузивных пород юго-восточной части Севанского хребта

	543	42I ^a	9I	16I	3II	5I8	76I	926	937	206-П	226	837
SiO ₂	40,54	40,29	37,62	37,78	37,31	37,37	37,31	46,87	45,42	39,34	37,75	36,44
TiO ₂	0,08	0,14	0,07	Сл.	0,11	0,08	0,04	0,11	Сл.	0,05	0,13	0,07
Al ₂ O ₃	2,57	5,09	3,07	2,77	6,34	4,08	2,53	4,56	1,88	2,88	7,92	6,47
Cr ₂ O ₃	0,16	0,18	0,23	0,27	0,19	0,11	0,15	0,47	0,33	Не опр.	0,16	0,10
Fe ₂ O ₃	3,34	3,49	4,73	4,48	6,23	6,44	6,36	2,57	2,63	7,73	9,22	4,75
FeO	5,13	5,28	3,52	2,76	2,73	1,12	1,60	3,52	3,48	2,98	2,72	5,45
NiO	0,49	Не опр.	0,30	0,20	0,32	0,38	0,32	Нет	Сл.	Не опр.	Не опр.	0,22
CoO	0,025	Не опр.	Нет	Не опр.	0,025	0,025	Нет	Нет	Сл.	Не опр.	Не опр.	Нет
CaO	0,31	3,75	2,25	1,13	0,39	0,15	0,15	16,28	11,56	4,63	1,10	1,75
MgO	40,01	36,18	36,63	37,87	33,46	37,33	38,78	21,80	26,55	31,40	29,80	33,66
MnO	0,12	0,21	0,07	0,07	0,12	0,11	0,10	Нет	0,42	0,10	0,19	0,11
Na ₂ O	0,08	0,10	0,10	0,013	0,06	0,09	0,05	0,30	0,03	0,06	Сл.	Нет
K ₂ O	0,03	Сл.	0,10	Сл.	0,02	0,01	0,01	Нет	0,12	Сл.	Нет	Нет
S	0,26	Не опр.	0,08	Не опр.	0,36	0,30	0,26	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,27
Вл.	0,43	0,39	0,19	0,45	0,34	0,70	0,48	0,17	0,97	1,12	0,56	0,16
П.п.п.	7,23	4,78	12,01	12,25	11,65	12,14	11,96	4,21	6,59	10,46	10,94	11,52
Сумма	100,805	99,88	100,97	100,043	99,655	100,435	100,10	100,92	99,98	100,75	100,49	100,97

Породы гипербазитового комплекса. 543 - гарцбургит, верховья левого притока р.Конгур; 42I^a - лерцолит, в 3 км восточнее сел.Инакдаг; серпентиниты: 9I - в 1 км к западу от сел.Джанахмед; 16I - левый приток р.Шамхор (Перевальное проявление); 3II - в 4 км к северу от сел.Кясаман (изолированный выход в вулканогенной толще); 5I8 - в 4 км к востоку от сел.Инакдаг; 76I - в 2,5 км к СЗ от сел.Джанахмед; пироксениты: 937 - в 1 км к СЗ от сел.Джанахмед; 926 - в 1 км к востоку от сел.Караиман; Породы габброидного комплекса. Ультраосновные породы: 206-П - верлит, в 3 км к СВ от сел.Кясаман; 226 - серпентинит, в 3,5 км к северу от сел.Кясаман; 837 - лерцолит, в 4 км к СЗ от сел.Кясаман.

Продолжение таблицы 18

	845	875	1004	1016	13 ⁰	113	214	816	800	895	114 ^a	760
SiO ₂	42,00	35,94	39,85	38,81	48,97	49,60	49,59	47,12	50,76	53,17	44,77	44,91
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,13	0,17	0,23	0,87	0,38	0,54	1,99	1,91
Al ₂ O ₃	0,86	5,32	6,30	0,12	2,18	6,39	6,44	15,08	13,66	15,42	13,49	15,59
Cr ₂ O ₃	0,32	0,31	0,15	0,50	0,32	0,32	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	7,92	5,98	3,05	9,33	2,16	2,70	3,06	2,73	2,88	2,19	5,43	1,65
FeO	2,34	3,62	6,10	2,55	2,73	3,62	3,73	7,91	8,86	7,62	9,80	11,43
NiO	0,05	0,02	0,05	0,02	Нет	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
CaO	8,23	5,39	9,94	4,75	18,64	17,95	18,87	13,72	11,03	11,50	14,56	11,86
MgO	29,86	32,45	27,10	33,72	21,95	17,41	16,85	8,07	7,63	7,52	6,37	7,54
MnO	0,10	0,10	Сл.	0,10	0,08	0,13	0,16	0,17	0,21	0,13	0,25	0,19
Na ₂ O	0,065	0,018	0,18	0,032	0,17	0,20	0,20	1,50	1,70	1,30	1,90	1,80
K ₂ O	0,002	0,002	0,002	Сл.	0,35	Сл.	Сл.	0,13	0,13	0,20	0,08	0,22
Вл.	0,22	0,52	0,25	0,65	0,13	0,12	0,16	0,34	0,61	0,36	0,11	0,28
П.п.п.	7,65	9,97	6,60	9,53	2,65	2,18	1,54	2,27	2,60	0,77	2,01	2,92
Сумма	99,617	99,64	99,572	100,112	100,76	100,79	100,83	99,81	100,45	100,72	100,76	100,30

845 - верлит, в 3 км к СВ от сел.Кясаман; 875 - верлит, в 3,5 км к ССВ от сел.Кясаман; 1004 - верлит, Рейгельский массив, левый борт верховьев р.Шамхор; 1016 - лерцолит, в 3 км к СВ от сел.Кясаман; 13⁰ - пироксенит, в 2 км к СВ от сел.Караиман; 113 - пироксенит, в 2 км к северу от сел.Джанахмед; 214 - пироксенит, в 3 км к СВ от сел.Кясаман. Первая интрузивная фаза: 816 - габбро, в 1,5 км к северу от сел.Джанахмед; 800 - уралитизированное габбро, в 2,5 км к СВ от сел.Джанахмед; 895 - габбро кварцевое (офитовое), в 2 км к востоку от сел.Караиман; 114^a - микрогаббро пироксен-роговообманковое, в 2 км к северу от сел.Джанахмед; 760 - микрогаббро роговообманково-пироксеновое, верховья левого притока р.Гедаквали.

	335	I25-H	249	25	475	2I4 ^a	IOI9	206-T	203	59	69	28I
SiO ₂	54,42	48,79	53,52	42,39	49,77	47,10	44,10	35,05	45,86	71,74	72,22	73,22
TiO ₂	0,23	0,35	0,60	0,80	0,68	0,17	0,21	0,06	0,11	0,43	0,33	0,15
Al ₂ O ₃	12,49	15,88	15,91	14,15	16,48	23,28	21,81	16,55	29,92	12,52	13,35	14,91
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Нет	Не опр.	0,03	0,03	Не опр.	0,04	Нет	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	2,56	3,00	0,65	3,43	Сл.	1,96	1,50	4,86	Нет	3,45	1,92	2,55
FeO	6,52	7,24	8,69	9,37	9,01	2,56	3,84	5,13	1,38	2,44	3,06	0,76
CaO	9,28	15,52	9,99	17,39	7,99	15,01	14,73	24,05	14,45	2,53	2,08	1,85
MgO	8,29	6,57	6,14	8,01	7,61	5,98	7,36	9,37	0,72	1,13	1,23	0,53
MnO	0,15	0,24	0,13	0,42	0,35	0,12	0,08	0,14	0,01	0,05	0,03	0,02
Na ₂ O	4,85	1,50	3,31	0,50	3,75	1,90	3,00	0,05	3,16	4,42	4,58	5,76
K ₂ O	0,35	Нет	0,65	0,047	0,90	0,08	0,14	Сл.	0,13	0,54	0,64	0,13
P ₂ O ₅	0,01	Не опр.	0,03	Сл.	Сл.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	0,10	0,09	0,17
Вл.	0,18	0,20	0,18	0,03	Сл.	0,12	0,07	0,36	0,20	Нет	0,10	Нет
П.п.п.	1,10	0,88	1,02	2,60	2,85	2,53	2,42	4,50	4,84	1,20	0,90	0,46
Σ	100,43	100,15	100,82	99,167	99,42	100,81	99,30	100,12	100,81	100,55	100,53	100,51

335 - микрогаббро роговообманковое, в 3,5 км к северу от сел.Кясаман. Жильные породы: I25-H - оливиновое габбро, в 1,5 км к СВ от сел.Джанахмед; 249 - габбро, в 2 км к СВ от сел.Джанахмед; 25 - пироксен-роговообманковое меланократовое габбро, в 2 км к востоку от сел.Караиман; 475 - габбро-диорит, в 1 км к СВ от сел.Инакдаг. Вторая интрузивная фаза: 2I4^a - лейкократовое габбро, в 3 км к ССВ от сел.Кясаман; IOI9 - лейкократовое габбро, в 3,5 км к СВ от сел.Кясаман; 206-Т - габбро-пегматит, оливиновый, там же; 203 - анортозит, в 2 км к СВ от сел.Джанахмед. Третья интрузивная фаза. Плагiogраниты: 59 - в 1,8 км к ССВ от сел.Караиман; 69 - в 1,8 км к СВ от сел.Караиман; 281 - в 3 км к ССВ от сел.Караиман.

Продолжение таблицы 18

	312	354	644	247 ^a	63	642	4I	674
SiO ₂	74,20	71,04	69,48	59,29	53,42	51,18	67,08	61,00
TiO ₂	0,11	0,19	0,45	0,25	0,30	1,05	0,23	0,37
Al ₂ O ₃	14,36	14,03	14,47	17,05	18,86	15,24	16,60	15,13
Fe ₂ O ₃	0,34	2,68	1,31	2,18	0,15	3,11	1,41	5,18
FeO	1,22	2,14	3,80	3,44	4,17	7,61	1,22	3,26
CaO	2,67	2,45	1,24	5,41	11,93	7,42	3,58	3,98
MgO	0,70	1,67	1,50	5,45	5,44	5,97	1,18	2,04
MnO	0,02	0,06	0,05	0,11	0,08	0,11	0,06	0,05
Na ₂ O	5,10	4,22	4,79	4,30	3,13	4,40	4,24	3,65
K ₂ O	0,03	0,68	0,23	1,00	0,54	0,51	1,14	0,24
P ₂ O ₅	0,03	0,04	Не опр.	Не опр.	0,01	Не опр.	0,15	Не опр.
Вл.	Нет	0,10	0,32	0,14	0,40	0,64	0,24	0,26
П.п.п.	1,00	1,45	1,68	1,92	2,46	3,28	3,74	3,18
Σ	99,78	100,73	99,32	100,54	100,89	100,52	100,87	99,34

247^a - кварцевый диорит (галька в конгломерате нижнего сенона, ущелье р.Гейсу); 63 - габбро-диорит (эндоконтактовая фация плагиогранита № 59); 642 - габбро-диорит (эндоконтактовая фация плагиогранита № 644). Жильные породы: 4I - микроплагиогранит, ущелье среднего течения р.Гедаквали; 674 - плагиогранит, обогащенный магнетитом, в 2,5 км к СВ от сел.Карайман.

Анализы № № 161, 937, 845, 875, 1004, 1016, 25, 475 произведены в химлаборатории Армгеолуправления (аналитик И.Манукян); остальные - в химлаборатории ИГН АН Арм.ССР, аналитики: № № 203, 59, 69, 281, 312, 354, 4I - А.А.Петросян; № № 421^a, 206-П, 226, 113, 214, 816, 800, 895, 114^a, 760, 335, 125-Н, 249, 214^a, 206-Т, 644, 63, 642, 674 - В.А.Бабаян; № № 543, 91, 311, 518, 761, 926, 837, 13^b, 1019, 247^a - З.Гаспарян.

312 - верховья правых притоков р.Буратапа; 354 - в 4,5 км к северу от сел.Кясаман; 644 - в 3,5 км к СВ от сел.Джанахмед.

Таблица 19

Петрохимические параметры ультраосновных пород,
по Н.Д.Соболеву

№ № обр.	2с	а	б	х	у	з	н	М/Ф
Г и п е р б а з и т о в ы й к о м п л е к с								
543	2,8	36,9	60,3	1,1	26,1	72,8	22,8	8,4
421 ^а	5,6	37,2	57,2	15,7	20,7	63,6	22,9	7,4
9I	3,7	36,6	59,7	9,7	17,8	72,5	37,1	8,1
16I	3,4	36,8	59,8	4,9	22,8	72,3	51,0	9,7
3II	7,3	35,9	56,8	1,7	30,2	68,1	54,1	7,1
5I8	4,9	36,9	58,2	0,7	31,7	67,6	72,8	9,2
76I	3,0	36,2	60,8	0,7	23,3	76,0	60,6	9,0
926	5,5	44,8	49,7	70,3	13,8	15,9	24,3	6,7
937	2,5	43,7	53,8	48,2	20,1	31,7	24,6	7,6
Г а б б р о и д н ы й к о м п л е к с								
206-П	3,3	39,0	57,7	20,2	21,2	58,6	53,3	5,6
226	9,6	38,7	51,7	5,5	51,1	43,4	60,5	4,7
837	7,8	36,2	56,0	8,0	28,0	64,0	29,2	6,0
845	1,0	40,6	58,4	34,6	11,5	53,9	60,5	5,6
875	6,4	35,8	57,8	24,5	4,1	71,4	43,2	6,3
I004	7,4	39,1	53,5	44,2	10,0	45,8	18,3	5,5
I016	0,5	37,5	62,0	16,6	21,4	62,0	62,0	5,4
I3 ^б	2,7	45,7	51,6	76,9	5,5	17,6	25,2	8,4
II3	7,5	48,0	44,5	70,7	29,3	0	25,4	5,0
2I4	7,3	47,7	45,0	77,0	23,0	0	26,8	4,6

гарцбургитов. Анализы дунитов, лерцолитов и верлитов немногочисленны; обращает на себя внимание богатство верлитов оливином (все точки их анализов располагаются в поле оливиновых верлитов). Пироксениты ультраосновной магмы попадают преимущественно в поля энстатитов и оливиновых энстатитов. Более подробно вопрос нормативного состава гипербазитов рассмотрен в статье автора (Паланджян, 1966).

Гипербазиты характеризуются незначительными содержаниями щелочей, особенно калия (наиболее распространены сотые доли процента, а во многих анализах калий не обнаружен химически).

Петрохимические параметры основных, средних и кислых пород
габброидного комплекса, по А.Н.Заварицкому

Таблица 20

	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	У	t	Q	a/c
816	3,5	8,6	31,4	55,5	31,3	42,8	25,9	96,0	7,3	1,4	-3,6	0,4
800	3,9	7,2	30,5	58,4	36,6	42,7	20,7	94,8	8,1	0,6	+1,8	0,54
895	3,1	8,7	27,3	60,9	33,8	46,9	19,3	91,4	7,3	0,8	+6,9	0,36
II4 ^a	4,4	6,8	36,0	52,8	39,5	30,2	30,3	97,0	12,9	3,2	-10,0	0,65
760	4,4	8,6	32,4	54,6	39,8	40,7	19,5	93,5	4,6	3,1	-8,4	0,61
335	10,3	2,7	29,0	58,0	27,1	45,4	27,5	96,9	7,0	0,3	-7,3	3,8
I25-H	3,3	9,1	31,0	56,6	31,7	36,3	32,0	100,0	8,5	0,6	-2,5	0,36
249	8,0	2,3	29,9	59,8	28,9	39,4	31,7	90,0	1,8	1,0	1,3	3,5
25	1,2	9,2	39,2	50,4	32,2	35,5	32,3	94,0	7,7	1,4	-10,8	0,1
475	9,8	4,3	27,9	58,0	32,5	47,3	20,2	85,7	0	0,5	-7,9	2,3
2I4 ^a	4,8	14,9	21,1	59,2	21,8	52,9	25,3	96,9	8,6	0,3	-6,1	0,32
IOI9	7,3	12,1	26,5	54,1	22,6	50,3	27,1	96,8	5,0	0,4	-18,5	0,6
206-T	0,1	11,7	45,8	42,3	21,0	36,7	42,3	100,0	9,5	0,2	-27,2	0,009
203	8,9	20,6	4,8	65,7	34,0	32,0	34,0	98,2	0	0,1	-7,0	0,4
59	10,1	2,9	7,3	79,7	70,6	25,7	3,7 ^x	93,4	38,6	0,4	36,3	3,5
69	10,5	2,5	8,1	78,9	54,0	25,0	21,0 ^x	92,5	19,3	0,3	34,4	4,2
281	12,3	2,2	6,1	79,4	45,8	13,8	40,4 ^x	99,0	34,0	0,1	32,0	5,6
312	10,8	3,9	4,1	81,2	37,1	27,4	35,5 ^x	99,7	10,5	0,1	37,0	2,8
354	9,9	2,9	9,3	77,9	45,7	28,9	25,4 ^x	90,6	24,0	0,2	33,1	3,4
644	10,3	1,5	12,3	75,9	36,7	19,6	43,7 ^x	97,5	8,5	0,5	29,7	7,0
247 ^a	11,0	6,0	15,0	68,0	35,0	61,4	3,6	86,3				
63	7,9	9,1	19,8	63,2	21,9	48,4	29,7	91,0	0,8	0,4	1,5	0,9
642	10,6	5,0	24,4	60,0	41,2	42,0	16,8	93,4	10,8	1,5	-6,2	2,1
41	11,0	4,4	7,2	77,4	34,6	28,8	36,6 ^x	85,0	17,3	0,3	28,4	2,5
674	8,6	4,9	13,5	73,0	57,5	25,9	16,6 ^x	96,6	34,2	0,5	23,9	1,7

Средние химические составы гипербазитов и габброидов
северо-восточного побережья оз.Севан

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39,82	46,27	49,11	45,56	45,80	53,65	56,00	60,04	73,15	38,72
TiO ₂	0,02	0,38	0,82	0,20	0,04	0,58	0,62	0,34	0,23	0,06
Al ₂ O ₃	2,65	5,80	16,34	23,14	30,50	16,40	17,08	15,84	13,50	2,78
Fe ₂ O ₃	6,66	4,44	3,08	2,42	0,89	1,66	2,84	3,00	1,87	4,87
FeO	3,45	8,15	6,27	2,39	1,20	6,31	4,56	4,80	2,04	3,30
MnO	0,09	0,12	0,12	0,07	0,02	0,10	0,09	0,10	0,04	0,14
MgO	30,68	16,15	6,58	5,47	0,95	5,94	4,07	3,38	0,78	37,75
CaO	7,28	14,45	11,55	14,98	14,13	8,12	6,48	6,30	2,12	0,94
Na ₂ O	0,08	0,52	2,58	2,53	2,84	4,40	5,00	3,60	4,70	0,07
K ₂ O	Сл.	0,32	0,43	0,35	0,35	0,60	0,52	0,65	0,56	0,02
Вл.	0,39	0,50	0,23	0,17	0,22	0,42	0,19	0,15	0,14	0,50
П.п.п.	8,31	3,18	2,88	2,44	3,14	2,60	2,63	1,55	1,00	10,50
Σ	99,46	100,28	99,99	99,72	100,08	100,08	100,08	100,75	100,13	100,39

Породы габброидного комплекса: 1 - перидотиты (среднее из 5 анализов); 2 - пироксениты (среднее из 4 анализов); 3 - габбро (среднее из 17 анализов); 4 - лейкократовые габбро (среднее из 3 анализов); 5 - анортозиты (среднее из 5 анализов); 6 - габбро-диориты (среднее из 3 анализов); 7 - диориты (среднее из 5 ана-

лизов); 8 - кварцевые диориты (среднее из 8 анализов); 9 - плагиограниты (среднее из 17 анализов); 10 - перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты Караиман-Зодского гипербазитового массива (среднее из 7 анализов).

Примечание: 1) Анализы №№ 226, 206-П, 113, 214, 114^а, 800, 214^а получены автором после расчета средних составов и не участвуют в нём.
2) При расчете состава 10 использованы анализы № № 543, 421^а, 91, 518, 761, а также по одному неопубликованному анализу Л.С.Меликяна и Г.С.Саркисяна.

Таблица 22.

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому для средних составов гипербазитов и габброидов (названия пород по таблице 21)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
a	0	1,4	6,5	6,8	8,4	10,7	12,2	9,1	10,8	0,2
c	1,5	1,1	8,1	13,9	21,5	5,8	5,6	6,3	2,5	1,0
b	59,1	49,8	26,9	21,6	4,6	20,8	16,4	14,6	6,1	61,5
s	39,4	47,7	58,5	57,7	65,5	62,7	65,8	70,0	80,6	37,3
f'	13,0	21,1	33,2	22,3	53,7	36,7	42,0	50,0	53,2	10,1
m'	76,4	49,3	42,6	47,7	44,3	43,3	43,5	39,6	21,3	88,2
c'	10,6	29,6	24,2	30,0	2,0	20,0	14,5	10,4	-	-
a!	-	-	-	-	-	-	-	-	25,5	1,7
n	100	73,0	92,0	92,0	94,0	92,0	94,0	89,0	93,0	84,6
y	8,3	7,1	5,0	10,6	22,2	7,3	14,0	16,0	23,4	5,7
t	0,002	0,6	1,2	0,4	0,001	0,9	0,9	0,4	0,2	0,1
q	-22,7	-8,5	-4,1	-12,1	-7,3	-1,8	1,6	15,5	37,1	-25,8
a/c	-	1,3	0,8	0,5	0,4	1,8	2,2	1,4	4,3	0,2

б) Габброидный интрузивный комплекс

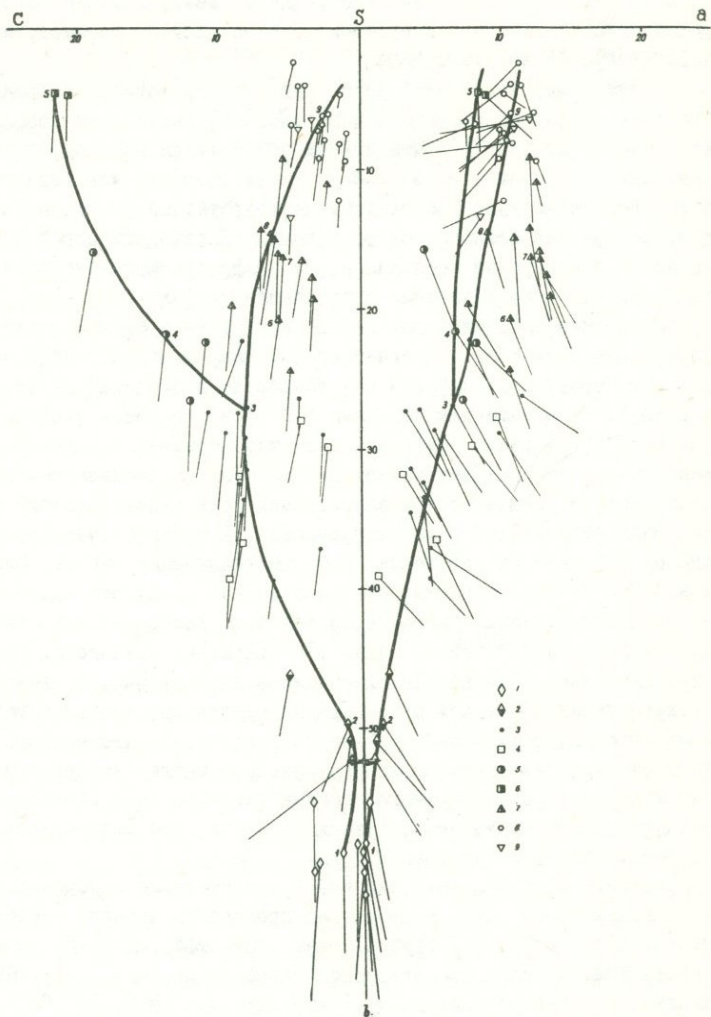
Разнообразие состава пород габброидного комплекса с формированием петрографических разновидностей с крайним химизмом (от габбро к перидотитам и плагиогранитам) позволяет наметить общие закономерности изменения состава при эволюции исходной магмы. Ультраосновные породы габброидного комплекса отличаются от гипербазитов не только петрографически, но и петрохимически. Несмотря на небольшое число их анализов (16), эти отличия выражены довольно четко. Это, прежде всего, пониженная магниальность (коэффициент M/F варьирует от 1 до 8, средняя величина равна 5) и большое содержание моноклинного пироксена (укороченные векторы в правом поле диаграммы Н.Д.Соболева, фиг.15). Различия в нормативном минеральном составе ультраосновных пород гипербазитового и габброидного комплексов отчетливо видны на диаграмме фиг.17. Последние характеризуются значительным разбросом фигуративных точек в треугольнике. Пироксениты габброидного комплекса соответствуют вебстеритам, диаллагитам и оливиновым диаллагитам, перидотиты – верлитам, причем они содержат меньше нормативного оливина по сравнению с верлитами гипербазитового комплекса.

Более подробно геохимические различия между ультраосновными породами гипербазитового и габброидного комплексов рассмотрены в статье автора (Паланджян, 1969).

На диаграмме А.Н.Заварицкого (фиг.18) перидотиты габброидного комплекса характеризуются очень высокими значениями коэффициента "b" (до 62,5), почти полным отсутствием щелочей, в связи с чем наклон стрелок в поле csb имеет довольно условный характер. Несколько выше располагаются фигуративные точки пироксенитов, содержащих немного больше щелочей. Переходных пород от пироксенитов к габбро не наблюдалось, и между ореолами фигуративных точек этих пород на диаграмме оказывается провал.

Фигуративные точки пород первой интрузивной фазы - различных габбро - располагаются в средней части диаграммы А.Н.Заварицкого; величины параметра "b" для них варьируют в пределах 22-34, "a" - 4,2-10,3. С уменьшением величины "b" наблюдается увеличение параметра "a", а также отношения a/c , что отражает процессы дифференциации в камерах интрузивов первой фазы (с уменьшением количества цветных компонентов увеличивается содержание полевого шпата и повышается кислотность плагиоклаза). В общем случае такая тенденция характерна для нормальной кристаллизации систем, близких к базальту, в частности, для системы альбит-анортит-диопсид, где при кристаллизации расплава состав его последовательно перемещается вдоль котетической линии в направлении уменьшения количества диопсида и обогащения плагиоклаза альбитовым компонентом. Отчетливо выражено резкое преобладание натрия над калием в габбровых породах (величина "n" от 74,0 до 96,9), что связано с полным отсутствием в них калиевого полевого шпата. Фигуративные точки жильных пород габбрового состава расположены в пределах ореола фигуративных точек интрузивных габбро, что свидетельствует о близости их химического состава.

Сравнительное рассмотрение некоторых анализов габбровых пород Джанахмедского массива позволяет проследить детали изменения химизма пород первой интрузивной фазы при дифференциации в камере интрузива. Микрогаббро эндоконтактовой фации (№ № II4^a, 760) отличаются от габбро главной интрузивной фации (№ № 8I6, 800) более меланократовым составом, уменьшением содержания кремнезема, увеличением количества железа и более железистым составом нормативного цветного минерала (повышенная величина параметра f'). Локально развитые кварцевые офитовые габбро (№ 895) обогащены кремнеземом по сравнению с габбро главной интрузивной фации. Та-
100



Фиг.18. Диаграмма химического состава пород габброидного интрузивного комплекса по методу А.Н.Заварицкого.

Условные обозначения: 1 - перидотиты; 2 - пироксениты; 3 - габбро I интрузивной фазы; 4 - жильные породы I интрузивной фазы; 5 - лейкократовые габбро; 6 - анортозиты; 7 - кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты; 8 - плагиограниты; 9 - жильные породы III интрузивной фазы.

Цифрами на диаграмме обозначены средние составы пород габброидного комплекса (таблица 2I): 1 - перидотиты; 2 - пироксениты; 3 - габбро I фазы; 4 - лейкократовые габбро; 5 - анортозиты; 6 - габбро-диориты; 7 - диориты; 8 - кварцевые диориты; 9 - плагиограниты.

Вариационные линии проведены по фигуративным точкам средних составов.

ким образом, дифференциация в камере интрузива приводит, с одной стороны, к некоторому повышению железистости пород, с другой - к локальному увеличению содержания SiO_2 (без существенного изменения содержания щелочей).

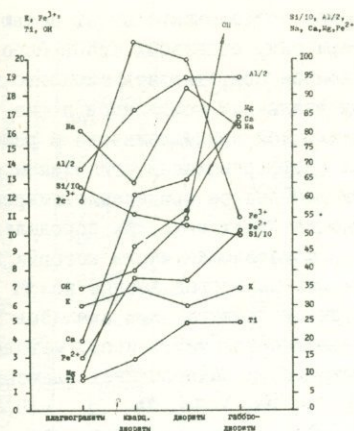
Выше фигуративных точек габбро вариационная линия пород габброидного комплекса раздваивается. Одна ветвь этой линии проходит через точки лейкократовых габбро и анортозитов. При переходе от габбро к этим двум типам пород наблюдается резкое уменьшение параметра "b" и увеличение "c". Величина параметра "a" не подвергается значительным колебаниям (в анортозите она достигает 8,9 в связи с почти полным отсутствием цветных компонентов). Величина отношения a/c здесь также остается низкой (не выше единицы). Таким образом, в этом ряду "лейкократизация" пород не сопровождается увеличением кислотности плагиоклаза, при этом величина "Q" остается отрицательной.

Другое направление изменения химизма выражается при переходе от габбро через габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты к плагиогранитам. В этом направлении с уменьшением параметра "b" увеличивается количество щелочей (величина "a" до 12,6) и отношение a/c , тогда как роль анортитовой составляющей падает (величина "c" в габбро-диоритах до 9,1, тогда как в плагиогранитах она колеблется от 4,8 до 0,9). Почти все породы этой группы характеризуются положительной величиной Q (кроме габбро-диоритов), которая в плагиогранитах достигает 45,2. Если средние и умеренно-кислые породы содержат нормальное количество глинозема, то плагиограниты в большинстве случаев пересыщены им (параметр "a" в плагиогранитах отражает наличие биотита). Таким образом,

второе направление "лейкократизации" пород габброидного комплекса выражается в уменьшении количества цветных компонентов, увеличении кислотности плагиоклаза и появлении свободного кремнезема. Относительное содержание K_2O по-прежнему остается низким (величина "п" колеблется в пределах 83,5-100,0). Для плагиогранитов характерен некоторый разброс точек (величины коэффициента "б" варьируют в пределах 2,5-12,3, коэффициента "а" - от 7,6 до 12,6, коэффициента "с" - от 1,1 до 4,8) и довольно устойчивое высокое содержание глинозема (не ниже 10%). Фигуративные точки жильных пород кислого состава располагаются в пределах ореола развития точек плагиогранитов; существенные различия между составами этих двух типов пород не наблюдаются.

На диаграмме отчетливо выражен более меланократовый характер диоритов и габбро-диоритов, связанных с плагиогранитами постепенными переходами. Обращает внимание высокое содержание щелочей (натрия) даже в наиболее меланократовых членах этой группы (величина "а" в диоритах достигает 13,6), тогда как величина параметра "с" в них, по сравнению с таковой для габбро, ниже. Таким образом, с увеличением меланократовости пород от плагиогранитов к породам их эндоконтактовой фации кислотность нормативного плагиоклаза вообще остается неизменной. С другой стороны, в них уже не наблюдается пересыщенности глиноземом, что связано со значительно более высоким содержанием CaO и MgO по сравнению с таковыми для плагиогранитов. Содержание свободного кремнезема в них обычно незначительное, а для некоторых пород эндоконтактовой фации плагиогранитов величина "Q" имеет отрицательный характер.

Как показывает диаграмма по методу Т.Барта (фиг.19), построенная на основании средних составов (табл.21), от плагиогранитов через кварцевые диориты и диориты к габбро-диоритам уменьшается количество кремнезема и увеличивается содержание на единицу объема Mg , Ca , Fe^{2+} , Ti , Al - элементов, которыми вмещающие вулканогенные породы резко обогащены по сравнению с плагиогранитами. В том же направлении увеличивается содержание на единицу объема OH , что свидетельствует в пользу важной роли летучих компонентов в процессе ассимиляции.



Фиг. 19. Диаграмма по методу Т.Барта, иллюстрирующая изменение химизма пород III интрузивной фазы при переходе от плагиогранитов к породам эндоконтактовой фации.

2. Распределение некоторых микроэлементов в гипербазитах и габброидах

Ультраосновные и основные интрузивные породы, в том числе альпинотипные гипербазиты, за последние годы явились объектами детального геохимического исследования как в нашей стране, так и за рубежом. В работах, посвященных геохимической характеристике ультрабазитов и габброидов различных формационных типов, рассматриваются не только их общие геохимические особенности, но и исследуется содержание и распределение в этих породах многих редких, рассеянных, радиоактивных, щелочных и других элементов.

Вместе с тем специальные исследования по геохимическим особенностям ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья оз.Севан отсутствуют. Отдельные данные имеются в работах С.Б.Абовяна; более подробные сведения по рассматриваемому вопросу приведены в рукописной работе С.А.Паланджяна, Г.С.Арутюняна. Значительно более детально изучены геохимические особенности ультраосновных пород на территории Азербайджанской ССР (Эфендиев, 1945; Абдуллаев, 1967 и др.); С.Б.Абовяном исследовано распределение микроэлементов в ультрабазитах и габброидах Ширакского и Базумско-го хребтов.

Проведенное нами геохимическое исследование имеет целью дать общую геохимическую характеристику отдельных типов пород гипербазитового и габброидного комплексов, выявить сходство и различие одноименных типов пород различных комплексов и фаз внедрения для уточнения их формационной принадлежности и решения некоторых вопросов петрогенезиса (дифференциация, гибридность, наложенные процессы и пр.). Характеристика распределения микроэлементов приводится на основании почти 350 химических определений Cr, Ni, Co, Ti, Mn, Ge, Hg (подавляющая часть которых выполнена по материалам автора, и лишь некоторые данные по Ti и Mn заимствованы из литературы) и спектральных анализов 560 проб пород, выполненных по приближенно-количественному методу М.М.Клера. Чувствительность спектрального определения элементов следующая (%): Cu, Be - 0,0001; Cr, Mn, V, Ga, Yb, Li - 0,0003; Ni, Co, Ti, Sc, Y, Zr, B - 0,001; Pb - 0,002; Zn, Sr - 0,003; Ba - 0,01.

Следует отметить, что данные по Ti, Mn, Cr анализов, упомянутых в примечании I таблицы 2I, в настоящий раздел не включены.

Х р о м

Хром является одним из главных и широко распространенных аксессуарных элементов ультраосновных и основных пород. Породы гипербазитового комплекса характеризуются постоянными высокими содержаниями хрома; интервал содержаний Cr_2O_3 от 0,11 до 0,77%, причем наиболее распространены значения в интервале 0,2-0,6% Cr_2O_3 . Среднее содержание хрома в гипербазитах исследуемого района, по данным 19 химанализов, равно 0,25% (таблица 23), что свидетельствует о высоком первичном содержании элемента в исходной магме. По содержанию хрома гипербазиты района не отличаются от альпинотипных гипербазитов других регионов, в том числе и от многих хромитоносных массивов. Так, по данным Г.В.Пинуса (1965), средневзвешенное содержание Cr_2O_3 в гипербазитах Южной Сибири равно 0,23%. Количество хрома в ультраосновных породах хромитоносного Кемпирсайского массива (Южный Урал), по данным В.П.Логинова, Н.В.Павлова и Г.А.Соколова (1940), не превышает содержания, устанавливаемых для Караиман-Зодского массива и колеблется в пределах 0,15-0,37% Cr_2O_3 . Близкими содержаниями хрома характеризуются гипербазиты Большого Кавказа (Соболев, 1952). Указанные факты делают очевидным то обстоятельство, что отсутствие

114

Средние содержания некоторых элементов и парные отношения
в гипербазитах и габброидах юго-восточной части Севанского хребта

Элементы	Ед. измер.	Род анализа	Гипербазитовый комплекс	Габброидный комплекс								
				Перидотиты	Пироксениты	Габбро I фазы	Жильные габброиды I фазы	Лейкократовые габброиды II фазы	Анортозиты	Плагиограниты III фазы	Габброиды кв. Diorиты (III фазы)	Жильные породы III фазы
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cr	%	x	0,25 (19)	0,20 (8)	0,22 (5)	0,05 (7)	0,08 (6)	0,07 (9)	0,03 (1)	0,095 (6)	0,08 (5)	0,05 (3)
		сп	0,31 (130)	0,43 (45)	0,38 (20)	0,03 (129)	0,03 (47)	0,025 (22)	0,005 (9)	0,0009 (48)	0,005 (40)	0,001 (20)
Ni	%	x	0,16 (17)	0,08 (8)	0,013 (5)	-	-	-	-	-	-	-
		сп	0,24 (132)	0,09 (45)	0,036 (20)	0,014 (129)	0,02 (47)	0,011 (23)	0,002 (10)	0,001 (49)	0,007 (40)	-
Co	%	x	0,009 (17)	0,006 (4)	-	-	-	-	-	-	-	-
		сп	0,021 (132)	0,029 (45)	0,022 (20)	0,007 (129)	0,013 (47)	0,004 (24)	0,001 (9)	0,001 (49)	0,004 (40)	0,001 (20)
Mn	%	x	0,11 (10)	0,07 (6)	0,08 (2)	0,09 (10)	0,14 (5)	0,05 (3)	0,015 (2)	0,034 (14)	0,07 (10)	0,03 (3)
		сп	0,18 (132)	0,41 (45)	0,48 (20)	0,11 (129)	0,16 (47)	0,11 (23)	0,04 (10)	0,06 (50)	0,12 (40)	0,07 (20)
Ti	%	x	0,046 (22)	0,042 (8)	0,30 (6)	0,34 (16)	0,44 (5)	0,13 (5)	0,02 (2)	0,16 (15)	0,31 (11)	0,25 (5)
		сп	0,032 (131)	0,16 (45)	0,34 (20)	0,50 (129)	0,57 (47)	0,22 (42)	0,14 (10)	0,37 (50)	0,55 (40)	0,47 (20)

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
V	%	СП	0,005 (128)	0,014 (45)	0,043 (20)	0,034 (129)	0,051 (47)	0,026 (23)	0,008 (10)	0,006 (48)	0,037 (40)	0,016 (20)
Sc	$n \cdot 10^{-3}\%$	СП	-	-	13 (19)	6 (106)	6 (26)	3 (20)	-	-	5 (32)	-
Cu	$n \cdot 10^{-3}\%$	СП	8 (131)	34 (45)	25 (20)	18 (128)	26 (48)	12 (23)	5 (10)	6 (49)	7 (40)	11 (20)
Zn	$n \cdot 10^{-3}\%$	СП	13 (123)	18 (45)	9 (18)	7 (97)	22 (43)	-	-	-	4 (32)	-
Ge	$n \cdot 10^{-4}\%$	X	0,65 (7)	0,53 (3)	1,18 (17)	1,24 (6)	0,17 (3)		0,96 (5)		1,07 (2)	
Ga	$n \cdot 10^{-4}\%$	СП	-	-	-	27 (129)	27 (48)	43 (42)	43 (10)	44 (50)	35 (40)	31 (20)
Zr	$n \cdot 10^{-3}\%$	СП	-	-	-	3 (114)	4 (47)	1 (36)	-	15 (49)	7 (35)	15 (20)
Li	$n \cdot 10^{-4}\%$	СП	-	4 (37)	11 (16)	21 (121)	18 (38)	25 (38)	6 (6)	9 (44)	24 (37)	26 (18)
Sr	$n \cdot 10^{-3}\%$	СП	-	-	-	43 (127)	28 (45)	90 (42)	41 (10)	30 (50)	38 (40)	34 (20)
Ba	%	СП	-	-	-	-	-	-	-	0,011 (33)	0,015 (28)	0,01 (16)

Продолжение таблицы 23

Отношения	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Cr/ Ni / Co	15:11:1	15:3:1	17:2:1	4:2:1	2:2:1	6:3:1	5:2:1	1:1:1	1:2:1	1:1:1
Ni . IO ³ /Mg	6,3	2,9	2,2	2,1	2,5	2,0	2,1	1,3	0,8	-
Co . IO ³ /Fe	3,5	3,9	2,3	1,0	1,7	1,1	0,6	0,3	0,7	0,4
Mn . IO ² /Fe	1,8	1,0	0,8	1,2	1,8	1,4	1,0	1,2	1,3	0,9
Ti . IO ² /Fe	0,8	0,6	3,2	4,8	5,6	3,7	1,3	5,5	5,8	7,8
V . IO ³ /Fe	0,8	1,9	4,5	4,8	6,5	7,3	5,1	2,1	6,9	5,0
Sc . IO ³ /Mg	-	-	1,3	1,5	1,2	0,9	-	-	1,7	-
Ge . IO ³ /Si	3,7		2,7	5,1	5,8		0,8		3,4	3,1
Ge . IO ⁵ /Fe	1,1		0,9	1,7	1,4		0,7		2,0	3,3
Ga . IO ⁴ /Al	-	-	-	3,1	3,2	3,5	2,7	6,2	4,0	3,6
Li . IO ³ /Mg	-	0,02	0,1	0,5	0,4	0,8	1,1	1,9	0,8	3,7
Li . IO ³ /Na	-	7,2	2,8	1,1	1,4	1,3	0,3	0,3	0,7	0,7

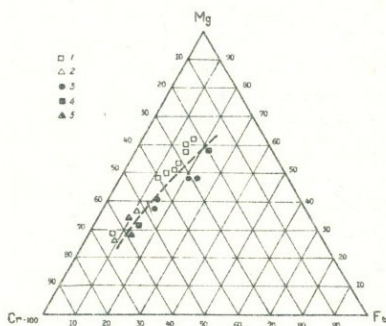
x - химические анализы

сп - спектральные анализы

В скобках указано количество анализов.

сколько-нибудь значительных месторождений хромшпинелидов в Караман-Зодском массиве не связано с геохимическими особенностями гипербазитов и обедненностью исходной магмы хромом.

Главная масса хрома в породах гипербазитового комплекса тесно связана с хромшпинелидами и варьирует в зависимости от количества этого минерала в породе. Наиболее ранние кристаллизаты оливины – содержат незначительное количество Cr (0,01–0,03%); Ф.Фрелих (Fröhlich, 1960) обнаружил в оливинах всего 0,01% Cr. Ромбические пироксены содержат, по данным спектрального анализа, около 0,3% Cr. Повышенные содержания Cr₂O₃ (0,63%) обнаружены в моноклинном пироксене из верлитов гипербазитового комплекса.



Фиг.20. Диаграмма зависимости содержаний Cr от содержаний Mg и Fe для ультраосновных пород. Гипербазитовый комплекс: 1 – гарцбургиты и лерцолиты; 2 – пироксениты. Габброидный комплекс: 3 – верлиты; 4 – лерцолиты; 5 – пироксениты.

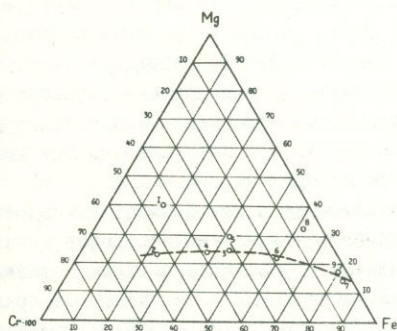
Средние содержания хрома в ультраосновных породах габброидного комплекса примерно одинаковы с гипербазитами, однако при рассмотрении диаграммы Cr – Mg – Fe (фиг.20) геохимическая самостоятельность этих групп пород выявляется достаточно четко.

Наблюдается уменьшение количества хромшпинелидов от гипербазитов к верлитам и пироксенитам габброидного комплекса; оно обратно пропорционально содержанию кальция в ультраосновных породах, т.е. содержанию диопсида. В верлитах значительное количество хрома приходится на диопсид (содержащий около 0,5% Cr₂O₃), а в пироксенитах последний является главным носителем элемента.

Габброиды содержат в несколько раз меньше хрома, чем ультраосновные породы. Следует отметить, что для полевошпатовых пород химические анализы показывают значительно более высокие содержания хрома, чем спектральные. Особенно большая неувязка наблюдается для кислых и средних пород третьей фазы. Значительно большая чувствительность спектрального анализа и его хорошая

воспроизводимость позволяют нам считать более реальными для низких концентраций данные спектрального анализа.

В качестве общей закономерности можно отметить уменьшение содержания хрома в связи с увеличением кислотности пород габброидного комплекса. В качестве более широкой закономерности эта зависимость была отмечена многими исследователями (Fröhlich, 1960). Следует подчеркнуть существенный разрыв между содержанием хрома в ультраосновных и полевошпатовых породах; хром, таким образом, является элементом, концентрирующимся главным образом в ультраосновных дериватах габброидной магмы. Это обстоятельство отчетливо вырисовывается на диаграмме Cr - Mg - Fe для пород габброидного комплекса (фиг.2I), где точка перидотитов резко отклоняется от общей линии эволюции. Обращает внимание обратная зависимость между относительными содержаниями хрома и железа в породах габброидного комплекса (линия эволюции составов проходит почти параллельно стороне Cr - Fe треугольника). От этой линии существенно отклоняется также точка составов гибридных пород третьей интрузивной фазы, что отражает ассимиляцию плагиогранитным расплавом более магниезильных пород.



Фиг.2I. Диаграмма зависимости содержаний Cr от содержаний Mg и Fe для пород габброидного интрузивного комплекса. 1 - перидотиты; 2 - пироксениты; 3 - габбро I фазы; 4 - жильные породы I фазы; 5 - лейкокраповые габбро; 6 - анортзиты; 7 - плагиограниты; 8 - кв.диориты, диориты, габбро-диориты; 9 - жильные породы III фазы.

В полевошпатовых породах минералами-носителями хрома являются пироксены, на что указывали К.К.Турекян и М.Карр (Turekian, Carr, 1960), Ф.Фрелих (1960) и др. В моноклинных пироксенах спектральным анализом обнаружено 0,03-1% хрома (в среднем десятые доли процента). Роговые обманки содержат 0,003-0,3% хрома. Содержание элемента в плагиоклазах 0,0003-0,03%; наибольшие ко-

личества хрома установлены в плагиоклазах габбро первой интрузивной фазы. Содержание хрома в магнетитах колеблется в пределах от 0,003 (плагиогранит) до 0,3% (габбро).

Геохимическая связь хрома с ведущими элементами основных магм не ясна. К.Турекян и М.Карр отмечают, что "хотя Cr, Co и Ni, по-видимому, замещают Fe и Mg, нельзя сказать, что эти рассеянные элементы следуют за теми или иными элементами в течение фракционной кристаллизации".

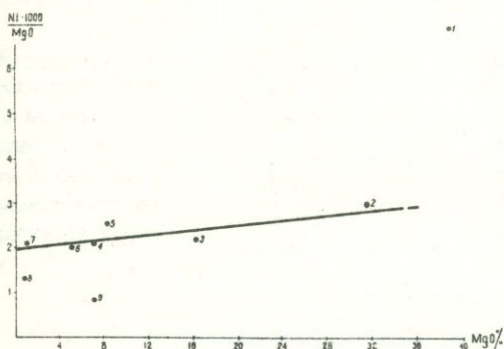
Н и к е л ь

Химические анализы обнаружили никель главным образом в ультраосновных породах, поэтому поведение его рассматривается нами по данным спектральных анализов. Наиболее высокие содержания никеля констатированы в ультраосновных породах гипербазитового комплекса (табл.23). В различной степени серпентинизированные гарцбургиты содержат от 0,1 до 0,5% NiO, тогда как в верлитах химическим анализом никель не был обнаружен. Высокие содержания никеля (десятые доли процента - до 0,5%) характерны для гипербазитов различных районов и указываются для Урала (Эдельштейн, 1960; Бакиров, 1961; Штейнберг и Малахов, 1963 и др.), Южной Сибири (Пинус, 1965) и других регионов. По данным Г.Х.Эфендиева (1945), средние содержания NiO в ультраосновных породах Азербайджанской ССР следующие: дуниты - 0,57%, перидотиты - 0,27%, серпентиниты - 0,24%. Таким образом, гипербазиты северо-восточного побережья оз.Севан обладают содержаниями никеля, близкими к таковым для гипербазитов многих районов и обусловленными высоким содержанием никеля в исходной гипербазитовой магме.

В противоположность хрому, никель не образует в гипербазитах постоянно присутствующих самостоятельных минералов и изоморфно рассеян в высокотемпературных железо-магнезиальных силикатах. В гипербазитах юго-восточной части Севанского хребта минералами-концентраторами никеля являются оливины (0,1-0,3%) и ромбические пироксены (0,02-0,3% Ni). В хромитах установлены содержания никеля порядка 0,1%; в серпентинах обнаружено 0,03-0,1% Ni. Магнетит, образовавшийся при серпентинизации, содержит до 1% Ni (спектральные анализы).

В ультраосновных породах габброидного комплекса по сравнению с гипербазитами содержится значительно меньше никеля, что может служить дополнительным диагностическим признаком при выделении

двух генетических групп ультраосновных пород (Паланджян, 1969). Наблюдается хорошая сходимость с результатами, полученными И.А. Малаховым и Н.А. Ярош (1965) для ультраосновных пород гипербазитовых и габброидных формаций Урала, где последние содержат в среднем гораздо меньше никеля. Вместе с тем по абсолютным величинам содержаний никеля устанавливается обедненность ультраосновных пород исследуемого района элементом по сравнению с уральскими.



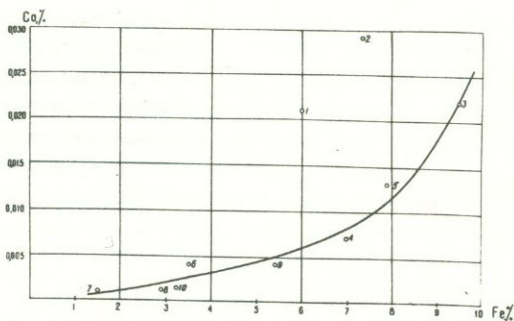
Фиг.22. Корреляционные связи между содержаниями никеля и магния. Цифры соответствуют номерам пород по таблице 23.

Рассматривая отношение $Ni \cdot 10^3 / Mg$ для различных пород (таблица 23, фиг.22), можно видеть гораздо более высокое значение этого отношения для гипербазитов (6,3) по сравнению с ультраосновными породами габброидного комплекса (2,9 для верлитов, 2,2 для пироксенитов). Габбровые породы характеризуются узким интервалом значений отношения $Ni \cdot 10^3 / Mg$ (2,0–2,5). Таким образом, габбровая магма характеризовалась отношением $Ni \cdot 10^3 / Mg$ в пределах 2–3 (вероятно, ближе к 2), что в три раза ниже такого отношения для гипербазитовой магмы.

В породах габброидного комплекса наибольшие концентрации никеля обнаружены в цветных минералах: магнетитах (0,003–1%, наиболее низкие значения для магнетитов из кислых пород), моноклиновых пироксенах (0,001–0,1%, в среднем сотые доли процента), роговых обманках (в габброидных породах 0,02–0,1%, в кварцевых диоритах 0,0003–0,001%). В плагиоклазах габбро и лейкократовых габбро спектральным анализом обнаружено 0,003–0,03% Ni; в плагиоклазах габбро-пегматитов, анортозитов, плагиогранитов никель не обнаружен.

К о б а л ь т

Спектральными анализами кобальт обнаружен во всех рассматриваемых типах пород. Ультрабазиты как гипербазитового, так и габброидного комплексов содержат близкие к кларковым количества кобальта (данные химических анализов занижены). Внутри габброидного комплекса содержания кобальта закономерно падают в ряду верлит-пироксенит-габбро-лейкократовое габбро-анортосит. Плаггиограниты и жильные породы соответствующего состава содержат в среднем 0,001% Co.



Фиг.23. Распределение кобальта в зависимости от содержания суммы железа. Цифры соответствуют номерам пород по таблице 23.

Геохимическая связь кобальта с железом, отмеченная многими исследователями (Turekian, Carr, 1960, и др.), устанавливается и для пород габброидного комплекса исследуемого района (фиг.23). Диаграмма показывает две особенности распределения кобальта в зависимости от содержания суммы железа.

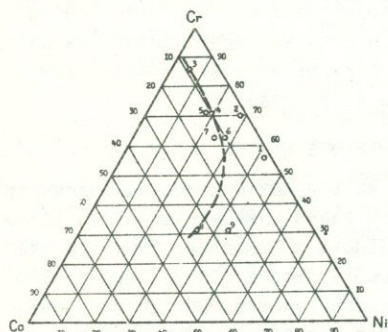
1. Концентрация кобальта увеличивается несколько больше, чем концентрация суммы железа (особенно для наиболее богатых железом пород).

2. Ультраосновные породы содержат примерно одинаковые количества кобальта (0,02-0,03%), однако железа в перидотитах обоих комплексов значительно меньше, чем в пироксенитах, поэтому их точки не попадают на кривую.

Эти выводы находятся в полном соответствии с данными К.Турекяна и М.Карра по корреляции между кобальтом и железом в базальтовых породах толеитовой магмы. Указанные исследователи отмечают, что ультрамафические породы не соответствуют общему направлению кривой.

Кобальт не образует в исследуемых породах собственных мине-

ралов и входит в состав железо-магнезиальных силикатов и магнетитов. В ультраосновных породах кобальт обнаружен в составе ромбических пироксенов (0,003-0,03%), диоксида (0,01-0,03%), хромшпинелидов (0,03%). Кобальт содержат также вторичные минералы, образующиеся при серпентинизации - серпентины (0,003-0,01%) и магнетиты (0,01-0,03%). Среди полевошпатовых пород кобальт концентрируется в моноклиновых пироксенах (0,003-0,03%, в среднем 0,015%), роговых обманках (от 0,001% в кварцевых диоритах до 0,02-0,03% в габбро), магнетитах (0,003-0,1%). Плаггиоклазы содержат около 0,001% кобальта (в некоторых анализах кобальт не обнаружен).



Фиг.24. Зависимость между содержаниями Cr, Ni и Co в гипербазитах и габброидах. Цифры соответствуют номерам пород по таблице 23.

Рассмотрим взаимоотношение между содержаниями Cr, Ni и Co в интрузивных породах гипербазитового и габброидного комплексов. Эти три ведущих аксессуарных элемента ультраосновных магм имеют много общих геохимических черт (связь с железо-магнезиальными минералами, преимущественное накопление в ультраосновных дифференциатах). Вместе с тем в процессе дифференциации магмы дальнейшие их пути несколько различны. В литературе указывалось (Ляхович, 1957), что для пород, формирующихся на ранней стадии дифференциации основной магмы, характерно соотношение $Cr > Ni > Co$, в то время как для поздних дифференциатов наблюдается соотношение $Co > Ni > Cr$. Данные таблицы 23 и фиг.24 показывают, что ультраосновные породы гипербазитового комплекса резко обогащены хромом и никелем относительно кобальта; учитывая то обстоятельство, что эти элементы образуют в гипербазитах минералы магматического этапа кристаллизации - хромшпинелиды, а также присутствуют в виде изоморфной примеси в силикатах, мы должны признать, что обогащение хромом и никелем является результатом первичной специализации магмы.

В отличие от гипербазитов, в ультраосновных породах габбро-

идного комплекса относительная концентрация никеля значительно ниже. В основных по составу породах довольно резко падает роль хрома, при сохранении отношения $Ni : Co$ в пределах (2-3): I. Кислые дифференциаты габбровой магмы еще более обеднены хромом и никелем, тогда как относительная роль кобальта значительно возрастает; в жильных породах плагиогранитной фазы абсолютное содержание кобальта превышает таковое никеля. Таким образом, устанавливается относительное обогащение кобальтом поздних производных габбровой магмы. Хотя по петрохимической дисперсии кларков (Смолин, 1965) кобальт относится к типичным гипербазитовым элементам, однако несколько повышенные его содержания в перидотитах габброидного комплекса относительно гипербазитов, тесная геохимическая связь с железом сближают кобальт с "базитовыми" элементами группы железа - титаном и ванадием.

Т и т а н

Титан является одним из ведущих аксессуарных элементов основных пород и геохимически тесно связан с железом (Абрамович, Высокоостровская, 1964; Леонова и Классова, 1964). Исследования И.И.Абрамовича и Е.Б.Высокоостровской (1963), кроме того, показали, что по содержаниям титана ультраосновные и основные породы различных формационных типов довольно существенно различаются между собой.

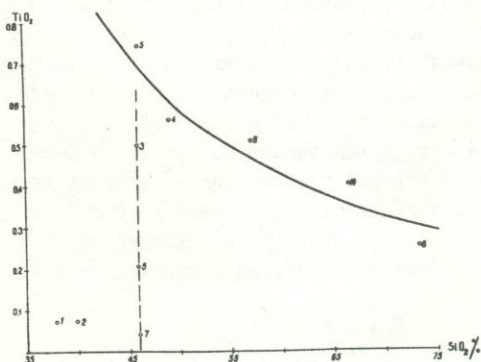
При рассмотрении геохимии титана в породах гипербазитового и габброидного комплексов юго-восточной части Севанского хребта мы опирались на 95 химических анализов, из коих 58 были взяты из полных силикатных анализов, а остальные произведены специально для более детальной характеристики всех типов пород. В таблице 23 приведены средние значения, вычисленные как средние арифметические. При рассмотрении данных таблицы становится очевидной резкая обедненность титаном ультраосновных пород гипербазитового комплекса, содержащих 0,046% Ti . Полученная цифра находится в хорошем соответствии с данными Г.В.Пинуса (1965) по гипербазитам Южной Сибири (средневзвешенное содержание TiO_2 - 0,047%), И.И.Абрамовича и Е.Б.Высокоостровской (1963) по Алтае-Саянской области (0,01% Ti). Геохимические диаграммы, приведенные Н.П.Михайловым (1962) для пород гипербазитового комплекса Восточного Казахстана, также показывают, что содержания титана здесь ниже кларковых. Таким образом, чрезвычайно низкие содержания титана (сотые доли процента) характерны для альпинотипных

гипербазитов самых различных областей.

Основными носителями титана в ультраосновных породах гипербазитового комплекса являются ромбические пироксены; химическим анализом в энстатите из гарцбургита обнаружено 0,20% TiO_2 ; спектральные анализы показывают содержание титана в энстатитах от 0,03 до 0,3%. В хромшпинелидах, по данным спектральных анализов, среднее содержание титана 0,05%. Содержание титана в оливинах незначительное и обычно не превышает тысячных долей процента. Серпентиниты содержат 0,003-0,03% Ti (среднее 0,02%).

Перидотиты габброидного комплекса содержат также незначительные количества титана (в среднем 0,042%); однако по данным спектральных анализов, которые при низких содержаниях дают более достоверные результаты, количество титана в них 0,16%. Основным носителем титана в рассматриваемых перидотитах являются моноклинные пироксены (по данным химического анализа содержание TiO_2 в них равно 0,12%; спектральные анализы показывают содержание Ti около 0,5%). В гроссуляре содержание Ti колеблется в пределах 0,03-0,3% (среднее 0,08). Пироксениты габброидного комплекса значительно богаче титаном (0,30% TiO_2); здесь титан концентрируется в моноклинном пироксене и магнетите. В целом ультраосновные породы габброидного комплекса богаче титаном интрузивных пород гипербазитового комплекса, что отражает их связь с габбровой магмой.

В полевошпатовых породах габброидного комплекса содержания TiO_2 распределены неравномерно, однако подчиняются некоторым закономерностям.



Фиг.25. Распределение титана в зависимости от содержания кремнезема. Цифры соответствуют номерам пород по таблице 23.

Как видно из диаграммы $TiO_2 - SiO_2$ (фиг.25), отчетливо намечаются два направления зависимости между этими компонентами. 1) в ряду габбро I фазы - гибридные породы III фазы - плагиограниты количество титана уменьшается параллельно увеличению содержания кремнезема; 2) в породах II интрузивной фазы (пироксениты - лейкогаббро - анортозиты) содержания титана резко падают с уменьшением количества цветных минералов (при почти одинаковых количествах кремнезема). Эти два направления эволюции содержаний титана соответствуют двум рядам комплементарности пород габброидного комплекса (фиг. 32) и являются результатом проявления двух различных способов дифференциации исходной магмы, рассмотренных на стр.III.

Отношение Ti/Fe , как было показано И.И.Абрамовичем и Е.Б.Высокоостровской (1964), имеет определенное петрогенетическое значение и закономерно изменяется в генетически взаимосвязанных сериях пород, а также имеет разные величины в породах сходного петрографического состава различных магматических формаций. Отношение $Ti \cdot 100/Fe$ для пород гипербазитового комплекса исследованного района очень низкое (0,8) и в два раза ниже такового для ультраосновных пород гипербазитовой формации Алтае-Саянской области (по данным Абрамовича и Высокоостровской 1,5). Для перидотитов габброидного комплекса отношение $Ti \cdot 100/Fe$ еще более низкое (0,6), но оно повышается в пироксенитах до 3,2. В целом для ультраосновных пород габброидного комплекса это отношение выше, чем для таковых гипербазитового комплекса, однако оно значительно ниже отношения $Ti \cdot 100/Fe$ для ультраосновных пород габбро-плагиогранитовой формации Алтае-Саянской области (4,5). Основные, средние и кислые породы габброидного комплекса обладают наиболее высокими значениями отношения $Ti \cdot 100/Fe$, однако они остаются ниже соответствующих величин для таких же по составу пород Алтае-Саянской области. Пониженные содержания титана, таким образом, являются провинциальной особенностью пород габброидного интрузивного комплекса северо-восточного побережья оз.Севан.

В полевошпатовых породах габброидного комплекса титан концентрируется в титаномагнетитах (содержащих до 8,25% TiO_2), в роговых обманках (0,36-1,05% TiO_2), в моноклинных пироксенах (0,42-0,79% TiO_2). Содержание титана в плагиоклазах низкое (порядка 0,03%).

В а н а д и й

Спектральным анализом ванадий обнаружен во всех разностях

пород, где он не образует собственных минералов и находится в рассеянном виде в железо-магнезиальных минералах.

Данные таблицы 23 показывают, что ванадий является элементом, характерным для пород габброидного комплекса, В частности, бросается в глаза значительно более высокое содержание элемента в ультраосновных породах габброидного комплекса по сравнению с гипербазитами; последние характеризуются крайне низкой величиной отношения V/Fe .

Сопоставление средних содержаний и отношений V/Fe в породах габброидного комплекса с цифрами их относительной распространенности показывает, что подавляющая масса элемента заключена в основных по составу дериватах комплекса. Это соответствует результатам работы В.А.Щербины (1935) по распределению ванадия при кристаллизации основных магм.

Ванадий изоморфно рассеян в магнетитах (0,003-0,1%, наибольшие содержания характерны для титаномагнетита из основных пород), моноклинных пироксенах (0,003-0,1%, в среднем 0,04%), ромбических пироксенах (0,01-0,03%), роговых обманках (0,01-0,1%), хромшпинелидах (0,03-0,1%). Плаггиоклазы содержат $< 0,001-0,01\%$ ванадия, в серпентинах ванадий спектральным анализом не обнаружен.

М а р г а н е ц

Марганец присутствует в исследуемых породах в рассеянном виде и накапливается главным образом в цветных минералах и титаномагнетитах; собственные минералы марганца не обнаружены. Результаты спектральных и химических определений марганца (таблица 23) показывают в общем удовлетворительную сходимость, кроме ультраосновных пород габброидного комплекса.

Данные таблицы показывают, что содержания марганца в породах гипербазитового комплекса близки к кларковым. Несколько более высокое содержание марганца (0,2%) указывает Т.А.Халилова (1954) для ультраосновных пород Азербайджанской ССР. Среди пород габброидного комплекса наиболее обеднены марганцем породы второй и третьей интрузивных фаз (лейкократовые габбро, плаггиограниты).

И.И.Абрамович и др. (1963), изучившие марганец-железное отношение в породах магматических формаций Алтае-Саянской складчатой области, констатировали связь величины этого отношения со степенью дифференциации родоначальной магмы. Среди пород исследованного нами района наиболее высоким отношением Mn_{100}/Fe обладают породы гипербазитового комплекса (1,8); для ультраоснов-

ных пород габброидного комплекса оно в два раза ниже (0,8-1,0). Интрузивные породы габброидного комплекса обладают в общем близкими значениями отношения $Mn.100/Fe$ (интервал 0,8-1,4); лишь для жильных пород первой фазы оно достигает 1,8. Таким образом, для пород габброидного комплекса не наблюдается связи марганец-железного отношения с изменением содержания SiO_2 и увеличением этого отношения с возрастанием кислотности пород (Абрамович и др., 1963). Можно лишь подчеркнуть тесную связь марганца с железом при дифференциации исходной габбровой магмы.

В породах гипербазитового комплекса марганец концентрирует все главные породообразующие минералы: оливин (0,1-0,3%), ромбический пироксен (0,1-0,3%), хромшпинелиды (0,3%). В серпентинах содержится около 0,03% Mn . В породах габброидного комплекса концентраторами марганца являются цветные минералы: моноклинный пироксен (по данным химанализов 0,07-0,24% MnO , спектральным - 0,03-0,3% Mn), роговые обманки (0,1-0,3% Mn), титаномагнетит (0,2-0,8% MnO). Содержание марганца в плагиоклазах незначительное - 0,003-0,03%.

М е д ь

Медь является наиболее распространенным металлогенным элементом в интрузивных породах габброидного и гипербазитового комплексов. Известна постоянная приуроченность меди к цветным породообразующим минералам, что обуславливает некоторую обогащенность медью ультраосновных и основных пород. Средние содержания меди в гипербазитах и габброидах приведены в таблице 23.

Содержания меди в породах гипербазитового комплекса оказываются в 4 раза выше кларковых; еще более обогащены медью ультраосновные породы габброидного комплекса (содержания на порядок выше кларковых). Повышенные (относительно кларковых) содержания меди характерны также для полевошпатовых пород - габбро, плагиогранитов и соответствующих им жильных пород. Уменьшение содержания меди в лейкократовых габбро и анортозитах (относительно габбро I интрузивной фазы) является следствием уменьшения содержания в них цветных минералов. Таким образом, можно предполагать повышенные содержания меди как в габброидной, так и в гипербазитовой исходных магмах, их геохимическую специализацию в отношении меди.

Спектральным анализом медь обнаружена в моноклинных пирок-

сенах (0,0001-0,1%, максимальные содержания в пироксенах из габбро), ромбических пироксенах (0,003-0,01%), роговых обманках (0,003-0,03%), магнетитах (0,003-0,3%), плагиоклазах (0,0003 - 0,01%), серпентинах (0,0003-0,05%), хромшпинелидах (0,0001-0,001%) и других минералах.

Ц и н к и с в и н е ц

Цинк, наряду с медью, является одним из распространенных металлогенных элементов ультраосновных и основных пород. Чувствительность спектрального анализа на цинк позволяет иметь достаточные данные по распределению этого элемента в гипербазитах и габброидах. Лейкократовые породы (лейкократовые габбро, анортозиты, плагиограниты и жильные породы кислого состава) обеднены цинком. Так, цинк обнаружен в 45% проанализированных проб лейкократовых габбро (0,001-0,01%), 30% проб плагиогранитов (0,001-0,03%) и в 50% проб жильных пород третьей фазы (0,001-0,03%); в анортозитах цинк не обнаружен. Для остальных типов пород содержания цинка установлены в значительном большинстве анализов, и оказалось возможным вывести средние значения (таблица 23).

Обогащенность ультраосновных пород цинком объясняется его концентрацией в железомagneзиальных силикатах, а также магнетитах и хромшпинелидах. Ультрабазиты гипербазитового комплекса содержат повышенные (относительно кларка) количества цинка, что свидетельствует в пользу обогащенности этим элементом исходной гипербазитовой магмы. Также повышены содержания цинка в ультраосновных породах габброидного комплекса; габбро содержат примерно вдвое пониженные (относительно кларка) количества элемента (в жильных габброидах содержания цинка повышаются). Таким образом, цинк концентрируется в ультраосновных дериватах габбровой магмы; однако основная масса элемента, содержавшегося в исходной магме, заключена, несомненно, в габбро, резко преобладающих в площадном отношении среди всех пород габброидного комплекса. Это позволяет предполагать, что содержание цинка в исходной магме было ниже кларкового.

Спектральным анализом цинк обнаружен в роговых обманках (0,003-0,1%, преобладают сотые доли процента), моноклиновых и ромбических пироксенах (0,003-0,01%), серпентинах (до 0,01%), гроссуляре (0,01%), магнетитах (0,003-0,1%, максимальные содержания в основных породах; в магнетите из лиственита обнаружено 0,3% Zn), хромшпинелидах (0,03-0,1%), которые являются главными концентратором цинка в гипербазитах.

По причине малой чувствительности спектрального анализа на свинец (0,001%), элемент был обнаружен в незначительном количестве проанализированных проб (обычно менее одной пятой), интервалы содержаний следующие: гипербазиты - 0,001%, перидотиты габброидного комплекса - 0,001-0,003%, пироксениты - 0,001%, габбро (I фазы) - 0,001-0,003%, жильные породы I фазы - 0,001-0,1% (высокие содержания обнаружены в единичных случаях), лейкократовые габбро - 0,001%, анортозиты - 0,001%, плагиограниты - 0,001 - 0,005%, породы их эндоконтактной фации - 0,001%, жильные породы кислого состава - 0,001-0,01%. Можно констатировать пониженные (относительно кларка) содержания свинца в кислых дифференциатах габброидной магмы. В магнетите из пироксенита обнаружено 0,003% Pb

Г а л л и й

Благодаря изоморфизму между $(\text{GaO}_4)^{5-}$ и $(\text{AlO}_4)^{5-}$ основная масса галлия обычно приурочена к полевым шпатам. Поэтому ультраосновные породы резко обеднены галлием; согласно Л.А.Борисенко (1959), среднее содержание Ga в ультраосновных породах СССР равно 0,0002%. Исследования Л.Ф.Борисенко (1963) показали, что содержания галлия в ультраосновных породах возрастают от дунитов через перидотиты к пироксенитам; последние содержат до 0,0028% галлия.

В дунитах, гарцбургитах и апогарцбургитовых серпентинитах исследованного района галлий спектральным анализом не был обнаружен; из 10 проанализированных проб верлитов гипербазитового комплекса в 5-элемент не определялся по техническим причинам, в трех случаях обнаружены содержания в 0,0003-0,001%. Таким образом, гипербазиты района обладают в основном очень низкими содержаниями галлия, которые не улавливаются спектральным анализом.

В ультраосновных породах габброидного комплекса галлий устанавливается чаще: в верлитах он обнаружен в 25% проанализированных проб (0,0003-0,001%), в пироксенитах - почти в 60% (0,0003 - 0,003%).

Полевешатовые породы габброидного комплекса постоянно содержат галлий в количествах, легко улавливаемых спектральным анализом. Средние содержания сведены в табл.23. Содержания галлия в интрузивных и жильных породах первой интрузивной фазы несколько превышают кларковые (по А.П.Виноградову, для основных пород 0,0018%). Лейкократовые габбро и анортозиты заметно обогащены галлием. Примерно вдвое повышены (относительно кларковых) также

содержания Ga в породах третьей интрузивной фазы. Величины отношений $Ga \cdot 10^4 / Al$ для основных по составу пород колеблются в небольших пределах (2,7-3,5), что отражает тесную геохимическую связь между галлием и алюминием. Для пород третьей интрузивной фазы величина отношения $Ga \cdot 10^4 / Al$ несколько повышается (для плагиигранитов она достигает 6,2). Таким образом, происходит некоторое относительное накопление галлия в кислых дифференциатах габбровой магмы.

Основным концентратором галлия в полевошпатовых породах габброидного комплекса является плагиоклаз (0,001-0,01%). Галлий обнаружен также в роговых обманках (0,001-0,01%, преобладают тысячные), моноклинных пироксенах (0,0003-0,002%), ромбических пироксенах (0,0003%), гроссуляре (0,0003-0,003%). Магнетиты постоянно содержат галлий в количестве 0,0003-0,003% (преобладают тысячные); в хромшпинелидах обнаружено 0,0003-0,003% Ga.

Германий

Спектральным анализом германий в повышенных количествах (0,001-0,003%) был обнаружен в некоторых образцах лиственитов. В связи с этим, а также по причине недостаточной изученности распределения германия в интрузивных комплексах ультраосновных и основных пород были произведены химические анализы на германий 43 образцов интрузивных, жильно-магматических пород и лиственитов (Карапетян, Паланджян, 1966). Анализы выполнены колориметрическим методом в химлаборатории ИГН АН Арм.ССР аналитиком С.А.Дехтрикян.

По данным ряда исследователи, средние содержания германия в различных типах изверженных пород колеблются в небольших пределах - $(1,0-1,5) \cdot 10^{-4}\%$.

Результаты анализа ультраосновных пород района показывают, что содержания в них германия несколько понижены относительно кларка. В ультраосновных породах гипербазитового комплекса содержится в среднем $0,65 \cdot 10^{-4}\%$ Ge (табл.23), причем в двух из семи проанализированных проб содержания оказались ниже чувствительности метода ($0,5 \cdot 10^{-4}\%$). Основные интрузивные и жильные породы первой фазы содержат кларковые количества германия (около 1,2·10%). Резко пониженные содержания элемента в лейкократовых габбро и анортозитах свидетельствуют о том, что практически весь германий основных пород связан с их цветными минералами. Средние и кислые породы, содержащие около 0,0001% Ge, близки в этом

отношении ко всем кислым изверженным породам.

Многими авторами показана геохимическая связь германия с кремнием, железом и некоторыми другими элементами (Жукова, 1964). Величины отношений $\text{Ge} \cdot 10^5 / \text{Si}$ в интрузивных породах района (таблица 23) показывают, что в кислых дифференциатах габброидной магмы не происходит накопления германия. Резко понижено это отношение для лейкократовых габбро и анортозитов. Величины отношений $\text{Ge} \cdot 10^5 / \text{Fe}$ подвержены небольшим колебаниям; крайние величины (0,7-3,3) могут являться результатом малого количества анализов. Эти данные позволяют предполагать более тесную геохимическую связь германия с железом при дифференциации основной магмы.

Количественным спектральным анализом германий обнаружен в магнетитах в количестве $0,6 \cdot 10^{-4}\%$ - $5 \cdot 10^{-4}\%$; содержания элемента в магнетитах возрастают от ультраосновных пород к основным и кислым. В роговой обманке из габбро-диорита обнаружено $2 \cdot 10^{-4}\%$ Ge.

Р т у т ь

В связи с тем, что в районе известны проявления киновари, изучение распределения ртути в изверженных породах представляет не только теоретический, но и некоторый практический интерес.

Ртуть является одним из элементов, характеризующихся чрезвычайно низкими содержаниями в изверженных горных породах. Согласно А.А.Саукову (1946), основные породы содержат в среднем $9,0 \cdot 10^{-6}\%$ Hg, кислые - $6,35 \cdot 10^{-6}\%$. Близкие содержания указываются А.П.Виноградовым (ультраосновные - $1 \cdot 10^{-6}\%$, основные - $9 \cdot 10^{-6}\%$, кислые - $8 \cdot 10^{-6}\%$). Анализы на ртуть произведены в лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством Н.Х.Айдиньян и в химлаборатории ИГН АН Арм.ССР под руководством А.К.Иваняна нефелометрическим методом, разработанным Н.Х.Айдиньян. Обобщенные данные приведены в таблице 24.

Анализы ультраосновных пород гипербазитового комплекса, несмотря на свою малочисленность, показывают низкое содержание в них ртути (первые миллионные доли процента), что близко к кларку для ультраосновных пород.

В лиственитах ртуть распределена очень неравномерно. Минимальные содержания лежат ниже чувствительности метода; в большинстве проб лиственитов обнаружено до $1 \cdot 10^{-5}\%$ ртути. В листвените из Кясаманского ртутного проявления содержание ртути 0,005%, в двух других образцах из того же проявления спектральным анализом обнаружено 0,003-0,01% и 0,3-1% Hg.

Таблица 24

Содержание ртути в гипербазитах и габброидах

Породы	Колич. анал.	Ср. содержание (в $\cdot 10^{-2}\%$)
Г и п е р б а з и т о в ы й к о м п л е к с		
Серпентиниты	3	0,2 (< 0,1-0,4)
Г а б б р о и д н ы й к о м п л е к с		
Пироксенит	1	2,5
Габбро	4	0,4 (0,3-0,5)
Габбро-пегматит	1	1,8
"-	1	0,1
Габбро-порфириты	2	0,4 (0,3-0,5)
Анортозит	1	0,1
Плагиограниты	5	0,4 (0,1-0,9)
Микроплагиогранит	1	0,1
Кварцевый диорит	1	0,1

В скобках - интервалы содержаний.

В образце лиственита из Буратапинского проявления спектральным анализом обнаружено около 1% ртути. В лиственитах других выходов химические анализы показали содержания ртути, в несколько раз превышающие таковые для гипербазитов. Таким образом, привнос ртути устанавливается для многих выходов лиственитов, однако значительная ее концентрация наблюдается лишь в нескольких случаях и связана, по-видимому, со структурными факторами.

Повышенные (относительно кларковых) содержания ртути установлены в образце пироксенита габброидного комплекса. Основные и кислые породы габброидного комплекса характеризуются в общем близкими к кларковым содержаниями элемента (преобладают миллионные доли процента).

Л и т и й

Картина распределения лития в породах гипербазитового комплекса остается неясной, т.к. чувствительность определения лития в два раза выше его кларка для ультраосновных пород. Литий обнаружен в менее 30% проанализированных проб гипербазитов района в количестве 0,0003-0,001%. В шести проанализированных А.А.Беусом (1964₁) пробах дунитов и перидотитов среднее содержание лития оказалось равным 0,0002%.

Ультраосновные породы габброидного комплекса значительно богаче литием, содержания которого здесь в 8-20 раз превышают кларковые значения. Распределение содержаний лития в полевшпатовых породах габброидного комплекса неравномерное (табл.23), однако наблюдается закономерное увеличение отношения Li/Mg от ультраосновных дериватов габброидной магмы через основные к кислым и уменьшение отношения Li/Na в том же направлении. Таким образом, в кислых дериватах габброидной магмы не происходит накопления лития относительно натрия, что объясняется пониженным содержанием лития в исходной магме и израсходованием главной массы элемента при кристаллизации основных пород. Концентраторами и носителями лития являются плагиоклазы, моноклинные пироксены и роговые обманки, содержащие 0,0003-0,01% элемента. В ромбических пироксенах гипербазитового комплекса обнаружено до 0,0006% лития.

Б е р и л л и й

Бериллий относится к числу типичных рассеянных элементов и, как указывает А.А.Беус (1964₂), обнаруживается точными методами анализа в десятитысячных, реже тысячных долях процента в подавляющем большинстве эндогенных и экзогенных минералов. Чувствительность спектрального анализа не позволяет выяснить распределение бериллия в ультраосновных и основных породах района. При рассмотрении диаграмм состав-содержание микроэлементов (фиг. 27-31) видно, что то незначительное количество бериллия, которое содержалось в габброидной магме, концентрируется в кислых дифференциатах (породах третьей интрузивной фазы), лишь в небольшой части которых удалось обнаружить бериллий в количестве 0,0001 - 0,0003%.

С т р о н ц и й

Стронций является типичным литофильным элементом и входит в состав породообразующих минералов, главным образом плагиоклазов, в силу изоморфизма с кальцием и, в меньшей степени, с калием (Бурков, 1964). В ультраосновных породах содержания стронция (0,001-0,05%) установлены в менее чем двух третях проанализированных проб, причем в ультрабазитах габброидного комплекса элемент обнаруживается гораздо чаще.

Габбро содержит близкие к кларку для основных пород количества элемента (по А.Л.Виноградову, 0,044%; по К.Турекьяну и Дж.Калпу, 0,0465%). В лейкократовых габбро содержания стронция

максимальные, что хорошо связывается с их обогащенностью основным плагиоклазом. Непонятным остается более низкое содержание элемента в анортозитах. К. Турекьян и Дж. Калп (1959) считают, что содержания стронция в основных породах контролируются в большей степени фракционной кристаллизацией и дифференциацией, чем связью с кальцием. Действительно, в величинах отношений Sr/Ca для основных пород (таблица 23) не наблюдается определенной закономерности; вместе с тем в кислых породах это отношение увеличивается, что говорит об их относительном обогащении стронцием (по сравнению с кальцием).

Основным концентратором стронция являются плагиоклазы, содержащие 0,01–0,3% Sr ; наиболее обогащены Sr плагиоклазы из лейкократовых габбро (среднее 0,21%), тогда как в анортозитах они содержат 0,03–0,1% Sr , а в плагиогранитах всего 0,01–0,03%. В гибридных породах эндоконтактовой фации плагиоклаз содержит 0,1% Sr . В моноклинных пироксенах из лейкократовых габбро и анортозитов обнаружено 0,01–0,02% Sr , а в габбро-пегматитах они содержат 0,01–0,1% элемента. Содержание Sr в роговых обманках колеблется в пределах 0,01–0,03%; в серпентине обнаружено 0,05% Sr (одно определение). В гроссулярах из верлитов содержание элемента достигает 0,1%.

Б а р и й

Барий установлен лишь в незначительном числе проанализированных проб ультраосновных пород в количестве 0,001–0,003%, что находится на пределе чувствительности спектрального анализа, которая, будучи гораздо выше кларка для ультраосновных пород (по А.П. Виноградову, 0,0001%), не позволяет изучить распределение в них бария.

С уверенностью можно констатировать резко пониженные (относительно кларковых) содержания бария для всех полевошпатовых пород габброидного интрузивного комплекса. В габбро барий обнаружен лишь в 50% проанализированных проб (0,001–0,03%), в жильных породах первой фазы – в 40% (0,001–0,1%), в лейкократовых габбро – в 20% (0,001–0,03%); в анортозитах барий не обнаружен. В породах третьей интрузивной фазы барий обнаруживается более чем в двух третях проанализированных образцов, средние содержания (в %): для плагиогранитов 0,011 (интервал значений 0,01–0,1, последнее значение получено только в одном случае), для гибридных пород эндоконтактовой фации 0,015 (0,003–0,1) и для жильных пород око-

ло 0,01 (0,003-0,1).

В лейкократовых габбро плагиоклаз содержит до 0,01% Ва и в габбро-пегматитах 0,03%. Среди других минералов барий констатирован в моноклинных и ромбических пироксенах (до 0,01%), роговых обманках (до 0,03%).

С к а н д и й

Скандий является единственным редким элементом, концентрирующимся преимущественно в ультраосновных и основных породах. Геохимии скандия в ультраосновных породах за последние годы посвящен ряд работ (Борисенко, 1964 и др.; Борисенко и Делицын, 1965 и др.). Особое значение приобретает изучение скандиенности ультраосновных пород в связи с тем, что была показана возможность извлечения скандия из пироксенитов, в частности, из хвостов силикатных минералов, образующихся после получения магнетитового концентрата из рудных пироксенитов (Комиссарова, Борисенко, Шацкий, 1965).

Благодаря близости размеров ионных радиусов при одинаковых координационных числах скандий способен замещать в природных соединениях Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Mn^{2+} и ряд других элементов (Борисенко, 1964), и наиболее высокие его концентрации среди породообразующих минералов констатируются в моноклинных пироксенах, роговых обманках и биотитах, что и объясняет обогащенность им ультраосновных и основных пород.

Среди ультраосновных пород гипербазитового комплекса распределение скандия крайне неравномерное. Из 10 анализов дунитов Sc обнаружен лишь в одном (0,02%); среди в различной степени серпентинизированных гарцбургитов Sc обнаружен примерно в 10% проб (содержания около 0,001%, что находится на пороге чувствительности). Такая обедненность скандием гипербазитов, не содержащих моноклинного пироксена, находится в соответствии с результатами работ Л.Ф.Борисенко по изучению геохимии гипербазитов Урала. По данным указанного автора, оливины, слагающие главную массу пород гипербазитовых формаций, содержат лишь 0,0002-0,0004% Sc_2O_3 . Верлиты гипербазитового комплекса исследуемого района постоянно обнаруживают концентрации скандия в интервале 0,003-0,02% (в среднем 0,008%), что связано с наличием в них довольно значительного количества диопсида, содержащего 0,003-0,03% Sc (в среднем 0,014%). Таким образом, для пород гипербазитового комплекса трудно усмотреть геохимическую связь скандия с магнием, так как

скандий концентрируется в верлитах - породах, обогащенных кальцием. Вместе с тем можно констатировать первичную обедненность скандием гипербазитовой магмы.

В породах габброидного комплекса скандий распределен крайне неравномерно. Наблюдается отчетливая зависимость его содержаний от количества цветных минералов (моноклинного пироксена и роговой обманки) в породах. В таких лейкократовых породах, как анортозиты, а также кислые жильные образования третьей интрузивной фазы, скандий не констатирован; лишь немногим более 30% анализов плагиигранитов показали содержания Sc в пределах 0,001-0,01% (наиболее часты тысячные доли процента). Перидотиты габброидного комплекса показали содержание скандия лишь в 30% проанализированных проб (0,001-0,03%), что является результатом довольно высокого содержания в них оливина и неравномерного распределения диопсида - главного концентратора скандия.

Наиболее обогащены скандием пироксениты, содержащие в среднем 0,013% Sc. Это почти мономинеральные породы, и практически весь скандий в них концентрирует диопсид. По содержанию скандия пироксениты юго-восточной части Севанского хребта очень близки к изученным Л.Ф.Борисенко и Л.М.Делициным (1965) пироксенитам габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала (0,007-0,020% Sc_2O_3).

Габбро и жильные основные породы I интрузивной фазы содержат скандий в количествах, в два раза превышающих кларк для основных пород. Уменьшение содержания Sc в лейкократовых габбро II интрузивной фазы отражает их обедненность клинопироксеном. В гибридных породах эндоконтактной фации массивов III интрузивной фазы увеличение содержания цветных минералов приводит и к повышению содержания Sc до 0,005%. Во всех этих породах скандий концентрирует моноклинные пироксены (0,003-0,03%) и роговые обманки (0,003-0,03%). Отношения Sc/Mg для пород габброидного комплекса (таблица 23) колеблются в небольших пределах, что подчеркивает геохимическую связь скандия с магнием при дифференциации габброидной магмы.

Р е д к и е з е м л и

Некоторые данные о распределении редкоземельных элементов в ультраосновных и основных породах опубликованы Ю.А.Балашовым и Н.В.Туранской (1962), Ю.А.Балашовым (1963), С.Ф.Соболевым (1965). Указанные исследователи отмечают очень низкие содержания ΣTR для ультраосновных пород как гипербазитовой, так и габбро-пирок-

сенит-дунитовой формации и возрастание содержания ΣTR при дифференциации габбровой магмы от ультраосновных через основные к кислым породам; в том же направлении увеличивается отношение $\Sigma \text{Ce} : \Sigma \text{Y}$. Ультрабазиты характеризуются заметным относительным обогащением тяжелыми лантаноидами ($\Sigma \text{Ce} : \Sigma \text{Y} = 1,1$, по данным Ю.А.Балашова и Н.В.Туранской) по сравнению с кислыми и щелочными породами. В ультрабазитах и габбро основная масса рассеяна в породообразующих минералах (плагноклазах, пироксенах и роговых обманках); в кислых дифференциатах габбровой магмы появляются редкоземельные акцессорные минералы, концентрирующие определенную часть TR

На основании приближенно-количественных спектральных анализов, которыми мы располагаем для интрузивных пород юго-восточной части Севанского хребта, можно рассмотреть поведение лишь иттрия и иттербия. Таблица 25 дает представление о содержаниях и характере распространения этих элементов. Наблюдается возрастание содержания Y и Yb от ультраосновных через основные к средним и кислым разностям.

Наиболее обогащены иттрием и иттербием кальциевые акцессориопатиты ($\text{Y} = 0,03-0,1\%$; $\text{Yb} = 0,003-0,1\%$) и сфен ($\text{Y} = 0,03\%$, $\text{Yb} = 0,003-0,01\%$).

Моноклинные пироксены ультраосновных пород не показали содержания иттрия, в полевошпатовых породах эти минералы содержат $0,001-0,01\% \text{ Y}$. Среди проанализированных плагноклазов иттрий обнаружен лишь в плагнограните - $0,003\%$. Роговые обманки содержат $0,003-0,03\% \text{ Y}$, до $0,003\% \text{ Yb}$ (в габбро-пегматите до $0,01\%$). В титаномagnetите из плагногранитов обнаружено $0,03-0,1\%$ иттрия и $0,01\%$ иттербия.

Ц и р к о н и й

И.П. и Р.П.Тихоненковы (1964), С.Ф.Соболев (1962) отмечают низкие содержания циркония в ультраосновных породах (тысячные доли, реже до $0,04\% \text{ ZrO}_2$), рассеянные в породообразующих минералах.

В изученных нами ультраосновных породах содержания циркония неравномерные и в общем низкие; чувствительность спектрального анализа позволяет обнаружить цирконий лишь в небольшом количестве проб. Так, в породах гипербазитового комплекса Zr обнаружен в 16% проанализированных проб (содержания $0,001-0,03\%$), в перидотитах габброидного комплекса - в 37% ($0,001-0,03\%$), в пироксени-

Содержания иттрия и иттербий в породах гипербазитового
и габброидного интрузивных комплексов

№ № п/п	Породы	И т т р и й				И т т е р б и й			
		Число анализов	% проб, показавших содержание	Интервал содержаний	Среднее содерж.	Число анализов	% проб, показавших содержание	Интервал содержаний	Среднее содерж.
1.	<u>Гипербазитовый комплекс</u>								
	(дуниты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты)	117	6	0,001	-	57	9	0,0001	-
	<u>Габброидный комплекс</u>								
2.	Перидотиты	43	13	0,001	-	35	14	0,0001	-
3.	Пироксениты	18	17	0,001	-	9	-	-	-
4.	Габбро (I фаза)	125	62	0,001- 0,01	0,001	14	93	0,0001- 0,002	0,0002
5.	Жильные породы I фазы	47	80	0,001- 0,03	0,003	10	70	0,0001- 0,001	0,0002
6.	Лейкократовые габбро (II фаза)	40	47	0,001- 0,003	-	23	9	0,0001	-
7.	Анортозиты	10	60	0,001- 0,01	-	4	50	0,001- 0,003	-
8.	Плагиограниты (III фаза)	48	94	0,001- 0,03	0,006	12	100	0,0001- 0,003	0,0014
9.	Кв. диориты, диориты, габбро-диориты (породы эндоконтакт. фации III фазы)	40	78	0,001- 0,03	0,004	7	86	0,0001- 0,003	0,0009
10.	Жильные породы III фазы	20	90	0,001- 0,01	0,003	4	100	0,001	0,001

тах - в 33% проанализированных проб (0,001-0,003%). Таким образом, среднее содержание циркония в ультраосновных породах обогатительных комплексов должно быть ниже 0,001% и гораздо ниже кларка (по А.П.Виноградову, 0,003%).

В анортозитах цирконий обнаружен в 55% проанализированных проб в количестве 0,001-0,01%. Для остальных типов пород вычислены средние содержания (табл.23).

Устанавливается значительное увеличение содержания циркония от основных к кислым интрузивным породам. Основные породы обеднены цирконием относительно кларка, что позволяет предполагать общую обедненность этим элементом исходной габброидной магмы. Вместе с тем эти данные находятся в соответствии с результатами изучения основных пород Урала, показавшими содержание в них тысячных долей процента циркония (до 0,004% ZrO_2 , данные С.Ф.Соболева и др.).

Среди проанализированных минералов цирконий обнаружен в апатитах (0,01-0,1%), сфене (0,01%), роговых обманках (0,001-0,01%), моноклинных пироксенах и плагиоклазах (до 0,003%), гроссуляре (0,001%); титаномagnetиты содержат до 0,003% (в титаномagnetите из плагиогранита обнаружено 0,1% Zr , что связано, по-видимому, с наличием включений циркона).

Б о р

Имеются данные многих исследователей о повышенных содержаниях бора в серпентинитах (Сахама, 1952; Барсуков и Курильчикова, 1957; Варлаков и Жужгова, 1964 и др.). В связи с этим некоторый интерес представляет рассмотрение поведения бора в породах гипербазитового и габброидного комплексов исследуемого района. Приближенно-количественные анализы на бор, которыми мы в дальнейшем оперируем, произведены на особо чистых (безборных) углях.

Содержание бора в проанализированных гарцбургитах неравномерно. Так, из 19 проб в II случаях оно оказалось ниже чувствительности метода (0,001%); в трех случаях содержание бора равно 0,001%, а в пяти - поднимется до 0,01-0,03%. Повышенные содержания могут быть объяснены серпентинизацией гарцбургита; этот процесс, как уже указывалось, развит очень неравномерно, и изучение шлифов еще не гарантирует от случайного попадания в анализируемый материал серпентинизированного участка породы. По данным Т.Г. Сахама (1958), В.Л.Барсукова и Г.Е.Курильчиковой (1957), неизменные ультраосновные породы обнаруживают очень низкие содержания бора, порядка 10^{-3} - 10^{-4} % B_2O_3 . Таким образом, среднее содержание

ание бора в 0,005% для гарцбургитов следует считать несколько повышенным.

Среди 24 проанализированных серпентинизированных гарцбургитов и серпентинитов содержания бора оказались ниже чувствительности метода лишь в семи случаях; в остальных пробах установлено 0,001–0,03% бора (среднее 0,008%). Налицо несомненный привнос бора в процессе серпентинизации, что находится в соответствии с литературными данными. Согласно А.С.Варлакову и М.Ф.Жужговой, в Оренбургской области имеются гипербазитовые массивы с различными содержаниями бора; этот интересный вывод об обогащенности бором одних и обедненности других массивов, к сожалению, не может быть проверен на нашем материале, относящемся целиком к Караиман-Зодскому массиву. Однако, судя по обнаруженным содержаниям, указанный массив можно отнести к числу обогащенных бором.

В различной степени серпентинизированные дуниты также содержат повышенные количества бора (в среднем 0,005%, интервал 0,001–0,01%). Значительно ниже содержания элемента в верлитах (в среднем 0,002%, интервал 0,001–0,005%). В целом ультраосновные породы гипербазитового комплекса характеризуются повышенными (относительно кларковых) содержаниями бора, связанными с процессом серпентинизации.

Еще более высокие содержания бора установлены в серпентинизированных перидотитах габброидного комплекса (в среднем 0,021%, интервал 0,001–0,03%).

Пироксениты габброидного комплекса содержат значительно меньше бора (0,002%), что, однако, в 20 раз превышает кларк для ультраосновных пород (по А.П.Виноградову, 0,0001%).

Содержания бора в основных, средних и кислых породах габброидного комплекса также повышены (в несколько раз) относительно кларковых (по А.П.Виноградову, соответственно 0,0005%, 0,0015% и 0,0015%). Неожиданно высокие содержания констатированы для анортзитов. Вместе с тем не наблюдается указываемого Г.Хардером (1965) существенного обогащения бором кислых пород относительно основных (исключение составляют жильные породы кислого состава, играющие, впрочем, совершенно незначительную роль в общем объеме кислых пород).

Основным концентратом бора в ультраосновных породах являются серпентины (0,003–0,03%). В оливинах и ромбических пироксенах бор не был установлен; по данным Г.Хардера, оливины содержат всего 2–5 г/т бора. Из других минералов, в которых был обнаружен

Средние содержания оора в породах гипербазитового и габброидного интрузивного комплексов

№ № п/п	Породы	В, %
	<u>Гипербазитовый комплекс</u>	
1.	Гарцбургиты	0,005(19)
2.	Серпентинизированные гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты	0,008(24)
3.	Серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты	0,005 (9)
4.	Серпентинизированные верлиты	0,002 (6)
	<u>Габброидный комплекс</u>	
5.	Серпентинизированные перидотиты	0,021(24)
6.	Пироксениты	0,002(10)
7.	Габбро (I фаза)	0,001(28)
8.	Жильные породы I фазы	0,003(3)
9.	Лейкократовые габбро (II фаза)	0,003(21)
10.	Анортозиты	0,018 (5)
11.	Плагииграниты (III фаза)	0,002(16)
12.	Кв.диориты, диориты, габбро-диориты (III фаза)	0,002(18)
13.	Жильные породы III фазы	0,007 (9)

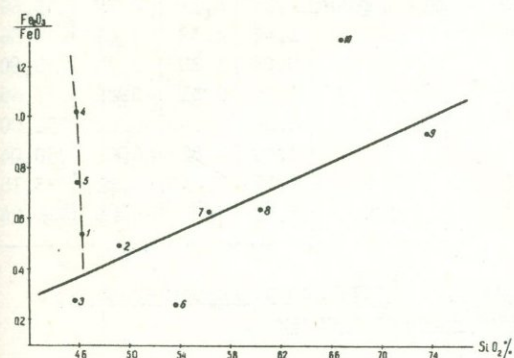
В скобках указано число анализов.

бор, следует отметить моноклинные пироксены ($< 0,001-0,001\%$ в ультраосновных породах), плагноклазы ($0,001-0,01\%$), гроссуляры ($0,001-0,02\%$).

К и с л о р о д

Окислительный потенциал является одним из важных факторов, регулирующих кристаллизацию силикатных расплавов. Согласно В.Гольдшмидту (Goldschmidt, 1954), изменение окислительных потенциалов хорошо иллюстрируется отношениями Fe_2O_3/FeO в породах и минералах. Таблица 27 и фиг. 26 показывают изменение отношения Fe_2O_3/FeO в зависимости от содержания SiO_2 в породах габброидного комплекса. Естественно, что серпентинизация ультраосновных пород значительно искажает истинную величину этого отношения, поэтому мы не можем судить о первичном отношении

$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в породах гипербазитового комплекса, а также в перидотитах габброидного комплекса. Согласно В.Гольдшмидту, отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в свежем дуните из Норвегии составляет всего 0,04. Для пироксенитов габброидного комплекса это отношение близко к первоначальному в связи с незначительной серпентинизацией их; в пользу этого свидетельствует и близость отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в пироксенитах (диопсидитах) (0,54) и диопсиде из них (0,42).



Фиг.26. Распределение отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в зависимости от содержания SiO_2 в породах габброидного комплекса. 1 - пироксениты; 2 - габбро; 3 - жильные породы I фазы; 4 - лейкократовый габбро; 5 - анортозиты; 6 - габбро-диориты;

7 - диориты; 8 - кварцевые диориты; 9 - плагиограниты; 10 - жильные породы III фазы.

Для серии пород габброидного комплекса выявляются два направления изменения величины окислительного потенциала в зависимости от изменения кислотности пород (фиг.26). Прежде всего устанавливается увеличение отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от мезо-меланократовых габбровых интрузивных и жильных пород первой фазы через диориты, кварцевые диориты к плагиогранитам, что находится в соответствии с данными В.Гольдшмидта и других исследователей об увеличении рассматриваемого отношения от основных к кислым породам.

Вместе с тем при почти одинаковом содержании SiO_2 наблюдается увеличение отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ от пироксенитов к анортозитам и лейкократовым габбро, что позволяет предполагать повышение окислительного потенциала при образовании лейкократовых пород во время фракционной кристаллизации габбровой магмы.

Таблица 27

Отношения Fe_2O_3 / FeO и содержания SiO_2
в породах габброидного интрузивного комплекса

№ № п/п	П о р о д ы	%		$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	$SiO_2\%$
		Fe_2O_3	$FeO\%$		
1.	Пироксениты	4,44	8,15	0,54	46,27
2.	Габбро	3,08	6,27	0,49	49,11
3.	Жильные основные породы I фазы	2,17	8,11	0,27	45,66
4.	Лейкократовые габбро	2,42	2,39	1,01	45,56
5.	Анортозиты	0,89	1,20	0,74	45,80
6.	Габбро-диориты	1,66	6,31	0,26	53,65
7.	Диориты	2,84	4,56	0,62	56,00
8.	Кварцевые диориты	3,00	4,80	0,63	60,04
9.	Плагиограниты	1,87	2,04	0,92	73,15
10.	Жильные кислые породы III фазы	2,45	1,90	1,29	66,24

5. Геохимические особенности пород гипербазитового
и габброидного комплексов

а. Гипербазитовый комплекс

Химическими и спектральными анализами в породах гипербазитового комплекса обнаружен более сокращенный набор элементов по сравнению как с основными по составу породами, так и с ультраосновными породами габброидного комплекса. Характерно постоянное присутствие элементов группы железа, которые распространены, однако, неравномерно. Если Cr , Ni , Co , Mn присутствуют в общем в близких к кларковым количествах, то содержания Ti и V в значительном числе случаев оказываются ниже кларковых. Скандий не характерен для гипербазитов и обнаружен в незначительном числе анализов. Из металлогенных элементов постоянно встречаются Cu и Zn , содержания которых в среднем превышают кларковые. Pb и Ga определены примерно в 20% анализированных образцов, в остальных случаях содержание этих элементов оказалось ниже чувствительности метода. Таким образом, средние содержания их должны быть значительно ниже кларковых. Обращает внимание присутствие в некоторых образцах повышенных содержаний лития.

Переходя к характеристике отдельных типов ультраосновных пород, отметим, что дуниты несколько богаче хромом, чем перидотиты. В содержании остальных элементов существенного различия между эти-

Таблица 28. Относительные концентрации элементов в гипербазитах и габброидах

Породы	Содержания ниже кларка	Кларковые содержания	Содержания выше кларка
Перидотиты, дуниты, серпентиниты	Гипербазитовый комплекс Zr, Ga, Ge, Sr	Mn, Ni, Cr, Co, Ti, V, Hg	B, Cu, Zn
Верлиты, пироксениты	Габброидный комплекс Zr, Ga, Mn, Ge	Cr, Ni, Co	Ti, V, Cu, Zn, B, Li, Sr
Габбро	Mn, Ti, Pb, Zn, Y, Zr, Ba	Cr, Ni, Co, Ga, Yb, Li, Sr, Ge, Hg	V, Sc, B, Cu
Жильные габброиды	Ti, Pb, Zr, Ba	Cr, Ni, Mn, Zn, Ga, Y, Yb, Li, Sr, Ge, Hg	Co, V, Sc, B, Cu
Лейкократовые габбро и анортозиты	Ni, Mn, Ti, V, Pb, Zn, Y, Zr, Yb, Ba, Ge	Cr, Co, Sc, Cu, Hg	Ga, B, Li, Sr
Кв.диориты, диориты, габбро-диориты	Ti, Pb, Zr, Be, Sr, Ba	Cr, Ni, Mn, Zn, Ga, B, Li, Y, Ge	Co, V, Sc, Cu
Плагииграниты	Cr, Pb, Zn, Li, Be, Ba	Ni, Mn, Ti, V, Y, Zr, B, Sr, Ge, Hg	Co, Cu, Ga, Yb
Жильные породы кислого состава	Cr, Ni, Pb, Zn, Be, Ba	Mn, Ti, Ga, Y, Zr, Li, Sr, Ge	Co, V, Cu, Yb, B

ми породами не наблюдается.

Благодаря опробованию в различной степени серпентинизированных гарцбургитов оказалось возможным проследить изменение состава и содержания микроэлементов в процессе серпентинизации. Рассмотрение фиг.27 показывает, что единственным элементом, общее содержание которого увеличивается с развитием процесса серпентинизации, является бор. С некоторой долей вероятности можно говорить также о небольшом привносе бария в процессе серпентинизации. В содержаниях остальных элементов существенного изменения не наблюдается. Небольшие различия могут быть объяснены неоднородностью анализируемого материала и различной представительностью анализов.

Верлиты гипербазитового комплекса отличаются от остальных ультраосновных пород как по составу, так и по содержаниям микроэлементов. В частности, здесь наблюдаются более высокие содержания Ti , V , Cu , Sr , Id . Почти постоянно обнаруживаются высокие содержания Sc , во многих анализах установлены Ga , Y , Zr .

Таким образом, геохимический облик пород гипербазитового комплекса в целом характеризуется общей обедненностью акцессорными элементами, особенно редкими и малыми петрогенными. Характерны высокие содержания "собственно гипербазитовых" элементов (Смолин, 1965) - хрома и никеля и незначительные количества (сотые и тысячные доли процента) "базитовых" элементов - титана и ванадия. Важной особенностью рассматриваемых пород является также постоянное, часто повышенное содержание цинка и меди. Такая геохимическая специализация характерна для пород гипербазитовой магматической формации (Пинус, 1957).

Здесь же вкратце рассмотрим геохимические особенности лиственитов, которые, по геологическим данным, образовались за счет гипербазитов. При построении диаграмм (фиг.27) содержания отдельных элементов в лиственитах сравнивались с кларками для ультраосновных пород, благодаря чему возможно сравнение с диаграммой для гипербазитов. Такое сравнение показывает, что эти две группы пород обладают примерно одинаковыми содержаниями и частотой встречаемости ряда элементов (таблица 29). Несколько пониженные содержания в лиственитах Cr , Ni , Co , Cu , Zn еще не дают основания говорить о выносе этих элементов в процессе лиственитизации гипербазитов. Более детальное изучение поведения их в указанном процессе должно сопровождаться исследованием объемных изменений при лиственитизации.

Таблица 29

Средние содержания некоторых элементов
в гипербазитах и лиственитах юго-восточной части Севанского
хребта

	Гипербазиты	Листвениты
Cr	0,31 (130)	0,19 (45)
Ni	0,24 (132)	0,16 (45)
Co	0,021 (132)	0,009 (45)
Mn	0,18 (132)	0,20 (45)
Ti	0,03 (131)	0,03 (45)
V	0,005 (128)	0,005 (33)
Cu	0,008 (131)	0,005 (45)
Zn	0,013 (123)	0,007 (36)
B	0,006 (60)	0,005 (16)

По данным спектральных анализов, число которых указано в скобках.

Такие элементы, как Sc, Pb, Ga, Y, Yb, Zr были обнаружены в лиственитах лишь в небольшом числе анализов; в остальных случаях, так же как и для гипербазитов, содержания их оказались ниже чувствительности метода.

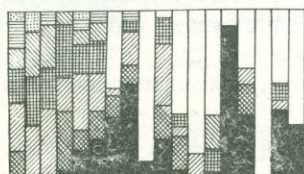
В лиственитах почти постоянно обнаруживаются высокие содержания некоторых "малых петрогенных" элементов - Li, Sr, Ba. Средние содержания этих элементов в лиственитах (по данным спектральных анализов) следующие (весовые %): Li - 0,001, Sr - 0,05, Ba - 0,012, тогда как кларки их для ультраосновных пород соответственно равны 0,00005, 0,001 и 0,0001% (Виноградов, 1962). Таким образом, содержание этих элементов в лиственитах резко повышено по сравнению с гипербазитами. Можно констатировать также некоторый привнос в лиственитах Hg, Sb, As, Ge. Химические анализы показывают, что ртуть распространена в лиственитах весьма неравномерно. Высокие содержания Hg (до 1%) характерны для лиственитов киноварных проявлений на р.Буратапа. Спектральным анализом показано наличие сурьмы в количестве от 0,003 до 0,03% в лиственитах Джанахмедского перевала. Здесь же обнаружен германий в количестве 0,001-0,003%; этот факт подтвержден химическим определением. Германий в количестве 0,001% обнаружен также в лиственитах в 1 км к западу от с.Джанахмед. Мышьяк в лиственитах определялся в 42 пробах, из коих был обнаружен в 12 в количестве

от 0,01 до 1%, в остальных случаях содержание его оказалось ниже чувствительности метода.

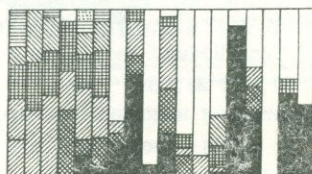
Следует отметить, что привнос Hg, Sb, As, Ge не связан с процессом лиственитизации, установлен лишь в локальных, главным образом оруденелых участках и обусловлен наложением более молодой верхнетретичной гидротермальной минерализации.

б. Габброидный комплекс

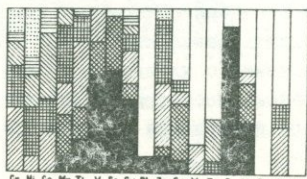
Диаграммы (фиг.28) показывают определенные различия в содержаниях и частоте встречаемости микроэлементов для ультраосновных пород этой группы по сравнению с гипербазами. Прежде всего бросается в глаза значительно большая неравномерность распределения содержаний микроэлементов в



Сводная диаграмма для ультраосновных пород габброидного интрузивного комплекса



Перidotиты



Пироксениты

Фиг.28. Диаграмма состава, содержаний и частоты нахождения элементов-примесей в ультраосновных породах габброидного комплекса (условные обозначения см.фиг.27).

ультраосновных породах габброидного комплекса, что связано, в первую очередь, с большей неоднородностью их состава в противоположность породам гипербазитового комплекса. По данным спект-

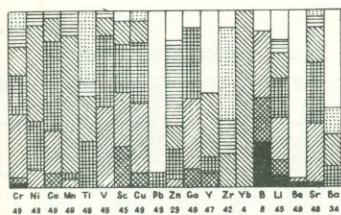
ральных анализов, ультраосновные породы габброидного комплекса несколько богаче элементами группы железа. Однако здесь имеется неувязка с результатами химических анализов, согласно которым увеличения содержания Cr , Co , Mn в ультраосновных породах габброидного комплекса по сравнению с таковыми гипербазитового комплекса не наблюдается (таблица 23). Таким образом, можно с уверенностью говорить лишь о более высоких содержаниях Ti и Mn в рассматриваемой группе ультраосновных пород. Эти ультраосновные породы относительно чаще обнаруживают повышенные содержания также и ряда редких, металлогенных и малых петропегенных элементов: Sc , Cu , Ga , Y , Zr , B , Li , Sr , Ba , хотя содержание большинства из этих элементов во многих анализах ультраосновных пород габброидного комплекса оказывается ниже чувствительности метода.

Внутри рассматриваемой группы ультрабазитов наблюдаются некоторые различия в составе микроэлементов между верлитами и пироксенитами. Последние содержат меньше Ni , Zn и обогащены Ti , V , Sc , Ga — элементами, концентрирующимися в магнетите и моноклинном пироксене.

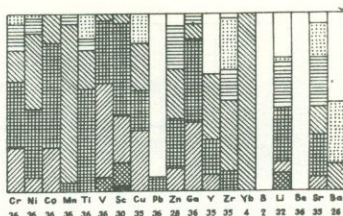
Для пород первой интрузивной фазы — различных габбро — характерен более широкий набор элементов по сравнению с ультраосновными породами гипербазитового и габброидного комплексов (фиг.29). Повышенные по сравнению с кларковыми содержания в габбро обнаружены для V , Sc , Cu , Bi ; кларковые содержания характерны для Cr , Ni , Co , Ga , Yb , Li , Sr , пониженные по сравнению с кларковыми — для Mn , Ti , Pb , Zn , Y , Zr , Ba . Таким образом, несмотря на довольно богатый состав микроэлементов в габбро, содержание большинства из них кларковое или ниже кларкового.

Отдельные петрографические разности пород первого интрузивного комплекса по составу и содержаниям большинства микроэлементов не проявляют существенных различий между собой (таблица 30). Вместе с тем габбро по сравнению с уралитизированными их разностями, а также с микрогабро, содержат больше лития и стронция.

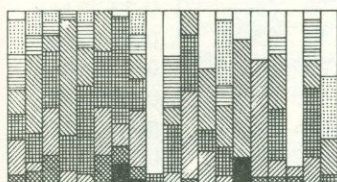
Диаграмма состав-содержание микроэлементов для жильных пород первой интрузивной фазы (габро, габбро-порфириты, роговообманковые и оливиновые габбро), приведенная на фиг.29, показывает геохимическую близость этих пород с интрузивными габбро. Состав микроэлементов и их содержания в жильных породах очень близки к таковым для интрузивных



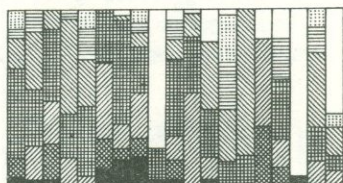
Пироксеновые габбро



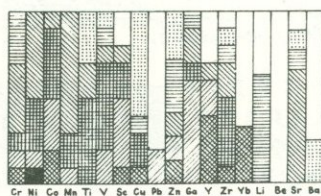
Уранитизированные габбро



Роговообманковые и пироксен-роговообманковые микрогаббро



Жильные породы первой интрузивной фазы (габбро, габбро-порфириты, оolivновые и роговообманково-пироксеновые габбро)



Габбро-пегматиты

Фиг. 29. Диаграмма состава, содержаний и частоты нахождения элементов-примесей в породах первой интрузивной фазы габброидного комплекса (условные обозначения см. фиг. 27).

пород первой фазы. Исключение составляет цинк, содержания которого в жильных породах повышенные.

Габбро-пегматиты характеризуются повышенными по сравнению с габбро содержаниями **Zn, Y, Zr** и пониженными — **V, Sc, Cu, Li, Sr**. Бор в габбро-пегматитах был определен лишь в одной пробе, содержание его оказалось ниже чувствительности метода. Распределение остальных элементов в указанных группах пород идентичное.

Таблица 30.

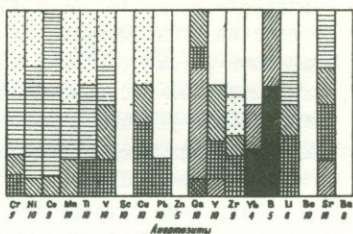
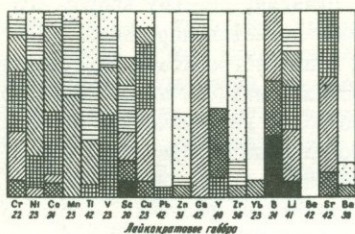
Средние содержания некоторых элементов
в породах первой интрузивной фазы, по спектральным анализам

Элементы	Габбро	Уралитизирован- ные габбро	Микрогаббро
Cr	0,036 (49)	0,019 (36)	0,022 (44)
Ni	0,014 (49)	0,014 (36)	0,014 (44)
Co	0,006 (49)	0,007 (36)	0,009 (44)
Mn	0,09 (49)	0,09 (36)	0,13 (44)
Ti	0,34 (49)	0,50 (36)	0,67 (44)
V	0,027 (49)	0,039 (36)	0,037 (44)
Sc	0,005 (45)	0,005 (29)	0,006 (3I)
Cu	0,020 (49)	0,014 (36)	0,02 (44)
Zn	0,005 (30)	0,008 (28)	0,007 (4I)
Ga	0,0026(49)	0,0024(36)	0,003 (44)
Zr	0,0027(43)	0,0035(35)	0,004 (37)
Li	0,0036(43)	0,0012(32)	0,0013(4I)
Sr	0,054 (48)	0,024 (35)	0,034 (44)

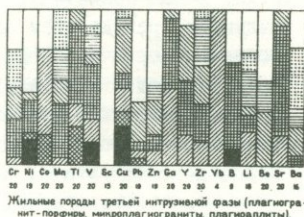
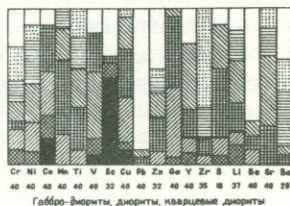
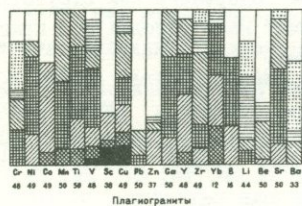
В скобках - число анализов.

Породы второй интрузивной фазы - лейкократовые габбро - характеризуются составом и содержанием микроэлементов, отражающим их обедненность цветными минералами (фиг.30). Ряд элементов группы железа (Ni, Mn, Ti, V), металлогенных (Pb, Zn), редких (Y, Zr, Yb) элементов, а также барий из группы малых петрогенных - присутствуют в лейкократовых габбро в содержаниях ниже кларковых. Близкие к кларковым содержания установлены для Cr, Co, Sc, Cu. Элементы, концентрирующиеся главным образом в плагиоклазах - Ga, B, Li, Sr - проявляют концентрации выше кларковых.

Несмотря на небольшое число анализов анортозитов, отчетливо проявляются их геохимические особенности, выражающиеся в пониженных по сравнению с кларковыми содержаниях большинства элементов (фиг.30). Sc, Zn, Be, Ba спектральным анализом не были обнаружены. Повышенные содержания характерны для Ga и B, близкие к кларковым - для Sr. Таким образом, лейкократовые габбро и анортозиты характеризуются незначительными содержаниями элементов группы железа, ряда металлогенных и редких элементов и обогащенностью галлием и некоторыми малыми петрогенными элементами.



Фиг. 30. Диаграмма состава, содержаний и частоты нахождения элементов-примесей в породах второй интрузивной фазы габброидного комплекса (условные обозначения см. фиг. 27).



Фиг. 31. Диаграмма состава, содержаний и частоты нахождения элементов-примесей в породах третьей интрузивной фазы габброидного комплекса (условные обозначения см. фиг. 27).

Плагнограниты (фиг. 31) характеризуются кларковыми содержаниями ряда элементов группы железа (Ni, Mn, Ti, V), а также Y, Zr, B, Sr. В пониженных по сравнению с кларками количествах присутствуют Cr, Pb, Zn, Li, Be, Ba. Для некоторых элементов (Co, Cu, Ga, Yb) констатированы повышенные содержания. Чувствительность метода не позволяет

определять кларковые содержания скандия, поэтому вопрос его распределения в плагиогранитах района остается нерешенным. При сравнении рассматриваемых пород с плагиогранитами ультрабазитовых комплексов Восточного Казахстана, изученными Н.П.Михайловым (1962), можно усмотреть некоторые общие геохимические особенности плагиогранитов обоих районов (повышенные по сравнению с кларками содержания Co , Cu , Ga , пониженные — Pb , Ba). Вместе с тем между ними существуют и определенные различия. Согласно Н.П. Михайлову, для плагиогранитов Восточного Казахстана характерны резко повышенные (против кларков) содержания Cr , Ni , Co , Cu , часто Ti и V ; в плагиогранитах же юго-восточной части Севанского хребта большинство элементов группы железа присутствует в количествах, близких к кларковым; для плагиогранитов Восточного Казахстана отмечается пониженное содержание или отсутствие Y и Sr , тогда как в рассматриваемых нами породах они присутствуют в близких к кларковым содержаниях.

Породы эндоконтактовой фации плагиогранитов — кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты характеризуются пониженными (против кларковых для средних пород) содержаниями Ti , Pb , Be , Sr , Ba , Zr , кларковыми концентрациями Cr , Ni , Mn , Zn , Ga , B , Li , Y . Присутствие в них повышенных количеств Co , V , Sc , Cu является, по-видимому, результатом ассимиляции плагиогранитной магмой вулканогенных пород досенонской толщи, в которых указанные элементы присутствуют в количествах, превышающих кларковые в несколько раз. Рассматривая абсолютные величины содержаний отдельных микроэлементов в плагиогранитах и породах их эндоконтактовой фации, можно констатировать, что последние содержат значительно больше Mn , Cr , Ni , Co , Ti , V , Sc , Cu , Zn , Li и вместе с тем обеднены Zr , Yb , Y . Такое распределение микроэлементов отражает процессы гибридызма, игравшие важную роль при образовании пород эндоконтактовой фации.

Жильные породы третьей интрузивной фазы (микрoплагиограниты, плагиогранит-порфиры, плагиоаплиты). Несмотря на небольшое количество анализов (20), диаграмма состав-содержание микроэлементов (фиг. 31) показывает, что геохимически они очень близки породам главной интрузивной фации — плагиогранитам. Различия между ними лишь в несколько более высоких содержаниях в жильных породах V , Li и пониженных — Ga и Ni . В общем же состав и содержание ми-

кроэлементов в указанных группах пород идентичные.

Породы первой интрузивной фазы слагают 85% площади пород габброидного комплекса, поэтому результаты их изучения могут дать возможность оценить геохимический облик исходной магмы. По сравнению с гипербазитовой габброидная магма была существенно обеднена Cr, Ni, отчасти Zn и относительно обогащена всеми остальными изученными элементами.

Относительные концентрации некоторых элементов группы железа в габброидах и гипербазитах показывают, что они происходят из различных по глубине уровней мантии. Так, отношение $Ti \cdot 10^2 / Fe$ в гипербазитах равно 0,8, в габброидах - 4,8; отношение $Ni \cdot 10^3 / Mg$ для гипербазитов 6,3, для габброидов - 2,1. Если в гипербазитах отношение Cr: Ni: Co равно 15:11:1, то в габбро оно опускается до 4:2:1. Эти геохимические особенности пород рассматриваемых комплексов позволяют предполагать, что гипербазиты происходят из более глубоких частей мантии. В частности, очень важны данные по отношению Ni/Mg , которое можно рассматривать как индикатор глубины зарождения очагов ультраосновной и основной магм. Так, Р.Форбс и Х.Куно (Forbes, Kuno, 1965), систематизировавшие данные по включениям перидотитов мантии в базальтовых породах, считают, что отношение Ni/Mg в оливинах мантии с глубиной увеличивается.

Определенный интерес представляет также вопрос изменения концентраций микроэлементов в процессе дифференциации габброидной магмы. Одно направление петрохимической эволюции, выраженное в переходе от габбро к кислым производным комплекса (кварцевым диоритам, плагиогранитам), в геохимическом плане сопровождается увеличением концентрации Be, Zr, Y, Yb, Ga, Be и понижением содержаний "гипербазитовых" и "базитовых" элементов - Ti, Mn, Cr, Ni, Co, V, Sc, Cu, Zn. От габбро через кварцевые диориты к плагиогранитам происходит перераспределение относительной роли элементов группы железа; если для габбро наблюдается соотношение $Cr > Ni > Co$, то для плагиогранитов эта картина меняется - $Cr = Ni = Co$. Образование кислых дериватов габброидной магмы сопровождается повышением окислительного потенциала, фиксируемым отношениями Fe_2O_3/FeO . Таким образом, для кислых производных габброидного комплекса характерно увеличение содержаний "салических" элементов - Be, Zr, Y, Yb; это обстоятельство может быть связано с глубинной контаминацией габброидной магмы коровым материалом.

Другое направление петрохимической эволюции пород габброид-

ного комплекса, выраженное в породах второй интрузивной фазы (верлиты - пироксениты - лейкогаббро - анортозиты), сопровождается последовательным уменьшением содержаний Cr, Ni, Co, Sc, Cu, Zn (элементов, концентрирующихся в цветных минералах) и увеличением Li, Sr, Ga (концентрирующихся в плагиоклазах).

У . НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ
СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРОИДОВ

Г и п е р б а з и т ы

Геологические взаимоотношения, рассмотренные при описании строения интрузивных комплексов, свидетельствуют в пользу петрогенетической самостоятельности ультраосновных пород, формировавшихся до внедрения массивов габброидов. Их принадлежность к гипербазитовому (дунит-гарцбургитовому) формационному типу подкрепляется многими особенностями вещественного состава. Среди этих особенностей, объединяющих гипербазиты Севанского хребта с таковыми самых различных регионов и разного возраста, можно отметить общую простоту состава (они сложены главным образом окислами Si, Mg и Fe при незначительных содержаниях Ca и Al), петрографическую однородность (подавляющее большинство гипербазитов сложены гарцбургитами, обычно несколько обогащенными оливином). Слабая дифференциация отчетливо отражается в образности состава главного породообразующего минерала - оливина - в различных фациях пород, слагающих массивы гипербазитов (Ness, 1938; Green, 1964; Добрецов, 1964 и др.). От других формационных типов ультраосновных пород гипербазиты отличаются высокой магнезиальностью (гипермагбазиты, по Н.Д.Соболеву, 1959₂).

Взгляды на глубинный, мантийный источник гипербазитов в настоящее время разделяются подавляющим большинством исследователей; помимо отмеченной выше однородности (как петрографической, так и минералогической), обращает внимание большое сходство гипербазитов с перидотитовыми включениями в базальтоидах, представляющими собой породы верхней мантии. В.П.де Рёвер (de Roever, 1963) подчеркивает, что среди последних резко преобладают разновидности, соответствующие гарцбургитам. Сходство между рассматриваемыми образованиями не только петрографическое; исследователи отмечают, что наряду с общей химической близостью между ними (в том числе в содержаниях важнейших микроэлементов - Cr, Ni, Mn), наблюдается поразительная близость составов главных породообразующих минералов - оливина, энстатита, хромдиоксида (Ross, Foster, Myers, 1954).

С происхождением пород гипербазитового формационного типа (альпинотипных гипербазитов) связаны сложные петрологические проблемы, не нашедшие окончательного решения до настоящего времени. Обзоры этих вопросов имеются во многих работах, среди ко-

торых отметим труды Г.В.Линуса, В.А.Кузнецова и И.М.Волохова (1958), В.Е.Петрашека (Petrascheck, 1959), Ф.Тернера и Дж.Ферхугена (1961), Н.Л.Добрецова (1964). Как отмечает В.Е.Петрашек, перед каждым исследователем гипербазитов встает противоречие между высокой температурой кристаллизации и отсутствием высокотемпературного контактового изменения вмещающих пород. Естественным было предположение большинства исследователей, что температура внедрения гипербазитовой массы была намного ниже температуры ее кристаллизации. В связи с этим особое значение приобретают два вопроса: температура и глубина кристаллизации гипербазитов и температура и глубина их внедрения. Они будут рассмотрены на основании литературных данных с привлечением материала, полученного при изучении гипербазитов Караиман-Зодского массива.

Петрографическое изучение гипербазитов юго-восточной части Севанского хребта показывает, что они являются магматическими образованиями и кристаллизовались из расплава. В пользу этого свидетельствуют гипидиоморфнозернистые и пойкилитовые структуры перидотитов. Обращает внимание отсутствие у оливина характерных кристаллографических ограничений в контактах с ромбическим пироксеном и хромшпинелидами, где у оливина наблюдаются сглаженные, округлые очертания (фиг.2). Такая резорбированность выделений оливина свидетельствует в пользу реакции его кристаллов с расплавом при образовании ромбического пироксена и хромшпинелидов. Наблюдаемые взаимоотношения между оливином и ромбическим пироксеном находятся в соответствии с результатами экспериментального изучения системы $MgO-FeO-SiO_2$ (Bowen, Schairer, 1935). Близкий к трехкомпонентному состав гарцбургитов, в которых примеси CaO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , MnO , TiO_2 в сумме составляют менее 5%, позволяет применять результаты изучения указанной системы к естественным парагенезисам. При нанесении средних составов гипербазитов Караиман-Зодского массива на диаграмму системы $MgO-FeO-SiO_2$ точка состава попадает в поле кристаллизации оливина, который должен выделяться в качестве первой фазы. Точка состава пироксена, который будет кристаллизоваться из расплава с принятым нами исходным составом, лежит на той части линии состава пироксенов, которая проходит через поле кристаллизации оливина, т.е. пироксен плавится здесь инконгруэнтно. Таким образом, при кристаллизации расплава, соответствующего среднему составу рассматриваемых гипербазитов, первой выделяющейся фазой будет оливин, а пироксен весь кристаллизуется за счет реакции

158

оливина с остаточной жидкостью. Такой ход кристаллизации хорошо объясняет более позднее образование ромбического пироксена относительно оливина, отсутствие четких кристаллографических ограничений зерен последнего, их оплавленность. Сравнение с экспериментально изученной системой приводит нас к выводу, что гарцбургиты являются магматическими образованиями и возникли при кристаллизации высокомагнезиального силикатного расплава, близкого к составам системы $MgO - FeO - SiO_2$. По данным Н.Л.Боуэна и Дж.Ф.Шерера, кристаллизация подобного расплава должна завершиться при температуре $1500-1600^{\circ}$.

Магматическое происхождение главной массы пород гипербазитовых массивов подчеркивается Д.С.Коржинским (1966), отмечаям выдержанность в них взаимоотношений между главными породообразующими минералами, которая не может возникнуть при метасоматическом способе образования пород.

Определенные сведения о температурах кристаллизации пород дает анализ парагенетических соотношений некоторых породообразующих минералов. Весьма интересные данные по определению температуры кристаллизации пород, содержащих оливин и ромбический пироксен, приводит П.Бартоломе (Bartholome, 1960). Зависимость температуры кристаллизации от составов сосуществующих оливина и ромбического пироксена, по данным указанного исследователя, определяется константой K , рассчитываемой по формуле

$$K = \frac{Fa}{Fo} \left(\frac{En}{Of} \right)^2,$$

где Fa и Fo - молекулярные доли фаялита и форстерита в оливине, а En и Of - молекулярные доли энстатита и ортоферросилита в ромбическом пироксене. Наблюдение над искусственными и естественными парагенезисами показывает, что при температуре $1300-1400^{\circ} K = 9$, при температуре около $1100^{\circ} K = 4$, ниже $1000^{\circ} K = 1,5$. Е.ден Текс (den Tex 1963) отмечает, что при расчетах по методу П.Бартоломе можно пользоваться также оптическими и рентгенографическими определениями составов минералов. Вычисление коэффициента K для пяти образцов гарцбургитов исследованного района, в которых оптическими методами (по показателям преломления и углу оптических осей) определялись составы сосуществующих оливинов и ромбических пироксенов, показало, что величина K колеблется в пределах $5,4-12,2$ и указывает на температуру кристаллизации выше 1100° (табл.31).

Температура кристаллизации ультраосновных пород Нуралинского гипербазитового массива на Урале, рассчитанная по методу

Таблица 31

№ № обр.	Оливин		Ромбич. пироксен		К	Температура кристаллизации
	Fe%	Ta%	En.%	Or%		
543	88	12	90	10	11,0	> 1400°
553	88	12	90	10	11,0	> 1400°
789	95	5	91	9	5,4	1100-1300°
986	88	12	90	10	11,0	> 1400°
1038	87	13	90	10	12,2	> 1400°

П. Бартоломе (Рудник, 1966), оказалась в пределах 1100-1400°. Такие же высокие температуры кристаллизации характерны для пород перидотитовых включений в базальтах; согласно Е. ден Тексу, расчет коэффициента К для пород, проанализированных К.С. Россом и др., был произведен М.Г. Остеромом и показал среднюю величину $K = 9,38^{+1,18}$, что соответствует температурам в 1300-1400°.

Минеральный парагенезис альпинотипных гипербазитов свидетельствует в пользу их кристаллизации в условиях повышенного давления. Н.Л. Добрецов (1964) подчеркивает, что хотя альпинотипные перидотиты содержат достаточное количество Са и Al для того, чтобы образовать плагиоклаз, они характеризуются ассоциацией пироксенов со шпинелью (или хромшпинелидом). Экспериментальное изучение системы форстерит-диопсид-анортит- SiO_2 показало, что ассоциация оливин-анортит устойчива при низком давлении, тогда как переход к парагенезису диопсид-энстатит-шпинель требует высокого давления (Ротштейн, 1962). Н.Л. Добрецов, исходя из анализа парагенезиса минералов, справедливо указывает, что характерной особенностью пород гипербазитовой формации является высокое давление при их образовании. К такому же выводу приходит и Д.Г. Грин (Green, 1964_I) при изучении интрузии Лизард (Корнуолл). Экспериментальные исследования показывают, что шпинелевые перидотиты устойчивы до глубин в 70 км (MacGregor, 1965).

Следует отметить, что известны отдельные случаи наличия в гипербазитах плагиоклаза в ассоциации с оливином и пироксеном (Green, 1964_I; Рудник, 1965). Образование таких парагенезисов (плагиоклаз + оливин + пироксен + шпинель) связано с особыми условиями кристаллизации и, возможно, с наложенными метасоматическими процессами.

О повышенных давлениях, существовавших при кристаллизации гипербазитов, свидетельствуют высокие содержания глинозема в энстатите (табл.8). Эта особенность характерна и для пироксенов 160

других интрузий. Исследования Д.Г.Грина (Green, 1963) показывают, что энстатиты из перидотитов Тинаквилло (Венесуэлла) и Лизард (Корнуолл) содержат до 6-6,5 % Al_2O_3 . Таким высоким содержанием глинозема, по данным указанного автора, отличаются высокотемпературные энстатиты из центральной, неизменной части интрузии, тогда как тонкозернистые перекристаллизованные энстатиты содержат низкие количества глинозема. Перекристаллизация, согласно Грину, происходит при деформации перидотита после внедрения и сопровождается образованием алюминиевой шпинели. Проанализированный нами энстатит, если и содержал мельчайшие вроски шпинели, то только в незначительном количестве, так как соответствии данных химического анализа с составом, определенным по оптическим константам, говорит о том, что практически весь магний входит в состав пироксена.

Исследования последних лет показали, что общее содержание Al_2O_3 в ортопироксенах не всегда является функцией давления и что оно зависит также от обогащенности среды глиноземом (Onuki, 1965); хорошим индикатором давления во время кристаллизации ультраосновного расплава является содержание в ортопироксене молекулы Чермака. Пересчет рассматриваемого анализа ортопироксена (№ 986/42I^a) на миналы по методу, предлагаемому Х.Онуки, показал наличие в нем следующих молекул: $CaFeAlSiO_6$ - 2,2%, $CaAl_2SiO_6$ - 13,8%, $CaSiO_3$ - 3,2%, $MgSiO_3$ - 72,8%, $FeSiO_3$ - 8,0%. Высокое содержание молекулы Чермака (13,8%) свидетельствует также в пользу высокого давления, господствующего при кристаллизации рассматриваемого ортопироксена.

Таким образом, приведенный обзор показывает, что гипербазиты кристаллизовались из магматических расплавов при температурах, превышающих 1100° (вероятно, порядка $1400-1500^{\circ}$), и в условиях высоких давлений.

В противоположность этому, геологические данные показывают, что комплекс пород офиолитовых серий, включая и гипербазиты, формировался в приповерхностных условиях в глубоководных троговых структурах, приуроченных к региональным зонам глубинных разломов. При этом отсутствие контактового воздействия гипербазитов на вмещающие породы офиолитовых серий, их интенсивная серпентинизация позволяют предполагать низкотемпературное состояние внедрившегося ультраосновного материала. Особенности строения гипербазитовых тел и их взаимоотношения с вмещающими вулканогенными толщами (отсутствие контактовых ореолов, катаклазированность первичных

минералов, расщепление контактовых зон и т.д.) свидетельствуют о том, что в верхних структурных этажах гипербазиты являются аллохтонными образованиями. Следует отметить, что отдельные указания на температуру контактового воздействия ультраосновных пород порядка 600° , определенную по степени коксования каменных углей (Sosman, 1940; Slegg, 1959; Базилевский, 1966), не имеют ничего общего с альпинотипными гипербазитами и относятся к дайкам слюдяных перидотитов и меймечитов.

Вместе с тем известны случаи залегания массивов альпинотипных гипербазитов в более глубинных условиях (Лебедев, 1955; Petrascheck, 1959), главным образом в породах метаморфического основания геосинклинали. Такие массивы часто окружены высокотемпературным контактовым ореолом (Green, 1964; Irvine, 1966), метаморфическое воздействие ультраосновных интрузий имеет прогрессивный характер по отношению к вмещающим толщам. Подобные ультрабазитовые массивы, несомненно, могут рассматриваться как продукты кристаллизации магмы *in situ*. Интересно отметить, что многочисленные факты аллохтонности гипербазитов в мезозойских отложениях альпийской геосинклинальной области Балкан и Малой Азии и интрузивных взаимоотношений их с породами метаморфического основания этих регионов привели Г.Хисслейтнера (Hessleitner 1951/52) к выводу о палеозойском возрасте ультраосновных пород Средиземноморского пояса (а может быть, как пишет указанный автор, и всего мира).

Не исключена возможность проникновения в отдельных случаях магматического ультраосновного материала в приповерхностные участки земной коры, о чем свидетельствуют очень редкие факты наличия контакто-метаморфического ореола вокруг некоторых гипербазитовых массивов, залегающих в спилитовых и граувакковых толщах (Chesterman, 1960; Challis, 1965; Medaris, Gordon, 1966).

Важным обстоятельством, отличающим гипербазиты офиолитовых серий от гипербазитов, залегающих в метаморфическом основании (в более глубинных условиях), является несравненно более слабая серпентинизация последних (Hess, 1938). Серпентинизация ультраосновных пород, несомненно, играет очень важную роль в формировании массивов альпинотипных гипербазитов, и всякая гипотеза, объясняющая их происхождение, должна учитывать серпентинизацию как геологический и петрогенетический фактор. Не останавливаясь на обзоре взглядов относительно природы серпентинизации, рассмотренных Г.В.Пинусом и др. (1958), Ф.Тернером и Дж.Ферхугеном

(1961), Н.Д.Соболевым (1962), отметим, что очень распространено мнение об аутометаморфическом характере этого процесса. Такое мнение основывается прежде всего на геологических наблюдениях, показывающих, что серпентинизация и внедрение гипербазитов не разорваны во времени и в своем площадном развитии серпентинизация не связана с присутствием более поздних магматических образований базальтоидного или гранитоидного происхождения. В частности, можно отметить, что гальки ультраосновных пород в отложениях, образующихся непосредственно после внедрения гипербазитов, представлены всегда серпентинитами в самых различных регионах. Все эти факты справедливы и для территории Севанского хребта.

Вместе с тем предположение об аутометаморфической серпентинизации гипербазитов совершенно не решает вопроса об источнике воды. Расчеты показывают, что в процессе серпентинизации участвует огромное количество воды. По самым скромным подсчетам В.Н. Лодочникова (1936), для серпентинизации ультраосновных пород Урала всего лишь до глубины 100 м необходимо было количество воды, равное более чем половине объема Балтийского моря. В действительности массивы альпинотипных гипербазитов серпентинизированы на значительно большую глубину. Между тем невозможно допустить наличие в гипербазитовой магме, мантийный источник которой несомненен, первичных высоких содержаний воды. Против такого предположения свидетельствуют результаты экспериментальных исследований Н.Л.Боузана и О.Ф.Таттла (1950), согласно которым невозможно существование ультраосновного расплава с высоким содержанием воды. Вещественный состав гипербазитов свидетельствует об их кристаллизации в резко восстановительных условиях. Кроме отсутствия первичного магнетита, об этом говорит также химизм хромшпинелидов; согласно данным Т.Вайзера (Weiser, 1967), исследовавшего состав этих минералов с помощью электронного микроанализатора, хромшпинелиды альпинотипных гипербазитов (в противоположность расслоенным интрузиям) не содержат трёхвалентного железа. Небольшие содержания Fe^{3+} , обнаруживаемые химическим анализом, связаны с позднейшим метаморфизмом хромшпинелидов. Как указывает В.В.Жданов (1963), в гипербазитах различных районов мира обнаружены углеводороды, водород и азот, однако отсутствуют H_2O и свободный кислород.

В настоящее время не менее распространена точка зрения о боковых породах как источнике воды для серпентинизации, сторонники которой подчеркивают факт внедрения гипербазитов в водонасыщенные морские осадки и в подводные вулканогенные толщи. Таким обра-

зом, в качестве основного фактора серпентинизации рассматриваются поверхностные и, главным образом, морские воды. В пользу такого предположения свидетельствуют и геохимические особенности серпентинитов, резко обогащенных по сравнению со свежими ультраосновными породами бором и хлором — элементами, содержащимися в достаточном количестве в морских водах (Тернер, Ферхуген, 1961). Несомненно, что предположение о серпентинизации под воздействием морских вод (фреатическая серпентинизация, по Н.Д.Соболеву, 1962) является наиболее обоснованным и приемлемым для альпинотипных гипербазитов, поскольку оно учитывает главные стороны геологического положения этих образований — ассоциацию с близкими к ним по возрасту морскими вулканогенными и осадочными толщами. Однако существенный недостаток рассматриваемой точки зрения заключается в том, что допускается внедрение магматического ультраосновного материала в самые верхние горизонты земной коры; между тем почти полное отсутствие в такой ситуации контактовых изменений исключает подобную возможность.

Нам представляется, что соприкосновение интрузирующего ультраосновного материала с морскими водами может произойти на значительных глубинах, которых фреатические воды могут достигнуть (возможно, уже в надкритическом состоянии), устремляясь вниз по ослабленным участкам зоны глубинного разлома, контролирующего внедрение гипербазитов. Глубина, на которой может начаться серпентинизация, приблизительно соответствует уровню изотерм 400 — 500° (Боуэн, Таттл, 1950; Хитаров, Леонидов, Пугин, 1967). Такие температуры могут существовать на глубинах 12—15 км, в условиях давления в 3,2—4 кбар (при оценке принята величина геотермического градиента в 30 м/град и увеличение давления на 270 атм/км, согласно Б.Гутенбергу, 1963). При таких условиях температуры и давления вода и водные растворы солей имеют свойства, характерные для жидкостей (Смит, 1954). Можно предполагать, что выплавление перидотитов из мантии происходит в условиях подъема геозотерм (Шейнманн, 1961); в таком случае серпентинизация может начаться на несколько меньших глубинах.

Как подчеркивают Н.Л.Боуэн и О.Ф.Таттл (1950), очень важная геологическая роль серпентинизации заключается в том, что она может способствовать дальнейшему перемещению уже раскристаллизованной гипербазитовой массы; одна из причин этого явления заключается в высокой трансляционной способности серпентина (Milovanovic, Karamata 1960). Экспериментальные исследования прочности

и пластичности серпентинитов (Raleigh, Paterson, 1965) показали, что при температуре 300–500° и давлении от 3,5 до 6 кбар (соответствующих глубинам порядка 15 км) происходит резкое падение прочности серпентинитов, способствующее их пластическому перемещению.

Не останавливаясь на разборе различных взглядов на способ формирования гипербазитовых массивов, неоднократно обсуждавшихся в литературе, отметим, что очень многие исследователи разделяют гипотезу Н.Л.Боуэна (1934) о внедрении ультраосновного материала в виде массы кристаллов оливина с небольшим количеством межгранулярной жидкости, облегчающей движение кристаллической "каши". Результаты экспериментальных исследований (Bowen, Schairer, 1935; Боуэн, Таттл, 1950) подтвердили возможность такого способа интрузии ультраосновного материала. Представление о внедрении "каши" кристаллов оливина вполне приемлемо для объяснения механизма формирования глубинных интрузий гипербазитов, однако оно не объясняет первичных минеральных ассоциаций гипербазитовых массивов, локализованных в приповерхностных условиях, в офиолитовых сериях. Согласно Н.Л.Добрецову (1964), межзерновая жидкость кристаллической "каши" могла быть обогащена Cr_2O_3 , Al_2O_3 , CaO и по химизму в большинстве случаев приближалась к эвтектическому составу в системе форстерит-анортит-диопсид- SiO_2 ; при внедрении в приповерхностные участки земной коры из такой жидкости мог бы кристаллизоваться плагиоклаз, однако альпинотипные гипербазиты содержат более "глубинную" ассоциацию диопсид-энстатит-шпинель.

Оригинальная гипотеза образования массивов альпинотипных перидотитов предложена В.П.де Рёвером (de Roever, 1957), рассматривающим их как тектонически перемещенные обломки перидотитовой оболочки Земли. Эта гипотеза опирается на реальные факты "холодного" перемещения серпентинитов в более молодые отложения в мезо-кайнозойских складчатых поясах Восточного Средиземноморья (Балканы, Малая Азия) и Индонезии. При этом автор считает гипербазиты кристаллизовавшимися из расплава на ранней стадии эволюции Земли, во время формирования мантии и земной коры. Однако такая трактовка вопроса совершенно противоречит указанным выше фактам интрузивных взаимоотношений гипербазитов с вмещающими толщами, многочисленным случаям некоторой дифференциации массивов с образованием дунитового ядра и перидотитовой краевой зоны. В отдельных случаях петрографически однородные гипербазитовые массивы обладают "скрытой" дифференциацией, обнаруживаемой при

изучении состава хромшпинелидов (MacGregor, Smith, 1963).

Предположения о метасоматическом происхождении альпинотипных гипербазитов отвергаются большинством исследователей, поскольку они не согласуются с главными особенностями геологического строения и вещественного состава рассматриваемых образований. Вместе с тем нельзя отрицать определенную роль локально проявленных явлений высокотемпературного метасоматоза, в результате которых формируются пироксениты гипербазитовых массивов (Пинус, Колесник, 1960; Добрецов, 1963; Морковкина, Гаврилова, 1965; Рудник, 1965).

Таким образом, как показывает приведенный выше обзор главных особенностей геологического строения и вещественного состава альпинотипных гипербазитов, имеющиеся в настоящее время данные позволяют рассматривать их как магматические образования глубинных частей земной коры, перемещенные при последующих тектонических процессах в приповерхностные участки. К такому мнению приходят некоторые исследователи применительно к отдельным детально изученным массивам (Chidester, 1962; Peters, 1963). Возможность тектонического перемещения ультраосновного материала из глубин в верхние горизонты земной коры рассматривалась Н.Л. Боуэном и О.Ф. Таттлом (1950), Х.Х. Хессом (1957) и другими исследователями. Последний считает возможным выделить, с одной стороны, диапировые перемещения несерпентинизированных пород на больших глубинах, с другой — перемещения блоков или чешуй серпентинитов, ограниченных разломами, в условиях небольших глубин.

Переходя к попытке восстановления истории формирования гипербазитов Севанского хребта, отметим, что предлагаемое нами толкование вопроса учитывает достижения и недостатки некоторых гипотез и основано на результатах изучения геологического строения и вещественного состава гипербазитов рассматриваемого района. На основании полученных нами материалов, а также опираясь на литературные данные, кратко рассмотренные выше, можно предполагать следующий ход истории формирования гипербазитов Севанского хребта.

1. В зоне глубинного разлома, в глубинных частях земной коры, произошло внедрение и кристаллизация однородной гипербазитовой магмы гарцбургитового состава; местные неоднородности выразились в образовании участков с недостатком кремнезема (дуниты), избытком кальция и кремнезема (лерцолиты, верлиты и энстатиты в виде минеральных фаций гипербазитовых массивов). Локально развитые явления высокотемпературного автометасоматоза привели к образованию прожилков, жилообразных и неправильной формы тел более

поздних пироксенитов гипербазитового комплекса.

Глубина кристаллизации гипербазитов может быть условно оценена на основании их минерального состава и микроструктурных особенностей. Выше отмечалось, что структурные взаимоотношения между оливином и энстатитом свидетельствуют в пользу инконгруэнтного плавления последнего. Экспериментальные данные (Boyd, England, Davis, 1964) показывают, что породы, образование которых связано с реакцией оливин-жидкость, кристаллизовались при давлениях ниже 5,4 кбар (что соответствует глубинам не более 20 км). Можно предполагать, что гипербазитовая магма была внедрена в область раздела Конрада или другого крупного несогласия в пределах глубинных частей коры континентального типа; современные данные свидетельствуют о том, что альпийская геосинклиналь Малого Кавказа формировалась на эпибайкальском платформенном основании. Как показано В.Л.Егояном и В.Е.Хайным (1953), залегание офиолитовых серий на породах метаморфического комплекса справедливо для большинства поясов гипербазитов.

Предположение о формировании гипербазитов в глубинных частях коры подтверждается геофизическими данными, согласно которым массивы гипербазитов Севанского хребта представляют собой перемещенные фрагменты крупных масс гипербазитов, залегающих в более глубоких горизонтах земной коры (Габриелян, Татевосян, 1966).

2. При дальнейшем развитии глубинного разлома и перемещении деформаций в более верхние горизонты земной коры появляется возможность подъема уже раскристаллизованной гипербазитовой массы. Такое перемещение начинается, по-видимому, еще до серпентинизации гипербазитов, поскольку, как показывают экспериментальные исследования (Лучицкий, Громин, Ушаков, 1967), существенно оливиновые породы при давлениях, соответствующих глубинам от 4-5 до 12-15 км, могут, вследствие высокой пластичности, перемещаться в твердом состоянии в массе компетентных пород. Возможность такого перемещения подчеркивается интенсивным боковым давлением, свидетельством которого являются полосчатые текстуры гипербазитов, явления рассланцевания в экзоконтактах, интенсивный катаклиз минералов даже в совершенно не серпентинизированных участках (Боуэн, 1949), двойники скольжения в оливинах. Однако наиболее интенсивное перемещение гипербазитов будет связано с их серпентинизацией, которая начнется уже на глубинах 12-15 км, при соприкосновении с фреатическими водами, устремляющимися вниз по зоне глубинного разлома.

Естественно, что синхронный с серпентинизацией подъем в условиях бокового давления захватывает не весь объем глубинных гипербазитов, а только отдельные массивы, предпочтительно расположенные на более высоких уровнях и первыми соприкасающиеся с водами. Такие тела гипербазитов, обволакиваясь серпентинитовой "рубашкой", а часто будучи нацело серпентинизированы, целиком перемещались в верхние структурные этажи, благодаря чему некоторые гипербазитовые массивы офиолитовых ассоциаций оставляют впечатление дифференцированных "на месте".

Геологическая позиция массивов альпинотипных гипербазитов позволяет считать, что послейнтрузивное "холодное" перемещение их следует непосредственно за формированием спилит-радиоляритовых комплексов на дне интрагеосинклинального прогиба, а иногда и синхронно с их образованием; эта последняя возможность отражена в "эффузивном" способе залегания некоторых серпентинитов Средиземноморского пояса (Baley, McCalien, 1953; Gass, 1958; Gansser, 1959; Petrascheck, 1959).

В противоположность магматическому, и н т р у з и в н о - м у периоду становления гипербазитов в глубинных частях земной коры, "холодное" перемещение массивов вплоть до приповерхностных офиолитовых ассоциаций может быть названо "п р о - т р у з и в н ы м" периодом становления гипербазитов (Книппер, Костанян, 1964). Этот период завершается внедрением габброидов и последующими складчатыми движениями, формирующими офиолитовую серию в виде самостоятельного структурного яруса (Меликян, Паланджян и др., 1967).

3. Последующая геологическая судьба офиолитовой ассоциации связана с наложением на отдельные отрезки поясов более молодых прогибов, участием совместно с перекрывающими отложениями в главных фазах складчатости и орогенеза. Постскладчатые дизъюнктивные нарушения, являющиеся отражением регенерированного глубинного разлома в верхних структурных ярусах, обуславливают блоковое строение и перемещение отдельных блоков по взбросовым и надвиговым зонам в более молодые отложения. Это последний - б л о к о - в ы й - период развития гипербазитов. Следует отметить, что рассматриваемое перемещение блоков не может быть отождествлено с "протрузиями", как это делают А.Л.Книппер и Ю.Л.Костанян (1964), поскольку в строении таких блоков участвуют не только гипербазиты, но и все породы офиолитовой серии, а также метаморфические сланцы фундамента.

Вопросы рудоносности ультраосновных пород в настоящее время разработаны достаточно детально, чему в значительной мере способствует ясность генетической позиции связанных с ними полезных ископаемых, всегда локализованных в теле материнского интрузива. Для металлогенической оценки ультраосновных пород важное значение имеет правильное определение их формационной принадлежности. Металлогенические исследования ультраосновных пород, в тесной связи с результатами петрологических исследований, показали, что различные генетические группы геосинклинальных ультрабазитов обладают специфичной рудоносностью. Это положение отчетливо иллюстрируется результатами многолетнего исследования магматизма и металлогении Урала, обобщенными в трудах Уральских петрографических совещаний. Для рассматриваемого вопроса пример Урала имеет особое значение, поскольку здесь широко развиты ультраосновные породы различных формационных типов - продукты гипербазитовой и габброидной магм.

Согласно Д.С.Штейнбергу (1963), массивы перидотитовой (гипербазитовой) магматической формации на Урале обладают специфичной металлогенией, характерной для гипербазитов всех других регионов; с ними связаны месторождения хромита, осмистого иридия, а также нерудные полезные ископаемые, возникшие в результате метаморфизма под влиянием более молодого магматизма (асбест, тальк, магнезит). Ультраосновные породы габброидного происхождения на Урале широко развиты в составе габбро-пироксенит-дунитового пояса (главный габбровый - платиноносный пояс, по Д.С.Штейнбергу). В металлогеническом отношении они резко отличаются от гипербазитов; специфичной особенностью ультраосновных пород этого пояса является платиновое оруденение.

Металлогеническая специализация гипербазитовой магматической формации (альпинотипных перидотитов) на хром в настоящее время доказана многочисленными исследователями самых различных регионов (Урал, Алтай-Саянская область, Куба, Балканы, Малая Азия и т.д.) и может служить важным критерием при оценке возможной рудоносности массивов ультраосновных пород. Следует к тому же отметить, что хромитовые руды, связанные с гипербазитовыми массивами, отличаются высоким качеством и наибольшими содержаниями хрома (Thayer, 1946). Поэтому выделение в исследуемом районе гипербазитового интрузивного комплекса делает еще более четкими перспективы пояса в отношении хромитового оруденения.

Вместе с тем известно, что не все массивы гипербазитов содержат проявления и месторождения хромита. Рассмотрение аналити-

чезшего материала по гипербазитам различных регионов позволяет предполагать, что геохимическая специализация на хром пород хромитоносных массивов отсутствует. Это обстоятельство связано с общей близостью вещественного состава гипербазитов независимо от их возраста и географического положения.

Особенности строения гипербазитов Урала, Малой Азии и других регионов показывают, что хромитоносность их тесно связана со степенью неоднородности массивов (Соколов, 1948, и др.). Уже давно в качестве поискового и оценочного критерия применяется то обстоятельство, что наиболее крупные месторождения, отличающиеся высоким качеством руд, залегают среди дунитовых фаций гипербазитовых массивов (Магакьян, 1961). Характерным примером является Кемпирсайская группа месторождений на Урале. По данным В.П.Логина, Н.В.Павлова и Г.А.Соколова (1940), Н.В.Павлова, Г.Г.Кравченко и И.И.Чупрыниной (1968), Кемпирсайский массив, являющийся одним из наиболее крупных среди известных гипербазитовых тел, представляет собой сложно-дифференцированный интрузив, внутреннее строение которого характеризуется зональным расположением различных фаций ультраосновных пород, полосчатым их строением, причем дуниты играют существенную роль в строении массива. Все крупные месторождения высокосортных хромитовых руд сосредоточены в дунитовых участках.

Те же закономерности размещения хромитовых месторождений характерны для территории северо-восточного побережья озера Севан, где наиболее крупные из известных месторождений локализованы в дунитах наиболее дифференцированного Шоржинского массива. Что касается Караиман-Зодского гипербазитового массива, то ряд особенностей его строения (фациальная однородность, незначительное развитие дунитовых участков, крайне слабое проявление полосчатости) являются отрицательными характеристиками его возможной хромитоносности. Однако общая перспективность Амасия-Севано-Акеринского гипербазитового пояса не может отрицаться. Можно отметить с уверенностью, что детальное петрографо-минералогическое исследование массивов ультраосновных пород и выяснение закономерностей их внутреннего строения позволит выработать критерии для оценки их рудоносности и прогнозов нескрытых хромитовых тел. Важные результаты могут быть получены при увязке химизма руд уже известных месторождений и рудопроявлений с их положением в разрезе интрузивных массивов. Работами многих исследователей (Логин, Павлов, Соколов, 1940; Niessleitner, 1951/52; Krause, 1958, van I70

der Kaaden, 1959; Павлов и др., 1968, и др.) доказана взаимосвязь между составом хромитов и их приуроченностью к определенным по глубине участкам зональных гипербазитовых массивов. Для Азербайджанской части Амасия-Севано-Акеринского гипербазитового пояса подобное исследование произведено С.М. Сулеймановым и В.М. Баба-Заде (1967). Можно полагать, что некоторые поисковые критерии могут быть выработаны при изучении взаимосвязи между составами рудных и акцессорных (во вмещающих породах) хромшпинелидов.

Работами советских геологов доказана почти исключительная приуроченность месторождений асбеста, магнезита и талька к породам гипербазитовой интрузивной формации (Соболев, 1962; Волохов, Пинус, Кузнецов, 1962; и др.). Можно отметить, что выделение на территории северо-восточного побережья оз. Севан самостоятельного гипербазитового интрузивного комплекса подчеркивает перспективы массивов ультраосновных пород района в отношении указанных полезных ископаемых, многочисленные проявления которых здесь известны и разведуются.

2. Г а б б р о и д ы

Вопросы петрологии основных магм детально разработаны применительно к базальтоидному вулканизму и расслоенным интрузиям платформенных областей. Наряду с этим проблемы состава родоначальной магмы габброидных комплексов геосинклинальных областей и путей ее эволюции в литературе освещены слабо, что, естественно, затрудняет возможности изучения поставленных вопросов в применении к исследуемому району и сравнения с другими регионами. Имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет рассмотреть лишь некоторые стороны вопросов глубины формирования габброидного комплекса района, температурного состояния магмы при кристаллизации, состава исходной магмы, направления ее дифференциации.

Магматическая природа пород габброидного комплекса юго-восточной части Севанского хребта подтверждается их дифференциацией, микроструктурными особенностями, интрузивными контактами с вмещающими породами. Как показывает изучение химизма акцессорного титаномagnetита, породы габброидного комплекса кристаллизовались при температуре не ниже 750° . Об этом же свидетельствует присутствие в породах первой интрузивной фазы первичной бурой роговой обманки, кристаллизация которой из расплава происходит при температуре выше 750° (Заваруцкий, Соболев, 1961). Вместе с тем температура расплава при кристаллизации габбро и плагиигранитов была ни-

же температуры кристаллизации основных эффузивных пород, в пользу чего свидетельствует высокая упорядоченность плагиоклазов в рассматриваемых интрузивных образованиях.

Геологические и петрографические наблюдения показывают, что формирование габброидного интрузивного комплекса происходило на небольших глубинах, в пользу чего свидетельствуют обилие галек интрузивных пород в сенонских конгломератах, отлагающихся непосредственно после становления массивов габброидов, иногда на их выветрелой поверхности, структурная неустойчивость габбро в пределах одного и того же тела, появление в эндоконтактных участках офитовых и субофитовых структур. Приуроченность к эндоконтактным частям массивов роговообманковых габбро и широкое развитие фациальных габбро-пегматитов свидетельствуют о скоплении в эндоконтактах габбровых интрузивов летучих компонентов. Вместе с тем петрографическое исследование позволяет установить обогащение некоторых пород эндоконтактной фации (офитовых габбро) кремнеземом, вплоть до появления в них интерстиционных выделений кварца. Миграции летучих компонентов к эндоконтактам могло способствовать течение магматического материала во время кристаллизации, отражением которого является полосчатость эндоконтактных микрогаббро.

Многофазное строение интрузивов и закономерное изменение вещественного состава пород различных фаз интрузивной деятельности свидетельствуют в пользу глубинного характера процессов дифференциации. Раздвоение вариационных линий пород габброидного комплекса на диаграмме А.Н.Заварицкого (фиг. 18) выявляет два типа процессов эволюции габброидной магмы, рассмотренные при описании химизма интрузивных пород. Первый тип, выраженный в серии верлит-пироксенит-лейкократовое габбро-анортозит, можно рассматривать как результат фракционной кристаллизации габброидной магмы, сопровождавшейся дифференциацией, в механизме которой сочетались процессы гравитационного опускания (или всплывания) кристаллов и движения магматических потоков. Такой механизм дифференциации предполагается большинством исследователей при образовании расслоенных интрузий ультраосновных и основных пород, примерами которых могут быть интрузивы Стилуотер, Бушвельд и другие (Тернер, Ферхуген, 1961). Однако, в отличие от указанных интрузий, формировавшихся в спокойной тектонической обстановке, в исследуемом районе ход дифференциации нарушался тектоническими процессами; из промежуточного очага, в котором происходило расслоение магмы, материал различных его горизонтов был перемещен в верхние части

земной коры и застыл в виде наблюдающихся здесь фаз.

Нахождение позднемагматического известкового граната в перидотитах может быть объяснено при помощи реакционного принципа. Как указывает Е.А.Кузнецов (1955), при кристаллизационной дифференциации основной магмы и гравитационном осаждении оливина кристаллы последнего оказываются окруженными небольшим количеством базальтового расплава. В дальнейшем, при реакции оливина с расплавом и образовании пироксенов остаточная межгранулярная жидкость обогащается кальцием и алюминием. Можно предполагать, что остаточная жидкость такого состава при некоторых условиях может кристаллизоваться в виде гроссуляра.

Второй тип эволюции магмы привел к образованию кислых дериватов габброидного комплекса – кварцевых диоритов и плагιοгранитов. Тесная возрастная связь плагιοгранитов с габброидами, их петро- и геохимическое родство позволяют рассматривать эти породы как производные габброидной магмы. Наиболее вероятным нам представляется предположение об ассимиляции габброидной магмой сиалического материала при её подъеме в верхние структурные ярусы и образовании плагιοгранитов в результате дифференциации такого гибридного расплава (Казарян, 1966). В пользу такого предположения свидетельствует изложенный ниже анализ химизма пород габброидного интрузивного комплекса при помощи диаграмм В.Н.Лодочкикова, Е.А.Кузнецова, П.Ниггли.

Кажется вполне допустимым, что эти два направления дифференциации габброидной магмы имели место в различных промежуточных очагах, залегающих на разных глубинах.

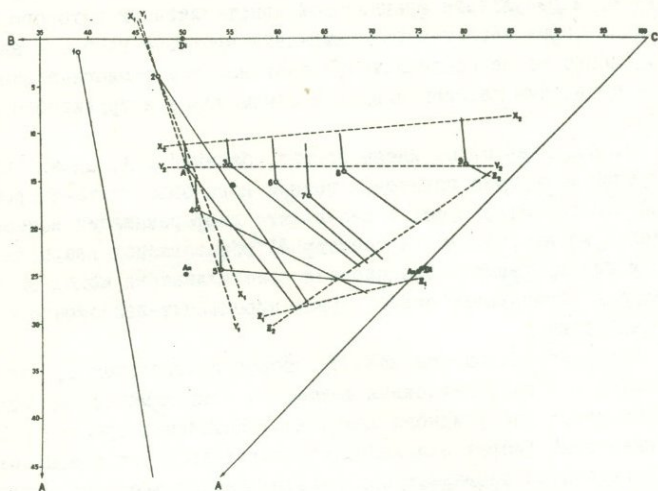
Раздвоение вариационных линий не является исключительной особенностью габброидного комплекса исследуемого района. Такой же характер петрохимической эволюции указывается С.Ф.Соболевым (1965) для массивов дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной) формации Урала; указанный исследователь выделяет здесь "анортозитовую" и "габбровую" ветви. Согласно И.М.Волохову (1965), существование двух ветвей дифференциации пород – "габбро-диоритовой" и "анортозитовой" – характерно и для габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области.

Два различных направления эволюции химизма пород габброидного комплекса северо-восточного побережья оз.Севан особенно четко прослеживаются при применении некоторых специальных петрохимических методов. Для средних составов главных типов пород габброидного комплекса нами произведены пересчеты и составлены

диаграммы по методам В.Н.Лодочникова, П.Ниггли (нормативно-молекулярному) и Е.А.Кузнецова. Следует отметить, что из имевшихся в нашем распоряжении 8 анализов кварцевого диорита 6 относятся к Джил-Сатанахачскому массиву, где, по данным Г.С.Арутюняна, они не являются эндоконтактовой фацией плагиогранитов, а образуют самостоятельное интрузивное тело и во многих местах секутся жилами плагиогранитов. В связи с этим, при обсуждении средних химических анализов кварцевые диориты, так же как и плагиограниты, могут рассматриваться как породы главной интрузивной фации, тогда как диориты и габбро-диориты, всегда связанные с первыми постепенными переходами, будут рассматриваться как породы фации эндоконтактов.

При рассмотрении диаграммы, построенной по методу В.Н.Лодочникова (фиг. 32), можно выделить два ряда комплементарности пород габброидного комплекса, Первый ряд выражен векторами пироксенитов, лейкократовых габбро и анортозитов и имеет несколько необычное направление. Комплементарные линии $X_I X_I$, $Y_I Y_I$ и $Z_I Z_I$ пересекают стороны треугольника ВС и СА в местах, примерно соответствующих фигуративным точкам диопсида и анортита. Линия $X_I X_I$ пересекает сторону ВС треугольника несколько левее точки диопсида, что, возможно, связано с нормативным оливином в исходной базальтовой магме, ранние сегрегации которого выделились в виде существенно оливиновых пород - верлитов; последние оказываются некомплементарными с рядом пород пироксенит-лейкократовое габбро - анортозит. По-видимому, нельзя ожидать комплементарности раннемагматических выделений типа оливинитов, дунитов или хромитовых сегрегаций с другими дифференциатами магмы так же, как и не наблюдается комплементарности кварцевых жил с породами гранитоидных комплексов, с которыми они связаны генетически.

Второй ряд комплементарных пород представлен серией габбро-кварцевый диорит-плагиогранит. Комплементарность между габбро, с одной стороны, и кислыми дериватами габбро-плагиогранитовых комплексов, с другой, является скорее закономерным явлением, а не случайным. Такая комплементарность была доказана Г.В.Пинусом (1963) для Таннуольского габбро-плагиогранитового комплекса в Туве. С другой стороны, породы эндоконтактовой фации плагиогранитов (диориты и габбро-диориты) отклоняются от комплементарной линии главным образом из-за повышенного содержания в них глинозема. Это отклонение можно рассматривать как свидетельство в пользу их гиб-



Фиг. 32. Диаграмма по методу В.Н.Лодочникова для средних составов пород габброидного комплекса (по данным табл. 2I). 1 - перидотиты; 2 - пироксениты; 3 - габбро I фазы; 4 - лейкократовые габбро; 5 - анортозиты; 6 - габбро-диориты; 7 - диориты; 8 - кварцевые диориты; 9 - плагиограниты.

ридного происхождения.

Диаграмма, построенная по методу В.Н.Лодочникова, позволяет рассмотреть также вопрос о том, соответствует ли средний состав габбро северо-восточного побережья оз.Севан исходной магме, развитие которой привело к образованию пород габброидного комплекса района.

В случае происхождения всей серии габброидных пород северо-восточного побережья оз.Севан из единой магмы естественно было бы ожидать, что точки пересечения линий комплементарности $X_1 X_1 - X_2 X_2$, $Y_1 Y_1 - Y_2 Y_2$ и $Z_1 Z_1 - Z_2 Z_2$ (фиг.32) должны выражать состав этой исходной магмы. Как видно из диаграммы, такой предполагаемый исходный состав (обозначенный А) значительно отличается от среднего состава габбро (3). Для объяснения такого различия могут быть сделаны следующие предположения:

I. При отделении от исходной магмы состава 3 (среднее габбро) более кислой составной части (соответствующей кварцевым джо

ритами и плагиогранитами) она стала ближе к предполагаемому составу А, в результате фракционной кристаллизации которого образовалась серия верлит-пироксенит-лейкократовое габбро - анортозит. Однако такое предположение противоречит геологическим фактам - появлению плагиогранитов в самом конце интрузивного процесса.

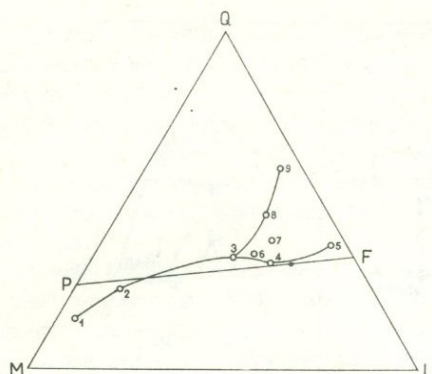
2. Исходная магма имела состав, близкий к А, однако при внедрении в верхние горизонты земной коры была контаминирована более кислым материалом; в результате дифференциации контаминированной магмы (близкой к составу 3) образовались кварцевые диориты и плагиограниты. Фракционная кристаллизация исходной магмы привела к образованию серии верлит-пироксенит-лейкократовое габбро-анортозит.

Более вероятным нам кажется второе предположение, оно лучше согласуется с геологическими фактами и петрохимическими особенностями пород габброидного комплекса. Комплементарность ряда габбро-кварцевый диорит-плагиогранит свидетельствует о том, что кислые дериваты образовались при дифференциации расплава, соответствующего среднему составу габбро северо-восточного побережья оз.Севан. Последний имеет более кислый характер по сравнению со средним габбро по С.Р.Ноккольдсу - пониженные величины параметров "b", "c" и "Q", повышенные "S", "a" (по А.Н.Заварицкому). Это обстоятельство позволяет предполагать, что средний состав габбро выражает состав контаминированной сиалическим материалом габброидной магмы.

В пользу такого предположения свидетельствует также расположение точки среднего габбро исследуемого района на диаграмме П.Ниггли (фиг.33) в треугольнике PFQ - фигуративном поле пород, пересыщенных кремнеземом.

На этой диаграмме также отчетливо выражены два направления эволюции химизма габбровой магмы. Линия PF , по существу, разделяет породы, образовавшиеся при дифференциации контаминированной габбровой магмы состава 3 от ряда пород верлит-пироксенит-лейкократовое габбро-анортозит. Некоторое отклонение фигуративной точки анортозита от линии PF в сторону вершины Q может быть объяснено недостатками анализа, т.к. все исследованные анортозиты представлены почти мономинеральными породами, совершенно не содержащими свободного кремнезема.

Предположение о контаминации исходной габброидной магмы сия-

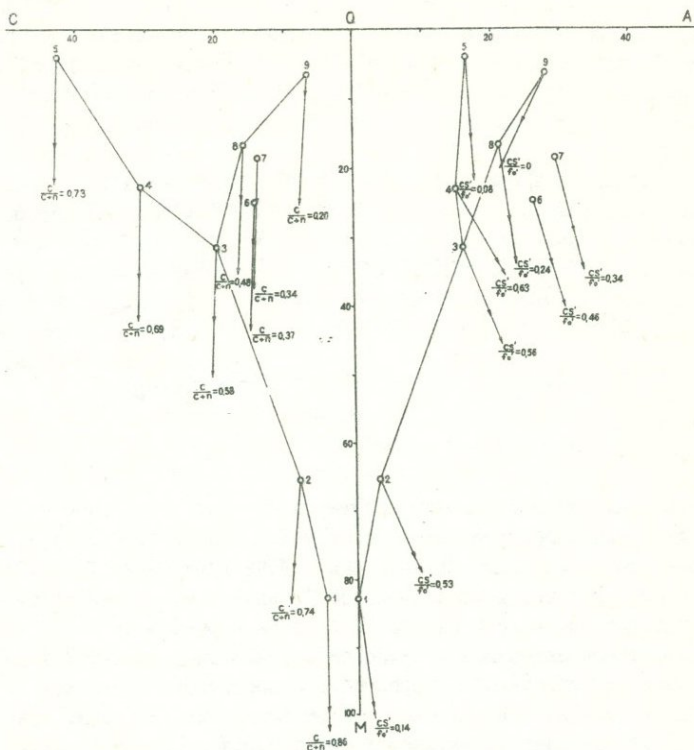


Фиг. 33. Диаграмма по методу П. Ниггли для пород габброидного комплекса.

- 1 - перидотиты;
- 2 - пироксениты;
- 3 - габбро I фазы;
- 4 - лейкократовые габбро;
- 5 - анортозиты;
- 6 - габбро-диориты;
- 7 - диориты;
- 8 - кварцевые диориты;
- 9 - плагиограниты.

лическим материалом находит подтверждение также при рассмотрении диаграммы, построенной по методу Е.А. Кузнецова (1947), с некоторыми изменениями, внесенными С.Д. Четвериковым (1962). Особенно ценным в методе Е.А. Кузнецова является то обстоятельство, что удастся проследить изменение состава нормативных цветных и лейкократовых минералов в процессе дифференциации магмы. Такая эволюция для интрузивных пород северо-восточного побережья оз. Севан отчетливо выявляется при рассмотрении диаграммы (фиг. 34). В ряду верлит-пироксенит-лейкократовое габбро-анортозит наблюдаются довольно близкие значения отношения $c / c + n$, выражающие роль анортитовой составляющей в нормативном плагиоклазе (0,86-0,74-0,69-0,73). В этом ряду происходит общее обогащение цветного минерала кальцием (за исключением анортозита) и повышение его железистости. С другой стороны, средний состав габбро при рассмотрении его в этом ряду обнаруживает определенные отклонения:

1. В случае соответствия состава исходной магмы среднему составу габбро исследуемого района естественным было бы ожидать отношения $c / c + n$ для габбро, близкого к таковому для серии верлит-пироксенит-лейкократовое габбро-анортозит. В действительности это отношение для габбро значительно ниже (0,58), что полностью согласуется с несколько более кислым характером плагиоклаза в породах I фазы.



Фиг. 34. Диаграмма по методу Е.А.Кузнецова для средних составов пород габброидного комплекса: 1 - перидотиты; 2 - пироксениты; 3 - габбро; 4 - лейкократовые габбро; 5 - анортозиты; 6 - габбро-диориты; 7 - диориты; 8 - кварцевые диориты; 9 - плагиограниты.

2. Обращает на себя внимание повышенная железистость нормативного цветного минерала в габбро по сравнению с таковой для лейкократовых габбро.

3. Величина параметра q (пересыщенность кремнеземом) для габбро положительная. По методу Е.А.Кузнецова пересыщенность кремнеземом определяется с учетом роли трехвалентного железа и является более реальной величиной, чем в методах А.Н.Заварицкого и П.Ниггли.

Указанные обстоятельства подтверждают предположение о том, что средний состав габбро (3) соответствует составу уже гибридизированной исходной магмы.

Изменение химизма в ряду габбро-кварцевый диорит-плагиогранит сопровождается уменьшением отношения $c / c + n$ (0,58 - 0,44-0,20), повышением железистости цветного компонента и уменьшением в нем роли кальция (вплоть до появления в плагиограните параметра ms^I , что связано с вхождением избыточного глинозема в состав биотита).

Направление ассимиляции плагиогранитовым расплавом вулканических пород среднего и основного состава, выраженное рядом плагиогранит-диорит-габбро-диорит, характеризуется на диаграмме увеличением основности нормативного плагиоклаза ($c / c + n$ соответственно 0,20-0,34-0,37) и повышением роли кальция в цветных минералах (cs^I / fo^I 0-0,34-0,46). Существенного изменения железистости нормативных цветных минералов здесь не наблюдается.

Таким образом, особенности петрохимической эволюции пород габброидного комплекса позволяют предполагать, что кислые дериваты комплекса - кварцевые диориты, плагиограниты - образовались при дифференциации контаминированной сиалическим материалом габброидной магмы и что средний состав габбро офиолитовой серии северо-восточного побережья оз.Севан отражает состав контаминированной магмы.

Особо следует подчеркнуть близость направлений эволюции химизма пород габброидных комплексов различных регионов (Урал, Алтае-Саянская область, Закавказье). Эта близость выражена не только в рассмотренном выше раздвоении петрохимических вариационных линий, но и в некоторых общих чертах эволюции состава породообразующих минералов. Железистость главных породообразующих минералов - оливина, ромбического и моноклинного пироксенов - от ультраосновных дериватов габброидной магмы к основным возрастает в общем незначительно (Воробьева и др., 1962; Волохов, 1965; наши данные). Такое слабое изменение железистости

минералов характерно для расслоенных интрузий Стиллутер, Белхелви и др. Согласно Н.Л.Добрецову (1964), для этих интрузий "характерна последовательность от перидотитов и пироксенитов в нижних частях через оливиниты и троктолиты к габбро-норитам и габбро, реже кислым дифференциатам, в верхних частях, с одновременным уменьшением содержания анортита в плагиоклазе (от an_{90} до an_{30}), но слабым изменением железистости минералов (F от 0-10 до 25-30%). Такой характер дифференциации объясняется почти постоянным давлением кислорода, что может быть результатом высокого содержания воды в магме, Н.Л.Добрецовым подчеркивается близость реакционных серий габбро-пироксенит-дунитовой формации с породами расслоенных габбро-норитовых интрузий. Можно предполагать, что физико-химические условия дифференциации в обоих рассматриваемых объектах были близкими. Вместе с тем важной отличительной особенностью габброидных интрузивных комплексов складчатых областей является их многофазное строение, а также значительно большая роль в их строении кислых дериватов существенно натриевого характера. Последнее обстоятельство также, по-видимому, объясняется их приуроченностью к орогенным областям, в которых возможно существование промежуточных очагов и условий для ассимиляции габброидной магмой сиалического материала

Полезные ископаемые, связанные с породами габброидного интрузивного комплекса района, в настоящее время не известны. По аналогии с другими регионами, в частности с Уралом, мы полагаем, что ультраосновные породы, связанные с дифференциацией габбровой магмы и участвующие в строении массивов габброидов, могут содержать в определенных условиях платиновую минерализацию. В связи с этим при дальнейших исследованиях необходимо уделять большое внимание установлению генетической принадлежности отдельных выходов ультраосновных пород, причем особое внимание необходимо уделить выявлению и опробованию на платину ультрабазитов, принадлежащих габброидному интрузивному комплексу. Критериями генетического расчленения ультраосновных пород, как отмечено в настоящей работе, могут служить взаимоотношения с габброидами, их петрохимические и геохимические особенности. Как показывает приведенный материал, по характеру петрохимической эволюции и изменения состава главных порообразующих минералов породы габброидного комплекса юго-восточной части Севанского хребта близки к породам габбро-пироксенит-дунитовой

180

формации складчатых областей и расслоенных габбро-норитовых интрузий, некоторые ультраосновные производные которых характеризуются платиноносностью.

Специальные петрологические исследования пород габброидного интрузивного комплекса по всей территории Амасия-Севано-Акеринского офиолитового пояса, несомненно, позволяют более детально определить их формационную принадлежность и будут способствовать оценке их возможной рудоносности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Офиолитовый пояс Малого Кавказа, одним из отрезков которого является территория юго-восточной части Севанского хребта, приурочен к Ширако-Севано-Акеринской синклинойной зоне, образовавшейся, согласно А.А.Габриеляну, на месте глубокого геосинклинального рифта, представляющего собой зону глубинного разлома. По своему геолого-структурному положению Амасия-Севано-Акеринский пояс является продолжением и аналогом офиолитовых поясов Малой Азии и других областей Средиземноморской складчатой системы.

2. В разрезе юго-восточной части Севанского хребта выделяются следующие главные единицы: комплекс метаморфических сланцев докембрия-палеозоя (породы фундамента); офиолитовая серия мезозойского возраста (верхняя яра - турон); сенонские и среднеэоценовые осадочные отложения; вулканогенно-осадочные образования неогена. Согласно Л.С.Меликяну, указанные структурные единицы соответствуют структурным ярусам и разделены тектоническими несогласиями.

Главная складчатость имела место в верхнем эоцене, когда формировались современные структуры района. Выходы пород офиолитовой серии приурочены к ядрам антиклинальных структур среднеальпийского структурного яруса, крылья которых сложены отложениями сенона и палеогена.

Однако взаимоотношения между породами офиолитовой серии и перекрывающими их образованиями в значительной степени нарушены и искажены в результате широкого развития разломов, по которым породы офиолитовой серии перемещены в более молодые отложения.

3. В составе офиолитовой серии района выделяются вулканогенно-осадочный комплекс, гипербазитовый и габброидный интрузивный комплекс.

зивные комплексы. Устанавливается следующая последовательность формирования пород: базальтоидный вулканизм - гипербазиты - габброиды. Такая направленность характерна для развития офиолитовых серий многих районов мира (Алтае-Саянская область, Малая Азия и т.д.).

4. Досенонский вулканогенно-осадочный комплекс, формировавшийся в подводных условиях, в обстановке прогибания земной коры, по особенностям состава и строения относится к спилит-диабазовому формационному типу. Характерными чертами комплекса являются базальтоидный состав вулканогенных пород с преобладающими афировыми структурами, отсутствие кислых разностей, соответствующих дацитам и липаритам, участие в его строении спилитов, диабазов с шаровой отдельностью, прослоев осадочных пород, яшм, радиоляритов. По своему геологическому положению и вещественному составу рассматриваемый комплекс близок к вулканогенно-осадочным толщам, вмещающим гипербазиты различных регионов.

5. Интрузивные породы офиолитовой серии юго-восточной части Севанского хребта входят в состав двух самостоятельных интрузивных комплексов - гипербазитового и габброидного, различающихся по возрасту, морфологии интрузивов, вещественному составу, степени дифференциации, фазности, глубине кристаллизации и некоторым другим особенностям. Пространственное совмещение пород обоих интрузивных комплексов является закономерным итогом связи офиолитового магматизма пояса с развитием одного и того же глубинного разлома.

6. В пределах исследованной территории породами гипербазитового интрузивного комплекса сложен крупный Караиман-Зодский массив, а также ряд более мелких выходов, характерной особенностью залегания их является тесная пространственная взаимосвязь с породами досенонской вулканогенно-осадочной толщи, согласный характер контактов между ними. Для гипербазитовых тел характерна пластообразная и линзообразная форма. Можно предполагать, что кристаллизация гипербазитов произошла в обстановке ориентированного давления, в пользу чего свидетельствует наличие вытянутых согласно простирацию массива полос дунитов, факты полосчатости гарцбургитов.

7. Петрографо-минералогические особенности гипербазитов исследуемого района показывают идентичность их вещественного состава таковому ультраосновных пород гипербазитового формационного типа различных регионов. Характерны преобладающий гарцбургитовый состав пород комплекса, незначительные колебания в составе

зах главных породообразующих минералов, отражающие высокую однородность интрузирующего материала. Петрографическое изучение перидотитов показывает, что они являются магматическими образованиями и кристаллизовались в условиях повышенных давлений.

Гипербазиты характеризуются резкой обедненностью акцессориями, отсутствием титановых, редкоземельных, редкометалльных и других минералов. Некоторые черты видового состава акцессорных минералов свидетельствуют в пользу кристаллизации гипербазитов в восстановительной обстановке (отсутствие первичного магнетита, почти постоянное наличие пирита, пирротина).

8. Породы гипербазитового комплекса отличаются простотой и однородностью химизма; сумма окислов кремния, магния и железа в них составляет более 95 весовых процентов. Характерной особенностью магматических пород комплекса является высокая магнезиальность; величина отношения M/F для перидотитов выше 7. Типичная сторона химизма гипербазитов — обедненность кальцием, алюминием, ничтожное содержание щелочей. По своему химизму рассматриваемые породы аналогичны выделяемым Н.Д.Соболевым гипермагмабазитам — продуктам кристаллизации первичной ультраосновной магмы.

Рассматриваемые породы обладают специфичным геохимическим обликом; для них установлен очень ограниченный набор акцессорных элементов, при резкой обедненности редкими и малыми петрогенными элементами. Химическими и спектральными анализами постоянно обнаруживаются элементы группы железа — Cr, Ni, Co, Mn, Ti, V, однако относительная их роль неодинакова. Характерными микроэлементами гипербазитов являются Cr и Ni, устанавливаемые во всех пробах в высоких содержаниях (десятые доли процента). Наоборот, базитовые элементы — Ti и V — присутствуют в рассматриваемых породах в незначительных количествах. Гипербазиты содержат повышенные количества Zn и Cu.

Процесс серпентинизации гипербазитов протекает в основном изохимически и сопровождается лишь привнесением H_2O и бора. Наоборот, при лиственитизации гипербазитов происходит привнесение Co_2 , Li, Sr, Ba, местами на листвениты наложены повышенные содержания Hg, Pb, Sb, As, Ge, Cu.

9. На основании изучения геологического строения и вещественного состава гипербазитов, а также опираясь на литературные данные, можно предположить следующую последовательность их формирования: а) и н т р у з и в н ы й п е р и о д — внедре-

ние и кристаллизация однородной ультраосновной магмы в глубинных частях земной коры, предположительно на глубинах порядка 15 км; б) протрузивный период - синхронное с серпентинизацией пластическое перемещение отдельных массивов в приповерхностные участки земной коры и локализация их в спилит-радиоларитовых толщах; в) блоковый период - дробление пород офиолитовой серии на отдельные блоки посторогенными разломами и перемещение их в отложения верхних структурных ярусов.

10. Габброидный интрузивный комплекс юго-восточной части Севанского хребта является многофазным образованием, сформировавшимся в условиях малых глубин в результате последовательно проявившихся трех фаз интрузивной деятельности: 1) нормальные габбро в главной интрузивной фации с переходами в роговообманково-пироксеновые, роговообманковые микрогаббро, офитовые кварцевые габбро фации эндоконтактов; жильные породы представлены оливинными и роговообманковыми габбро, габбро-порфиритами, габбро-диоритами; 2) лейкократовые габбро; жильные образования - верлиты, пироксениты, анортозиты; 3) плагииграниты, кварцевые диориты в главной интрузивной фации с переходами в диориты и габбро-диориты в эндоконтактовых частях интрузивных тел; жильные породы - плагиигранит-порфиры, микроплагииграниты, плагисаплиты.

Магматическая природа пород габброидного комплекса подтверждается особенностями микроструктур пород, состава минералов, дифференцированностью их, наличием контактовых изменений вмещающих пород. В отличие от гипербазитов, образования габброидного комплекса характеризуются значительным разнообразием составов. Многофазное строение комплекса, закономерные изменения составов пород различных фаз свидетельствуют в пользу глубинного характера явлений дифференциации.

II. Петрографическое и минералого-геохимическое изучение пород габброидного комплекса позволяет наметить два направления дифференциации и изменения химизма габброидной магмы.

Одно направление дифференциации привело к образованию серии пород верлит-пироксенит-лейкократовое габбро-анортозит. В этом ряду устанавливается резкое уменьшение количества магния, железа при незначительном изменении содержаний кремнезема и почти одинаковом составе нормативного плагииоклаза, последовательное уменьшение содержания в породах Cr, Ni, Co, Sc, Cu, Zn (элементов, концентрирующихся в цветных минералах) и увеличение Li, Sr, Ga

фиксирующихся в плагиоклазах. Это направление дифференциации соответствует фракционной кристаллизации габброидной магмы, приводящей к образованию некоторых расслоенных интрузий типа Стиллутер, Бушвелд и др. Сходство с этими расслоенными интрузиями подчеркивается также небольшим изменением железистости породообразующих минералов (оливина, ромбического и моноклинного пироксенов) в породах различных фаз и фаций габброидного комплекса. Однако, в отличие от расслоенных интрузий, дифференциация габброидной магмы в рассматриваемом случае происходила в условиях продолжающейся тектонической активности, открывающей пути для перемещения в верхние горизонты земной коры различных порций расплава и обусловившей многофазное строение комплекса.

Другое направление дифференциации габброидной магмы привело к образованию кислых дериватов — плагиогранитов, кварцевых диоритов. В ряду пород габбро-кварцевый диорит-плагиогранит происходит повышение кислотности, увеличение суммы щелочей, падение содержаний Mg, Fe, Ca. Изучение диаграмм В.Н.Лодочникова, П.Ниггли, Е.А.Кузнецова позволяет предполагать, что образование кислых дериватов осуществлялось при дифференциации контаминированной силикатным материалом габброидной магмы. Поведение микроэлементов в рассматриваемом ряду закономерно связывается с общей эволюцией химизма: от габбро к кварцевым диоритам и плагиогранитам увеличиваются содержания Be, Zr, Y, Yb, Ga, Ba и понижаются содержания Ti, Mn, Cr, Ni, Co, V, Sc, Cu, Zn — элементов, концентрирующихся в цветных минералах и геохимически связанных с магнием и железом.

12. Породы габброидного комплекса отличаются от гипербазитов более широким набором аксессуарных минералов, наличием первичного магнетита, титановых минералов, более частым присутствием апатита, циркона. Установлено изменение видового состава аксессуариев и химизма некоторых из них от ультраосновных через основные к кислым производным габброидного комплекса. Перидотиты отличаются ограниченным и специфичным набором аксессуариев (хромшпинелиды, пирит, халькопирит, герсдорфит); в пироксенитах больше магнетита (бедного титаном), апатита, резко уменьшено содержание хромшпинелидов. Габброиды характеризуются появлением титановых аксессуариев (титаномагнетита, ильменита); в кислых производных содержится несколько больше циркона, постоянно присутствует апатит, а некоторые разности обогащены сфеном, что закономерно связано с повышением кремнекислотности и щелочности расплавов.

13. Выделенные в настоящей работе две генетические группы ультраосновных пород - продукты кристаллизации первичной ультраосновной магмы и дериваты габброидной магмы (верлиты, диопсидиты) отчетливо различаются между собой по геологическому положению, петрографо-минералогическим особенностям. Четко выражены различия в химизме двух групп пород. Ультраосновные породы габброидного комплекса, по сравнению с гипербазитами, отличаются пониженной магнезиальностью (M/F в среднем равно 5), значительно большей ролью Ca и Al; они содержат более широкий круг микроэлементов, чем гипербазиты, отличаются повышенными содержаниями Ti, V, Sc, Cu, Sr, Li. С другой стороны, в ультраосновных породах габброидного комплекса резко понижено отношение Ni / Mg, а абсолютное содержание Ni - важнейшего гипербазитового элемента - почти в два раза ниже такового в гипербазитах.

14. Общий петро-геохимический облик пород гипербазитового и габброидного комплексов, состав и содержания микроэлементов, парные отношения акцессорных и петрогенных элементов позволяют предполагать, что исходные магмы - гипербазитовая и габброидная - возникли в различных по глубине участках мантии; их выплавление связано с развитием одного и того же глубинного разлома, при этом последовательность появления различных магм закономерная - гипербазитовая, затем габброидная.

ЛИТЕРАТУРА

З.Б. Абдуллаев, 1967. Геохимия элементов семейства железа в ультраосновных породах Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Автореферат кандидатской диссертации. Баку.

Р.Н. Абдуллаев, Ш.А. Азизбеков, Т.Г. Гаджиев, М.А. Кашкай, Г.И. Керимов, Э.Ш. Шихалибейли, 1967. Достижения в изучении магматизма и металлогении Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, серия Наук о Земле, № 3-4.

Р.Н. Абдуллаев, Г.И. Керимов, 1964. Чатиндаринский интрузивный комплекс на Шахдаге (Малый Кавказ). Изв. АН Аз. ССР, геол. и геогр. н., № 3.

С.Б. Абовян, 1959. О явлениях метаморфизма в хромшпиделидах Армении. Зап. Арм. отделения ВМО, № I.

С.Б. Абовян, 1961. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, Ереван.

С.Б. Абовян, 1962. Габбро-пегматиты офиолитовой формации Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XV, № 5.

С.Б. Абовян, 1963. О петрографическом составе Кясаманского массива. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. науки, № 2.

С.Б. Абовян, 1969. Акцессорные минералы пород габбро-перидотитовой формации Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР (реферат). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXII, № I.

И.И. Абрамович, Е.Б. Высокоостровская, 1963. Титан в магматических формациях Алтае-Саянской складчатой области. Кн. "Химия земной коры", т. I. Изд. "Наука"

И.И. Абрамович, Е.Б. Высокоостровская, 1964. Титан-железное отношение в породах гетерогенных магм. Геохимия, № 7.

И.И. Абрамович, Е.Б. Высокоостровская, Э.Ф. Дорощеева, 1963. О марганец-железном отношении в магматических горных породах. Геохимия, № II.

Г.С. Арутюнян, 1967. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № I-2.

А.Т. Асланян, 1958. Региональная геология Армении. Изд. "Айпетрат", Ереван.

Н.А. Ашихмина, Т.С. Магидович, В.Ф. Морковкина, 1965. Акцессорные минералы в породах габбро-перидотитовой формации как критерий ее металлогенической специализации. В сб. "Акцессорные минералы и элементы, как критерий комагм. и металлогенич. специализации магматич. комплексов". Изд. "Наука".

В.М.Баба-Заде, Ф.А.Ахундов, Р.С.Малютин, 1967. Некоторые новые данные о дунитах офиолитовой формации Малого Кавказа (Азербайджан). Уч.зап.Азерб.ун-та. Сер.геол.-геогр.наук, № 3.

В.М.Баба-Заде, Р.С.Малютин, 1967. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрохимическими особенностями вмещающих ультраосновных пород офиолитовой формации Азербайджана. Уч.зап.Азерб.ун-та. Сер.геол.-геогр.наук, № 6.

А.Т.Базилевский, 1966. Расчет температуры дайки слюдяного перидотита в момент внедрения. Геохимия, № 8.

А.А.Бакиров, 1961. К геохимии гипербазитов. Геохимия, № 1,

Ю.А.Балашов, 1963. Закономерности распределения редкоземельных элементов в земной коре. Геохимия, № 2.

Ю.А.Балашов, Н.В.Туранская, 1962. Редкоземельные элементы в перидотите Полярного Урала. Геохимия, № 4.

В.Л.Барсуков, Г.Е.Курильчикова, 1957. О бороносности серпентинитов. Геохимия, № 5.

А.Г.Бетехтин, 1932. К вопросу о платиноносности гокчинских перидотитовых массивов Армении. Цветные металлы, № 8.

А.Г.Бетехтин, 1937. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив и генезис месторождений хромистого железняка вообще. Кн. "Хромиты СССР", т. I. Изд. АН СССР.

А.А.Беус, 1964₁. О распределении лития в магматических породах. Геохимия, № 8.

А.А.Беус, 1964₂. Бериллий. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". Том I. Геохимия редких элементов. Изд. "Наука".

Ю.А.Билибин, 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат.

Л.Ф.Борисенко, 1963. О некоторых особенностях распределения галлия в гипербазитах. Геохимия, № 8.

Л.Ф.Борисенко, 1964. Скандий. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". Том I. Геохимия редких элементов. Изд. "Наука".

Л.Ф.Борисенко, Л.М.Делицын, 1965. Скандий в минералах гипербазитов Тагило-Баранчинского массива (Урал). Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 16.

Л.А.Борисенок, 1959. Распределение галлия в горных породах Советского Союза. Геохимия, № 1.

И.Д.Борнеман - Старынкевич, 1964. Руководство по расчету формул минералов. Изд. "Наука".

Н.Л.Боуэн, 1934. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, М.-Л.

Н.Л.Боуэн, 1949. Магмы. Сб. "Проблемы образований гранитов". Изд. ИЛ.

Н.Л.Боуэн, О.Ф.Таттл, 1950. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. Сб. "Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии". Изд. ИЛ.

В.В.Бурков, 1964. Стронций. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Том I. Геохимия редких элементов". Изд. "Наука".

Л.А.Варданянц, 1955. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1.000.000. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. X.

А.С.Варлаков, М.Ф.Жужгова, 1964. Геохимия бора в гипербазитах Оренбургской области. Геохимия, № 8.

З.Г.Васильева, В.И.Кудряшова, 1958. Апатит из сибирской трапповой формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.

М.М.Веселовская, 1950. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диоксид-авгитового ряда. Тр. ИГН АН СССР, вып. 86. Петрогр. серия (№ 39).

А.П.Виноградов, 1962. Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород. Геохимия, № 7.

И.М.Волохов, 1965. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области. Сб. "Магматич. формации Алтае-Саянской складчатой области". Изд. "Наука".

И.М.Волохов, Г.В.Пинус, В.А.Кузнецов, 1962. Генетические типы месторождений магнезиально-силикатных полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области и закономерности их размещения. Кв. "Закономерности размещения полезных ископаемых", У1, Изд. АН СССР.

О.А.Воробьева, Н.В.Самойлова, Е.В.Свишникова, 1962. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 65.

Е.Б.Высокоостровская, 1962. О габбро-плагиогранитовом интрузивном комплексе Горного Алтая. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 58.

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

А.А.Габриелян, 1964. О связи магматизма и тектоники. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, ХУП, № 5.

А.А.Габриелян, А.И.Адамян, В.Т.Акопян, С.К.Арзуманян, А.Т.Вегуни, О.А.Саркисян, Г.П.Симонян, 1968. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР (объяснительная записка). Изд. "Митк", Ереван.

А.А.Габриелян, Л.К.Татевосян, 1966. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, т.ХІХ, № 1-2.

Р.К.Гасанов, 1963. Морфологические особенности, минералогия и генезис габбро-пегматитов Шахдагского хребта (Малый Кавказ). Изв.АН Аз.ССР, сер.геол.-геогр.наук и нефти, № 3.

Р.К.Гасанов, 1964. К вопросу магматизма на Шахдагском хребте (Малый Кавказ). Изв.АН Азерб.ССР, сер.геол.-геогр.н., № 5.

А.С.Гинзберг, 1929. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья оз.Севан. Сб. "Бассейн озера Севан (Гокча)", т.7, Изд.АН СССР.

Б.Гутенберг, 1963. Физика земных недр. Изд.ИЛ.

У.А.Дир, Р.А.Хауи, Дж.Зусман, 1965. Породообразующие минералы. Изд. "Мир".

Н.Л.Добрецов, 1963. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеититов и альбититов хр.Борус (Зап.Саян). "Матер.по генетич. и эксперим.минералогии". Тр.Ин-та геол. и геоф.Сиб.отд.АН СССР, вып.15.

Н.Л.Добрецов, 1964. К проблеме генезиса гипербазитов. Геология и геофизика, № 3.

В.Н.Довгаль, Ю.А.Кузнецов, Г.В.Поляков, 1964. О принципах выделения и расчленения природных ассоциаций изверженных горных пород. Геология и геофизика, № 10.

В.Л.Егоян, 1953. Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. Изв.АН Азерб.ССР, №6.

В.В.Жданов, 1963. Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов. Сов.геология, № 8.

А.С.Жукова, 1964. Германий. Кн. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Том I. Геохимия редких элементов". Изд. "Наука".

А.Н.Заварицкий, В.С.Соболев, 1961. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат.

Г.А.К а з а р я н , 1966. К вопросу происхождения плагиоклазитов (на примере Малого Кавказа). "Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР". Зап.Арм.отд.ВМО, вып.3.

А.И.К а р а п е т я н , С.А.П а л а н д ж я н , 1966. Гранитный в интрузивных породах юго-восточной части Севанского озера. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, XIX, № 5.

М.А.К а ш к а й , 1947. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд.АН Азерб.ССР. Баку.

М.А.К а ш к а й , 1952. Офиолитовая формация Малого Кавказа. Кн."Геология Азербайджана. Петрография". Изд.АН Азерб.ССР.

И.К е т и н , 1966. Тектонические структуры Анатолии (Малая Азия). Геотектоника, № 3.

А.Л.К н и п п е р , 1965. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Курдистанская зона Малого Кавказа). БМОИП, отд.геол., т.ХI, № 2.

А.Л.К н и п п е р , Ю.Л.К о с т а н я н , 1964. Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв.АН СССР, сер.геол., № 10.

Л.Н.К о м и с с а р о в а , Л.Ф.Б о р и с е н к о , В.М. Ш а ц к и й , 1965. О возможности выделения скандия из пироксенитов. Ж.прикл.химии, 39, № 2.

В.С.К о п т е в - Д в о р н и к о в , 1952. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Изв.АН СССР, сер.геол., № 4.

Д.С.К о р ж и н с к и й , 1966. Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. Геол.рудн.месторождений, № 2.

Е.А.К у з н е ц о в , 1947. О способах пересчета и изображения химического состава магматических горных пород. Вестник МГУ, № 3.

Е.А.К у з н е ц о в , 1955. Реакционный принцип и его значение для образования некоторых горных пород. "Магматизм и связь с ним полез.ископаемых". Тр.І Всес.петр.совещ. Изд.АН СССР.

Ю.А.К у з н е ц о в , 1964. Главные типы магматических формаций. Изд."Недра".

А.П.Л е б е д е в , 1955. Закономерности развития ультраосновных и основных формаций на примере СССР. "Магматизм и связь с ним полез.ископ.". Тр.І Всес.петрогр.совещ., Изд.АН СССР.

П.И.Л е б е д е в , 1928. Петрографический очерк Шорджинского месторождения хромистого железняка (оз.Гокча, Армения). Изв. Ленингр.политехн.ин-та.

Л.Л.Л е о н о в а , Н.С.К л а с с о в а , 1964. К геохимии титана в интрузивном процессе. Геохимия, № 4.

Л.Н.Леонтьев, 1949. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. БМОИП, отд.Геол., т.ХХП, № 4.

Л.Н.Леонтьев, В.Е.Хайн, 1949. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация Малого Кавказа. ДАН СССР, т.ХХУ, № 1.

В.П.Логинов, Н.В.Павлов, Г.А.Сokolov, 1940. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале. Кн."Хромиты СССР", т.П, изд.АН СССР.

А.А.Луцкий, 1940. О явлениях метаморфизма хромшпинелидов некоторых месторождений Закавказья. Кн."Хромиты СССР", т.П. Изд.АН СССР.

И.В.Лучицкий, В.И.Громин, Г.Д.Ушаков, 1967. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Изд."Наука", Новосибирск.

В.В.Ляхович, 1957. Изучение микроэлементов и акцессорных минералов в современной петрографии. Тр.ИМГРЭ, вып.1.

В.В.Ляхович, 1959. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. Тр.ИМГРЭ, вып.3.

В.В.Ляхович, Д.А.Родионов, 1961. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Труды ИМГРЭ, вып.6.

И.Г.Магакьян, 1960. Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. Сб."Законом.размещ.полезн.ископ.", т.3. Изд.АН СССР.

И.Г.Магакьян, 1961. Рудные месторождения. Изд.АН Арм.ССР.

И.А.Малахов, 1963. Петрохимия ультрабазитов Урала. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала", т.1, Свердловск.

И.А.Малахов, Н.А.Ярош, 1965. О распределении никеля в габброидных и перидотитовых ультрабазитах Урала. Тр. Ин-та геол.Уральский фил.АН СССР, вып.70.

А.С.Марфуниин, 1962. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Труды ИГЕМ, вып.78.

Б.М.Меликсетян, 1960. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. Изв.АН Арм.ССР, геол. и геогр.науки, т.ХШ, № 2.

Л.С.Меликян, 1966. К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз.Севан. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, т.ХІХ, № 1-2.

Л.С.Меликян, 1967. Возраст и условия формирования верхнетретичной вулканогенно-осадочной толщи Зодского рудного поля. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 4.

✓ Л.С.Меликян, С.А.Паланджян, З.О.Чибухчян, Ж.С.Вартазарян, 1967. К вопросу о геологической позиции и возрасте офиолитовой серии Ширако-Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1-2.

Н.П.Михайлов, 1962. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. ВСЕГЕИ, новая серия, т.80.

Н.П.Михайлов, 1966. Магматические формации ультраосновных и основных пород Восточного Казахстана и их минерогения. Автореферат докторской диссертации. Л.

В.Ф.Морковкина, С.И.Гаврилова, 1965. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал). Сб. "Соотнош.магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов".Изд. "Наука".

Е.Д.Надеждина, 1961. Акцессорные минералы траппов района нижнего течения реки Подкаменной Тунгуски. Тр.ИГЕМ, вып.55.

✓ С.А.Паланджян, 1965. К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья озера Севан. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 1.

✓ С.А.Паланджян, 1966. Некоторые данные о петрохимических особенностях ультраосновных пород Армянской ССР. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, XIX, № 1-2.

✓ С.А.Паланджян, 1969. Петрогенетические типы ультраосновных пород юго-восточной части Севанского хребта и их геохимические особенности. Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6.

Н.В.Павлов, Г.Г.Кравченко, И.И.Чупрыгина, 1968. Хромиты Кемпирсайского плутона. Изд. "Наука".

К.Н.Паффенгольц, 1934. Бассейн озера Гокча (Севан). Тр.ВГРО, вып.219.

К.Н.Паффенгольц, 1946. Сейсмоструктура Армении и прилежащих частей Малого Кавказа. Изд.АН Арм.ССР.

К.Н.Паффенгольц, 1959. Геологический очерк Кавказа. Изд.АН Арм.ССР.

Г.О.Пиджян, 1956. Об осадочно-вулканогенной толще северо-восточного побережья оз.Севан. Изв.АН Арм.ССР, т. IX, № 6.

Г.В.Пинус, 1957. Об особенностях состава ультраосновных пород, слагающих гипербазитовые пояса складчатых областей. Изв.АН СССР, зер.геол., № 3.

Г.В.П и н у с , 1963. К вопросу о генезисе магмы, формирующей породы габбро-плагиогранитной магматической формации (на примере Тувы). Сб. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд.АН СССР.

Г.В.П и н у с , 1965. Некоторые вопросы геохимии кембрийских альпинотипных гипербазитов юга Сибири. Геохимия, № 12.

Г.В.П и н у с , Ю.Н.К о л е с н и к , 1960. О метаморфических пироксенитах Тувы. Тр.ИГИГ СО АН СССР, № 3.

Г.В.П и н у с , В.А.К у з н е ц о в , И.М.В о л о х о в , 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд.АН СССР.

Ю.Ир.П о л о в и н к и н а , Е.Н.Е г о р о в а , Н.Ф.А н и к е е в а , Л.Е.К о м а р о в а , 1948. Структуры горных пород. Том I. Магматические породы. Госгеолиздат.

П.Р а м д о р , 1962. Рудные минералы и их сростания. Изд. ИЛ.

П.Р а м д о р , 1967. О широко распространенном парагенезисе минералов, возникающих при серпентинизации (с некоторыми данными по новым и недостаточно описанным минералам). Геол.рудн.местор., 9, № 2.

В.П.Р е н г а р т е н , 1939. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр.ХУП сессии Междунар.геол.конгр., т.П.

В.П.Р е н г а р т е н , 1959. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Кн."Региональная стратиграфия СССР", т.6.

А.А.Р о т ш т е и н , 1962. Магматические фации ультраосновных изверженных пород толейитовой серии. Изд.АН СССР.

Г.Б.Р у д н и к , 1965. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. Сб."Соотнош.магмат.и метаморф.в генезисе ультрабазитов". Изд."Наука".

Г.Б.Р у д н и к , 1966. Петрогенезис Нуралинского гипербазитового массива на Южном Урале. Автореферат диссертации. М.

М.А.С а т я н , Ж.О.С т е п а н я н , Л.С.Ч о л а х я н , 1967. О Вединском офиолитовом поясе. ДАН Арм.ССР, XIV, № 2.

А.А.С а у к о в , 1946. Геохимия ртути. Тр.ИГН АН СССР, вып. 78, серия мин.-геохим., № 7.

Т.Г.С а х а м а , 1952. Рассеянные элементы в породах Южной Финской Лапландии. Сб."Редкие элем. в изверж.горн.породах и минералах". Изд.ИЛ.

Е.И.Семенов, 1963. Минералогия редких земель. Изд. АН СССР.

Ф.Г.Смит, 1954. Обзор физико-химических свойств надкритических флюидов. Сб. "Экспер.исслед.в обл.петрогр. и рудообр." Изд.ИЛ.

П.П.Смолин, 1965. Связь петрохимической дисперсии кларков с периодической системой элементов. ДАН СССР, т.163, № 1.

В.С.Соболев, 1964. Федоровский метод. Изд."Недра".

Н.Д.Соболев, 1952. Ультрабазиты Большого Кавказа. Гостеоліздат.

Н.Д.Соболев, 1959₁. К петрохимии ультраосновных горных пород. Геохимия, № 8.

Н.Д.Соболев, 1959₂. О скарнах и хлорито-гранатовых породах. Зап.ВМО, ч.88, вып.4.

Н.Д.Соболев, 1962. Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых. Кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", У1. Изд.АН СССР.

С.Ф.Соболев, 1962. Распределение циркония в пироксенит-габбро-тоналитовых породах Урала. 4-ая конф. молодых научн. сотр. ИМГРЭ.

С.Ф.Соболев, 1963. Особенности методики выделения акцессорных минералов из меланократовых изверженных пород. Труды ИМГРЭ, вып.18.

С.Ф.Соболев, 1965. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. Изд."Наука",

Г.А.Сokolov, 1948. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Тр.ИГН АН СССР, вып.97, Серия рудных месторожд. (№ 12).

А.Н.Соловкин, 1941. Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР (Курдистана, Карабаха, Талыша). Сб. "Интрузивы Закавказья". Тр.Груз.гос.геол.упр., вып.П.

С.М.Сулейманов, В.М.Баба-Заде, 1967. Геологические условия формирования и размещения хромитового оруденения в офиолитовой формации Малого Кавказа (в пределах Азербайджанской ССР). Аз.Гос.издат, Баку.

✓ Т.Ш.Татевосян, 1950. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. Изв.АН Арм. ССР, т.Ш, № 2.

Т.Ш.Т а т е в о с я н , 1952. Некоторые метаморфические породы СВ побережья оз.Севан. Научн.тр.Ер.гос.ун-та, т.XXXII, сер.геол.

Г.А.Т в а л ч р е л и д з е , 1964. Некоторые особенности металлогении Средиземноморского геосинклинального пояса. "Законом. размещ.полезных ископаемых", т.УП, Изд."Наука".

Ф.Т е р н е р , Ф е р х у г е н Дж., 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд.ИЛ.

И.П.Т и х о н е н к о в , Р.П.Т и х о н е н к о в а , 1964. Цирконий. "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". Том I. Геохимия редких элементов. Изд."Наука".

К.К.Т у р е к њ а н , Дж.К а л п , 1959. Геохимия стронция. Сб."Геохимия редких элементов". Изд.ИЛ.

Т.А.Х а л и л о в а , 1954. О распространенности марганца в магматических породах Азербайджана. ДАН Аз.ССР, Ю, № 5.

Г.Х а р д е р , 1965. Геохимия бора. Изд."Недра".

Х.Х.Х е с с , 1957. Серпентиниты, орогенез и эпейрогенез. Сб."Земная кора". Изд.ИЛ.

Н.И.Х и т а р о в , В.Я.Л е о н и д о в , В.А.П у г и н , 1967. Процесс серпентинизации и связанные с ним вопросы. Сб."Пробл. кристаллохимии минералов и эндог.минералообр.", Л., "Наука".

С.Д.Ч е т в е р и к о в , 1962. Добавления к методу пересчета состава магматических горных пород Е.А.Кузнецова. Вестн.МГУ, Геология, № I.

Ю.М.Ш е й н м а н н , 1961. Поверхность Мохоровичича, глубина зарождения магм и размещение ультрабазитов. Сов.геология, № 8.

Э.Ш.Ш и х а л и б е й л и , 1966. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд.АН Азерб.ССР.

Д.С.Ш т е й н б е р г , 1963. Основные черты петрологии и металлогении интрузивных формаций Урала. Кн."Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала", т.1, Свердловск.

Д.С.Ш т е й н б е р г , И.А.М а л а х о в , 1963. О распределении никеля в ультраосновных породах Урала. Геохимия, № II.

Д.С.Ш т е й н б е р г , В.Г.Ф о м и н ы х , 1961. Состав аксессуарного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, 189, № 5.

Дж.Ш т ё к л и н , 1966. Тектоника Ирана. Геотектоника, № I.

В.В.Щ е р б и н а , 1935. К вопросу геохимического распространения ванадия в основных породах. Тр.Уральск.фил.АН СССР, вып.4.

И.И.Э д е л ь ш т е й н , 1960. К геохимии никеля. Геохимия, № 7.

К.Э р е н т о з , 1967. Краткий обзор геологии Анатолии (Малая Азия). Геотектоника, № 2.

Г.Х.Э ф е н д и е в , 1945. Никеленосность ультраосновных пород Азербайджана. Изд. АН Аз.ССР.

P. A r n i , 1939. Tektonische Grundzuge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. MTA Mecm., Ser. B., N 4.

E. B. B a l e y , W. J. M c C a l l i e n , 1952/54. Serpentine Lavas, the Ankara Melange and the Anatolian Thrust. Trans. Roy. Soc. Edinb., 63, p. II, N II,

P. B a r t h o l o m e , 1960. L'interprétation pétrogénétique des associations d'olivine et d'orthopyroxène. Société Géologique de Belgique Annales. T. 83. Bulletin N 6-10.

H.-J. B a u t s c h , 1960. Erzmikroskopische Beobachtungen an den Opakanteilen eines Metaserpentinits von Wurzbach /Thuringen/. Neues Jahrb. Miner. Abhandl., Band 94, Heft 2.

N. L. B o w e n , J. F. S c h a i r e r , 1935. The system MgO-FeO-SiO₂. Amer. Journ. Sci., vol. 229.

F. R. B o y d , J. L. E n g l a n d , B. T. C. D a v i s , 1964. Effect of Pressure on the Melting and Polymorphism of Enstatite, Mg SiO₃. J. Geophys. Res., 69, N 10.

R. B r i n k m a n n , 1968. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. Geologica et Palaentologica, 2.

A. F. B u d d i n g t o n , J. F a h e y , A. V l i s i d i s , 1955. Thermometric and petrogenetic Significance of titaniferous Magnetite. Amer. J. Sci., vol. 253.

G. A. C h a l l i s , 1965. High-temperature contact Metamorphism at the Red Hills ultramafic. Intrusion Wairau Walley - New Zeland. J. Petrology, 6, N 3.

C. W. C h e s t e r m a n , 1960. Intrusive Ultrabasic Rocks and Their Metamorphic Relationships at Leech Lake Mountain, Mendocino Country, California. Repts. of the 21st Session Intern. Geol. Congr., Part XIII. Copenhagen.

A. H. C h i d e s t e r , 1962. Petrology and Geochemistry of selected Tale-bearing Ultramafic Rocks and Adjacent Country. Rocks in North-Central Vermont. Geological Surv. Prof. Paper, 345.

K. E. C l e g g , 1953. Metamorphism of Coal by peridotite Dikes in southern Illinois. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 64, N. 12.

R. B. Forbes, H. Kuno, 1965. The regional Petrology of peridotite Inclusions and basaltic host Rocks. "Upper Mantle Sympos. New Delhi, 1964 /Internat. Union Geol. Sci./Copenhagen.

F. Frohlich, 1960. Beitrag zur Geochemie des Chroms. Geochim. et cosmochim. Acta, vol.20, N 3/4.

I. G. Gass, 1958. Ultrabasic pillow Lavas Cyprus. Geol. Mag., v.95, N 3.

A. Gansser, 1959. Ausseralpine Ophiolithprobleme. Eclogae geol. helv., 52, N 2.

V. M. Goldschmidt, 1954. Geochemistry. Oxford.

D. H. Green, 1963. Alumina Content of Enstatite a Venezuelan high-temperature Peridotite. Geol. Soc. America Bull., vol.74, N.II.

D. H. Green, 1964₁. The petrogenesis of the high-temperature peridotite Intrusion in the Lizard Area, Cornwall. J. Petrology, 5, N I.

D. H. Green, 1964₂. The metamorphic Aureole of the Peridotite at the Lizard, Cornwall J. Geol., 72, N 5.

P. Hahn-Weinheimer und F. Rost, 1961. Akzessorische Mineralien und Elemente im Serpentin von Leopoldgrün (Münchberger Gneismasse). Ein Beitrag zur Geochemie ultrabasischer Gesteine. Geochim. et Cosmochim. acta, vol.21, N.3-4.

A. Helke, 1962. The Metallogeny of the Chromite Deposits of the Guleman District, Turkey. Econ. Geology, v.57, N.6.

H. H. Hess, 1938. A primary peridotite Magma. Amer. J. Sci., vol. 35, No 209.

G. Hieslerner, 1951/52. Serpentin - und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jahrb. der Geol. Bundesanst.

H. F. Holzer, H. Collins, 1957. Beitrage zur Ophiolithfrage in Anatolien (Turkei), Jahrb. der Geol. Bundesanst., 100, H.2.

T. N. Irvine, 1966. Petrological studies of ultramafic rocks, Aikem Lake and McConnel Greek areas, Cassiar district. Paper Geol. Surv. Canada, N I.

G. van der Kaaden, 1959. On Relationship between the Composition of Chromites and Their Tectonicmagmatic Position in peridotite Bodies in the SW of Turkey. Bull. of the Min. Res. and Explor.inst. of Turkey, N 52.

- H. K r a u s e , 1958. Erzmikroskopische Untersuchungen an turkischen Chromiten. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 90, 3.
- J. D. M a c G r e g o r , 1965. Stability Fields of Spinel and Garnet Peridotites in the synthetic System $MgO - CaO - Al_2O_3 - SiO_2$. "Carnegie Instn. Wash. Year.Book.", "1964-1965", N 64.
- J. D. M a c G r e g o r , C. H. S m i t h , 1963. The Use of Chrome Spinel in petrographic Studies of ultramafic Intrusions. Canad. Mineral., 7; Part 3.
- L.G.M e d a r i s , 1966. High - temperature metamorphic Rocks associated with an ultramafic Complex, Siskiyou Country, California. Geol., Soc. Amer. Spec. Papers, N 87.
- B. M i l o v a n o v i c u n d S. K a r a m a t a , 1960. Über den Diapirismus serpentinischer Masse. Report of the 21 - st Session Intern. Geol. Congr., 1960, p.XVIII, Copenhagen.
- H. O n i k i , 1965. Petrochemical Research on the Horoman and Miyamori ultramafic Intrusives, Northern Japan. The Sci. Rep. of the Tohoku Univ. Third series /mineral., petrogr. and econ. geol./, vol. IX, N 2.
- T. P e t e r s , 1963. Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos. Schweiz. Min. und Petrog. Mitteilungen, Band 43, H. 2.
- W. E. P e t r a s c h e c k , 1959. Intrusiver und extrusiver Peridotit-magmatismus im alpinotypen Bereich. Geol. Rundschau, Band 48.
- A. P o l d e r v a a r t , H. H. H e s s , 1951. Pyroxenes in the Crystallization of basaltic Magma. Journ. Geol., vol.59, N 5.
- C. B. R a l e i g h , M. S. P a t e r s o n , 1965. Experimental Deformation of Serpentinite and its tectonic Implications. J. Geophys. Res., 70, N 16.
- H. R a m b e r g , G. D e V o r e , 1951. The Distribution of Fe^{++} and Mg^{++} in coexisting Olivines and Pyroxenes. Journ. Geol., 59.
- W. P. d e R o e v e r , 1957. Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotit-schale? Geol. Rundschau, Band 46, Heft I.
- W.P. d e R o e v e r , 1963. Ein Versuch zur Synthese der verschiedenen Ansichten zur Herkunft der Mafitknollen von Maarvulkan Dreiser Weiher in der Eifel. Neues Jahrb. Mineral. Monatshefte, 9/10.

C.S. R o s s , M.D. F o s t e r and A.T. M y e r s , 1954. Origines of Dunites and olivin-rich Inclusions in basaltic Rocks. Amer. Mineralogist, vol.39, N.9-10.

R. B. S o s m a n , 1940. Evidence on the intrusion Temperature of Peridotites. Amer. J. Sci., v.35 A.

E. d e n T e x , 1963. Gefügekundliche und geothermometrische Hinweise auf die tiefe, exogene Herkunft lherzolithischer Knollen aus Basaltlaven. Neues Jahrb. Mineral. Monatshilfe, 9/10.

T.P. T h a y e r , 1946. Preliminary Chemical Correlation of Chromite with the Containing Rocks. Econ. Geol., vol.XLI, N 3.

K. K. T u r e k i a n and M. H. C a r r , 1960. The Geochemistries of Chromium, Cobalt and Nickel. Rep. of the 21-st Session Intern. Geol. Congr., 1960, part I. Copenhagen.

Th. W e i s e r , 1967. Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde über die Zusammensetzung von Chromiten. Neues Jahrb. Miner. Abhandl., 107, N.2.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	В в е д е н и е	5
I.	КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА	8
	1. Положение района в системе офиолитовых поясов Мало-азиатского и Армянского нагорий	8
	2. Краткий обзор стратиграфии и тектоники	11
	3. Полезные ископаемые	17
II.	ГЕОЛОГИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ	19
	1. Некоторые вопросы формационной принадлежности интрузивных пород офиолитовой серии Севанского хребта	20
	2. Гипербазитовый интрузивный комплекс	28
	3. Габброидный интрузивный комплекс	33
III.	Петрография и минералогия гипербазитов и габброидов	43
	1. Петрографическая характеристика пород	43
	а. Гипербазитовый комплекс	43
	б. Габброидный комплекс	48
	2. Особенности состава породообразующих минералов	61
	3. Акцессорные минералы	77
	а. Описание акцессорных минералов	78
	б. Некоторые закономерности распределения акцессорных минералов	92
IV.	ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРОИДОВ..	96
	1. Петрохимические особенности	96
	а. Гипербазитовый интрузивный комплекс	96
	б. Габброидный интрузивный комплекс	108
	2. Распределение некоторых микроэлементов в гипербазитах и габброидах	113
	3. Геохимические особенности пород гипербазитового и габброидного комплексов	144
	а. Гипербазитовый комплекс	144
	б. Габброидный комплекс	149
V.	НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРОИДОВ	157
	1. Гипербазиты	157
	2. Габброиды	171
	З а к л ю ч е н и е	181
	Л и т е р а т у р а	187

СУРЕН АШОТОВИЧ ПАЛАНДЖЯН

**ПЕТРОЛОГИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И ГАББРОИДОВ
СЕВАНСКОГО ХРЕБТА**

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

Ответ. редактор Г. А. Казарян
Редактор издательства В. Б. Андреасян

ВФ 03410 Изд. 3407 Заказ 501 Тираж 350
Сдано в производство 16.VII.1971 г., подписано к печати 27.VII.1970 г.
Печ. л. 12,75, изд. 12,46 л. Бумага № 1, 60×90¹/₁₆. Цена 1 р. 35 к.
Типография Издательства АН Армянской ССР, г. Эчмиадзин

Цена 1 р. 35 к.

294