

Ереванский государственный университет
Общество охраны недр

ГЕВОРКЯН Р.Г., ГЕВОРКЯН М.Р.

**ОФИОЛИТОВАЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА
АРМЕНИИ (ЮЖНЫЙ КАВКАЗ)**

Геохимия, петрология, полезные ископаемые
(самоцветы)

Ереван, ГЕОИД, 2003

Ереванский государственный университет
Общество охраны недр

ГЕВОРКЯН Р.Г., ГЕВОРКЯН М.Р.

**ОФИОЛИТОВАЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА
АРМЕНИИ (ЮЖНЫЙ КАВКАЗ)**

Геохимия, петрология, полезные ископаемые
(самоцветы)

Ереван, ГЕОИД, 2003



6095

УДК 550.4 (479.25)

ББК 26.301 (2Ар)

Г - 276

Печатается по решению Президиума Общества охраны недр

Р е ц е н з е н т ы: доктор геолого-минералогических наук,
профессор Б.Г.Безирганов
кандидат геолого-минералогических наук
О.П.Гуюмджян

Геворкян Р.Г., Геворкян М.Р.

Г -276 Офиолитовая палеокеаническая кора Армении (Южный
Кавказ)-Ер.: ГЕОИД, 2003.-259с.

В монографии впервые рассматривается широкий круг вопросов о роли пород офиолитовой ассоциации Армении в процессах магматизма и метаморфизма в условиях замыкания Мезотетиса и коллизии Евразии и Афро-Аравии.

Впервые разработаны методические принципы выделения петролого-тектонических (ПТ) формаций, выявлены и описаны ПТ формации ассоциации офиолитовых пород, оценены перспективы обнаружения полезных ископаемых, в том числе алмазов, гранатов и других самоцветов.

Предложен уникальный механизм превращения океанической коры в континентальную.

Книга предназначена для широкого круга специалистов, студентов, научных работников и предпринимателей.

ББК 26.301 (2Ар)

Г $\frac{1804020100}{0179(01)2003}$ 2003

ISBN 99930-900-5-0

© ГЕВОРКЯН Р.Г., ГЕВОРКЯН М.Р., 2003.

ԵՐԵՎԱՆԻ ՊԵՏԱԿԱՆ ՀԱՄԱԼՍԱՐԱՆ
ԸՆԴԵՐՔԻ ՊԱՅՊԱՆՈՒԹՅԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅՈՒՆ

Գևորգյան Ռ.Գ., Գևորգյան Մ.Ռ.

**Հայաստանի օֆիոլիտային պալեոսովհանոսյան կեղևը
(Հարավային Կովկաս)**

Երկրաքիմիա, պետրոլոգիա, օգտակար հանածոներ
(գունաքարեր)

Երևան, ԳԵՕԻԴ, 2002

**YEREVAN STATE UNIVERSITY
ENTRAILS PROTECTION SOCIETY**

Gevorkyan R.G., Gevorkyan M.R.

**Ophiolitic paleoceanic crust of Armenia
(South Caucasus)**

**Geochemistry, petrology, treasures of the soil
(semi-precious stone)**

Yerevan, GEOID, 2002

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия объектом пристального внимания геологов стал бассейн древнего океана Мезотетис, существовавший в мезо-кайнозое (фанерозое). Этому способствовало распространение концепции неомобилизма, что привело к коренному пересмотру установившихся с начала прошлого века взглядов на эволюцию Средиземноморского (Альпийского) пояса. В соответствии с новой концепцией тектоники плит, которая все еще сохраняет за собой шлейф "геофизической гипотезы", Мезотетис рассматривается как обширный океанический бассейн, продолжавший разделять Евразию и Афро-Аравию в мезозое (Пейве, 1969). Большинство исследователей полагают, что кора этого океана была практически полностью поглощена в результате ее погружения-субдукции, а в Альпийском поясе сохранились лишь ее отдельные фрагменты-останцы или реликты, представленные в настоящее время в виде "офиолитовых поясов".

Сделан ряд попыток палеотектонических реконструкций (Штоклин, 1974, 1977, 1984; Адамиа и др., 1981, 1984, Хаин, 1974, 1984; Зоненшейн и др., 1984, Вардапетян, 1984; Лордкипанидзе, 1985; Карякин, 1986 и др.), столкнувшихся с необходимостью комплексного изучения процесса эволюции главных геолого-тектонических событий и их корреляций с данными по офиолитовым поясам на палеоокраинах тектонических плит Евразии и Афро-Аравии.

Поскольку указанные реконструкции определенно подтверждают принадлежность современной территории Южного Кавказа, в т.ч. Армении, к активным континентальным и океаническим палеоокраинам, то изучение офиолитовых фрагментов представляет собой уникальную возможность восстановления истории исчезнувших геотектонических структур.

Таким образом, подобное исследование крайне необходимо для разработки петрогенетической модели магматизма и метаморфизма как активных окраин, так и в более широком смысле преобразования океанической коры в континентальную.

Цели и задачи исследования. Перед авторами стояли две основные задачи:

1. На примере одного из участков-сегментов коры палеоокеана Мезотетис, используя геологический, петрологический и геохимический материал по реликтовым фрагментам его палеокоры-офио-

литам Южного Кавказа, в т.ч. Армении, реконструировать процессы эволюции континентальных и океанических активных окраин.

2. Представить новую современную модель преобразования океанической и формирования новой континентальной коры фанерозоя.

3. Особое внимание уделяется методологии выделения петролого-тектонических формаций как физико-химических систем, сформировавшихся на основе конкретных геодинамических обстановок.

Фактический материал. В качестве основы для решения стоящих перед авторами задач послужили результаты многолетних полевых исследований фрагментов палеоокеанической коры — офиолитовой ассоциации в пределах Армении и сопредельных территорий (бассейны рр. Тертер, Левчай, Шальва, Неграм и т.д.). За годы работы над обширным фактическим материалом изучались: свыше 2000 образцов и петрографических шлифов; выполнены свыше 1200 полных химических анализов, из них более 500 авторские; 1500 рентгеноспектральных, спектральных анализов; 200 микронзондовых анализов минералов; около 80 рентгеноструктурных исследований минералов и 20 изотопных определений.

Некоторые из этих данных отражены в отчетах авторов совместно с работниками производственных и научных организаций: Управления геологии Армении (1974-1976), Львовского и Пермского университетов (1976), Института минеральных ресурсов Украины (1974), ГЕОХИ РАН (1978-1981). Авторы принимали активное участие в совместной разработке с сотрудниками ГЕОХИ, ИФЗ, ГИН РАН научной темы (шифр-0.74.01.02.03-НЗ-А): "Сравнительный петролого-геохимический анализ альпийских складчатых зон Южного Кавказа с современными континентальными окраинами Азиатско-Тихоокеанского подвижного пояса" в 1987-1990 гг. и в рамках данной темы проводили комплексное изучение опорных разрезов офиолитовых зон и мезо-кайнозойского магматизма различных геодинамических обстановок в пределах Южного Кавказа.

За годы своей работы авторы имели неограниченную возможность консультироваться с академиком В.Л.Барсуковым, Ю.С.Геншафтом, А.Ф.Грачевым, Л.В.Дмитриевым, Г.С.Закариадзе, С.К.Злобиным, Ф.В.Каминским, Ю.В.Карякиным, Л.П.Орловой, А.Я.Салтыковским, В.Л.Филиповым, А.Я.Шараськиным и др., а также пользовались систематическими консультациями и советами своих коллег С.Б.Абовяна, А.Т.Асланяна, Г.А.Казаряна, В.А.Агамаляна, Г.С.Ару-

тюняна, С.А.Паланджяна, С.И.Баласаняна, А.Н.Вартапетяна, А.Т.Ве-
гуни, Б.М.Меликсетяна, А.С.Павленко, М.А.Сатиана, А.Г.Тонаканяна
и др.

Всем вышеуказанным лицам выражаем свою признательность
и посвящаем результаты своих трудов светлой памяти покойных
коллег.

ГЛАВА 1. СХЕМА ПЕТРОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ (ПТ) ФОРМАЦИЙ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

1.1. Принципы выделения формаций

Формации магматических горных пород, в которые мы включаем все магматические породы, как несущие так и не несущие признаки происхождения из подкорковых источников, являются важнейшими составляющими вещественного состава складчатых областей, в том числе палеоокеанической и континентальной кор. Несмотря на грандиозный объем знаний, накопленных во всех отраслях геологической науки, "коровая" проблема еще очень далека от своего завершения. В значительной мере это связано с редкостью регионов, где был бы представлен полный эволюционный ряд развития магматических формаций с доступными наблюдению уровнями магматизма – от уровня зарождения расплавов до аллохтонных протрузий и экструзий.

Предлагаемая методология выделения петролого-тектонических (ПТ) формаций следует принципу выделения сначала в составе ассоциации квазиоднородных групп пород с признаками самостоятельности развития. При этом учитываются геологические, петрографо-минералогические и геохимические данные о породах, а далее используются математико-статистические оценки. Качественные представления о группах пород уточняются и углубляются детализированными петрохимическими и петрологическими данными о группах пород, составляющих данную ассоциацию. Это в свою очередь приводит к гибкости и легкой интерпретируемости петрохимических, минералогических, структурных и др. признаков.

Следовательно, современный формационный анализ - это не догматический свод канонов, а достаточно гибкий и многогранный метод изучения ассоциаций в полном их разнообразии. Как нам кажется, будущее формационного анализа - это именно **формационная петрология**, основанная на разработке строгого описательного языка **ассоциаций и серий-парагенезисов** пород. А затем должен следовать синтез самих магматических и тектонических процессов, необходимый для общей реконструкции эволюции литосферы.

В настоящее время формационный анализ приобрел значение эффективного метода познания в магматической геологии и металлогении, а его применение плодотворно в целом ряде направлений, в т.ч. изучении процессов эволюции палеоокеанической коры и ее преобразования в континентальную.

Формационный анализ, зародившийся как учение об условиях осадконакопления, в настоящее время усилиями русских геологов стремится к развитию современных геолого-тектонических представлений, на базе которых уже выделяются дочерние – плутонические (магматические) – рудные и другие формации.

Формации являются важнейшими составляющими вещественного состава океанической и континентальной ("гранитной") коры. В этом отношении уникальное явление в Евразии, а возможно, и во всем мире, представляет Тавро-Кавказский регион, протягивающийся огромной дугой между Русской и Аравийской платформами (Асланян, 1984) и особенно его центральная часть, охватывающая Понтийско-Малокавказско-Эльбурский пояс. Он отличается очень большой шириной (до 2500 км) и линейно-мозаичным строением, отражающим последовательное наращивание ряда складчатых сооружений с севера на юг мезозойско-кайнозойской геотектонической эпохи. Главные этапы тектогенеза и соответствующие им структуры оказались маркированными магматическими формациями, каждая из которых несет вполне определенные петрологические и геохимические признаки.

Для магматических пород различного типа наиболее приемлемо понятие крупной систематической единицы – **региональной ПТ формации**. Здесь подразумевается группа пород, сформированная на конкретном этапе развития данной геологической структуры, сопровождаемая постоянными петрографическими и геохимическими признаками, отражающими общие особенности условий и механизмов образования расплавов и пород.

При этом под ПТ формацией подразумевается уже вневременная категория, а однотипные формации могут быть конвергентны в структурах разного возраста (герцинских, альпийских и др.). Петролого-тектонические формации в таком понимании близки к представлениям Н.П.Хераскова (1967), О.А.Богатикова и А.М.Борсука (1987). Принцип конвергентности формаций открывает широкие возможности для проведения сравнительного анализа разновозрастных, но аналогичных в генетическом отношении магматических комплексов.

Региональные ПТ формации по своей сути являются физико-химическими (Булынников, 1965), и в их основе заложено изучение минерального (фазового) и химического составов пород с внутренними (экстенсивными) и внешними (интенсивными) факторами состояния. Для интрузивных пород внутренние факторы — содержания инертных компонентов, а внешние — потенциалы подвижных компонентов.

Ранее на основе анализа упомянутых факторов состояния (Павленко и др., 1965, 1972, 1974) предложена классификация формаций, представляющая собой также физико-химическую систему с набором типоморфных фаз — минералов. Здесь каждую формацию можно изобразить на пучковых диаграммах с координатными осями, представленными значениями потенциалов вполне подвижных виртуальных компонентов. Дивариантные поля пучковой диаграммы для каждой формации представляют собой определенные минеральные фации, а их парагенезисы устойчивы в пределах строго определенных уровней и соотношений вполне подвижных компонентов. При одной и той же температуре составы равновесных фаз (минералов) в разных фациях различны, и для каждой из фаций характерны лишь присущие ей пути котектической и эвтектической кристаллизации. Отсюда вытекает и процесс кристаллизации последовательных составов, известных под названием **серий-парагенезисов магматических пород**, которые скорее представляют собой целые участки вдоль котектических кривых кристаллизации на диаграммах плавкости.

Наименьшей единицей принято обозначать **температурную фракцию, либо температурную фацию**, которая ввиду различий схем кристаллизаций пород различных фаций будет обладать типоморфными лишь для данной фации свойствами и составами минералов. В наиболее обобщенном виде фракции минералов в одной и той же формации отличаются составами и количеством сосуществующих фаз (минералов).

Эффузивные породы, ввиду присутствия в них лишь ограниченного числа температурных фракций отдельных структурных петрографических групп минералов, можно сравнивать с составами только соответствующих им фракций интрузивных пород. В связи с этим эффузивы практически не могут иметь идентичных аналогов интрузивных пород и представляют собой лишь их температурные фации. Рассмотрение эффузивов с изложенных позиций, как незави-

симых формационных типов пород, было бы неверным (Павленко и др., 1974).

Следовательно, **ПТ формации, являясь физико-химическими**, могут быть сложены минеральными фациями, обязанными своим появлением сложным процессам геотектонической обстановки и условий кристаллизаций.

Такой подход к широко обсуждаемым в литературе формациям позволяет с надежностью соединить представления о типах структур геодинамических обстановок с механизмом образования расплавов, механизмом изменения этих расплавов и образования соответствующих типов пород. А в конечном итоге, становится возможным выяснение геолого-геохимической обстановки формирования ведущих групп рудных элементов и их месторождений в связи с формациями определенных типов.

Таким образом, в основу наших исследований положен **формационный принцип** - метод изучения магматических пород, разработанный Ю.А.Кузнецовым (1964) и развитый О.А.Богатиковым (1987), который сочетается с методом парагенетического анализа минералов Д.С.Коржинского (1957) и далее развитым в работах А.А.Маракушева, А.С.Павленко, Л.В.Дмитриева, Л.Л.Перчука и др.

В свете идей мобилизма группой авторов (Гейве и др., 1970 - 1980) разработана схема вещественных соотношений океанической коры с континентальной, Альпийские структуры Армении, так же, как и палеозойские (Монголия, Урал, Гарц), сложены ПТ формациями магматических, метаморфических и др. пород. Применение методологии формационного анализа к концепции геодинамики литосферных плит на примере магматизма Армении является новым направлением, призванным использовать "рациональные зерна" классической геосинклинальной теории и идей плитовой тектоники.

Для Армении идеи формационного подхода впервые изложены А.Т.Асланяном (1957, 1970), где охарактеризованы фации пород, связанные со сменой тектонических циклов. Формациям серьезное внимание уделял А.А.Габриелян (1956, 1967, 1968), вместе с ним к формационному анализу магматических пород Армении в разное время обращались: С.И.Баласанян (1968, 1975), Г.П.Багдасарян (1968, 1970, 1972), К.А.Мкртчян (1962, 1963, 1964), Г.П.Багдасарян, Р.Л.Мелконян, Б.М.Меликсетян, Р.Т.Джрбашян и др. (1972, 1974); рудные формации изучались И.Г.Магакьяном (1970) и др.

Изданы специальные карты магматических формаций Армении масштаба 1:500000 (Адамян, Габриелян, Вегуни и др., 1968).

Значительный вклад в дело разработки и расчленения многих типов формаций палеогенных пород Армении и сопредельных стран внес А.Т.Вегуни (1972, 1978, 2001). В частности, этим автором изучались стратифицированные формации палеогена Армении; совместно с А.Т.Асланяном А.Т.Вегуни (1970, 1972, 1974) составлены структурно-тектонические карты Армении масштаба 1:600000 и крупнее. В основу своих последующих построений авторами положены разработанные в работах А.Т.Асланяна (1957) принципы формационного подхода, насыщенные фундаментальной петролого-тектонической и геохимической информацией, интерпретируемые в понимании А.С.Павленко (1974 -1976).

Однако формационный анализ выдвинул прежде всего самое главное требование - **системность** в подходе к различным вопросам тектоники, магматизма, металлогении и стратиграфии.

Разработанные группой авторов ИГН НАН РА "Магматические и метаморфические формации" (1981) являются значительным вкладом - "выявляют направленный характер геологической истории Антикавказа" и строго привязаны к определенным этапам геотектонического развития территории Армении. Эти формации являются по своей сути общегеологическими.

Предлагаемые ПТ формации Армении призваны придать им новый геодинамический смысл и дополнить генетической – физико-химической и геохимической информацией. Следовательно, известные из ранних работ магматические формации, совершенно справедливые в своей основе, получают новое звучание и готовы служить своей основной задаче - прогнозированию рудных месторождений.

1.2. Петролого - тектонические формации пород офиолитовой ассоциации

Несмотря на длительную и усиленную разработку многих концепций о магматических породах, в настоящее время **единого представления** даже о таких крупных номенклатурах, как магматический комплекс или формация, не выработано. Нами предпринята попытка сопоставления этих понятий, утвердившихся на данный момент в разных научных школах как на примере России, так и Армении.

Из рассмотрения результатов этой работы явствует, что границы петрологически (петрографически) формализуемой системы

определяются, как правило, целью исследований. В качестве наиболее удачной систематической единицы для формационной типизации избрана ПТ формация, основанная, с одной стороны, на петрологической типизации по Ю.А.Кузнецову (1964), а с другой - по Д.С.Коржинскому (1957) и его школы.

Все группировки ультрамафит-мафитов (габброидов) и вулканогенно-осадочного комплекса рассматриваются в сочетании с учетом их последующей постмагматической эволюции в коре – метаморфизмом, гибридным, гранитизацией и контаминацией.

Принадлежность ультрамафит-мафитовых массивов к той или иной формации обычно основывается на упрощенных принципах традиционной магматической или "розенбушевской" модели – массивы являются типичными образованиями базальтовой либо гипербазальтовой магмы, время становления которой определяется возрастом вмещающих толщ. Именно таким путем определена длительная история становления ультрамафит-мафитов, поставившая Южный Кавказ в ряд уникальных геологических объектов, поскольку трех-четыре даже двухкратного, внедрения ультраосновных магм в одной и той же структуре нигде в мире больше не отмечается (Книппер, 1975).

Считается, что несмотря на разработанное понятие о формациях вообще, как закономерно повторяющихся в разные геологические периоды ассоциаций горных пород и связанных с ними полезных ископаемых, для гипербазитов нет возможности четкого выделения формаций (генетических, парагенетических, структурно-тектонических, метаморфических и т.д.).

В связи с этим обстоятельством за рубежом выделяют "альпинотипные комплексы" гипербазитов складчатых областей и "стратиформные", чаще платформенные, в которых основные и ультраосновные (ультрамафит-мафитовые) породы последовательно сменяют друг друга, напоминая напластования осадочных пород. В бывшем Советском Союзе при формационных систематизациях этих пород чаще всего исходили из генетических представлений о составе и числе исходных магм. Так, Д.С.Штейнберг (1969) соответственно исходным магмам выделял две формации ультраосновных пород: перидотитовую и базальтоидную, а И.Д.Соболев (1972) по железистости однотипных петрографических разновидностей гипербазитов выделяет уже три формации: магнезиальную, железистую и кальциевую (гипермагбазитовую, ультрафербазитовую и ультракальбазитовую). Н.П.Михайлов (1971), признавая две исходные, выделяет че-

тыре производные ассоциации перидотитовой и шесть - базальтовой магм.

Ю.А. Кузнецов (1964), исходя из анализа фактов, поддающихся проверке, выделил главные принципы классификации магматических формаций, а С.В.Москалевой (1975) на основе сформулированных Ю.А.Кузнецовым признаков выделены: дунит-гарцбургитовая и дунит-пироксенит-габбровая формации, которые с определенными оговорками сопоставляются: первая - с альпинотипными гипербазитами (серпентиниты), вторая - со стратиформными комплексами. Соответственно всем этим построениям развиваются представления подавляющего большинства исследователей, придерживающихся магматической концепции происхождения ультрамафит-мафитов Южного Кавказа и, в т.ч. Армении (Асланян, Абовян, Паланджян, Казарян и др.). Так, если С.Б.Абовян (1981) выделяет габбро-перидотитовую формацию, объединяя гипербазитовые и габброидные интрузивы на основе изначальной базальтовой магмы, то С.А.Паланджян выделяет дунит-гарцбургитовую и габбровую формации, разъединяя, по существу, единые массивы.

В итоге, в литературе по Южному Кавказу отсутствуют даже устоявшиеся представления о границах и названиях массивов.

В настоящее время классическая магматическая концепция, трактующая происхождение альпинотипных гипербазитов и постоянно ассоциирующих с ними габброидов как продуктов интрузивного становления ультраосновной или базальтоидной магмы на месте внедрения, или на глубине до перемещения, не может удовлетворить интегрирования знаний в приложении ко всей сумме накопленных фактов о гипербазитах как природных объектах (Добрецов, Книппер, Морковкина, Коновалова и др.). Отсутствие даже небольших признаков температурного воздействия на вмещающие породы в громадных по величине массивах тем более необъяснимо, что они содержат непереработанные ксенолиты вмещающих пород, а по данным эксперимента ультраосновные магмы представляются наиболее высокотемпературными из всех известных, агрессивными и крайне неустойчивыми на дневной поверхности. Наличие в массивах запрещенных при высоких температурах парагенетических ассоциаций, пестрота составов, несоответствие внутренней структуры массивов их форме и т.п. подтверждает мнение Ф.Ю.Левинсон-Лессинга (1934) о сомнительном существовании ультраосновных магм в природе. Даже попытки усовершенствования магматической концепции, путем введения квазижидких состояний расплава по наличию

щелочно-ультраосновных эффузивных аналогов (Hess, 1962, Шейнманн, 1969), сталкиваются с непреодолимыми трудностями объяснения геохимических особенностей становления таких магм (некогерентные элементы, вода, особенности металлогенической специализации, способа их продвижения к поверхности (Рингвуд, 1970, Москалева, 1962 и др.). Не менее сложными представляются объяснения несоответствия древнего, зачастую длительного, становления гипербазитов с возрастом непосредственно их вмещающих осадочных толщ (Пейве, 1969, Соколов, 1977 и др.), соотношений гипербазитов с плоскими массивами постоянно сопровождающих их габброидов и считааемых комагматами (Волохов, 1970). Выход из этих затруднений многие петрологи начали искать в метаморфизме первично магматических пород (Рудник, Жданов, Штейнберг), в частности, серпентинизации и пироксенизации, как отражений неустойчивости первичных составов на дневной поверхности. Однако параллельно С.В.Москалевой был показан первично пироксеновый (гарцбургитовый) состав гипербазитов и показано развитие регенерированных по серпентинитам дунитов в заключительные стадии развития массивов за счет десилификации энстатитов.

В.Ф.Морковкиной на громадном петрографическом и геологическом материале убедительно показана первично диспергитная природа серпентинитов Армении, а все петрографическое разнообразие, особенности внутреннего строения массивов, взаимоотношения слагающих пород и их количественные соотношения — следствие метаморфической истории (эволюции) диспергит-субстрата, отражающего специфику геологического развития той или иной области или массива.

Эта монография явилась существенным дополнением в гипотезу холодного, протрузивного становления гипербазитов, развиваемую А.В.Пейве и его учениками. Однако вопросы петрологии базитов в этой работе не нашли существенного развития.

О.Г.Коноваловой (1977) найден принципиально новый путь объяснения происхождения габброидов при механохимическом преобразовании осадочно-вулканогенной кровли под воздействием поднимающихся масс диспергит-серпентинита. Ею на убедительных примерах изучения альпинотипных гипербазитов Кузнецкого Алатау и Салаира показано образование габброидов за счет глинисто-карбонатной кровли серпентинита.

Таким образом, знания о природе гипербазитов в настоящее время находятся в стадии пересмотра, а потому развитие представ-

лений о факторах поиска связанных с ними полезных ископаемых нельзя считать утвердившимися. Лишь некоторые, эмпирически полученные сведения о локализации тех или иных видов полезных ископаемых, могут быть использованы для прогнозов и в практике поиска полезных ископаемых, связанных с гипербазитами.

Генезис габброидных-мафитовых комплексов в составе офиолитовых серий на сегодня менее расшифрован, чем становление гипербазитов-ультрамафитов. С одной стороны, вне сомнений, их более позднее по отношению к гипербазитам образование зачастую более молодое, чем отложения осадочных пород вмещения; с другой стороны - тесное взаимовременное объемное проникновение с гипербазитами. Именно в габброидах выявлены запрещенные петрологически при высокой температуре ассоциации минералов, с одной стороны, и наличие роговиковых контактовых фаций с осадочными вмещающими породами - с другой. Габброиды не повсеместны в составе офиолитов; их локализация сопряжена с участками наиболее мощного проявления серпентинитов, но расположены они по какой-то меридиональной сети, поперечной по отношению к простиранию офиолитовой структур. Гипсометрически они залегают, как правило, (не всегда), выше гипербазитов и образуют плоские, субгоризонтально лежащие, ортогональные по отношению к серпентинитовым пластинам массивы значительных размеров, но небольшой мощности (первые сотни метров). Таким образом, создается впечатление, что габброидные комплексы играют роль покрышки, являются кровлей серпентинитов. По-видимому, в связи с пилообразным контактом линз серпентинита с габброидами, создается впечатление их взаимопересечений. Габброиды имеют явно рвущие, интрузивные (не тектонические) контакты с вмещающими осадочными породами офиолитовой серии; более молодой их возраст по отношению к этим породам доказывается и определениями абсолютного возраста, которые для гипербазитов в сравнении с осадочными породами вмещения показывают обратные соотношения.

Среди ряда классификаций магматических формаций наиболее признана система Ю.А.Кузнецова (1964), где структурно-тектонические признаки являются главными. Эта система формаций в значительной степени дополнена в области формаций ультрамафитов-гипербазитов П.Уилли (Wyllie, 1967) и А.С.Павленко (1972) для геосинклинальных формаций. Последним было показано, что габбро-диорит-плагиогранитная раннеорогенная формация и норит-гранодиоритовая позднеорогенная являются верхнекоровыми палин-

генными, а гибридные "банатитовые" формации несут признаки зарождения в базитовом слое нижней коры.

Последовательность формирования формаций, связанных с развитием геосинклиналей фемического типа приведена Г.М.Заридзе (1974).

При выделении ПТ формаций пород офиолитовой ассоциации используются три группы признаков:

1. Петрографо-геохимические признаки объединяемых в формацию пород, составляющие в комплексе принадлежность только данной формации.
2. Место формации в последовательности генерации магм, отвечающих отдельным этапам тектонического развития.
3. Приуроченность к определенному типу тектонических структур.

Эти признаки позволяют выделить для пород палеоокеанической коры - офиолитовой ассоциации Южного Кавказа, в том числе для территории Армении - три комплекса: гарцбургитовый, габброидно-полосчатый, вулканогенно-осадочный и среди них соответственно следующие ПТ формации: (табл.1.1).

- гарцбургитовая (мантийная);
- габброидная (полосчатый комплекс);
- габбро-амфиболитовая;
- глаукофан-альмандиновая (квазиэклогитовая);
- базальт (диабаз)-кератофир-кремнистая (океаническая);

При этом каждая из формаций представлена определенной серией-парагенезисом пород:

- ультрамафитовая (мантийная)-апогарцбургиты и лерцолиты;
- реакционные ультрамафиты - дунит-1 и метадуныты, ортопироксениты, плагиопериодотиты-верлиты-вебстериты клинопироксениты;
- ультракальмафиты - дунит-2, оливиниты, оливиновое габбро и др.;
- дайково-экструзивная - пикриты, пироксениты, анортозиты и др.;
- эффузивная - оливиновый, толеитовые и др. базальты, бониниты;
- кремнисто-карбонатная - радиоляриты (яшмоиды), кремнистые известняки, граувакки и др.

Прежде чем перейти к рассмотрению в последующих главах отдельных формаций, необходимо напомнить следующее.

1.Выделяемые ПТ формации вневременные категории и однотипные формации могут развиваться конвергентно в структурах

разного возраста. Все виды ПТ формаций охватывают различные признаки: тектонические стадии развития и типы коры; геологические ассоциации и комплексы; петрологические серии и парагенезисы.

В пространственном отношении они привязаны к определенным структурно-формационным зонам или блокам коры с значительной автономией истории геотектонического развития в условиях поступательного сближения между собой Восточно-Европейской (Скифской) и Афро-Аравийской (Иранской) континентальных плит и размещенного между ними палеоокеана Мезотетис (юра - верх. мел).

Таблица 1.1.

**Схема петролого-тектонической эволюции процессов магматизма и метаморфизма пород
Армении (Южный Кавказ) в позднем фанерозое (мезо-кайнозое)**

Стадии	Тектонические		Геол. ассоциации	ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ		Петролого-тектонические формации	Структурно-формационные зоны распространения	
	Этапы	Типы коры		Серии	Парагенезисы			
ПЕРЕХОДНАЯ	(N ₁ ³ - Q)	IV	неокоровая (невулканическая)	известково-щелочная	трахидацит, трахириолит, трахибазальт, трахиандезит	трахиандезито-базальтовая	Области завершённой складчатости и вулканических дуг: Арарат - Арагац - Араилер; басс. оз. Севан - Гегамское нагорье; Айоцдзор; Базумо-Памбак и Зангезур	
				известковистая				риолито-дацит, кв. андезит, дацит, риолит, андезит, андезито-дацит, андезито-базальт (долерит-ол)
	(P ₂ - N ₁ ³)	III	активно-окраинная (Андийская)	щелочно-толеитовая	гранит, гранит-порфир, гранит-аплит, граносиенит, порфириновый сиенито-гранит	калиево-гранитная	сиенитовая	Сиалическая зона типа активной окраины континента и передового сучивания (складчатости); Базумо (Мисхано)-Зангезурская или Центрально-Армянская
					фонолит, тефрит, сиенит-порфир, псевдолейцитовый порфирит, трахит, трахисиенит, эпилейцитовый порфирит			
					сиенито-диорит, кв. сиенит (нордмаркит), псевдолейцитовый нефел, сиенит, щел. сиенит, нефел, сиенит			
	до P ₂	II	активно-окраинная (Андийская)	толеитовая	монцогранит, кв. монзонит, монзонит, монцодиорит, габбро-монзонит, тингуаит, шонкинит, габбро-эссексит	банатитовая		
					гранодиорит, кв. диорит, диорит, габбро-диорит, габбро (ол, амф, би), норит (ол), габбро-норит, габбро-пироксенит			
	(J _{1,2} - K ₂)	I	островодужная	щелочно-земельная	трахидацит, дацит, андезитодацит, андезит (порфирит), кв. андезит, базальт, андезито-базальт	андезитовая (порфиритовая)	плагиигранитная	Энсиалическая зона типа островной дуги; Сомхето-Карабахская (Кафанская)
					плагипорфир, кв. плагипорфир, риолит, альбитофир, плагиигранит, плагиириолит			
					трондьемит, гранодиорит (адамелит), диорит, кв. диорит (тоналит), габбро, габбро-диорит			

ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКАЯ (ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬ)			
(J ₁₋₂ - K ₂)			
Океанический (Мезотетис)			
Аллохтонно-олисторомовый комплекс (цветной меланж)			
ОФИОЛИТОВАЯ			
гарцбургитовый комплекс		расслоенный (полосчатый) комплекс	вулканогенно-осадочный комплекс
ультрамафитовая (мангитиная)	реакционно-ультрамафитовая	ультрамафитовая мафитовая	Базиты (пигулавы, экструзии, шитед-комплекс)
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	средние (экструзии, дайки)
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	Сигилиты (экструзии)
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	архиплит, аверропит, гравлака, туфконгломерат, кремнистые известняк
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	риолито-дацит, трахидацит, дацит, трахит, кератофир
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	трахиандезит, андезитодацит, микродиорит, кв. андезит, диорит-порфирит, андезит, андезито-диорит
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	андезитобазальт, щел. толеит, толеитовый базальт, (долемит), базальт (ол, высококальциевый-магнезальный), пикрит, бонинит
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	парагабброиды (габбро-алливалиты); плагиотрансформиты; анортозит, габбро, зварит (ол, габбро), троктолит, парадицит, оливинит, вебстерит, верлит, габбронорит, норит (ол), клинопироксенит
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	метабазиты: тоналит-амфиболит
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	метабазиты: спилито-диабаз, габбро-диабаз, хосровит
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	кремнистые сланцы: филлиты
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	зеленые, ловсонитовые, куммингтонитовые сланцы
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	глаукофановые сланцы
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	Родингиты
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	Гранат-амфиболовые сланцы (эколиты)
АЛЬБИТЫ, ЖАДЕИТЫ			
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	толеит-кератофир-кремнистая (океаническая)
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	метабазит-амфиболитовая (метагабброидная)
ультрамафитовая (мангитиная)	ультрамафитовая	ультрамафитовая	глаукофан-альмандиновая (квази-эколитовая)
Эксиматические зоны типа окраинного моря: Амасия-Севано-Акеринская (Присеванская), Вединская (Южная) и Зангезурская (шовная)			

Продолжение таблицы 1.1.

ГЛАВА 2. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОТЕКТЕНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ (ЮЖНЫЙ КАВКАЗ) В МЕЗО-КАЙНОЗОЕ (ФАНЕРОЗОЙ)

2.1. Обзор общего геотектонического развития

Армения располагается в центральной части мегантиклинория Южного Кавказа, который в свою очередь является составной частью Понт- Малокавказской дуги Среднеземноморского (Альпийского) складчатого пояса. Мегантиклинорий образует сложную систему складок, протянувшихся до 400 км и шириной до 180-200 км. (Асланян, 1981, 1984) (рис.2.1)

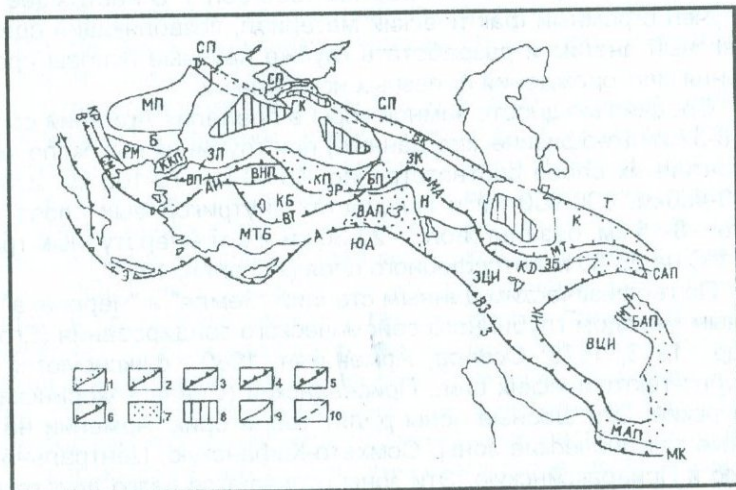


Рис.2.1. Тектоническая схема центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса (Лордкипанидзе, 1985)

1-Границы между структурными областями; 2-5-офиолитовые шовные зоны: 2- палеозойские, 3-мезозойские, 4-палеозойско-мезозойские; 5-поздне меловые-раннепалеогеновые; 6-зоны активной субдукции; 7-офиолитовые аккреционные призмы; 8-области с субокеанической корой; 9-10-границы тектонических зон-установленные и предполагаемые.

Тектонические единицы: Б – Стара Планина и Предбалкан; БАП – Забол-Балуджская аккреционная призма; БК – Большой Кавказ; БП – Байбуртский покров; ВАП – Ванская аккреционная призма; ВЦИ – Восточный Центральный Иран; ВПН –

Внутренний Понт; ГК – Горный Крым; Д – Северная Добруджа; З – Внешний Загрос; ЗК – Закавказский массив; ЗП – Западный Понт (Стамбульский покров); К – Копетдаг; КБ – Киршехирский блок; КП – Кюрейский покров; КР – Крайштиды; М – Мизийская плита; МАП – Макранская аккреционная призма; МТБ – Мендерес-Таврский блок; РМ – Родопский массив; САП – Сабзеварская аккреционная призма; СМ – Серебро-Македонский массив; СП – Скифская плита; Т – Туранская плита.

Офиолитовые шовные зоны: А – Южноанатолийская; АН – Анкара-Измирская; В – Вардарская; ВЗ – Высокого Загроса; ВТ – Внутритаврская; ИК – офиолитовое кольцо Центрального Ирана; МКА – Малокавказская; МТ – Мешхед-Тальшская.

Зоны субдукции: Э – Эллинская; МК – Макранская.

Армения является одной из наиболее изученных в геологическом отношении стран (данные крупномасштабных геологических, геохимических, геофизических съемок 1950-90 гг.). В настоящее время получен огромный фактический материал, позволяющий сделать комплексный анализ и разработать глубже научные основы прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

Средняя мощность земной коры в пределах Армении составляет 48-52 км (геофизические данные) при глубинах высокопроводящих мантийных слоев соответственно: 45-50 км, 70-100 км, 220-260 км, 440-460 км, 800-900 км и мощностях внутрикоровых слоев: гранитного – 8-15 км, базальтового – 25-30 км и с температурным градиентом 1°С на 25-30 м литосферного слоя (Асланян, 1981).

По геофизическим данным станций "Земля" и "Черепаша", полученным методом глубинного сейсмического зондирования (Егоркина и др., 1973, 1978; Осипов, Арменакян, 1980), фиксируются два структурно-тектонических шва: Присеванский (Севано-Акеринский) и Зангезурский. Эти шовные зоны делят территорию Армении на три основные тектонические зоны: Сомхето-Кафанскую, Центрально-Армянскую и Приараксинскую. Эти зоны отличаются резко друг от друга глубинным строением и историей геологического развития. Центрально-Армянская складчатая зона ограничена с севера Севано-Акеринским поясом, при небольшой глубине залегания фундамента 3-8 км. В пределах зоны зафиксированы крупные площади гравитационных и магнитных аномалий.

Исторически сложились две генеральные точки зрения на неотектоническое развитие территории Армении, как составной части Альпийской складчатой области:

I – классическая геосинклинальная (фиксистская) концепция, которой посвящено наибольшее количество исследований, выполненных в 1920-1985 гг. С.Б.Абовяном, А.С.Аванесяном, А.Т.Асланя-

ном, С.И.Баласаняном, А.Т.Вегуни, А.А.Габриеляном, Е.Е.Милановским, К.А.Мкртчяном, С.С.Мкртчяном, К.Н.Паффенгольцем, В.П.Рентгартеном, М.А.Сатианом, О.А.Саркисяном и многими другими.

II – мобилистская, концепция - с 1975 по 2003гг. Основанная на идеях глобальной тектоники плит, которая отражена в работах В.А.Агамаляна, Ш.А.Адамия, А.Т.Асланяна, А.Н.Вартапетяна, Т.А.Гасанова, Р.Г.Геворкяна, Г.С.Закариадзе, Л.П.Зоненшейна, Ю.В.Карякина, А.Л.Книппера, М.Б.Лордкипанидзе, А.А.Садояна, М.А.Сатиана, С.Д.Соколова и др.

С позиций классической (I) концепции геологическое строение территории Армении представлено породами почти всех эпох, начиная от эопалеозоя (кембрий-докембрий) до антропогена и характеризуется широким спектром морских, континентальных и вулканических образований. Однако наибольшее развитие все же получили разнообразные вулканы, которые покрывают значительную часть территории республики.

Стратиграфический разрез в пределах Армении сходен с классическими разрезами других областей Средиземноморского (Альпийского) пояса - Южной Европы, Балкан, Кавказа, Малой Азии и Среднего Востока (Асланян, 1984). Преимущественной особенностью строения региона является завершение разрезов молассовыми или галогенными фациями (Приараксинская зона - Араратская котловина). Осадочные фации шире распространены в синклиорных прогибах и составляют мощные толщи (иногда более 4-5 км). Они фиксируются на всех стадиях развития. Большинство кайнозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций (Дзоценидзе, 1969; Вегуни, 1978) Армении сформировалось в небольших бассейнах, а глубоководные отложения имеют ограниченное распространение.

Характерной чертой геологического строения Армении является широкое участие во всех системах магматических пород, чередующихся с нормально-осадочными толщами. Вулканогенные фации охватывают время от эопалеозоя до плейстоцена и представлены лавами и пирокластическими образованиями преимущественно щелочно-земельного ряда. Среди молодых лав значительное место занимают также породы липаритового, липарит-дацитового ряда, они развиты в верхнем плиоцене и антропогене в ареалах вулканов Арагац, Артени, Ишхан-сар и Гегамского нагорья, где представлены также гигантскими покровами туфов типа игнимбритов и андезит-базальтовых, дацитовых лав. Последовательность лавовых излияний преимущественно синдромная (дифференциаты от основных к кис-

лым), однако часто встречаются также группы потоков с антидромной – обратной последовательностью излияний вулканизма (разрезы Центральной Армении). Центры и трещины извержений, как правило, носят линейный характер (Баласанян, 1968; Вегуни, 1969).

Интрузивный магматизм проявлен также достаточно широко и обнаруживает петрохимические черты, присущие Средиземноморской магматической провинции (Баласанян, 1968). Наибольшим распространением пользуются различные габброиды, габбро-диориты, диориты и гранодиориты и несравненно меньше развиты граниты и щелочные породы. Преобладающая часть глубинного – интрузивного – магматизма носит, как и лавы, щелочно-земельный характер, относясь генетически к дифференциатам континентальных серий толеитовых магм. Магматическая деятельность приурочена также к определенным тектоническим этапам и эпохам (средне-верхняя юра, мел, палеоген).

При детальном рассмотрении тектонического строения отчетливо проступает к северу от дуги Ани-Арагац-Аждаак (Гегамское нагорье)-Ехегнадзор-Ордубад альпийский (эвгеосинклиальный) тип развития с преобладанием мощных излияний щелочно-земельных лав андезито-базальтового типа и плагиогранит-гранодиоритовых интрузий, а к югу от указанной дуги – (миогеосинклиальные) нормально-осадочные образования.

Ультрамафиты и мафиты имеют поясовое пятнистое залегание в виде пластин, чешуй и интенсивно тектонизированы, образуя "цветной меланж", олистромы и олистолиты.

По А.Т.Асланяну (1958,1970), северная – эвгеосинклиальная – провинция верхов фанерозоя подразделяется на два оротектонических пояса – Антикавказский и Севанский, а каждый из них в свою очередь состоит из ряда зон (подзон). Ширина зон – 35-40 км, располагаются они параллельно друг к другу и совместно слагают дуги Южного Кавказа.

На современном этапе в связи с развитием концепции (II) тектоники плит в отношении геологии Кавказа А.А.Ковалев и Ю.В.Карякин (1977), вслед за А.Л.Книппером (1975), пришли к интересному выводу, что палеоостровные дуги сыграли серьезную роль в фанерозойской истории Кавказа. Ее авторы полагают, что Южнокавказский сегмент Альпийского складчатого пояса представляет собой регион соотношения в режиме сближения Восточно-Европейской, Африкано-Аравийской платформ и океанической коры Мезотетиса.

Одновременно с возникновением островной дуги южного склона Большого Кавказа в юрское время образовалась юрско-меловая система островной дуги Южного Кавказа, сложенная мощной (до 3000 м) андезито-базальтовой (порфиритовой) толщей лав и прорванная плагиогранитами. Именно с ней связаны знаменитые медно-колчеданные руды Алаверди, Ахталы, Шамлуга, Кафана и Шаумяна.

Офиолитовая ассоциация Севано-Амасийской (Акеринской) зоны сформировалась в ходе столкновения юрско-меловой островной дуги с пассивной окраиной Иранского мезоконтинента. В неокоме меланжевые комплексы серпентинитов вместе с хромитами (оз.Севан – с.с.Джил, Шоржа) и другими членами офиолитовой ассоциации претерпели интенсивные процессы пластических деформаций (выдавливаний) и перемещений. (Книппер, 1971).

Согласно генетической гипотезе А.А.Ковалева, Ю.В.Карякина (1977), благодаря этому столкновению островной дуги с Иранским мезоконтинентом возникли трансформные разломы, что привело к расчленению дуги, частичному поглощению окраинной океанической коры (Зангезур, район к югу от Гориса) и выводу на поверхность шельфовых отложений мезоконтинента. К северу же от этого разлома отчетливо проявились породы Присеванского офиолитового шва.

После реализации такого столкновения периферия Иранского мезоконтинента в пределах Армении стала похожа на современную континентальную окраину андийского типа. Так, именно этому обязан интенсивный палеогеновый (эоцен-олигоцен) вулканизм и внедрение монзонитоидов - банатитов, сиенитов, калиево-гранитной и др. формаций с сопряженными с ними известными медно-молибденовыми и медно-порфиристыми рудами (Анкаван, Каджаран, Дастакерт, Агарак).

В итоге, этими же авторами предлагается оригинальная схема геотектонического районирования Кавказа, с выделением шести геотектонических единиц. Данные проведенного анализа геологической эволюции Кавказа показывают, что в указанном регионе - части альпийского складчатого пояса - можно выделить новый тип орогенов столкновения, названный "кавказским" (промежуточным). Этот тип столкновения континентов с позиций тектоники плит отличается своей незавершенностью, что подтверждается продолжающимися в регионе сейсмическими и вулканическими процессами.

Проведенный позднее Ю.В.Карякиным (1979) дискриминантный анализ петрохимических характеристик разновозрастных базальтовых щелочно-земельных серий Кавказа подтвердил указанные

палеорекострукции и позволил показать возможность развития юрско- меловой островной дуги Южного Кавказа (северная окраина Иранского мезоконтинента) в энсиалическом режиме, т.е. на континентальной коре с выведением на поверхность гранитно-метаморфического фундамента (Арзакан-Апаран, Храм, Лок и др. массивы); а также принадлежность региона к типу активной окраины андийского типа.

В дополнение к изложенному Г.С.Закариадзе и А.Л.Книппер (1983) придают серьезное значение австрийской фазе (поздняя юранный мел) складчатости (по Г.Штилле) в Средиземноморском поясе в вопросе смены процессов растяжения тектоническим сжатием, давшим начало сближению Африканской и Евроазиатской плит. Как следствие, произошло возникновение серии островных поднятий-дуг с типоморфным проявлением известково-щелочного вулканизма и плагиогранитных интрузий (Южный Кавказ). Ш.А.Адамия (1983) и М.Б.Лордкипанидзе (1986) также подчеркивают важную роль в формировании структуры альпийского пояса Кавказа сближение Евроазиатского и Африкано-Аравийского континентов и образование глубоких трогов – рифтов с активным базальтоидным вулканизмом.

С учетом реальных обстановок высказывается мнение (Успенская) о признаках рифтования-раскалывания домезозойского континента и заложения палеокеана Мезотетиса уже на древней континентальной коре, который впоследствии, в позднем мезозое, подвергся закрытию. Ниже мы изложим последнюю геотектоническую модель, разделяемую авторами, которая легла в основу изучения особенностей петрологии и геохимии магматических и метаморфозных процессов, отвечающих развитию региона в верхнем фанерозое.

Таким образом, анализ геотектонической истории развития территории Армении, как с позиций геосинклинальной II/, так и мобилистской III/ концепции, приводит к единому выводу о том, что данная провинция в составе Альпийской складчатой области является регионом с континентальной корой, сформированной окончательно к концу миоцена ("Тектоника в Северной Евразии", 1980). Формирование континентальной коры всей области связывается с крупными горизонтальными перемещениями трех геотектонических единиц: Восточно-Европейской (Скифской) и Афро-Аравийской плит, с одной стороны, и палеокеана Мезотетис, лежащего между ними, - с другой. Этот вывод по Альпийской складчатой области основан на фунда-

ментальных работах М.В.Муратова (1969), В.Е.Хаина (1968, 1969), А.В.Пейве (1969), А.Л.Книппера (1975).

На гигантских просторах Евроафриканского континента происходили процессы дробления, рифтообразования в среднем-позднем триасе и нижней юре. В пределах Альпийской области признаки этой стадии выражены на юге Кипра и в виде разрезов щелочных базальтовых покровов Анталя - Турции (Jutean, 1970). На Южном Кавказе, очевидно, к этой стадии можно достаточно условно отнести выступы щелочных базальтов и пикритов вблизи Джульфы и с.Азнабюр (Нахичевань).

Палеоокеаническая (эвгеосинклиальная) стадия (Т-J₁-K₁), (табл.1.1.)

Данная стадия выражена интенсивно тектонизированной вместе со всеми другими геологическими комплексами офиолитовой ассоциацией пород. Как правило, во всей Альпийской Складчатой зоне офиолиты образуют узкие структурные зоны (Амасия-Севано-Акеринская, Зангезурская, Вединская), подчеркнутые крутыми "шовными" разломами (Северная Анатолия, Армения, Иран и др.). На стадии геотектонического растяжения (спрединг) продолжалось раздвигание Африкано-Аравийского и Евроазиатского континентов, а палеоокеан Мезотетис распался как бы на три составных бассейна (Белов, 1980; Книппер, 1975). В целом, однако, разрезы береговой линии Мезотетиса отчетливо отвечают на этой стадии **атлантическому** типу или **пассивной** окраине ("Тектоника", 1980), например, разрезы Приараксинской зоны. В поздней юре-раннем мелу наступила смена знака геотектонических движений в сторону сжатия, что привело соответственно к переходу от океанической стадии к переходной.

Переходная стадия (J₂-N₁)

Формирование неоконтинентальной коры Альпийской складчатой области, и в том числе Армении, проходило в два этапа, а каждый из них завершался образованием соответственно двух гранитно-метаморфических слоев ("Тектоника", 1980г.). Этот сложный процесс происходил в условиях перманентного геотектонического сжатия (скупивания). (Первый (I) гранитно-метаморфический слой (средняя юра-поздний мел) сформировался как автохтонным, так и аллохтонным путем. Уже упоминалось, что в поздней юре-раннем мелу существовала Сомхето-Карабахская (Кафанская) островная дуга, где со средней юры до неокома происходило формирование лав известковых (континентальных) толеитов, прорванных плагио-

гранитами, габбро-диоритами и сочетающихся с терригенно-карбонатными осадками (нижняя моласса). Спецификой области является то, что в данной ассоциации толеитовые базальты и андезиты ассоциируют с мощными олистостромовыми сериями (сеноман-нижний коньяк). В позднем мелу процессы скучивания, деформации коры привели к полному закрытию Восточного Мезотетиса, вслед за этим последовало горизонтальное сближение Африкано-Аравийской плиты с Восточно-Европейской. Это в свою очередь повлекло за собой в пределах провинции (Турция, Армения, Иран) в конце мела-начале палеогена осложнение геотектонического типа (двойной поддвиг, олистостромовые толщи), а также возникновение прерывистых вулканических серий с измененным химизмом.

Островодужная ассоциация. В геотектонической истории позднего фанерозоя Тавро-Кавказской области и, в т.ч. Армении, офиолитовая сменилась в средней юре островодужной ассоциацией. Последняя ознаменовала также начало переходной геотектонической стадии (средняя юра-верхний мел) и становление раннего комплекс-показателя гранитно-метаморфического слоя -I.

С различными вариантами геологических несогласий офиолиты перекрываются породами островодужной ассоциации, представленной андезитовой, тоналитовой и плагиогранитоидной формациями. Породы этой ассоциации являются продуктами малоглубинного (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фация) почти полного плавления габброидов расслоенного комплекса, диабазов и фтанитов офиолитов. Особенно примечателен их щелочно-земельный характер, отмеченный многократно для Сомхето-Карабахской (Кафанской) зоны Армении (Лебедев, Малхасян, 1965; Сб. Магматические и метаморфические формации Арм.ССР", 1981).

На позднем этапе вначале происходили излияния толеитовых базальтов, андезитов, трахиандезитов и липаритов, ассоциированных с подстилающими в разрезе мощными аллохтонными флишево-олистостромовыми сериями пород. Завершением этого этапа является наращивание островной дуги и становление "незрелого корового магматизма" промежуточного типа с преобладанием натрия над калием.

Главные структуры островодужной ассоциации образовались в ходе австрийской и ларамийской фаз тектогенеза. В полном стратиграфическом разрезе участвуют: граувакки (лейас), андезитовые и кварц-порфиновые, кварц-плагиопорфиновые эффузивы и экструзивы (Лебедев, Малхасян, 1965) и другие вулканогенно-осадочные и

терригенно-карбонатные отложения (средняя-верхняя юра, мел), слагающая Сомхето-Карабах-Кафанскую и частично Присеванскую структурно-формационные зоны.

В тектоническом отношении для Сомхето-Карабах-Кафанской зоны типична пологая складчатость, причем ряд крупных структур простираются к СВ, выделяясь на фоне основных – общекавказского простираения. В западном направлении они причленяются к Южным Понтидам, а к ЮВ периклинально замыкаются в левобережье нижнего Аракса (Асланян и др., 1980). Среди составляющих структур зоны вырисовываются: Алавердский, Шамшадинский и Карабахский антиклинорные блоки, а Кафанская моноклиналь отделена от них Севанским прогибом, косо пересекающим зону.

В наиболее прогнутых частях глубина залегания фундамента 3500 м. Полное формирование зоны происходило в несколько решающих этапов (средне-верхнеюрский, верхний мел-верхнеконьякский, верхний мел-палеогеновый) складчатости. На рубеже верхнего эоцена-начала олигоцена окончательно утвердился материковый режим.

В целом, начало юры на Южном Кавказе ознаменовалось накоплением мощных толщ аркозов, вслед за этим последовало усиление вулканической активности, достигшей максимума в средней юре (байос-бат). Причем характерно дискордантное залегание пород лейаса на древнем фундаменте зопалеозоя и докембрия. Граница средней и верхней юры также резко несогласна, а в верхах бата развиты уже угленосные отложения с полупресноводной фауной.

Новый мощный пароксизм вулканизма в Сомхето-Карабах-Кафанской зоне датируется среднеальбским временем, а наибольшей силы он достиг в раннем сеноне (базальт-липаритовая серия), с ним синхронно формировались габбро-диориты, гранодиориты. Прекращение вулканизма совпало с новой позднесенонской обширной трансгрессией, которая привела к интенсивному расширению карбонатной седиментации на Южном Кавказе и прилегающих регионах.

Интрузивный магматизм (Казарян и др., 1966; Мелконян, 1970) наиболее интенсивно проявился в средней-верхней юре (баткелловей) в виде плагиогранитовой формации (Баласанян, 1962, 1968; Джрбашян и др., 1972; Казарян и др., 1966), а на границе неокома-сенона сформировался ряд гранитоидов (тоналитовая формация). Продукты интрузивного и экструзивного магматизма по времени образования и вещественному составу в значительной степени сходны - коагматичны с эффузивами (Мелконян, 1966; Сагателян, 1966). Широко распространены среднеюрские кварцевые порфири-

ты, кварцевые плагиопорфиры, габбро-порфиры, диорит-порфиры и др. представители андезитовой серии, так же как и несколько более кислые позднемеловые кварцевые порфиры, альбитофиры, липарито-дациты и т.д. (андезито-дацитовая серия) – Алаверди-Шамшадинская группа, Кафан.

Издавна разрабатываемые медно-колчеданные и полиметаллические месторождения (Алавердское, Шамлугское, Ахталское, Кафанское) большинством исследователей связываются с доверхнеюрским, точнее – среднеюрским эффузивно-экструзивным магматизмом.

В основании разреза средней юры залегают андезиты и андезито-базальты (нижние порфиры) и их пирокласты, далее выше следуют андезито-дацитовые, дацитовые лавы и их туфы. Это указывает на мелководный, близкий к островодужному типу вулканизм (Асланян и др., 1980). Установлены, кроме того, некоторые существенные геотектонически вполне согласованные различия в деталях разрезов.

Особое значение придается Кафанскому тектоническому блоку, который со всех сторон разграничен глубинными разломами: Гиратах-Далидагским, Воротанским, Пальмиро-Талышским и Акеринской флексурой. Блок представлен брахиантиклиналью и асимметричен. В ядре Кафанского антиклинория обнажаются породы вулканогенно-осадочной толщи байоса, а крылья его сложены последовательно верхнеюрскими вулканическими образованиями (Акопян, 1967). Породы апта и верхнего мела занимают северо-восточную часть блока. Интересна регистрация по геофизическим данным в пределах Кафанского блока высокого положения эопалеозойского метаморфического фундамента (3-5 км), а также "базальтового" слоя земной коры (мощность здесь - 40-45 км).

По данным А.Х.Мнацаканян (1970, 1981), магматизм блока представлен целым комплексом юрско-меловых экструзивно-эффузивных построек островодужного типа. Породы - щелочно-земельного ряда андезитовой, андезит-базальтовой и андезит-дацитовой серии. Все они подвергнуты мощной пропилитизации, цеолитизации и др.

Ранний этап активизации (нижний мел) в тектонике блока выразился внедрением небольших массивов гранодиоритов, габбро-диоритов, габбро; сравнительно крупным Цавским массивом гранитоидов, дайкообразных тел габбро-диабазов, кварцевых порфиритов

и др. Для этого этапа отличительна несколько повышенная калиевая щелочность пород.

Активно-окраинная (андийская) ассоциация скучивания (складчатости). Второй (II) - гранитно-метаморфический слой (ранний палеоген - поздний миоцен) сформировался уже в условиях господства процессов скучивания всей коры. Процессы геотектонического "перелопачивания" ("Тектоника", 1980) гигантских масс пород мезо-кайнозоя сформировали современную геоструктуру провинции. Указанные черты строения коры напоминают о сходстве с **андийской активной окраиной континента**, где гранитно-метаморфический слой возник преимущественно автохтонным путем. Коллизия континентов привела в конечном счете в пределах всей альпийской складчатой области к сдваиванию или даже утраиванию по мощности гранитно-метаморфического слоя с гетерогенностью внутренних разрезов и наборов пород, при этом в местах взаимного перекрытия плит мощности достигли максимальных масштабов.

Олигоцен-нижнемиоценовое время (35-45 млн. лет) знаменуется мощным тектоническим скучиванием (складчатостью) по всему Альпийскому поясу и в особенности интенсивный магматизм проявлен в Базумо-Зангезурской (Центрально-Армянской) зоне, где в этот период сформировались мощные вулcano-плутонические комплексы Памбака, Айоцдзора, Баргушата и Мегри.

Возникновение мощных региональных сжимающих усилий было обусловлено поступательным сближением Сомхето-Карабахской - Кафанской островной дуги с надвигающейся с юга окраиной Иранского мезоконтинента - Базумо-Зангезурской (Центрально-Армянской) зоной (блоком) передового скучивания (складчатости). На фоне такого геодинамического процесса протекало формирование пород активно-окраинной ассоциации.

Неокоровая стадия (поздний миоцен - четвертичное время). На территории альпийской складчатой области сформировалась полностью континентальная кора современного типа (с поздне-го миоцена). Преобладающие горообразования окончательно завершили формирование глыбового складчатого рельефа коры, сочетающегося с межгорными долинами (Кавказ, Кура, Памбак, Базум, Аракс, Зангезур). Эти явления протекали в условиях унаследованно продолжающегося поддвига Африкано-Аравийской плиты под Евроазиатский континент. На данной стадии характерно образование крупных вертикальных разломов, сдвигов и вулcano-плутонических комплексов Армении типа липаритов (трахилипаритов), базальтов,

андезитов (трахиандезитов), базальтов (трахибазальтов), излившихся в субаэральных условиях и сопровождающихся интенсивными сейсмическими явлениями.

Глыбово-складчатая ассоциация (активизация вулканизма). На границе неоген-антропогенного этапа завершается формирование терригенно-карбонатных, вулканогенных, флишоидных образований Южного Кавказа суммарной мощностью до 6-7 км. На данном этапе следует образование лагунно-морских, лагунно-континентальных образований каменной соли, гипса, глин (бассейны рек Аракс, Кура). Комплекс миоценовых отложений составляет не менее 4-4,5 км (р.Раздан, Севано-Раздан, Шамхор, р.Кура и др.). Особую интенсивность получает молодой вулканизм (Гегамское нагорье и др.).

В пределах всего севера Иранского мезоконтинента в конце майкопского времени происходили мощные орогенетические движения, сформировавшие неотектонические структуры Южного Кавказа, Понтид, Таврид, Копетдага и др., где одновременно произошел мощный гранитоидный магматизм (Базумо-Памбакский, Зангезурский, Айоцдзорский блоки, бассейн оз.Севан, рек Акера, Воротан, Арпа). Значительную активность проявил в это время субсеквентный вулканизм (по Штилле) с внедрением ряда малых субщелочных интрузивов (10-6 млн. лет - Илан-даг, Бердик, Ктуц и др., Асланян и др., 1980).

В послемiocеновое-досреднеплиоценовое время сформировалась геоморфология основных речных систем - Дебеда, Памбака, Агстева, Воротана, Вохчи, Арпа, Раздана, Касаха, Ахуряна, Тертера, где ущелья (1300-1500 м) были залиты лавовыми потоками андезитов, долеритовых андезито-базальтов, возрастом 5-6 млн. лет с обратной намагниченностью и долеритовые базальты (в среднем - 3-4 млн. лет) с ксеногенным кварцем.

Особенно мощные горообразовательные процессы произошли во всей Тавро-Кавказской области и в целом по всему Средиземноморскому поясу в плиоцене (Асланян, 1984). С этими движениями (понтическая и оттичская фазы) связан ряд надвигов-шарьяжей на южном склоне Б.Кавказа, Копетдага, в Талыше и северо-восточных областях Южного Кавказа, в результате чего продолжалась деструкция земной коры и воздымание горных систем (процесс скупивания). С послепонтической эпохой деструкции связывается мощное проявление среднемиоценового андезитового, андезито-дацитового вулканизма, развитие долеритовых лав и силловых залежей (Армянское

нагорье, бассейн оз.Севан и др.). С завершающими стадиями этого этапа вулcano-тектонической активности связаны известные основные четыре цикла четвертичного (плиоплейстоцен) вулканизма (Паффенгольц, 1959).

Продукты вулканизма антропогена покрывают галечниковые террасы в бассейнах среднего Аракса, Раздана, находящиеся на высотных отметках 100-200 м. Последние состоят из четырех фаз вулканизма в голоцене и выражены свежими пузырястыми черными потоками андезито-базальтовых лав на Варденисском хребте (Варденис, Джермук), на склонах г.Арагац и Б.Арагат, в бассейне р.Раздан (с ксеногенным кварцем) и др.Лавы и пирокласты, имеют щелочно-земельный облик, но иногда и щелочной (Кафан, Сисиан, Веди, Ехегнадзор и др.). Наиболее интересным фактом, связанным с антропогенным вулканизмом, является преимущественная приуроченность его к участкам высокого положения кристаллического фундамента (Гегамское, Варденисское, Ахалкалакское нагорье, Цахкуняцкий хребет и др.), что уже свидетельствует о признаках общей деструкции фундамента мезоконтинента (Тавро-Кавказ и Южный Кавказ).

Материал по геотектоническому развитию Тавро-Кавказской области (Асланян, 1984; Асланян, Вегуни, Сатиан, 1980) в целом свидетельствует о том, что этот участок литосферы прошел в фанерозойское время все стадии тектонического развития (палеоокеаническая, переходная, неоконтинентальная) в условиях "перманентного горизонтального сжатия и изостатических движений блоков мозаично построенной коры между сближающимися Русской и Аравийской платформами".

2.2. Палеоокеаническая офиолитовая ассоциация пород Армении (геологическая позиция)

Офиолиты являются предметом пристального внимания геологов, в особенности в последние десятилетия.

Последние годы несут бурное распространение мобилистских идей. Геологические и геофизические материалы, к которым обращаются приверженцы этой гипотезы, хорошо известны и не требуют повторения. Необходимо лишь отметить установление чешуйчато-надвиговой или даже шарьяжной структуры во многих складчатых регионах. Результаты работ по Средиземноморскому (Альпий-

скому) поясу и Южному Кавказу, в частности, не составляют исключения (Хаин, 1969; Никольский, Милай и др., 1975; Книппер, 1975; Лордкипанидзе, 1986).

Ниже изложен современный фактический материал по геологии и тектоническому положению офиолитовой ассоциации пород Армении - составной части всей системы Среднеземноморского (Альпийского) складчатого пояса (рис.2.2, 2.3).

Офиолиты Армении стали в последнее десятилетие, как и во всем мире, предметом пристального внимания исследователей-геологов в связи с достижениями в области геологии океанического дна и ревизией классической теории геосинклиналей в свете новейшей "глобальной тектоники" (Пейве и др., 1977). Офиолитовая ассоциация Южного Кавказа является составной частью "ствола" (Асланян и др., 1977) Альпийского Средиземноморского орогена.



Рис. 2.2. Схема тектонического районирования Кавказа.
(Лордкипанидзе, 1985)

1-4-Большой Кавказ: 1-выходы зоны Главного хребта; 2-аспидо-сланцевая формация ранней-средней юры с горизонтами толеит-базальтов (зоны Главного хребта и Южного склона); 4-восточный и западный флишевые зоны (зоны Главного хребта и Южного склона); 3-выходы палеозойско-триасовой дизы серии (Сванетский антиклинорий зоны Южного склона); 5-Северокавказский блок; 6-байосский андезитовый пояс Северокавказского блока; 7-Южнокавказский блок с Аджара-Триалетским (АТ) и Талышским (Т) палеогеновыми базальтовыми трогами; 8-среднеюрско-раннемеловой вулканический пояс Южнокавказского блока; 9-Нахичеванский (Южноармянский блок); 10-выходы офиолитов; 11-Малокавказский офиолитовый шов.

Она также рассматривается (Книппер, 1975, 1984; Соколов, 1977) как реликт древней океанической коры, сохранившейся в пределах современного континента. Эта точка зрения обстоятельно рассмотрена на примерах Урала, Южного Кавказа (и в том числе Армении) и др. областей. В настоящее время на территории Армении выделяются три офиолитовых пояса (полосы) (Асланян и др., 1981). Главный - Амасия-Севано-Акеринский или Севанский (Присеванский), Вединский и Зангезурский.

На Южном Кавказе ультрамафиты представлены аллохтонными телами, пластообразными и линзовидными массивами, несогласно залегающими в мезозойских отложениях. В Амасия-Севано-Акеринской (Присеванской) зоне они составляют офиолитовую ассоциацию с подводными толщами диабазов (спилитов) и радиоляритов. По всему поясу в южном и ЮЗ направлении ультрамафиты и вмещающие их породы тектонически взброшены и надвинуты на более молодые отложения верхнего сенона-среднего эоцена. Географическое распространение этих толщ отчетливо фиксирует существование в меловое время линейно-вытянутых структур, по которым смещен комплекс офиолитов.

А.Т.Асланяном и М.А.Сатианом (1977, 1981) на территории Армении, кроме Присеванской и Вединской офиолитовых поясов, обнаружены еще два выхода пород офиолитовых ассоциаций: Зангезурский и предположительно – Прикуринский. Подчеркнуто их присутствие также в толщах верхнего сенона и палеогена в виде протрузий и вместе с тем отмечено широкое распространение галек этих пород в отложениях верхнего коньяка, альба и оксфорда, что указывает на возможно более древний возраст (юра и древнее некоторых ультрамафитов). Этими же авторами обосновывается сравнительная автономность развития офиолитовых поясов в пределах интрагеосинклинальных зон, отмеченных отрицательными аномалиями силы тяжести (в редукции Буге).

Относительно возраста офиолитов существуют различные точки зрения. Основоположителем традиционного мнения о поздне-меловом возрасте пород, вмещающих ультрамафиты, является К.Паффенгольц (1934, 1959, 1970), который относил вулканогенно-осадочную (эффузивно-радиоляритовую) серию Севанского пояса к турону. Впоследствии большинство исследователей (Абовян, 1974; Азизбеков и др., 1950; Акопян, 1962; Габриелян, 1959, 1974, 1981; Джрбашян и др., 1967; Кашкай и др., 1952; Леонтьев, Хаин, 1949;

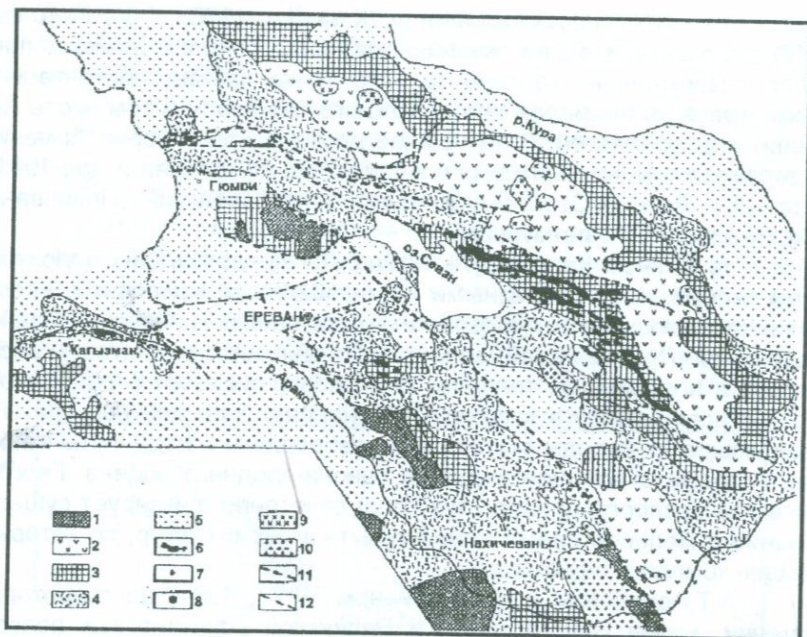


Рис 2.3. Схема распространения офиолитов на Южном Кавказе (по данным Габриеляна, Аракеляна и Паланджяна, 1971).

Условные обозначения: возраст структурных этажей –1-байкальский-варисцийский (доальпийское основание); 2-юра-нижний мел (неоком); 3-альб-маастрихт; 4-верхний мел плиоцен; 5-плиоцен-четвертичный; 6-участки офиолитов; 7-участки офиолитов, вскрытые скважинами; 8-галька гипербазитов и габброидов в коньякских конгломератах; 9-мезозойские гранитоиды; 10-третичные гранитоиды; 11-тектонические швы; 12-наиболее крупные тектонические нарушения.

Паффенгольц, 1976; Меликян и др., 1967; Шихалибейли, 1962, 1966) и др. стали придерживаться мнения о раннесенонском возрасте эффузивно-радиоляритовой серии.

А.Т.Асланян (1958, 1981) придерживался представления о "многоактном" внедрении (конец поздней юры-неоком, турон-коньяк, альб-верхний сенон и эоцен). По данным Э.Ш.Шихалибейли (1952, 1966), возраст ультрамафитов бассейнов рек Тертер и Акера нижне-сенонский (докампанский), но обнаружение их галек в отложениях основания сенона и сеномана привело его вслед за К.Н.Паффенгольцем к новому представлению даже о возможности отнесения некоторой части ультрамафитов к палеозойскому возрасту.

Новые факты действительно свидетельствуют о более древнем возрасте ультрамафитов и контролирующих их разломов. Выявление секущих ультрамафиты среднеюрских плагиогранитов с абсолютным возрастом 168 ± 8 млн. лет (Морковкина, Арутюнян, 1971), 160 ± 4 млн. лет (Закариадзе и др., 1990), а также обнаружение гальки гипербазитов в отложениях верхнего альба (Книппер, 1975) позволяют говорить о возможном досреднеюрском возрасте рассматриваемых образований. Для ультрамафитов в Центральной Анатолии (Турция) калий-аргоновым методом получена цифра 306 ± 40 млн. лет, свидетельствующая об их палеозойском возрасте (Абовян, 1974, 1981), несмотря на локализацию в мезозойских толщах.

Несмотря на те или иные разногласия относительно возраста пород офиолитовой ассоциации, многие из вышеупомянутых исследователей (Абовян, 1874, 1981; Аванесян, 1978) считают, что эффузивно-радиоляритовая толща занимает нормальное положение в разрезе и имеет доверхнесенонский возраст. При этом, по их мнению, ультрамафиты и мафиты представляют собой интрузивные тела и "прорывают" породы эффузивно-радиоляритовой толщи, а местами и более молодые перекрывающие их образования вплоть до верхнего эоцена.

В отличие от этих традиционных представлений рядом исследователей (Книппер, 1971-1975; Панов, 1974; Соколов, 1977; Гасанов, 1980; Закариадзе и др., 1983, 1984; Адамия, 1984; Ломизе, 1972-1984; Лордкипанидзе, 1985) разрабатываются взгляды, основное содержание которых сводится к тому, что породы офиолитовой ассоциации Южного Кавказа имеют доальбский возраст и в современной структуре находятся во вторичном залегании в виде аллохтонных пластин и тектонических покровов в олистостромовой толще или серпентинитовом меланже. Ультрамафиты и мафиты (габброиды) оторваны по времени от пород эффузивно-радиоляритовой толщи и представляют собой частично протрузии, аллохтонные пластины и образования типа "цветного меланжа".

Следует отметить, что вопрос о возрасте и позиции пород офиолитовой ассоциации остается все еще остро дискуссионным.

В пределах Присеванского (Севанского) или Амасия-Севано-Акеринского пояса-офиолиты обнажаются на двух участках (блоках): Ширако-Базумском и Севано-Акеринском.

Ширако-Базумский блок ультрамафитов представлен рядом массивов: Мумухан-Красарским, Дзорагетским (Карахачским), Желто- и Чернореченским, Кармракарским и др.

Геологическая позиция офиолитов данного блока излагается по результатам работ С.Б.Абовяна, (1981, 1984), Т.Ш.Татевосяна, (1950; 1964), А.Т.Асланяна и др., (1954, 1977, 1981), Л.С.Меликяна, (1974) и др. Ультрамафиты обнажаются здесь полосой более 50 км при ширине 10 км, главным образом в пределах Базумского хребта и приурочены к полосе развития верхнеюрских-меловых отложений и метаморфических сланцев докембрия-нижнего палеозоя. За пределами указанной полосы известен лишь один выход ультрамафитовых и мафитовых пород - Кармракарский массив, расположенный на южном склоне Ширакского хребта, в поле развития верхнемеловых отложений.

В тектоническом отношении полоса развития верхнеюрских – меловых отложений и мафит-ультрамафитовых пород Базумского хребта слагает Гогаранский антиклинорий, именуемый иногда Базумским горстом (Габриелян и др., 1968). В основании офиолитового разреза Ширако-Базумского блока преобладают диабазы, базальтовые порфириты с линзами радиоляритов, гематитовых яшм, внутриформационных конгломератов и рифогенных известняков. Среди этих пород размещены сравнительно небольшие меланжевые выходы ультрамафитов и мафитов. Общая видимая мощность комплекса офиолитов не более 400 м (Асланян и др., 1981). Характерным является распространение офиолитов на этом участке в виде спаренных параллельных, узких, ленточной конфигурации полос выходов серпентинизированных ультрамафитов и мафитов в пространственном сочетании с метаморфическими "эклогитоподобными" породами типа амфиболитов, альмандин-амфиболитовых, хлорит-амфиболитовых и реже глаукофановых сланцев (Амасия, Ковасар) (рис.2.4).

Севано-Акеринский (Присеванский) блок включает массивы: Шоржинский, Артанишский, Джил-Сатанахчский, Караиман-Зодский, Левчайский, Тутхунский и др.

Сведения о геологии офиолитов данного блока почерпнуты из специальных работ: С.Б.Абовян (1961, 1974, 1981), А.С.Аванесян (1978), Г.С.Арутюнян (1974), А.Т.Асланян и др. (1977, 1980, 1981), А.Г.Бетехтин (1937), Т.А.Гасанов (1964, 1980), В.Л.Егоян (1953), Г.А.Казарян и др., (1963), Ю.В.Карякин (1989), М.А.Кашкай (1955), Л.С.Меликян (1967, 1975), С.А.Паланджян (1969, 1971), К.Н.Паффенгольц (1934), М.А.Сатиан (1969, 1973), Э.Ш.Шихалибейли (1966, 1972, 1974).

Здесь также, как и в Ширако-Базумском блоке, закартированы две спаренные ветви (полосы) офиолитов, прижатых к

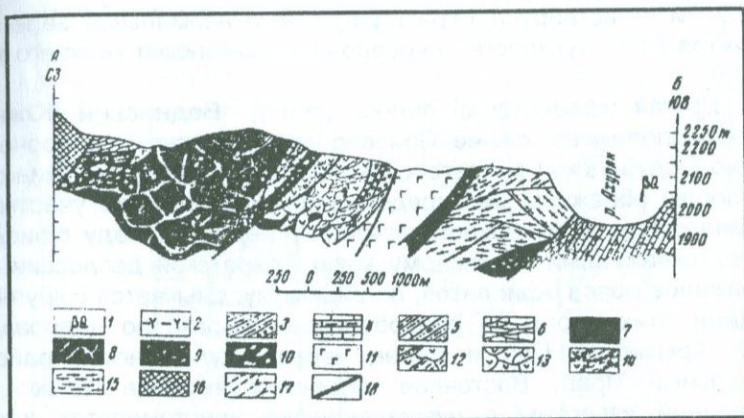


Рис.2.4. Геологический разрез Малокавказского офиолитового пояса в районе Амасии, по С.Д. Соколову(1974).

1—четвертичные лавы; 2—вулканогенно—осадочная толща палеогена; 3—песчанио—алеврито—глинистая толща палеогена; 4—верхний мел (верхний сенон) — известняки, глинистые и песчаные известняки; 5—верхний мел (нижний сантон)— конгломераты, известняки, песчаные известняки, алевро—литы, аргиллиты, песчаники; 6—зоны тектонического расщепления и будинажа в карбонатной толще; 7—серпентиниты и серпентинитизированные гипербазиты; 8—брекчированные серпентиниты и гипербазиты; 9—серпентинитовый меланж; 10—серпентинитовая брекчия; 11—габброиды; 12—эффузивно—радиоляритовая серия; 13—эффузивы основного состава; 14—тектоническая брекчия пород эффузивно—радиоляритовой серии; 15—апоэклогитовые гранатове амфиболиты (рубидий—стронциевый возраст 330 ± 42 млн. лет); 16—гидротермально измененные породы; 17—трещиноватость; 18—тектонические нарушения.

прибортовым частям Севанского "грабен-синклинория" (Аванесян, 1978). Северная ветвь его соответствует Тоурагачайскому синклинорию, а южная — Сарыбабинскому (по схеме Шихалибейли, 1966, 1972, 1974). Севано-Акеринский блок офиолитов отличается от других значительной сложностью структуры и истории развития. Одновременно он является "ключевым" для понимания генезиса офиолитов Южного Кавказа. Некоторыми исследователями здесь описываются крупные тектонические покровы пород офиолитовой ассоциации (Книппер, 1975; Соколов, 1977; Гасанов, 1980) с выделением трех тектонических комплексов: автохтонный, аллохтонный и неавтохтонный. Другие (Аванесян, 1978) приурочивают офиолиты структурно к приосевой части собственно Севано-Акеринского грабен-син-

клинория и регистрируют стратиграфически нормальное залегание офиолитов всего вулканогенно-осадочного комплекса верхнего мела (рис.2.5).

Другая офиолитовая полоса (пояс) - **Вединский (Южный) блок** - расположена южнее Присеванской полосы и приурочена к Еревано-Ордубадской интрагеосинклинальной зоне. Ультрамафитовые породы обнажены непосредственно лишь в одном участке - в бассейне среднего и верхнего течения р.Веди. К западу офиолиты вскрыты скважинами по южному краю Араратской депрессии. Это продолжение пояса офиолитов, по-видимому, смыкается с крупными выходами этих пород по правобережью р.Аракс по водоразделу хребта Армянский Пар и далее через Джульфинский район в Центральный Иран. Восточнее вединских выходов гальки этих образований известны в нижнесенонских конгломератах южного склона Айоцзорского хребта в районе с.Гюлистан. Ряд исследователей протягивает южный офиолитовый пояс по линии Кагызман - южный край Араратской депрессии - бассейн р.Веди - с.Гюлистан и далее. Другие (Агамалян, 1984) протягивают Южную полосу офиолитов через г.Мартуни до смыкания с Присеванской полосой офиолитов к востоку от г.Варденис.

Спилиты и радиолариты обнаружены среди пород турон-коньякской Хосровской толщи (бассейн притоков р.Веди - рек Хосров, Кюзус), а также вскрыты скважинами у сел Двин, Веди.

Общая протяженность офиолитов в юго-западной части Южного Кавказа достигает более 200 км, но большая часть погребена под отложениями кайнозоя. Как правило, разрезы пород офиолитовой ассоциации венчают андезит-базальты (базальтовые порфириды), спилиты, спилитовые порфириды (туфобрекчии, туффиты с линзами розовых органо-детритовых известняков (бассейн р.Веди, мощность до 150 м). Однако нижняя часть разреза мощностью до 500-800 м составляет осадочно-пирокластическую свиту (туффиты, радиолариты, микроизвестняки с линзами яшм, брекчии, диабазы, спилиты) с суммарной мощностью более 1000-1300 м.

По региональным данным (Асланян и др., 1980,1981), формирование офиолитовой ассоциации происходило в достаточно глубоководных, но узких бассейнах (до нескольких десятков км). Предположительно, Северо-Анатолийский и Присеванский пояса офиолитов сочленяются. А Вединский (Южный) - протягивается к Эрзинджапу (Турция) и далее, вероятно, проходит по южной границе Галатс

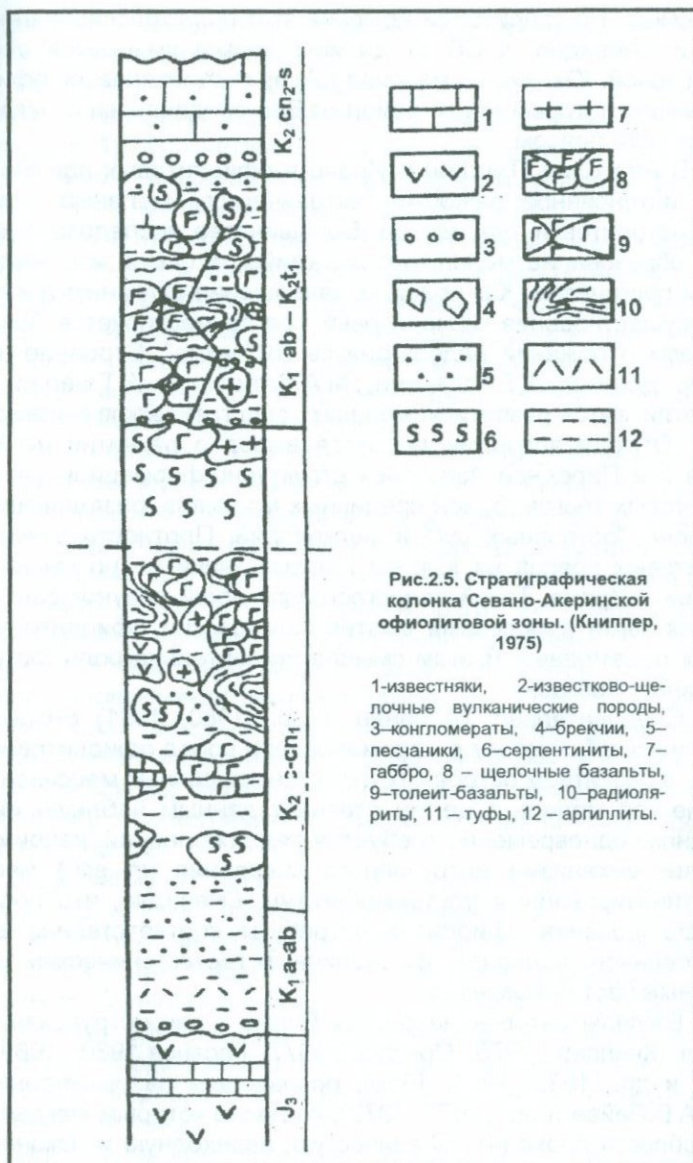


Рис.2.5. Стратиграфическая колонка Севано-Акеринской офиолитовой зоны. (Книппер, 1975)

1-известняки, 2-известково-щелочные вулканические породы, 3-конгломераты, 4-брекчии, 5-песчаники, 6-серпентиниты, 7-габбро, 8 - щелочные базальты, 9-толеит-базальты, 10-радиоляриты, 11 - туфы, 12 - аргиллиты.

кого массива. На территории Армении этот пояс трассирован на юго-восток и, очевидно, к СВ от долины Аракса смыкается с Присеванской зоной. Южнее, от массива г.Арабат ответвляется офиолитовый траверс, который через район оз.Ван соединяется с Загросским офиолитовым поясом.

В Анатолии (Турция) и Иране в офиолитовых поясах происходило интенсивное развитие тектонического меланжа, олистостром, олистолитов и турбидитов. Большинство исследователей связывает образование меланжа с ларамийской фазой и с позднеальпийским орогенезом. Как правило, завершение вулканизма и прекращение существования офиолитовых трогов маркируется базальными слоями отложений надофиолитового "чехла". Строение последнего, по данным А.Т.Асланяна, М.А.Сатиана и А.Т.Вегуни (1980, 1981), отличается развитием мощных толщ граувакков и известняков сенона. Отсюда авторами делается вывод о развитии на Южном Кавказе и в Передней Азии трех структурно-формационных зон: а) офиолитовых трогов; б) зон срединных массивов, разделяющих трог; в) зоны "островных дуг" и мелководий. Плотность размещения офиолитовых поясов на Южном Кавказе значительно выше, чем в Анатолии и Иране. Такой палеогеографический рисунок был создан неоднородными процессами сжатия, компрессии офиолитовых трогов и их обрамления. В этом смысле показательна роль "островных дуг" Южного Кавказа.

Следовательно, (Асланян и др., 1980, 1981) отстаивается "тектоническая" гипотеза о формировании пород офиолитовой ассоциации с развитием островных дуг и зон срединных массивов. Такая генетическая модель в целом отвечает данным наблюдений авторов, однако одновременно требуется ряд дополнений, например, исключение механизма интрузивного внедрения (*in situ*) массивов, серпентинизированных ультрамафитами. Очевидно, что последующие исследования офиолитов потребуют соответственно дифференцированного подхода к их различным геотектоническим типам и отдельным частям разрезов.

Взгляды авторов находятся ближе к реконструкциям других авторов (Книппер, 1975; Соколов, 1977; Гасанов, 1980, 1985; Закариадзе и др., 1983, 1984, 1990), основанным на геотектонической схеме А.В.Пейве и др. (1971, 1972), согласно которым каждая складчатая область проходит океаническую, переходную и наконец вступает в континентальную стадию, которая позднее снова через риф-

тообразование и спрединг дает начало новому сложному и многократному процессу развития коры.

На севере Южного Кавказа в раннем мезозое сформировался довольно обширный морской бассейн - часть океана Тетис (Книппер, Соколов, 1975). Считается, что на существовавшем меланократовом основании эопалеозойского фундамента (ультрамафит-мафитовый комплекс, метавулканы и др.) этого бассейна накапливалась эффузивно-радиоляритовая серия. В таком палеоокеане ложе было гетерогенным: в одном случае возвышались поднятия субстрата (основания), а в другом - на вулканических постройках наращивались рифовые известняки. Это подтверждается наличием гетерогенных разрезов: океанического, строго различимого от участков с гранитно-метаморфической и вулканической типами кор (Сомхето-Карабахская, Базумо-Кафанская зоны).

Сопоставление эффузивно-радиоляритовой серии с вулканическими грядами юрского времени выявляет, по мнению ряда авторов, много общего. Некоторую разницу создают низы единых разрезов. Так, в океаническом бассейне они сложены диабазами, спилитами, кератофирами и пр. (спилито-диабазовая формация), а в островных постройках Сомхето-Карабахской и других зон - дифференцированными сериями эффузивов андезитовой формации. Как правило, в палеоокеане завершают разрез "чехла" офиолитов яшмы (кремний), пелагические микритовые известняки, а в "островодужных" вулканических зонах (средняя - верхняя юра) - мелководные кремнистые, органогенные известняки и породы терригенных фаций. В последних интенсивный андезитовый вулканизм завершился внедрением интрузий плагиогранитной (байос) и тоналитовой формаций (киммеридж-неоком).

В дальнейшем нарастающий тектонический стресс, начавшийся в конце неокома, привел офиолитовый комплекс пород в состояние "серпентинитового мономиктового меланжа" и сместил его к обрамляющим зонам: Карабахской и Кафанской, сблизив последние между собой. Палеоокеаническая стадия геотектонической истории Южного Кавказа завершилась этим в неокоме и началась ее переходная стадия. Формационно этот процесс сопровождается образованием флиша периода альб-сеномана, налегающего дискордантно на отложения неокома.

Дальнейшие тектонические сжатия в конце сеномана резко сократили мощности разреза Присеванской офиолитовой зоны и привели к образованию уже "полимиктового меланжа". На главном

направлении движения Севано-Акеринского комплекса к югу происходило выдавливание, надвигание тектонических покровов, пластин офиолитового материала, в то время как в тылу зоны продолжались вулканизм и накопление нижнесенонской вулканогенно-осадочной толщи, перекрывавших полностью офиолиты. Фронт раздавливания офиолитов привел к образованию олистостромов, перекрывающихся все новыми пластинами серпентинитов и других пород, напользающих (обдукция) с севера. Поступление больших масс офиолитового материала способствовало закрытию, обмелению бассейна в конце сенона. Покровы и олистостромы Вединской (Южной) полосы блока прямо связаны с этим процессом. По мнению С.Д.Соколова (1977), источник питания материалов для всех блоков-участков офиолитов Южного Кавказа - был единым. В Севано-Акеринском (Севанском) блоке накопление аллохтонного материала офиолитовых масс происходило в промежутке времени сеноман-нижний сенон, в то время как обдущированные офиолитовые массы достигали Вединского участка блока лишь в раннеконьякское время. Этот процесс сопровождался также все новым поступлением офиолитового материала, как результата глубинных тектонических сжатий, образовавшего мощные серпентинитовые покровы. Вместе с последними образовался ряд крупных складок, привносились диорит-порфириды, роговообманковые гранодиориты в виде небольших блоков и "готовых" массивов. Так была сформирована новая покровно-складчатая структура Присеванского неоавтохтона.

В условиях сильно расчлененного рельефа в мелководном бассейне (послеконьякское время) накапливался терригенно-обломочный материал неоавтохтонной структурно-фациальной Присеванской зоны, перешедшей к стадии углубления и трансгрессии моря. На больших площадях Южного Кавказа шло накопление верхнесенонских известняков (более 1000 м) с конгломератами в основании, залегающих резко несогласно на аллохтонных пластинах серпентинитов и других породах ультрамафит-мафитового комплекса и олистостромовых толщ.

Появление неоавтохтонного вулканосадочного комплекса в большинстве из основных тектонических структур Южного Кавказа (Аджаро-Триалетская, Севано-Акеринская, Базумо-Зангезурская) привело к тектонической стабилизации, выравниванию и формированию однотипных по составу толщ. В верхнем эоцене возобновились горизонтальные движения в южной части Южного Кавказа, завершились формирования Главного на Южном Кавказе и Карабахс-

кого надвигов, что немедленно привело к новому смещению офиолитовых масс, образованию опрокинутых структур, сближению структурно-фациальных зон СВ побережья оз.Севан (Арутюнян, Соколов, 1973г.). Как следствие, серпентиниты продвинулись в верхнемеловые и палеогеновые отложения, образовав "зрелый" меланж, включающий уже блоки известняков верхнего сенона и осадки палеогена. Эти движения завершили морфологию структур Севано-Акеринской (Присеванской) и Вединской (Южной) офиолитовых блоков.

Южнокавказский офиолитовый шов, по М.Б.Лордкипанидзе (1986), представляет собой узкую субширотную зону, протягивающуюся вдоль южного края Закавказского срединного массива. На ее восточной периферии (Зангезур) тектонические линзы серпентинитового меланжа залегают вдоль контакта Закавказского массива с Нахичеванским блоком в Хуступ-Гиратахской разломной зоне (Асланян, Сатиан, 1979). В Севано-Акеринской части пояса разрез автохтона отвечает таковому Закавказского массива и представлен (снизу вверх) толщей известняков и андезитовых вулканитов средней юры –раннего неокома (300 м), трансгрессивно залегающим песчано-глинистым флишем альба-сеномана, который постепенно замещается мощным офиолитовым олистостромом (верхний сеноман-коньяк). Этот, так называемый нижний олистостром, наряду с офиолитокластовым материалом содержит глыбы мелководно-морских известняков юры и мела и андезитовых вулканитов, сходных с таковыми Закавказского массива.

Аллохтонный офиолитовый комплекс залегают на нижнем олистостроме тектонически. В своей большей части он представлен массивными габбро-серпентинитами и серпентинитовым меланжем. Последний содержит блоки всех членов офиолитовой ассоциации – гипербазитов, расслоенного комплекса, параллельных даек, базальто-радиоляритов, амфиболитов, глаукофановых и зеленых сланцев, а также мраморов, мелководных известняков и андезитов, источником которых, очевидно, является Закавказский массив (Книппер, 1975; Соколов, 1977).

Местами на поверхности габбро-серпентинитов трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, залегают базальто-радиоляритовые толщи, содержащие фауну альба-турона. По латерали последние замещаются офиолитокластовым олистостромом, в пределах которого фаунистически установлены альб и сеноман. Этот верхний олистостром, в отличие от нижнего, почти исключительно офиолитовый (Книппер и др., 1985).

Принимая во внимание возрастные взаимоотношения нижнего олистострома (верхний сеноман-коньяк) с верхним олистостромом и ассоциирующими вулканогенно-осадочными толщами, приходится делать вывод о том, что последние аллохтонны и были надвинуты на край Закавказского массива вместе с габбро-серпентинитами (Книппер, 1980; Книппер и др., 1985).

Калий-аргоновые данные о возрасте различных членов офиолитовой ассоциации (включая диабазы и базальты) дают большой возрастной интервал от раннего палеозоя до позднего мела (Багдасарян, Чибухчян, 1976; Книппер, 1975; Гасанов, 1985). Карбонный возраст амфиболитизированных "эклогитов" в офиолитовом комплексе Амасийского района подтвержден Rb/ Sr методом (340 ± 47 млн. лет) (Меликсетян и др., 1984). По последним изотопным данным Г.С.Закариадзе (1995), полученным с участием Р.Г.Геворкяна карбонный возраст этих образований не подтвердился. Фаунистически установлены позднеюрско-неокомские (блоки в нижнем олистостроме и меланже, чешуи в Нагдалинском покрове - по радиоляриям, микрофораминиферам, кораллам) и альб-верхнемеловые базальт-радиоляритовые ассоциации (блоки в нижнем и верхнем олистостроме и в меланже, а также ассоциация вулканитов, радиоляритов, микритов и радиоляритовых брекчий, трансгрессивно залегающие на деформированных и раздробленных габбро и гипербазилах - по радиоляриям, микрофораминиферам, пелециподам, беллемнитам, рудистам).

Неоавтохтон в базальной части представлен офиолитокластовыми конгломератами верхнего коньяка-сантона, за которыми в восходящем разрезе следуют известняки верхнего сантона-маастрихта (локально - с андезитовыми вулканитами), палеогеновый терригенный флиш и вулканиты, известково-щелочные наземные вулканиты неогена-квартера.

Все донеогеновые породы интенсивно деформированы. В верхах мела и в палеогене встречаются протрузии серпентинитового меланжа.

ГЛАВА 3. ПЕТРОЛОГО - ТЕКТОНИЧЕСКИЕ (ПТ) ФОРМАЦИИ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

3.1. Общая характеристика

Породы офиолитовой ассоциации палеоокеанической коры в пределах Армении (Южный Кавказ) характеризуются большим формационным разнообразием, связанным с различиями в источниках, уровнях зарождения, механизмами эволюции расплавов магм и их последующего метаморфизма (табл.3.1).

В свете известных со времен Штейнманна (1905, 1927) представлений к офиолитам относятся открытые на континентах и подтвержденные глубоководным бурением дна мирового океана образования классической триады пород, где магматические члены ее совмещены с ассоциирующими осадками, вулканитами и пр. Причем все они в Армении даже в пределах одной структурно-формационной зоны находятся в преимущественно тектонических взаимоотношениях друг с другом и все вместе обдуцированы на палеоконтинентальный фундамент.

Нижняя - ультрамафит-мафитовая часть разреза офиолитовой ассоциации - почти повсеместно сложена гипербазитами, габброидами и породами полосчатого комплекса.

Ультрамафиты-гипербазиты представлены различными по размерам пластинообразными телами серпентинитового меланжа, либо надвинутыми (останцами) на другие породы. Они сложены преимущественно серпентинизированными гарцбургитами и лерцолитами, по которым развиты зоны метасоматической дунитизации. Геолого-тектонические, термобарометрические, геохимические и изотопные исследования показывают, что гипербазиты являются реститами, перемещенными в земной коре и подвергшимися совместно с вулканогенно-осадочными породами метаморфизму (Щербаков, Савельев, 1984).

Мафиты-габброиды сочетаются пространственно тесно с ультрамафитами и образуют с ними чаще всего тектонические контакты, лишь редко - магматические. Определения температур гомогенизации расплавных включений порядка 900°C указывают на коровые условия кристаллизации. Петрографически они представлены рядом: габбро-(габбро-диорит) -диорит - либо габбро-нориты. Распространены также оливиновые и роговообманковые габброиды и габбро-пегматиты.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ
(по А.С.Павленко, 1975)

Таблица 3.1

Гарцбургитовый комплекс HD		Полосчатый комплекс СА		Вулканогенно-осадочный комплекс VS			Индекоминералы
Ультрамафиты	Реакционные ультрамафиты	Ультраальмафиты		Базиты DB	Средние TN	Сиалиты SA	
Серпентиниты		Пренит-пумпелиитовые, хлорит-цоизит тремолитовые породы		Зеленые, лавсонитовые сланцы			HC, LW, ZO ₁
Гарцбургит HRZ I Метадунит DNT I	Лерцолит Вебстерит IRC WRST I Верлит VRL II Троктолит TRKT II	Клинопироксенит CPY Эвкрит EVKR I Верлит VRL I Габбро-алливалиты GBALL Анортозит ANTR I Троктолит TRKT I Парадунит DNT II GPRH		Габбро-амфиболиты GBAM	Тоналит-амфиболиты TNAM	Плагиогнейсы PLGN	PI, MU, HB ₁
				Глаукофановые сланцы GLSH			GI
				Гранатовые сланцы (жюлиты) GRSH			Gr ₁
Оливиновый гарцбургит HRZ II Оливинит DNT III	Вебстерит WBST II	Норит NRT Гиперстен анортозит ANRT III		Гиперстен анортозит ANRT III	Гиперстен троктолит TRKT III	Эндербиты	Opy Sp
Тальковые ультрамафиты Войкариты VKR		Амфиболовый анортозит ANRT III Эпидотовый пироксенит		Амфиболовые гранулиты AMGN			HB ₂
РОДИНГИТЫ				Цоизитовые амфиболиты ZOAM			HB ₂ ZO ₂
		ЖАДЕИТЫ, АЛЬБИТЫ		Куммингтоновые сланцы			Km, Akt, Hgr Gd, Ab

Полосчатый комплекс развит в зоне контактов гипербазитов и габброидов. Это дает основание предположить о его контактово-реакционном генезисе, что часто подтверждается присутствием расплавленных включений.

Верхняя часть офиолитового разреза представлена основными лавами и вулканитами, зачастую с шаровой морфологией и параллельными дайками с перекрывающими вулканогенно-осадочными толщами различных фаций глубинности водоемов, главным образом окраинно-морской и островодужной геодинамических обстановок. Такие толщи осадков и вулканитов находятся в автохтонном и аллохтонном залегании и пространственно линейно привязаны к телам ультрамафитов и мафитов. По составу лавы варьируют от спилито-диабазов до кератофиров. Контакты с серпентинитовыми пластинами преимущественно тектонические. А сами пластины по составу сильно варьируют.

Петрохимический анализ эффузивов и параллельных даек из офиолитовой ассоциации обнаружил пестроту типов вулканитов: толеиты, известково-щелочные и щелочные серии, а также характерная особая серия низкотитанистых и высокомагнезиальных пород – бонинитов, известных из океанов.

В офиолитах следует различать два типа или этапа образования. Ранний этап - океаническая кора (ультрамафит-мафит), которая служит меланократовым основанием нарождающихся островных дуг. Именно появление дайкового комплекса характеризует начало островодужного процесса, который сопровождается далее образованием лав известково-щелочной серии.

Офиолитовые комплексы залегают почти повсеместно аллохтонно, обнаруживая зачастую сближенность пород, характерных для резко отличимых и отдаленных друг от друга неотектонических обстановок, либо различающихся степенью метаморфизма. Это свидетельствует прежде всего о больших горизонтальных перемещениях неизвестной масштабности.

Метаморфизм офиолитов можно оценить как:

- высокотемпературный процесс эпидот-амфиболитовой фации, характерный для зон высокой тектонической активности с формированием локальных тел габбро-амфиболитов, ортоамфиболитов и др.;
- кратковременный региональный метаморфизм зеленосланцевой и глаукофан-лавсонитовой фации, наложен-

ной регрессивной для магматических членов офиолитов и, наоборот, прогрессивной для вулканогенно-осадочных членов;

- контактовый метаморфизм, связанный с поздними магматическими процессами.

Важной особенностью развития от архейской меланократовой палеоокеанической коры до мезозойских офиолитов является смена составов ультраосновного коматиитового вулканизма первичных зеленокаменных поясов на тесно привязанный интрузивный магматизм кумулятивного ряда перидотит-анортозит, при убывающей роли коматиитов и, наоборот, резком увеличении развития дунит-гарцбургитов в форме тектонических пластин в фанерозойских офиолитах.

Таким образом, на разных возрастных уровнях отмечаются аналогичные тенденции развития литосферы, сохраняющие в целом общую направленность на отдельных этапах, что является отличительным признаком, связанным с колебаниями составов и теплового режима верхней мантии. Это, в первую очередь, отражается на смене характера вулканизма от архейских коматиитов до резкого увеличения роли составов с известково-щелочным трендом в фанерозойских офиолитах. При этом офиолиты ассоциируют с комплексом параллельных даек бонинитов и широким спектром известково-щелочных пород. Именно такую картину мы видим в фанерозойских офиолитах Армении.

Вещественный и химический состав офиолитовой ассоциации – наиболее ранней в складчатых областях континентов - имеет первостепенное значение в решении вопросов соотношений коры и мантии, континентальной и океанической коры, всей последующей истории континентов. Несмотря на сравнительно простой набор пород, входящих в офиолитовую ассоциацию, их геохимические характеристики и аналогии со сходными породами других формаций (океанической, островодужной, платформенной) остаются невыясненными, либо дискуссионными. Так, существуют разноречивые представления о соотношении составов океанических и альпинотипных (офиолитовых) гипербазитов, не решен вопрос об огромном интервале отношения стронциевых изотопов в них, имеются резко несовпадающие содержания редких элементов в однотипных породах. Одна из причин этого кроется в гетерогенности в группах ультрабазитов и габброидов офиолитовой ассоциации, которую трудно, а зачастую невозможно установить в имеющихся геологических обста-

новках (тектонические аллохтоны, серпентинизированные протрузии и меланж).

Проблема происхождения ультрамафит-мафитов (гипербазит-базитов) до сих пор крайне дискуссионна (Wyllie, 1967; Пинус и др., 1973; Зимин, 1973; Колман, 1979; Велинский, 1979; Москалева, 1974; Ефимов, 1984; Штейнберг, 1985 и др.). Несмотря на большие разногласия, касающиеся механизма становления гипербазитовых тел, у большинства исследователей не вызывает сомнения мантийный характер вещества гипербазитов.

При построении моделей генезиса гипербазитов (первичные ультраосновные магмы или кристаллические "каши") встречаются многочисленные трудности разного порядка:

- высокая температура плавления гипербазитов, узкий интервал их кристаллизации, количественные соотношения породообразующих минералов, отсутствие термально-метаморфических ореолов во вмещающих породах, постоянство и характер взаимоотношений с породами "штейнманновской триады". Вот почему в последнее время доминирует мнение о том, что преобладающая часть гипербазитов - это не интрузия, а протрузия, или блоки мантийного вещества, перемещенные под действием тектонических факторов в верхние горизонты коры. Особенно сложной представляется проблема габброидов в составе континентальных гипербазитовых ассоциаций, которые в таком случае уже не могут рассматриваться как поздние дифференциаты гипербазитовой магмы.

Полученные нами данные по габброидам Присеванского и др. офиолитовых зон Армении хорошо согласуются с представлениями С.В.Москалевой, Г.В.Пинуса, выделивших в офиолитах парагабброидную серию. Эта серия-парагенезис выделена в составе габброидной ПТ формации и является результатом позднейшей габброизации гипербазитов.

Однако парагабброиды не исчерпывают всех генетических разновидностей габброидов офиолитовых зон. Выделена также метагабброидная ПТ формация, которая, видимо, является продуктом метасоматического расщепления толеита океанического типа, перекрывающего ультрамафиты. Палингенно-метасоматический характер таких габброидов в составе офиолитов из разных районов мира был убедительно доказан многими исследователями (Москалева, 1960, 1974; Sorensen, 1967; Арутюнян, 1968; Книппер, 1970; Морковкина, 1974 и др.).

Для определения генетических типов континентальных габброидов, являющихся ключевыми в проблеме офиолитов, нами предложен метод петролого-геохимических сопоставлений, с помощью которого решались две задачи:

- определение типоморфных петрохимических и геохимических признаков габброидов и их ПТ формаций, серий-парагенезисов, формационная принадлежность которых твердо установлена на основании геологических и петрологических данных;
- применение этих признаков для суждения о формационной принадлежности и генезисе ассоциаций для которых решение этих вопросов по другим признакам невозможно или затруднительно.

Таблица 3.1

**Главные элементы (мол.%) в породах
Севано-Амассийского офиолитового комплекса**

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Айс 13/2	39.14	0.20	3.77	54.27	0.34	0.16	0.02
Айс 13/1	38.45	0.27	5.94	55.20	0.10	0.04	0.01
Айс 10/3	39.48	0.12	5.95	54.10	0.34	0.04	0.01
Айс 10/2	35.46	0.11	5.32	34.13	0.28	0.06	0.02
Айс 11/1	38.46	0.07	5.79	55.52	0.10	0.04	0.01
Айс 11/3	39.92	0.13	5.74	53.50	0.25	0.31	0.14
Айс 11/6	39.53	0.24	5.80	53.60	0.35	0.06	0.01
Айс 11/2	40.21	0.19	5.67	53.65	0.20	0.06	0.01
Айс 12/1	41.13	0.18	5.64	51.69	0.27	0.07	0.01
Айс 12/2	39.53	0.31	5.76	53.97	0.36	0.06	0.01
Айс 15/1а	37.42	1.00	6.01	53.96	1.45	0.12	0.04
Айс 15/1б	38.59	0.84	6.78	51.59	2.11	0.08	0.02
Айс 15/1г	40.44	13.11	11.49	20.38	12.27	2.07	0.23
Айс 15/1д	52.45	8.85	5.44	19.27	12.06	1.61	0.30
Айс 15/1в	57.00	10.36	5.49	13.09	11.27	2.54	0.23
Айс 16/2	40.52	0.61	6.11	48.76	3.88	0.08	0.01
Айс 16/1	47.07	7.99	6.34	23.06	14.56	0.95	0.04
Айс 17/5	37.00	5.60	5.32	45.15	6.82	0.09	0.02
Айс 17/2	46.98	7.50	4.82	27.46	12.96	0.17	0.03

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	∑FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Айс 17/3	40.49	14.44	2.37	28.03	13.21	1.27	0.19
Айс 17/4	46.56	14.44	5.21	19.19	12.78	1.71	0.11
Айс 17/1	48.83	17.60	1.66	15.00	14.30	2.58	0.06
Айс 5/2	45.30	15.60	2.60	21.90	13.60	0.90	0.10
Айс 14/1	37.50	4.08	5.29	39.26	13.75	0.11	0.01
Айс 9/3	40.40	0.20	5.80	44.00	5.10	4.60	-
Айс 2/2	40.40	3.20	8.20	42.40	5.50	0.20	0.10
Айс 6/1	43.10	1.30	6.40	33.30	13.70	0.20	0.10
Айс 9/8	44.20	0.40	5.80	31.00	17.30	1.30	-
Айс 6/8	45.70	0.90	6.20	29.40	17.50	0.20	0.10
Айс 3/15	46.30	0.30	4.40	33.50	15.40	0.10	-
Айс 9/4	45.90	0.40	5.50	28.20	19.90	0.10	-
Айс 9/5	47.40	0.30	7.90	41.70	2.70	0.06	0.02
Айс 9/6	45.70	0.40	5.00	31.60	17.20	0.10	-
Айс 3/13	48.30	0.30	5.10	27.50	18.60	0.10	0.10
Айс 7/3	49.20	1.30	7.00	25.60	16.90	0.10	-
Айс 2/8	49.80	9.10	4.90	15.10	19.30	1.70	0.1
Айс 6/4	42.10	7.80	14.50	22.40	11.30	1.80	0.10
Айс 7/2	44.90	9.90	7.70	20.80	15.90	0.70	0.10
Айс 7/4	46.20	13.10	13.00	13.60	14.00	0.06	0.04
Айс 4/7	52.55	15.46	0.66	17.78	10.02	5.42	0.10
Айс 3/9/АН	51.80	17.10	7.10	0.80	21.40	1.70	0.10
Айс 2/6	53.30	16.00	1.60	16.50	10.30	2.30	-
Айс 3/11	68.20	11.20	2.30	3.20	9.60	5.50	-
Айс 6/9	52.20	7.00	7.40	19.20	11.20	2.70	0.30
Айс 7/5	52.20	6.90	14.50	13.00	9.80	3.40	0.20
Айс 7/9	49.80	9.20	8.60	15.50	13.80	2.40	0.70
Айс 4/4	52.70	8.30	7.00	17.70	12.70	3.50	0.10
Айс 4/5	57.10	7.60	7.00	12.00	12.00	4.20	0.10
Айс 6/12	51.60	8.80	16.70	9.60	7.80	5.40	0.10
Айс 4/8	53.50	11.20	10.20	9.10	10.70	4.50	0.80
Айс 3/3	55.50	8.80	12.70	10.20	9.10	3.50	0.20
Айс 6/13	55.70	10.00	10.00	9.10	11.40	3.40	0.30
Айс 6/11	61.40	7.80	7.60	12.60	6.80	3.10	0.70

Одной из базовых ассоциаций является мафит-ультрамафитовая или габбро-гипербазитовая часть офиолитов Армении (Южный Кавказ, табл.3.1; 3.2; 3.3).

Таблица 3.2

**Петрохимическая характеристика пород
Севано-Амасийского офиолитового комплекса**

Номер образца	Q	s	a	b	c	f ¹	m ¹
Айс 13/2	-22.44	39.20	0.38	60.30	0.10	9.6	9.0
Айс 13/1	-23.57	33.40	0.09	61.51	0.10	9.6	99.5
Айс 10/3	-20.87	39.68	0.11	60.20	0.01	9.9	90.08
Айс 10/2	-21.70	39.60	0.17	60.20	0.03	9.9	90.05
Айс 10/1	-23.35	38.44	0.11	61.44	0.01	9.4	90.4
Айс 11/3	-21.2	40.0	0.27	59.1	0.04	8.7	91.7
Айс 11/4	-20.39	40.04	0.15	59.64	0.17	9.7	90.0
Айс 11/2	-19.7	40.31	0.144	59.5	0.04	9.5	90.2
Айс 12/1	-28.28	41.1	0.16	58.58	0.16	9.6	90.1
Айс 12/2	-21.36	39.6	0.16	60.06	0.24	9.6	90.2
Айс 15/1а	-26.01	37.73	0.32	61.1	0.84	9.9	89.1
Айс 15/1б	-23.39	38.87	0.2	60.18	0.74	11.4	86.3
Айс 15/1г	-31.72	45.35	5.15	37.38	12.12	34.5	61.1
Айс 15/д	-0.95	56.35	4.14	34.14	5.37	17.1	60.7
Айс 15/в	+3.12	61.68	6.02	24.1	8.2	24.6	68.8
Айс 16/2	-19.5	40.7	0.19	58.6	0.52	10.5	83.7
Айс 16/1	-10.3	50.7	2.1	39.7	7.5	17.1	62.5
Айс 17/5	-27.4	39.66	0.24	54.22	5.86	10.5	89.3
Айс 17/2	-7.11	50.71	0.44	41.2	7.65	12.9	71.8
Айс 17/3	-29.7	46.5	3.4	35.1	15	7.7	91.7
Айс 17/4	-16.16	53.29	4.16	28.11	14.44	21.2	78.1
Айс 17/1	-15.1	56.7	6.0	20.8	16.5	8.8	83.5
Айс 5/2	-16.8	51.7	2.3	30.4	16.6	9.9	82.5
Айс 5/3	-	-	-	-	-	-	-
Айс 14/1	-26.5	39.1	0.26	56.5	4.14	9.7	72.3
Айс 9/3	-29.2	40	0.4	51.2	8.4	-	84.9
Айс 9/2	-20.7	41.7	0.5	54.7	3.1	15.4	79.9
Айс 5/1	-14.8	43.6	0.4	54.8	1.2	15.6	61.2
Айс 9/8	-14.3	-44.6	0.8	52.8	1.7	7.9	59.1

Номер образца	c ¹	ц	п	t	a ¹	a/c	a/b
Айс 13/2	0.1	2.1	87.2	0.03	-	3.8	0.006
Айс 13/1	0.9	3.6	70.4	0.03	-	0.9	0.001
Айс 10/3	0.02	3.2	80.0	0.03	-	11.0	0.002
Айс 10/2	0.05	3.6	75.3	-	-	5.66	0.003
Айс 10/1	0.2	3.5	81.0	0.03	-	11	0.002
Айс 11/3	0.0	2.6	-	0.03	-	-	0.004
Айс 11/4	0.3	3.4	7.4	0.03	-	0.88	0.003
Айс 11/2	0.3	3.0	84.6	-	-	3.6	0.002
Айс 12/1	0.3	5.2	83.7	0.03	-	1	0.003
Айс 12/2	0.2	6.4	82	0.03	-	0.67	0.003
Айс 15/1а	1.0	5.3	76.7	0.1	-	0.38	0.005
Айс 15/1б	1.3	6.15	76	0.04	-	0.27	0.003
Айс 15/1г	4.4	21.5	90	0.1	-	0.42	0.134
Айс 15/д	22.2	2.7	83.2	0.2	-	0.77	0.121
Айс 15/в	15.6	4.3	91.6	0.4	-	0.73	0.250
Айс 16/2	5.8	6.1	87.9	0.03	-	0.37	0.003
Айс 16/1	20.4	3.0	96.2	0.5	-	0.28	0.053
Айс 17/5	2.0	3.6	73.3	0.06	-	0.04	0.004
Айс 17/2	15.3	3.3	83.1	0.3	-	0.06	0.011
Айс 17/3	0.6	1.5	87.5	0.03	-	0.23	0.097
Айс 17/4	0.7	12.6	93.7	-	-	0.29	0.149
Айс 17/1	7.7	2.1	98.2	0.04	-	0.36	0.290
Айс 5/2	-	7.1	93.3	-	7.6	0.15	0.07
Айс 5/3	-	-	-	-	-	-	-
Айс 14/1	18.0	3.6	88.2	0.02	-	0.06	0.005
Айс 9/3	9.8	6.5	99.8	0.03	-	5.3	0.008
Айс 9/2	4.7	8.6	7.5	0.16	-	0.16	0.01
Айс 5/1	23.2	1.4	75	-	-	0.33	0.007
Айс 9/8	33.0	2.4	99.1	0.1	-	-	0.017

Номер образца	Q	s	a	b	c	f ¹	m ¹
Айс 6/8	-9.9	46	0.6	52.7	0.7	11.8	56
Айс 9/7	-	-	-	-	-	-	-
Айс 3/15	-7.8	46.4	0.2	53.2	0.2	8.2	83.1
Айс 9/4	-8.7	46.1	0.3	53.3	0.3	10.4	52.7
Айс 9/5	-5.4	47.5	0.1	52.2	0.2	16.2	80.1
Айс 9/6	-9.1	45.8	0.2	53.7	0.3	9.3	59.1
Айс 3/13	-3.9	48.4	0.3	51.2	0.1	10.0	53.8
Айс 7/3	+4.3	52.9	0.2	45.8	1.1	16.3	59.9
Айс 2/3	-7.9	53.8	3.8	34.5	7.9	15.4	47.3
Айс 6/4	-24.5	44.8	3.9	45	6.3	34.3	53
Айс 7/2	-14.3	46.6	1.7	39.7	9	21.5	57
Айс 7/4	-9.3	53	0.2	31.8	15	47.1	49.2
Айс 2/1	-	-	-	-	-	-	-
Айс 4/7	- 18.91	58.14	12.32	18.44	11.11	4.0	25.5
Айс 9/1	-	-	-	-	-	-	-
Айс 9/1Н	-5	61	4.6	16.6	17.8	50.4	60
Айс 2/6	-6.5	57.2	4.9	26.8	11.1	6.5	66
Айс 3/11	+15.3	72.3	11.6	10	6.1	24.1	34.1
Айс 6/9	-8.00	54.3	6.3	35.2	4.2	21.9	56.9
Айс 6/5	-10.4	54	7.5	35.1	3.4	38.3	42.7
Айс 7/9	-12.9	53.1	6.6	33.8	6.5	27.0	48.8
Айс 4/4	-9.9	55.1	7.6	32.4	4.9	22.8	57.6
Айс 4/5	+19.1	59.1	0.8	28.6	4.5	25.5	43.4
Айс 4/6	-	-	-	-	-	-	-
Айс 6/12	-19.4	53.3	11.3	32.0	3.4	54.2	31.2
Айс 4/8	-16.6	56.7	11.4	25.7	6.2	42.2	37.5
Айс 3/3	-4.3	58.4	7.9	28.4	5.3	47.0	38
Айс 3/5	-	-	-	-	-	-	-
Айс 3/4	-	-	-	-	-	-	-
Айс 2/4	-	-	-	-	-	-	-
Айс 6/13	-3.9	54.4	8.0	25.9	6.7	41.0	37.6
Айс 6/11	+6.1	63.5	8.4	20.4	4.1	32.9	54.7

Номер образца	c ¹	ц	n	t	a ¹	a/c	a/b
Айс 6/8	32.2	1.9	75	0.1	-	0.86	0.001
Айс 9/7	-	-	-	-	-	-	-
Айс 3/15	22.7	3.5	-	-	-	1.00	0.004
Айс 9/4	36.9	3.4	76.9	0.1	-	1.00	0.006
Айс 9/5	4.7	5.0	76.9	0.02	-	0.50	0.002
Айс 9/6	31.6	2.3	90.9	0.02	-	0.66	0.004
Айс 3/13	36.2	2.6	66.7	-	-	3.00	0.006
Айс 7/3	23.8	0.3	90.9	0.1	-	0.18	0.004
Айс 2/3	37.3	4.7	96.4	0.4	-	0.48	0.112
Айс 6/4	12.7	1.9	96.9	0.8	-	0.62	0.087
Айс 7/2	21.5	1.4	91.7	0.1	-	0.19	0.043
Айс 7/4	3.7	6.6	66.7	0.85	-	0.01	0.006
Айс 2/1	-	-	-	-	-	-	-
Айс 4/7	0.5	1.6	38.1	0.015	-	1.11	0.668
Айс 9/1	-	-	-	-	-	-	-
Айс 9/1Н	43.6	18.8	86	0.4	-	0.26	0.230
Айс 2/6	-	-	-	-	27.5	0.44	0.132
Айс 3/11	41.4	1.4	100	0.3	-	1.90	0.160
Айс 6/9	21.2	4.3	90	0.3	-	1.50	0.180
Айс 6/5	19	2.5	19.9	0.3	-	2.20	0.210
Айс 7/9	24.2	2	77.5	3.1	-	1.00	0.200
Айс 4/4	19.6	3.5	96.7	0.2	-	1.55	0.230
Айс 4/5	31.3	9.3	98.6	0.2	-	0.18	0.030
Айс 4/6	-	-	-	-	-	-	-
Айс 6/12	14.8	0.8	37.7	0.4	-	3.32	0.35
Айс 4/8	20.3	11.3	84.1	1.2	-	11.84	0.44
Айс 3/3	15	10.8	93.2	1.3	-	1.48	0.28
Айс 3/5	-	-	-	-	-	-	-
Айс 3/4	-	-	-	-	-	-	-
Айс 2/4	-	-	-	-	-	-	-
Айс 6/13	21.4	3.2	91.4	0.5	-	1.20	0.31
Айс 6/11	12.4	6.5	80.6	0.3	-	2.05	0.35

Средние составы главных типов пород (мол.%) офиолитового комплекса
Севано-Амасийской зоны

Символ типа	Порода	Вы-бор-ка	SiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O
Айс 3/11	Плагио-гранофир	1	68.20	11.20	0.30	3.20	9.60	-	5.50
Айс 9/1	Анортозит	1	51.80	17.10	7.10	0.80	21.40	0.10	1.70
ИЖ * 5	Анортозит	5	56.70	19.60	2.10	1.60	18.60	0.30	3.10
Айс 3/13	Диопсидит	1	48.30	0.30	5.10	27.50	18.60	0.10	0.10
Айс VI	Верлит-пироксенит	8	46.05	0.65	5.93	30.00	17.10	0.04	0.27
Айс V	Гарцбургиты	2	40.30	1.70	7.80	43.20	5.30	0.06	2.35
Айс I	Дуниты	12	39.56	0.28	5.80	53.41	0.71	0.02	0.09
Айс IX	Габбро-диабазы	4	53.27	9.07	8.20	13.57	11.80	0.42	3.65
Айс 7/9	Пироксен-рогово-обманковое габбро	1	49.80	9.20	8.60	15.60	13.80	0.70	2.4
ИЖ* 9	Плагио-граниты	17	79.63	0.32	2.61	1.31	2.48	0.39	4.96
Айс VII	Габбро-перидотиты	4	45.75	9.97	10.02	17.97	15.08	0.08	1.06
Айс II	Троктолиты	5	45.62	13.91	3.35	22.31	13.36	0.10	1.32
Айс IX	Габбро-троктолиты	2	52.92	15.73	1.13	16.14	10.16	0.07	3.86
Айс III	Родингиты	4	19.24	10.08	7.19	18.95	12.54	0.20	1.79
Айс VIII	Габбро-амфиболиты	4	53.77	8.62	13.47	10.47	9.52	0.20	3.92

Продолжение таблицы 3.3

Символ типа	Порода	Вы-бор-ка	Q	s	a	b	c	c ¹	f ¹	m ¹	a ¹
Айс 3/11	Плагио-гранофир	1	+15.3	72.3	11.6	10.0	6.1	41.4	24.1	34.5	-
Айс 9/1	Анортозит	1	-5.0	61.0	4.6	16.6	17.6	43.6	50.4	6.0	-
ИЖ * 5	Анортозит	5	-7.3	65.5	8.4	4.6	21.5	2.0	53.7	44.3	-
Айс 3/13	Диопсидит	1	-3.9	48.4	0.3	51.2	0.1	36.2	10.0	53.8	-
Айс VI	Верлит-пироксенит	8	+3.0	52.4	0.7	46.5	0.4	12.1	14.5	73.4	-
Айс V	Гарцбургиты	2	-33.1	37.3	3.1	58.1	1.5	6.2	8.6	85.2	-
Айс I	Дуниты	12	-21.1	39.7	0.2	60.0	0.1	1.0	9.8	89.1	-
Айс IX	Габбро-диабазы	4	-10.3	56.1	8.6	30.0	5.3	23.8	28.7	47.5	-
Айс 7/9	Пироксен-рогово-обманковое габбро	1	-12.9	53.1	6.6	33.8	6.5	24.2	27.0	48.8	-
ИЖ* 9	Плагио-граниты	17	-30.8	77.0	10.4	10.2	2.4	-	19.0	12.4	68
Айс VII	Габбро-перидотиты	4	-14.6	50.1	2.6	37.7	9.6	18.3	29.5	52.2	-
Айс II	Троктолиты	5	-2.8	56.1	3.2	44.1	0.6	33.4	3.8	37.8	-
Айс IX	Габбро-троктолиты	2	-13.0	59.9	8.8	22.1	11.2	-	5.4	79.4	14
Айс III	Родингиты	4	-11.0	53.0	4.3	34.0	8.7	14.4	23.5	62.1	-
Айс VIII	Габбро-амфиболиты	4	-9.3	56.3	8.6	30.4	4.7	17.2	46.6	36.2	-

По мере необходимости мы соответственно пользовались методом сравнений с петрологически хорошо изученными "реперными" образцами*.

3.2. Гарцбургитовая (мантийная) ПТ формация

Геологическая позиция и особенности петрографического, вещественного состава пород гарцбургитовой ПТ формации достаточно подробно известны из многочисленных работ по офиолитам Армении: А.С.Гинзберга, 1929; Ю.А.Кузнецова, 1933; К.Н.Паффенгольца, 1934; Ю.В.Арапова, 1946; С.Б.Абовяна, 1954-1984; А.Т.Асланяна, 1958; А.Л.Книппера, Ю.Л.Костаняна, 1964; С.А.Паланджяна, 1965-1971; Г.С.Арутюняна, 1968; В.Ф.Морковкиной, 1971; С.Д.Соколова, 1977; Г.А.Казаряна, М.А.Сатиана и др., 1983-1989; С.К.Злобина и др., 1983, 1985; Г.С.Закариадзе, 1983-1990; Ю.В.Карякина, 1985; А.Л.Книппера и др., 1988-1990, В.А.Агамаляна (1988, 1994, 2000), и мн. др.

Гипербазитовые породы формации составляют основную часть массивов вдоль Присеванского (Амасия-Севано-Акеринского), Вединского (Приараксинского), Зангезурского офиолитовых поясов.

Гарцбургитовая (мантийная) ПТ формация представлена двумя сериями-парагенезисами пород: ультрамафитовой (мантийной) и реакционно-ультрамафитовой. Первая представлена гарцбургитами (апогарцбургитами) и лерцолитами (аполерцолитами). Вторая – плагиоперидотитами, плагиоверлитами, плагиовестеритами, ортопироксенитами (энстатит, бронзит), дунит (аподунит).

Гарцбургиты составляют преобладающую разновидность пород (более 45%) площади массивов, им уступают лерцолиты.

В петрографическом отношении гарцбургиты отличаются простотой минералогического состава. Главный минерал - форстеритовый оливин (серпентинизирован до 65-70%), далее энстатит (20-25%), а в аксессуориях – хромшпинелиды (ХрШп), магнетит (Мт) и реже – клинопироксен (КПи). Структура породы гипидиоморфнозернистая, частично пойкилитовая. Оливин (Ол) располагается в ранней

*Примечание: данные и материалы по Армении собраны и обработаны совместно с А.С.Павленко, Л.В.Филипповым, Л.П.Орловой и О.С.Егоровым в ГЕОХИ РАН, Москва, 1972-1976 гг.

структурной группе. Устойчив примитивный парагенезис - Ол (Срп) + Эн ± (ХрШп + Мт). Оливин представлен изометричными, слабо вытянутыми выделениями размером в среднем около 2 мм с округлыми, сглаженными очертаниями. Оливин образует также пойкилитовые включения в кристаллах ромбического пироксена и хромшпинелидах; по составу относится к магнезиальным разностям (5-15% фаялита). Ромбический пироксен образует кристаллы размером до 10-15 мм (чаще 2-3 мм), ксеноморфен относительно оливина. По составу относится к энстатиту (6-10% ортоферросилита). Хромшпинелиды ассоциируют с оливином и образуют ксеноморфные относительно оливина выделения неправильной формы, реже встречаются идиоморфные кристаллы.

В структуре породы ранним кристаллизуется оливин. Порода интенсивно раздроблена, катаклазирована. Серпентинизация развивается по сетке трещин с формированием петельчатой структуры. При дальнейшем расширении процесс захватывает всю породу, в том числе и пироксены, по которым развиваются крупные выделения баститы.

Среди преобладающих гарцбургитов, содержащих ромбический пироксен, реже встречаются лерцолиты.

Оливин в гарцбургитах представлен форстеритом ($2V = + 86^\circ, + 88^\circ$; $Ng - Np = 0,034-0,036$); ромбический пироксен по составу отвечает энстатиту ($Ng - Np = 0,011-0,016$, $2V = + 84^\circ, + 89^\circ$), в редких случаях - бронзиту ($Ng - Np = 0,012$; $2V = - 80^\circ$).

Ряд образцов гарцбургитов (обр.6/1; 7/3; 8/4 и др.) отличаются резким идиоморфизмом пироксена. Са-разности развиты как среди гарцбургитов, так и среди лерцолитов. Для последних иногда характерно присутствие пертитов энстатита с оливином в интерстициях.

Гипербазиты характеризуются обедненностью аксессуарными минералами. Постоянно встречающиеся аксессуарии: хромшпинелиды, слагающие 1,5-3,5% объема породы. Из других аксессуариев в протоlochках обнаружены: апатит (един. зерна), циркон (един. зерна); более распространены сульфидные минералы - пирит, пирротин, в аншлифах наблюдались также единичные зерна халькопирита. Характерно отсутствие титановых, редкоземельных, редкометалльных и других минералов, встречающихся в других типах пород.

В петрохимическом отношении рассматриваемые породы представляют собой типичные ультрабазиты нормального ряда, характеризующиеся низкими содержаниями кремнезема (для гарцбургитов).

гитов в подавляющем большинстве содержание кремнезема не превышает 40-45%). Содержание окиси магния соизмеримо с содержанием кремнезема. Таким образом, рассматриваемые породы относятся к высокомагнезиальным.

Характерной чертой химизма гипербазитов является высокое значение отношений молекулярных количеств магния к сумме железа. Величина параметра M/F в подавляющем случае выше 7, а в среднем составляет 8. Такая особенность химизма характерна для ультраосновных пород нормального ряда.

Другими особенностями химизма гарцбургитов и др. пород данной ПТ формации являются: невысокое содержание Al_2O_3 - до 4%; низкое содержание CaO - до 2%; резкая обедненность щелочами, особенно K_2O - 0,3; Na_2O - 0,5%. Следует отметить, что в большинстве силикатных анализов при очень низких содержаниях K_2O указываются цифры, близкие к порогу чувствительности. Геохимический облик гипербазитов весьма специфичен. Для них обнаружен очень ограниченный набор элементов, при резкой обедненности редкими и малыми петрогенными элементами. Химическими и рентгеноспектральными методами постоянно обнаруживаются элементы группы железа: Cr , Ni , Co , Mn , Ti , V , однако относительная их роль неодинакова. Для гипербазитов весьма характерными элементами являются Cr и Ni , которые постоянно присутствуют в повышенных количествах (первые десятые доли процента) и связаны в оливине и энстатите. Большая часть хрома связана в хрошпинелидах, оливины обеднены этим элементом - Cr до 0,03%. В противоположность этому, гипербазиты резко обеднены Ti и V , присутствующими лишь в сотых долях процента. Основным носителем Ti являются ромбопироксены (до 0,3%), а в оливинах обнаружено 0,003-0,03%. Из других микроэлементов в гипербазитах постоянно обнаруживаются примеси Cu (до 0,01%) и Zn (до 0,015%). В процессе серпентинизации происходит привнос B (до 0,001%).

Таким образом, геохимический стиль ультрамафитовой серии характеризуется высокой магнезиальностью при обедненности "базальтоидными" элементами группы Fe и постоянным присутствием Cr , Ni и примесей Cu , Zn (в серпентине) (рис.3.1).

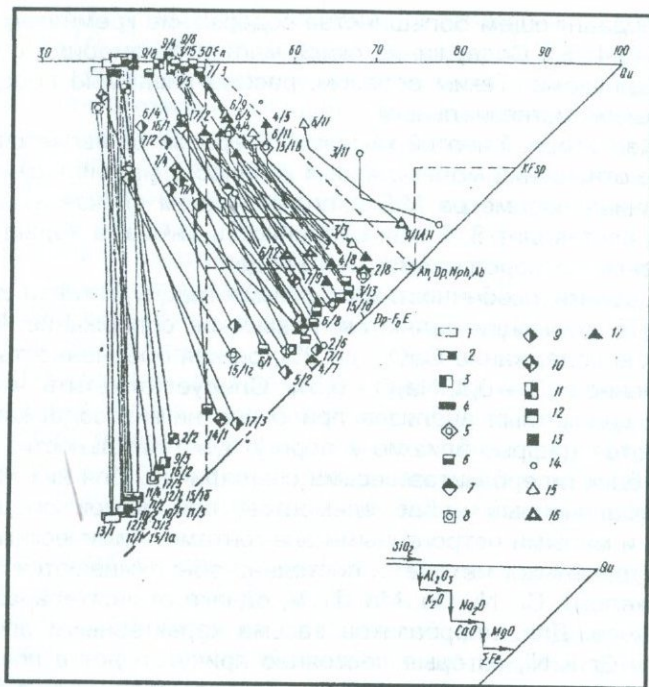


Рис.3.1. Семикомпонентная диаграмма по В.Н. Лодочникову составов главных элементов в мафит – ультрамафитовых породах Севано – Амасийского комплекса Армении, (в мол.%).

1-дуниты, 2-серпентинизированные дуниты, 3-гарцбургиты, 4-серпентиниты, 5-“родингиты”, 6-верлиты, 7-диопсидиты, диопсид-плаггиоклазовые эвкриты, авгитовые габбро-перидотиты, 8-андрадитовые дуниты, 9-троктолиты, 10-двупироксеновые габбро-перидотиты, 11-пойкилитовые перидотиты (оливин в пироксена), 12-салитовые пироксениты, 13-апопироксенитовые серпентиниты, 14-анортозиты, 15-амфиболовые габбро-диабазы и амфиболиты, 16-амфиболовые полосчатые габбро.

3.3. Серия - парагенезис реакционных ультрамафитов

Эта серия - парагенезис представлена группой пород: дунит (метадунит), ортопироксен (энстатит, бронзит), верлит, вебстерит и их плагиоаналогами (плаггиоперидотит, плаггиоверлит, вебстерит, троктолит).

Породы серии обладают панидиоморфнозернистой структурой. Наряду с главным минералом – форстеритом – иногда присутствует ксеноморфный гиперстен, с постепенными переходами от гиперстенсодержащих к гарцбургитам. Геологически это подтверждается шпировидными и грозилковыми текстурами с "размытыми" контактами среди гарцбургитов. Иногда встречаются и двупироксеновые разности, пироксеновые и даже гранатовые (андрадит) дуниты. Серпентинизация неравномерная, но интенсивно преобладают серпентинит-тальковые либо серпентинит-пренитовые псевдоморфозы по форстериту с петельчатой структурой.

"Реакционные" плагиоклазовые ультрамафиты образуют отдельную группу, для которой также специфичны выделения в виде прожилков и скоплений среди гарцбургитов. Часты двупироксеновые разности пород, причем с баститовым слабоокрашенным или бесцветным салитовым клинопироксеном. Обычны агрегаты вторичного актинолита вместе с пренитом, а по плагиоклазу развиты агрегаты волластонита и кианита. Плагиоклаз повсеместно разложен, и по нему развиты тремолит, зеленый гранат, хлорит и пелитовое вещество.

Петрохимически породы серии отличаются: наряду с типично низкой кремнекислотью (36-42%) почти полным отсутствием глинозема и щелочей, низкой известковостью и на этом фоне – очень высокой магнезиальностью. Этим подчеркивается характерный петрохимический стиль ультрамафитов. На это же указывает петрохимическая комплементарность составов пород данной серии с их родоначальными первичными дунитами, пироксенитами и др. Важнейшим признаком "реакционных" ультрамафитов является присутствие реликтовых минералов и структур из гарцбургитовой серии. В сравнении с "материнскими" породами в апо- и мета-дунитах наблюдается сравнительный рост содержаний кремня, глинозема, кальция и натрия.

Встречены плагиоклаз содержащие оливиновые породы, где клинопироксен образует реакционную кайму вокруг оливина. Это указывает на близость к породам, образованным вследствие "габброизации гипербазитов". В этом же смысле следует рассматривать появление и развитие оливин-пироксеновых габбро-перидотитов, а затем и гиперстен-салитовых габбро-анортозит-пегматитов, и наконец, самих анортозит-пегматитов.

Таким образом, очевидно, что гарцбургитовая ПТ формация вряд ли является однородной в генетическом смысле. В частности,

верлиты и оливиновые салитовые пироксениты, в которых пироксен (салит-авгит) более идиоморфен, чем оливин, и поздняя структурная группа отвечает пироксен-оливиновой эвтектике, отчетливо различаются от перидотитовой серии. Это также подтверждается геохимическими данными, которые будут показаны нами позднее. Вообще плагиоклазовые породы гарцбургитовой ПТ формации образуют отдельную серию со следующими специфическими признаками. Это неправильные прожилки или их группы в гарцбургитах - от среднезернистых до пегматоидных - сложенные плагиоклазом, оливином и пироксенами. Часто присутствуют два пироксена, причем моноклинный относится к бесцветным или слабо окрашенным салитовым разновидностям. Первичная роговая обманка отсутствует, но достаточно обычны агрегаты вторичного актинолита в ассоциации с пренитом. В анортитизированных породах из гарцбургитов по Черной речке (Базумский хребет) и др. по плагиоклазу развивается тонкокристаллический агрегат волластонита и кианита. Плагиоклаз среди плагиоперидотитов резко ксеноморфен. Повсеместно он сильно разложен, а по периферии зерен развиваются тремолит и зеленый гранат. Внутренние участки зерен заполнены хлоритом и пелитовым веществом. По степени идиоморфизма среди гарцбургитов отмечен следующий порядок выделения минералов: хромшпинелид, оливин, ромбо- и клинопироксен и плагиоклаз.

Дуниты распространены в офиолитах Армении значительно менее в сравнении с гарцбургитами. Они встречаются на большой площади лишь на Мумухан-Красарском массиве. В ряде других случаев они образуют небольшие шширообразные тела среди гарцбургитов. Дуниты почти нацело сложены из оливина, а акцессории – хромшпинелиды и магнетит (до 1%). Породы сильно серпентинизированы, и у всех разновидностей структура панидиоморфнозернистая. Оливин существенно форстеритовый (Fs -99%) - до 2 мм. По оптике: $N_g - N_p = 0,035$ и $2V = + 86^\circ$ (С.Б.Абовян, 1981), интенсивно серпентинизирован с образованием петельчатой микроструктуры. Дуниты обладают панидиоморфнозернистой структурой. Наряду с главным – форстеритом - в ряде случаев (обр. АИС 11/1) присутствует ксеноморфный гиперстен. При этом наблюдаются постепенные переходы дунитов к гарцбургитам. Геологически это подтверждается формой тел дунитов - шширы и прожилки с "размытыми" контактами среди гарцбургитов. Иногда отмечаются также дупироксеновые пироксениты и гранатсодержащие (андрадитовые) дуниты. В шлифах наблюдаются (обр. АИС 17/2) каемки пироксена между оливином и гра-

натом. Дуниты серпентинизированы неравномерно. Преобладают интенсивно серпентинизированные, серпентин-тальковые либо пренит-серпентиновые псевдоморфозы по форстериту с петельчатой структурой. В пределах Базумского и Ширакского хребтов (СЗ Присеванского пояса) пироксениты пользуются наибольшим распространением. Они образуют "дайкообразные" тела, шлиры пегматоидного облика, пересекающие гарцбургиты и дуниты. Наиболее распространены разновидности типа **вебстеритов** (двупироксеновые пироксениты), менее известны **энстатититы**.

Вебстериты - средне-крупнозернистые породы, сложенные в равных пропорциональных количествах ромбо- и клинопироксенами. Ромбопироксен крупнее, идиоморфнее (до 2-3 мм), и его зерна погружены в мелкозернистую массу, состоящую из обеих пироксенов, реже оливина (серпентинизирован) и хромшпинелида. Оливин иногда достигает 25%. Энстатититы и салитовые пироксениты уступают по распространению другим типам пироксенитов. Среди салитовых разновидностей пироксенитов характерны структуры распада раннего энстатита (пертиты) и развитие оливина в интерстициях. Клинопироксен представлен салит-авгитом призматического облика и слабозеленоватого цвета (Оптика: $CNg = 36-40^\circ$; $Ng - Np = 0,024$; $2V = +56^\circ$). По идиоморфизму уступает ромбопироксену. При серпентинизации образуются по обеим типам пироксенов пластинки антигорита.

Ромбопироксен бесцветен - энстатит (оптика: $Ng - Np = 0.012$; $2V = +84^\circ$). Реже ромбопироксен представлен бронзитом.

Пироксены подвержены также хлоритизации и карбонатизации. Оливин равновесен с пироксенами (оптика: $Ng - Np = 0.036$; $2V = +87^\circ$; $Fs = 97,5\%$), для него в ходе серпентинизации обычно образование петельчатых микроструктур.

Изучение главных петрографических признаков перидотит-гарцбургитов в офиолитах Армении можно свести к следующему:

1. Серия-парагенезис неоднородна и может быть по петрографическим признакам расчленена на две группы или фации пород:
 - дуниты-пироксениты (вебстериты, энстатититы и др.);
 - плагиоклазовые гипербазиты - апоперидотиты: габбро-перидотиты, оливиновые габбро, анортозит-пегматиты и др.

2. Образование группы плагиоклазовых - апоперидотитов - обязано процессам "габброизации и салитизации" (по Павленко, 1972), которым подвергаются гарцбургиты и в конечном счете приводя к появлению целой серии: перидотит (верлит) (обр. 3/15) - плагиоклазовый перидотит (обр. 2/2)- анортозит-пегматит (обр. 2/6; 4/7).

3. Эта серия-парагенезис пород чрезвычайно типична для всех офиолитовых зон Армении в целом. А ее генезис носит отчетливо метасоматический – апоперидотитовый - характер.

3.4. Габброидная (габбро-алливалитовая) ПТ формация

Эта формация, связанная пространственно и генетически с породами офиолитовой ассоциации Армении, широко развита в пределах всего Севано-Амасийского пояса. В пределах ультраосновных пород Базумского и Ширакского хребтов (Мумухан-Красарский, Дзорагетский и др.) габброиды слагают иногда до 30-40% площади и располагаются на их периферии. Габброиды образуют зачастую апофизы среди гипербазитов, обнаруживая свою сравнительно высокую геологическую позицию в разрезе. В свою очередь массивы габброидов иногда секутся дайками диабазов и диабазовых порфиритов.

По облику породы довольно разнообразны, наряду с обычными массивными, средне- и мелкозернистыми габбро известны и полосчатые разновидности. Последние обычно представляют собой амфибол-плагиоклазовые полосчатые метагаббро (р.Желтая, шл. 6/5). Среди всех габброидов преобладают амфиболовые разности, которые порою достигают уровня пироксен-баркевикитового габбро-амфиболита с ксеноморфным плагиоклазом. Иногда баркевикит замещен актинолитом.

По структурным особенностям габброиды представляют собой гипидиоморфнозернистые породы, где главные минералы - пироксены и плагиоклаз - находятся в равномерных соотношениях как количественно, так и по степени идиоморфизма. Структура типично габбровая, а зерна – округлые. В ряде случаев наблюдаются пойкилобластовые включения плагиоклаза в кристаллы пироксена. В таких габбро из эндоконтактных частей массивов также отмечается некоторый идиоморфизм плагиоклаза по отношению к клинопироксену, а ксеноморфный уралитизированный пироксен заполняет интерстиции длиннопризматических кристаллов плагиоклаза.

Несколько реже среди эндоконтактных габбро встречаются кварцевые и типично салитовые габбро. В ранней структурной группе выделяются кристаллы клинопироксена и плагиоклаза, которые образуют габбро-офитовую структуру породы. В интерстициях минералов поздней структурной группы развиты мелкие тонкопризматические плагиоклазы в ассоциации с ксеноморфным кварцем (эта группа минералов составляет 8-10%). Порода зачастую подвергнута

пренизации. Ранние зерна клинопироксена замещаются поздней роговой обманкой.

В эндоконтактных фациях выделяются также целые полосы и зоны пород типа микрогаббро. Петрографически они отличаются лишь мелкозернистым обликом и паналлотриоморфнозернистой структурой. Продолжает сохраняться парагенезис: $Pl_{(50-70)} + Pi_{(авгит)} + PO \pm (Tит + Мт + Ап)$; вторичные - Pr ; зеленая PO .

Оливиновые габбро и троктолиты играют среди габброидов Базумского и Севанского хребтов подчиненную роль и больше всего развиты на Мумухан-Красарском массиве. Троктолиты мезомеланократовые породы. В оливиновых габбро, по С.Б.Абовяну (1981), (в %): 55-65 $Pl_{62-66} + 25-35 Pi + 10-20 Ol$, а в троктолитах — Pl_{72-76} и он в большинстве своем сильно изменен (эпидот, серицит, карбонат). Пироксен из оливинового габбро призматический, слабо зеленый (оптика: $C Ng = 40^\circ$; $Ng - Np = 0,028$; $2V = + 59^\circ$) — определен как диопсид.

Оливин - бесцветен и чаще идиоморфен. По данным оптики ($Ng - Np = 0,041$ и $2V = - 84^\circ$) - сильно форстеритовый. Как обычно, разложен с образованием петельчатых структур. Акцессории представлены обычным набором: хромшпинелиды, магнетит и апатит.

Габбро и габбро-нориты встречаются в западной части Желтореченского, северо-восточной части Мумухан-Красарского, Джил-Хачского, Караиман-Зодского и на Кармракарском массивах. Контактные взаимоотношения повсеместно фациальные не только между этими породами, но и амфиболовыми разностями.

Габбро представлены (%): 50-60 $Pl_{62-68} + Pi_{моно}$, габбро-нориты: 45-60 $Pl_{62-65} + Pi_{моно} + 15-20 Pi_{ромб}$. Среди акцессориев, кроме обычных магнетита, титаномагнетита и апатита, присутствуют магнохромит и флюорит.

Клинопироксен по данным оптики ($CNg = 42-45^\circ$; $Ng - Np = 0.024$; $2V = + 55^\circ$) - авгитовый, а ромбопироксен ($Ng - Np = 0.010$; $2V = + 88^\circ$) - энстатитовый, гиперстеновый. Обе разновидности пироксенов сильно амфиболизированы. Поздний амфибол на Кармракарском массиве достигает 15-20%, и порода приобретает характер амфиболитового метагаббро. Это подтверждается нашими данными по шл. 6/5; 7/9; 4/5; 6/12; 4/4 и др. Амфибол в этом случае желтовато-зеленый и светлозеленый, колеблется от роговой обманки до актинолита, а в некоторых случаях и баревикита.

Амфиболовые (роговообманковые) габбро преобладают во всех массивах и выходах габброидной формации региона. Они

сложены из (%): 45-60 Пл₆₀₋₇₀ + 35-50 РО + 15 Пи_{моно}. Набор вторичных аксессуаров тривиален. Амфибол по С.Б.Абовяну (1981) и нашим замерам оптики – роговообманковый - (CNg - 14-15; Ng - Np = 0,024-0,026; 2V = -76°), а клинопироксен - авгитовый. Последний с РО неравновесен и находится в реакционных взаимоотношениях.

Габбро-пегматиты и анортозиты морфологически выражены линзо-широобразными и жильными формами, которые в той или иной мере (разумеется масштабы их резко ограничены) обнажаются среди габброидов всех выходов и массивов Базумского и Ширакского хребтов. Облик пород массивный или чаще гигантозернистый. Плаггиоклаз резко преобладает, а цветные составляют лишь 5-10%. В анортозитах плаггиоклаз sdвойникован больше по альбитовому закону и представлен несколькими генерациями. Состав его колеблется от Пл₅₅₋₈₀ до Пл₃₅₋₄₀.

Из других минералов среди габбро-пегматитов и анортозитов отмечены: оливин, клинопироксен, роговая обманка, магнетит, хромшпинелид и др.

Габбро-диориты представлены повсеместно в регионе среднезернистыми разностями и привязаны больше к эндоконтатным зонам, а иногда слагают крупные отдельные группы массивов. Состав (%): 58-62 Пл₄₄₋₄₇ + 15-20 Пи_{моно} + 12-18РО, аксессуарии – титаномагнетит и апатит. Пироксен - авгитовый и подвержен замещению амфиболитом.

Диорит-плаггиогранитная серия-парагенезис. Петрографические члены этой серии-парагенезиса образуют единую и генетически близкую к габброидам и габбро-диоритам группу. Минеральные парагенезисы представлены типично плаггиогранитным набором, а сами породы тесно связаны пространственно с массивами габброидов. Породы данной серии наиболее полно представлены в пределах массивов на Базумском, Ширакском и Севанском хребтах.

Диориты и кварцевые диориты образуют фациальные переходы от типичных габброидов и габбро-диоритов в Мумухан-Красарской, и Карахач-Катнахпюрской группе массивов. Мелко-и среднезернистые породы обладают следующим составом (%): 60-65 Пл₃₅₋₄₀ + 33-36РО + Мт + 3-5Ап - диориты, а в кварцевых диоритах - 55-60 Пл₃₆₋₃₈ + 30-40РО + 5-15Кв + Мт + 2-4Ап. Вторичные – эпидот, хлорит, пелитовое вещество. Оптические свойства минералов аналогичны вышеописанным из фаций габбро-диоритов, а кварц резко ксеноморфен и развит в интерстициях.

Плагииграниты связаны фациальными переходами с кварцевыми диоритами, развитыми в вышеуказанных массивах. Иногда они слагают самостоятельные дайкообразные тела, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу.

По облику это массивные мелко- и среднезернистые породы и сложены (%): $45-65\text{Пл}_{27-30} + 30-50\text{Кв} + 4-6\text{Ро} + 2-4\text{Би}$.

По свойствам и формам Пл и Кв не выделяются какими-либо особенностями. Кварц, как обычно, ксеноморфен к плагиоклазу, а последний sdвойникован по альбитовому закону. Биотит – мелкочешуйчатый, плеохроирует интенсивно в бурых тонах, равновесен с Пл. Роговая обманка зеленая, схема абсорбции прямая (оптика: $\text{CNg} = 18-19^\circ; \text{Ng} - \text{Nr} = 0,024; 2V = -70^\circ$), иногда хлоритизирована. Акцессории – апатит и магнетит, последний тяготеет в шлифе к темно-цветным.

Породы этой серии имеют собственно магматический характер и не испытали на себе воздействий метасоматических процессов, а комплекс минеральных парагенезисов носит отчетливо низкощелочной плагиигранитный характер (I и V поля щелочности по Коржинскому).

Для ПТ формации габброидов можно выделить следующие главные петрографические особенности:

1. Различимы отчетливо две группы габброидов, отличающихся по степени метаморфизма и уровню щелочности: а) нормальные низкощелочные (магматические) габброиды и габбро-диориты; б) метасоматические апо-и метагаббро (биотит-амфиболовые, амфиболовые, кварцевые и др.) повышенной щелочности. Они достаточно широко известны на Севанском, Базумском, Ширакском хребтах (Присеванская зона).

2. Группа амфиболовых габброидов и амфиболитов прослеживается по всему Севано-Амасийскому офиолитовому поясу, но его глубинные автохтонные фации представлены широко только в районе Амасии. Здесь роговообманковые и роговообманково-пироксеновые габброиды эволюционируют вплоть до уровня плагиигранитов.

На петрохимической семикомпонентной диаграмме составы парагабброидов комплементарны с дунитами и пироксенитами. Сравнительно с последними аподуниты и апопироксениты богаче SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и Na_2O . Петрохимически серию парагабброидов завершают анортозиты (обр. 9/1 АН). Плагиоклазизация парагабброидов отчетливо представлена усилением индексов лейкократовости

"с" и "а" (до 12-15 и 4-6% соответственно) при высоком значении магнезиального индекса "m". По кремнекислотности составы парагабброидов находятся в области 43-50 мол.% SiO₂.

Типичные парагабброиды сложены диопсид-плаггиоклазовыми эвкритами, и авгитовыми габбро-перидотитами и анортозитами – крайними членами ряда полевошпатизации. Структуры пород - гипидиоморфнозернистые, текстуры - пегматоидные. Главные минералы – оливин, клинопироксен и ромбопироксен, второстепенные – тремолит, актинолит, волластонит, кианит.

Генетическая общность парагабброидов с ультрамафитами подтверждается по-прежнему присутствием в габбро-перидотитах и троктолитах реститовых первичных структур и комплементарностью их составов с гарцбургитами, а также близкими высокими значениями магнезиальности мафических минералов.

Группа метагабброидов (амфиболиты и амфиболитовые габбро) обладают гранобластовыми, реститовыми – офитовой и др. структурами. Текстуры этих пород – массивные или полосчатые. Главные мафические минералы – клинопироксен, ромбопироксен, биотит, а амфибол – обыкновенная роговая обманка, баркевикит, тремолит, актинолит.

Петрохимические параметры группы существенно отличны от предыдущих. Так, индекс "а" - выше (11-12%). Метагабброиды имеют крайние кремнекислотные составы. По кремнекислотности мета- и парагабброиды также значимо различаются. По магнезиальности парагабброиды отличаются от остальных габброидов. В отличие от парагабброидов по содержанию K₂O, метагабброиды – более натровые. По железистости значимых различий не наблюдается. Анализ петрохимических особенностей габброидов офиолитовой ассоциации альпинотипной складчатой области Армении свидетельствует: а) петрохимические и петрографические особенности габброидов коррелятивны; б) считая форстерит-диопсидовую эвтектику исходной, можно классифицировать габброидные серии-парагенезисы; в) по петрохимическим признакам (соотношения Al₂O₃, CaO и т.д.) габброиды отчетливо различаются от пород с мантийными источниками вещества (рис.3.2 и 3.2^а).

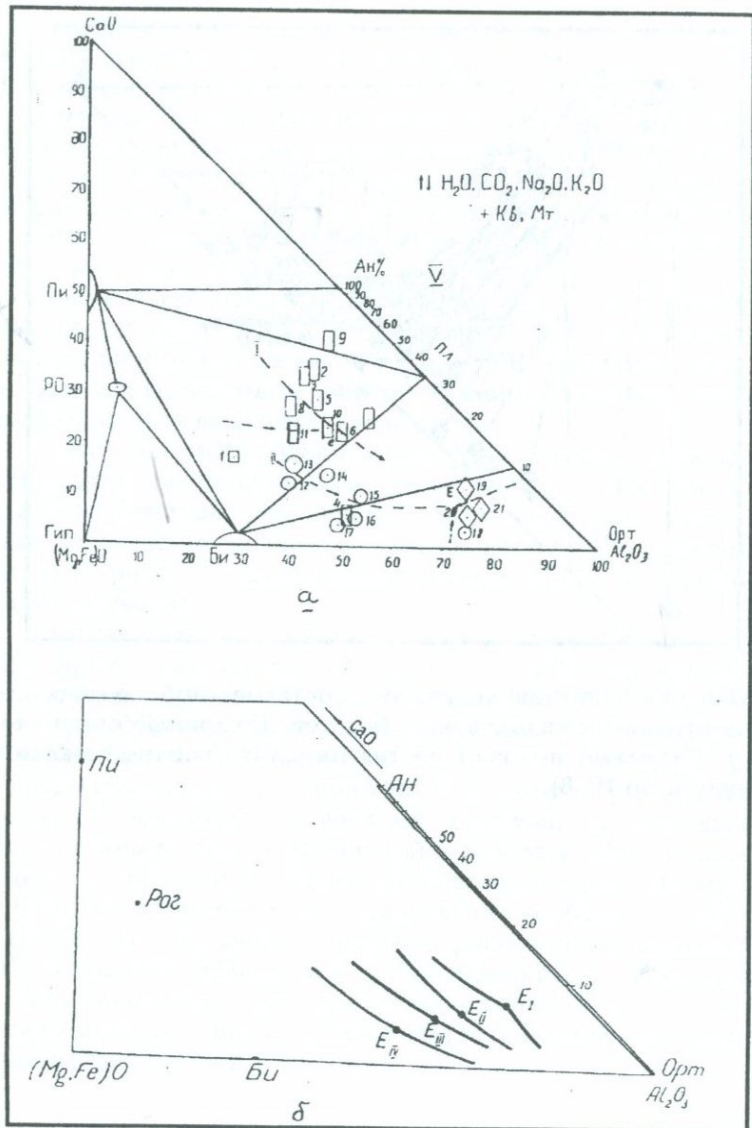


Рис.3.2^а. Диаграмма плавления состав – парагенезис для габброидной ПТ формации. Смещение котектик и смена полей щелочности IV/ на II/VI в щелочно-земельных сериях пород Армении

3.5. Базальт (диабаз) - кератофир-кремнистая (океаническая) ПТ формация

Офиолитовый разрез завершает мощная толща переслаивающихся толеитовых и известково-щелочных лав и их спилитизированные разности с кремнисто-фтанитовыми группами пород, граувакками и рифогенными известняками, формирующими зачастую олистострому.

Вулканогенно-осадочный комплекс, составляющий эту ПТ формацию пород суммарной мощностью около 1000 м, представлен двумя сериями:

Нижняя – эффузивная перекрывает ультрамафиты и сложена лавовыми потоками базальтов, чередующимися с красными рассланцованными силицитами (радиоляриты, яшмы) и глубоководными розовыми известняками. Базальты - высокотитанистые либо щелочные толеиты;

Верхняя - также представлена щелочными базальтами, однако в ее составе кроме того присутствуют островодужные лавовые породы: андезиты, трахиандезиты и др.

Обе серии эффузивов перекрыты, как правило, кремнисто-карбонатной толщей и терригенно-вулканогенными породами (аргиллиты, мергели, песчаники, конгломераты). Базальты в свою очередь трансгрессивно перекрываются также олистостромовыми отложениями сложного состава (песчанники, известняки, андезиты, туфы, брекчии и мн.др.) - общая мощность около 500м. Состав олистостромовой толщи сильно изменчив, а возраст ее колеблется от сеномана до верхнего коньяка.

Предсеномановский вулканизм представлен сериями щелочных и толеитовых базальтов. Щелочные разности преобладают (трахиандезиты, трахиты), и для них отличительной чертой являются крупные порфиروبласты титан-авгита, плагиоклаза и оливина, а микролитовая масса - вариолитовая, структура - микродиабазовая. В трахиандезитах вкрапленники - ортоклаз и флогопит.

Дайки и субвулканические тела толеитовых диабазов пересекать потоки описанных лав. Интересно присутствие ксенолитов известняков и сланцев среди диабазов, габбро, диоритов и др. Другой особенностью является чередование потоков толеитовых и щелочных разностей (бассейн р.Тертер, Присеванская зона). Особый интерес представляют детально изученные (Закариадзе, 1983) тела

высокомагнезиальных и низкотитанистых пород - бонинитов, пересекающих габброиды вместе с силлами диабазов, микрогаббро, диоритов и др.

Последние в свою очередь перекрыты в разрезе силицитами и выше - потоками пиллоу-лав базальтов, андезит-базальтов и андезитов островодужной ассоциации. Разрез завершают дайки молодых дацитов (район с. Караиман, Присеванская зона).

Геологические, петрохимические, геохимические и др. особенности пород формации детально охарактеризованы Г.С. Закариадзе и др. (1983); С.К. Злобиным (1985); М.Б. Лордкипанидзе (1985), но наиболее детально весь вулканогенно-осадочный комплекс офиолитовой ассоциации исследован М.А. Сатианом, 1979-1989; Ю.В. Карякиным, 1985, 1989; П.П. Цамеряном, Г.С. Закариадзе, А.В. Соболевым, Н.Н. Кононковой, 1988; Г.С. Закариадзе, А.Л. Книппер и др., 1990.

Последние авторы выделяют две возрастные группы офиолитовых вулканитов: 1) верхняя юра-неоком; 2) альб-сеноман-нижний коньяк, разделенные тектоническим несогласием (австрийская фаза складчатости). Весь комплекс вулканитов претерпел разной степени зеленосланцевый метаморфизм (хлоритизация, карбонатизация, сосюритизация альбитизация и др.). Петрохимические исследования показывают, что для I группы характерны щелочные составы внутриплитовых обстановок, а для II группы - островодужные составы базальтов (бонинитовые и толеитовые). По данным этих авторов, это указывает на реализацию редкой геодинамической обстановки типа активных зон перехода океан-континент либо палеоаналога современных окраинных морей. Г.С. Закариадзе, А.Л. Книппер и др., в 1990 определили U-Pb-методом возраст циркона из кварцевого диорита (160 ± 4 млн. лет, средняя юра или начало поздней юры по разным шкалам). Эти диориты принадлежат расслоенной бонинитовой серии (амфиболовое габбро-диорит-кварцевый диорит-плагиогранит), которая прорывает метаморфические перидотиты и расслоенный габбровый комплекс. Внедрение бонинитов происходило вдоль зоны глубинного тектонического расслоения и сопровождалось пластическим течением вещества, а также метаморфизмом в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Внедрение бонинитовой магмы в более древнюю океаническую кору свидетельствует о том, что произошла смена палеогеодинамической обстановки вдоль северного борта океана Тетис от Греции до Южного Кавказа (Армения - СВ побережье оз. Севан) (рис.3.3-3.9).

Представляют интерес опубликованные (Цамерян, Закариадзе и др., 1988) данные по типизации офиолитовых вулканических серий

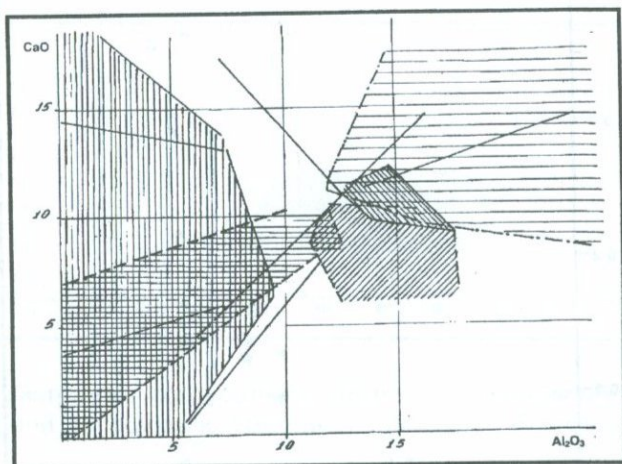


Рис.3.3. Известково-глиноземистые соотношения в породах офиолитовой ассоциации Севано-Амасийской зоны Армении. Условные обозначения:

1. ▨ - поле ультрамафитов, 2. ▨ - поле реакционных ультрамафитов и безполевошпатовых ультра кальмафитов, 3. ▨ - поле полевошпатовых перидотитов и габбро-алливалитов, 4. ▨ - поле толеитовых базальтов (диабазов).

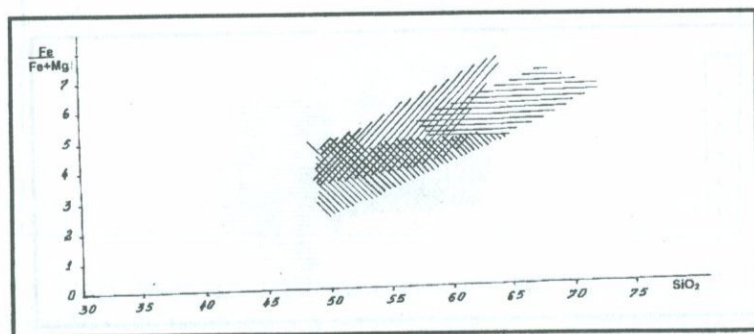


Рис.3.4. Диаграмма соотношений железо-магниевого отношения и кремнезема в породах офиолитовой ассоциации Армении. Условные обозначения см на рис.3.3.

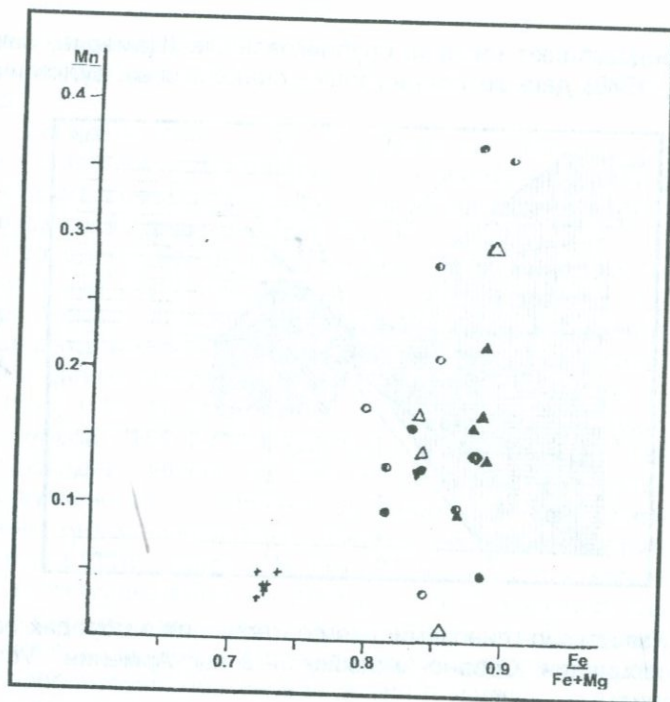


Рис.3.5. Диаграмма соотношений марганца и железо-магниевого отношения в породах офиолитовой ассоциации Армении. Условные обозначения см на рис.3.1.

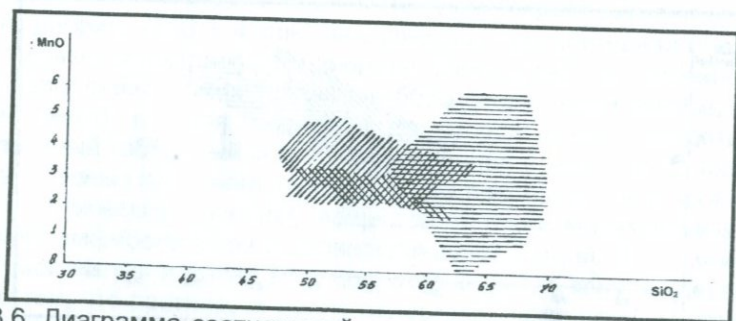


Рис.3.6. Диаграмма соотношений марганца и кремнезема в породах офиолитовой формации Армении. Условные обозначения см на рис.3.3.

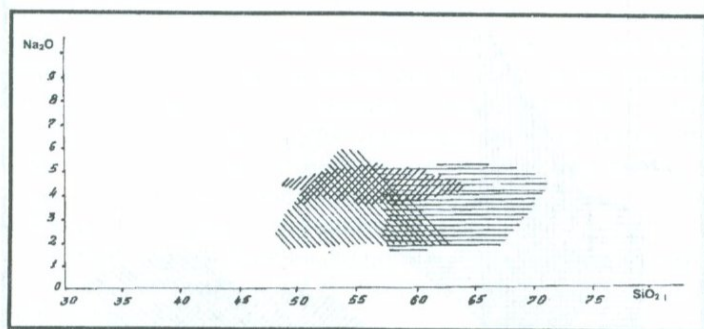


Рис.3.7. Диаграмма соотношений натрия и кремнезема в породах офиолитовой ассоциации Армении. Условные обозначения см. на рис.3.3.

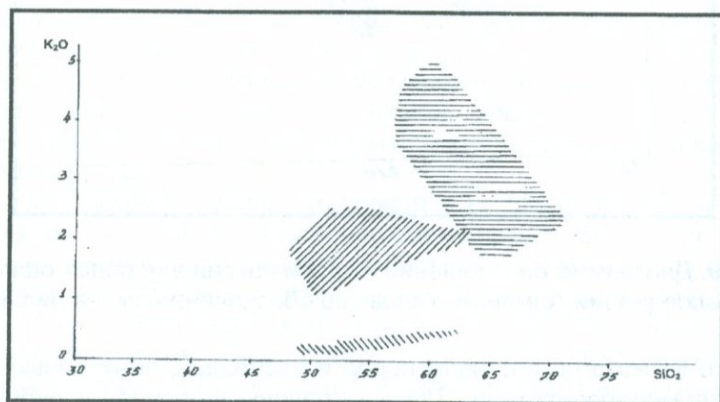


Рис.3.8. Диаграмма соотношений калия и кремнезема в породах офиолитовой ассоциации Армении. Условные обозначения см. на рис.3.3.

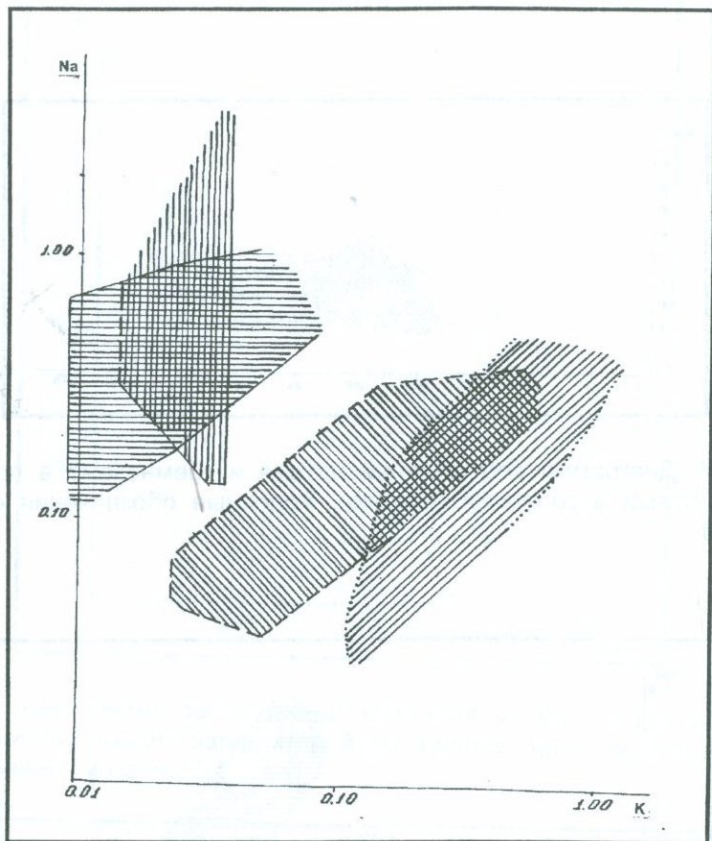


Рис.3.9. Диаграмма соотношений калия и натрия в породах офиолитовой ассоциации Армении. Условные обозначения см. на рис.3.3.

Южного Кавказа по составам пород и расплавов, полученные методами термобарогеохимии. Здесь выделены щелочная и субщелочная серии внутриплитового магматизма, серия толеитов океанических рифтов, а также серия, типичная для окраинных морей. Наиболее интересна серия островодужного типа вулканизма, представленная бонинитами и островодужными толеитами. Выявлен необычайно широкий интервал вариаций составов и типов вулканизма в верхне-

юрско-меловом офиолитовом комплексе Южного Кавказа (северо-восточная область мезозойского океана Тетис).

Парагенезис пород формаций кремнисто-вулканогенного комплекса подробно описан М.А.Сатианом (1979), а петрохимический анализ проведен Ю.В.Карякиным (1989). В составе кремнисто-вулканогенного комплекса первыми описаны мощные пачки радиоляритов (железистые, марганцевистые, известковистые), фтанитоиды, спонголиты, пелитовые туфы и кремнистые туффиты, глобулярные кремни, брекчии серпентинитов, различные известняки и доломиты, офиокальциты и офиодоломиты, диабазы, спилиты, трахибазальты, кератофиры, дациты, тешениты и др.

Наличие опубликованных специальных исследований по составу и геологии пород данной формации избавляют нас от необходимости повторений.

В составе ПТ формации ведущую роль играют вулканы. Краткое описание последних приводится по данным Е.Л.Егояна (1955), С.Б.Абовяна (1970, 1981), А.Х.Мнацаканян (1970), Ж.Щ.Степанян (1955), М.А.Сатиана (1979) и по наблюдениям авторов.

Спилиты. Распространены в пределах всех исследуемых офиолитовых зон, но наиболее широко представлены на Севанском хребте в так называемой "саринарской фации". В форме шаровых (пилоу) лав они ассоциируют с мощными пачками глубоководных радиоляритов. Размеры шаров пилоу-лав - от 2 м до 0,5 м. На внешней поверхности породы наблюдаются многочисленные вариолы. Порода зеленовато-серого цвета, интенсивно хлоритизирована. Промежутки шаров заполнены стекловатым, также хлоритизированным материалом.

В шлифах структура гиалоофитовая. Минералогия: микролиты альбита, а основная масса – хлоритизированное стекло, заполненное в промежутках рудным веществом. Позднее заполнение – пелитовое, хлоритовое и карбонатное вещество, а также халцедон.

Практически аналогичны спилиты в покровах Вединской зоны, в т.н. "хосровской толще", здесь это мощные потоки лав в форме подушек красновато-бурого цвета. Карбонатизация выражена сильнее.

Вариолиты. Ассоциируют в Присеванской зоне со спилитами; фактически являясь частью пилоу-лав, они описаны также и в Вединской зоне. Отличие – вариолитовая структура, заполненная пучками волокон альбита, погруженного в железистую массу стекла.

Наблюдаются отдельные вкрапленники плагиоклаза и оливина, замещенных соответственно хлоритом и серпентином.

Базальты или т.н. **базальтовые порфириды**. Выражены в виде потоков, фрагментов и подушечных отдельностей как в Присеванской (Амасия, Севанский хребет), так и Вединской зонах (р.Кюсуз). Цвет бурый, серый, обычно - миндалекаменный облик. Вкрапленники - измененный плагиоклаз (до 50-60%), основная масса интенсивно хлоритизирована, карбонатизирована и замещена гидрослюдой.

Трахибазальты. Наиболее широко представлены в Вединской зоне, ассоциируют в других зонах с описанными спилитовыми лавами. Отличие в минералогическом составе - присутствие титаноавгита, повышенная кремнекислотность и щелочей в химсоставе. С ними связаны в Вединской зоне туфы и обломки лав тешинитового состава (Степанян, 1979).

Диабазы и диабазовые порфириды. Более всего описаны в Присеванской зоне (Амасия, р.Черная), а также в Вединской - хр.Ерах.

Повсеместно они ассоциируют с вышеописанными лавами, являясь, по сути, их вариациями. Миндалины в них меньше, раскристаллизованность выше. Структуры - полнокристаллические, но офиитовые. Вкрапленники плагиоклаза (по составу An_{80-90}) + авгита достаточно идиоморфны. Основная масса по-прежнему интенсивно хлоритизирована, пелитизирована, цеолитизирована и т.д.

Тешениты. Описаны по находкам в граувакковой толще Вединской зоны (Агамалян и др., 1972). Цветные минералы - биотит-авгит, баркевикит-авгит. В гальках конгломератов с ними ассоциируют перидотит, габбро, спилиты и яшмы. Очевидно, они как и другие обломки пород, принадлежат олистостромовой толще покрова.

Кератофиры. Известны в Присеванской зоне (Амасия, участок Ишкая, Гейсу, Кясаман). Массивный буро-красноватый облик пород выделяется на фоне прослоев песчанистых туфов. Структура - порфиристая, иногда трахитоидная. Вкрапленники - плагиоклаз (An_{35-40}) + КПШ (калишпат), основная масса интенсивно пелитизирована, альбитизирована и т.д. Обнаружены в керне скв.Карабахляр-1 и граувакковой толще.

Петрохимические исследования описанных вулканитов требуют осторожной интерпретации, поскольку наложенные метасоматические процессы практически полностью изменили минералогический первичный состав. Поэтому использование обычных диа-

грамм типа AFM практически бесполезно. В данном случае более корректно приложение метода Д.Пирса (1976) примененного Ю.В.Корякиным (1979).

Вулканические отложения в виде туфов, гиалокластов, брекчий, туффитов и т.д. подробно описаны в связи с соответствующими вулканитами М.А.Сатианом (1979); особенно это касается Севанской (участки Шишкая-Гейсу) и Вединский (участки Кюсуз, р.Веди) офиолитовых зон. Среди этой гаммы пород наиболее примечательны:

Силициты. Выступают в Севанской зоне мощностью до 300 м, т.е. 30% толщи. Представлены, кроме радиоляритов, спонголитами. Для них наблюдается ритмичность расслоения, причем идет чередование с типичными вулканокластическими породами (верховья рек Саринар, Гюней и Шишкая. Характерна также микроритмичность (0,1-0,8 мм до 2 см) при насыщенности кремнистым веществом и радиоляритовыми выделениями.

Марганцевистые (железистые) радиоляриты. Крупные выходы описаны для участка Севанского хр. Цвет - черный с чередованием сургучно-бурых и красных полос. Мощность - от 2 до 20 м. Структура - органогенная, микрозернистая, текстура - микрослоистая.

Аналогичные образования описаны в бассейнах р.Черная (Базумский хр.) и Агандзугет (СЗ Баргушатский хр.). В Вединской зоне известны более известковистые радиоляриты. Основной состав - халцедон + гематит + остатки радиолярий, фораминифер, спикул кремниевых трубок и д.

В толщах следует практически везде чередование глинистых, известковистых и др. разновидностей радиоляритов.

Фтанитоиды. Выступают в виде маломощных пачек среди радиоляритов (0,3-1,5 м) на Севанском участке одноименной зоны. Цвет - зеленоватый, серый до темнозеленого, переходы к яшмовым радиоляритам резкие. Сравнительно выше отмечено присутствие закиси железа и органического углерода, что взаимосвязано, обеднены соответственно Mn, Ti, V, Ni, Co.

Спонголиты. В виде прослоек в кремнях и радиоляритах известны в бассейне р.Черная (Базумский хр.); цвет - желтоватый, серый. Облик - тонкослоистый. Структура - органогенно-микрозернистая. В составе - губки и радиолярии.

Эксталяционные кремни. Типичны повсеместно по всей Присеванской зоне. Цвет - мясо-красный, оранжево-красный, красный. Формы тел - пласты, линзы (0,5-0,7 м).

Структура - реликтивно-глобулярная. Состав – существенно халцедон. Окислы железа отчетливо вырисовывают текстуру. Химсостав примитивен - окиси кремния и железа преобладают. Известны как гематитовые яшмы.

Яшмовые брекчии - брекчии силицитов с гидротермальным кварц-халцедоновым цементом более всего известны на Севанском хр. (участки Гейсу и др.). Мощность - 3-5 м.

Известняки и доломиты. Ассоциируют с известковыми радиоляритами (Вединская зона). Серые и розовые известняки с примесью кремниевого материала радиолярий слагают брекчии в пачках осадочно-пирокластической толщи. В Севанской зоне отдельные слои известняков чередуются с пачками радиоляритов. Терригенный материал - вулканомиктовый.

Онкоидные окремненные известняки описаны М.А.Сатианом (1979) в бассейне р.Кюсуз (Веди). Следует чередование серозеленоватых плейчатых известняков с кремнистыми туфами, туффитами, радиоляритами. Мощность - до 120 м. Структура – органогенная. Онкоиды веретенообразной формы (0,1-0,5 мм) составляют до 70%. В основной массе - радиолярии и диатомовые водоросли. В основной массе - терригенный материал – обломки спилитовых лав, вулканическое стекло и др.

Известняки (оолитовые, доломитовые, железистые) выступают среди шаровых спилитов и диабазов в форме рифов (до 2 м), особенно в р.Сатанахач (Севанская зона). Цвет - светло-серый, облик - массивный. Примесь - песчаный материал. Структура – оолитовая (до 0,8 мм). Состав - существенно известковый. В железистых разностях цемент пленок железистый. Выступают в виде линз среди эффузивов мощностью 2-20 м. Линзы заполнены брекчиями вулканических. Доломиты чередуются с прослоями известняков и радиоляритовыми пропластами.

Граувакки. Встречены во всех офиолитовых зонах. Состав – полимиктовый офиолитокластический. Слагают линзы среди известняков и радиоляритов. Структура – литокластическая. В составе преобладают обломки спилитов, диабазов, яшм, перидотитов, серпентинита, стекла и др. Цемент - пленочно-контактный, глинисто-хлоритовый, карбонатный и т.д.

Офиокальциты. Распространены в Присеванской зоне, (бассейн р.Гергер, р.Саринар), известны также в Вединской зоне в виде мелких тел. Цвет – зеленовато-бурый, зеленый, иногда коричнево-бурый. Карбонатная масса цементирована измененным сер-

пентинитом. Текстура - прожилковая, брекчиевидная. Порода окремнена. Выступает в виде крупных блоков олистолитов (до 150 м). Является красивым по фактуре поделочным материалом и описана ниже в гл.6

Весь описанный комплекс пород относится М.А.Сатианом (1979) к надофиолитовому "чехлу". Причем он справедливо отмечает, что породы эти существенно офиолитокластические, наблюдается резкоконтрастная изменчивость перепадов мощностей, составов и строения. В составе "чехла" известны тела серпентинизированных ультрамафитов.

Все эти факты он склонен отнести за счет развития автономно-разобщенно существовавших узких троговых бассейнов вдоль офиолитовых зон, маркируемых глубинными разломами, вдоль которых дискретно поступал в них ультрамафит-мафитовый материал (рис.3.10).

Практически все типы вулканических пород, входящие в рассматриваемую ПТ формацию, претерпели в той или иной степени метаморфизм зеленосланцевой фации. Это представлено в виде мощных процессов карбонатизации и хлоритизации вкрапленников оливина, соскюритизации и альбитизации плагиоклаза, окварцевания и хлоритизации основной массы в шлифах. Петрохимически это выражается в перераспределении окисей кремния, магния, кальция и железа. Тем не менее на диаграмме Пирса (рис.3.10) приведены петрохимические составы в координатах F_1 и F_2 . Эти дискриминантные функции позволяют специально учитывать наложенные эффекты метаморфизма. Рассмотрение вариаций составов показывает преобладание щелочных составов внутриплитовых обстановок для верхнеюрских – нижнемеловых вулканитов (Севано-Акеринская и Вединская зоны).

Петрохимический тип вулканитов является ключевым для расшифровки конкретных геодинамических обстановок. В связи с этим установление (Закариадзе и др., 1982) в пределах Севано-Акеринской офиолитовой зоны двух типов пород: первый - представлен весьма характерной для внутриокеанических островов ассоциацией высокотитанистых щелочных базальтов-трахитов; второй – ассоциацией низкокалиевых базальтов-андезитов, сопоставимых с вулканическими сериями примитивных островных дуг.

Породы данной ПТ формации слагают в большинстве "надофиолитовый чехол" и фрагментарно обнажены в аллохтонном залежании в Амасия-Севано-Акеринской, Вединской и в корнях шовной

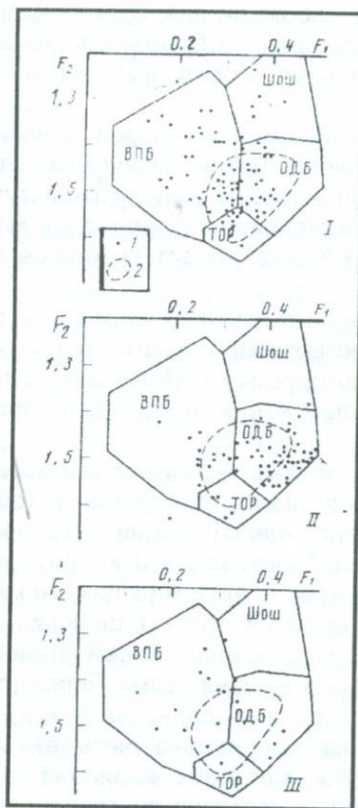


Рис.3.10. Вариации составов пород в координатах факторов F_1 и F_2 .
 $F_1 = 0.0088\text{SiO}_2 - 0.774\text{TiO}_2 + 0.0102\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.0066\text{FeO} - 0.0017\text{MgO} - 0.00143\text{CaO} - 0.0155\text{Na}_2\text{O} - 0.0007\text{K}_2\text{O}$;
 $F_2 = 0.013\text{SiO}_2 + 0.0185\text{TiO}_2 + 0.0129\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.0134\text{FeO} - 0.03\text{MgO} + 0.0204\text{CaO} + 0.0481\text{Na}_2\text{O} - 0.0715\text{K}_2\text{O}$.

1-составы пород; 2-поле составов измененных базальтов дна океана; I и II-вулканические серии Севано-Акеринской зоны, имеющие возраст J_3 - K_1 и K_2 соответственно, III-вулканические серии Вединской зоны; ВЛБ-внутриплитовые базальты, ТОР-толеиты океанических рифтов, ОДБ-островодужные базальты. Шош-шошониты.

Зангезурской офиолитовых зон. Они формируют здесь серию сложнопостроенных покровов тектонического характера.

В пределах **Вединской зоны** породы офиолитовой ассоциации представлены двумя покровами (Соколов, 1977), находящимися

на различных горизонтах офиолитокластовой олистостромы (нижний коньяк). Ее мощность достигает 1400 м и к низу плавно переходит в толщу мелководных массивных известняков сеномана-турона (300 м). В свою очередь она трансгрессивно с конгломератами в основании налегает на терригенно-карбонатную толщу пород среднего палеозоя-триаса.

Нижний покров (эффузивно-радиоляритовый) сложен спилитами, диабазами и глинисто-кремнисто-карбонатными породами (верхняя юра-нижний мел). Покров налегает на небольшие рассланцованные линзовидные тела серпентинитов. Породы кровли этого покрова интенсивно раздроблены и рассланцованы и метаморфизованы (до глаукофановой фации). Мощность – 900 м.

Верхний покров сложен преимущественно серпентинизированными апогарцбургитами, содержащими большое количество тел родингитов, габбро и габбро-амфиболитов. Мощность – 500 м.

Оба покрова и находящаяся ниже олистострома трансгрессивно полностью перекрываются терригенной (песчанно-мергелистой) толщей верхнего коньяка.

В пределах Севано-Амасийской офиолитовой зоны (участки Лачин-Нагдала, Иняк) также известны два крупных покрова, в которых породы вулканогенно-осадочного комплекса и всей ПТ формации играют важную роль. Покровы подстилаются мощной (до 1000 м) олистостромовой толщей, представленной в основном материалом разрушения пород офиолитов (возраст - от позднего сеномана до раннего коньяка, Соколов, 1977). В строении нижнего (Инякского) покрова принимают участие апогарцбургиты и апо-мета-дуниты интенсивно серпентинизированные, а также габброиды, троктолиты и другие представители расслоенного комплекса, брекчированные и прорванные дайками метадиабазов, долеритов и плагиогранитов. Характерный дайковый комплекс отсутствует, а междайковые пространства заполнены метаморфическими породами.

Детальное изучение строения офиолитокластовой олистостромы показало (Книппер, 1980), что наряду с крупными олистолитами эффузивно-радиоляритовой серии юры-неокома, в ней присутствуют еще и вулканы альб-сеноманского возраста. Последние развиты локально и представлены потоками, чередующимися с красными яшмами и микритовыми известняками; мощность – 150 м.

Именно среди этих вулканитов (Закариадзе и др., 1982) выделяются два петрохимических типа вулканитов: I - представляет характерную для внутриокеанических типов островных высокотитанис-

тых щелочных базальтов серию, а II - серию низкокальциевых базальтов-андезитов типа островных дуг.

Офиолитовые покровы и верхняя олистострома дискордантно перекрываются терригенно-обломочными осадками раннего сенона общей мощностью - 200-500 м. Они представлены по составу полимиктовыми песчаниками, алевролитами, красноцветными конгломератами с офиолитокластовой галькой. Далее следует карбонатный комплекс верхнего сенона (100 м) - пелитоморфные известняки с прослоями мергелей и органогенно-обломочных известняков.

Проблема петрогенезиса вулканогенно-осадочного комплекса, который описывают как офиолитовый, вулканогенно-радиоляритовый и т.д., является наиболее актуальной и ключевой для выяснения происхождения офиолитов. Является ли действительно офиолитовая ассоциация современных континентов фрагментом древнего океанического ложа или это интрузивные внедрения магмы вдоль глубинных разломов глубокого заложения, как это признавалось до недавнего времени многими армянскими геологами?

Мы видели выше, что они представляют собой сложную и невыдержанную по составу серию пород, которая повсеместно сопровождает гипербазиты. Выше в ее составе подробно описываются спилиты, диабазы, радиоляриты, кремнистые, известковые, глинистые, гравийные образования, яшмы, карбонатные породы и др. Мы не заметили каких-либо очевидных закономерностей в этом общем реестре пород ни по латерали, ни по вертикали. Серьезную роль в этих неоднородностях играли метаморфогенные процессы: хлоритизация, альбитизация, цеолитизация, карбонатизация, серпентизация и общая перекристаллизация. Немаловажную роль играла тектоника: милонитизация, рассланцевание, брекчирование и пр. Естественно, все в совокупности изменило первичный облик пород и еще более увело нас в сторону.

Процессы метаморфизма серии схожи с габброизацией гипербазитов, факты и наблюдения по которым описаны также в главе 4. В.Ф.Морковкиной и др. (1977) приводится фактический материал по петрографии, минералогии и химизму глубоко метаморфизованных серпентинитов и диабазов, спилитов и габброидов, вплоть до образования авгит-фассаитового парагенезиса в пределах различных участков Вединской и Севанской зон. Приведенный материал свидетельствует о принципиальной возможности полного изменения облика и состава пород данной ПТ формации, вплоть до их полного расплавления (палингенез), что особенно возможно в мобильной зо-

не. Следовательно, открывается новая сторона в формировании вулканогенно-осадочной серии, т.е. активная роль прогрессивного и глубинного метаморфизма, метасоматизма, аналогичного процессу габброизации гипербазитов.

Таким образом, офиолитовые вулканы Южного Кавказа представлены ассоциацией переходных толеитов с щелочными базальтами-трахитами (вулканы внутриплитового типа), толеит-базальтами СОХ и ассоциацией бонинитов с низкотитанистыми толеитами, типичной для примитивных островных дуг. Первые две ассоциации характеризуются сквозным развитием в верхней юре-мелу, тогда как вулканы островодужного типа достоверно установлены лишь в альб-туронских вулканогенно-осадочных комплексах Севано-Акеринской зоны. В Зангезуре и Веди последние, по-видимому, отсутствуют. Следует иметь в виду, что по данным Г.С.Закариадзе и соавторов (1984), толеиты типа СОХ и внутриплитные вулканы являются продуктами метасоматизированной, обогащенной водой мантии и скорее всего сформированы в бассейне типа окраинного моря.

Детальные исследования, учитывающие эффект вторичных изменений, не подтверждают наличие щелочных вулканитов в офиолитах Южного Кавказа, на что указали С.А.Паланджян с соавторами (1977) и М.А.Сатиан (1979). Эти авторы связывают щелочной вулканизм Присеванской, Вединской и Зангезурской зон с континентальным рифтогенезом. Однако офиолитовое основание вулканитов и их постоянная ассоциация с радиоларитами, пелагическими известняками и офиолитокластовыми турбидитами свидетельствуют о том, что они сформированы в бассейне с океанической корой, в большей или меньшей степени изолированном от континентального сноса. Вне всякого сомнения, ассоциация бонинитов с низкотитанистыми толеитовыми сериями маркирует примитивную дугу, возникшую на океаническом фундаменте; толеиты типа СОХ являются продуктами спрединга, тогда как переходная ассоциация толеит-щелочной базальт-трахит маркирует океанические острова или магмопроницаемые трансформы и сдвиги, возникшие на океанической коре. Масштабы бассейна, в котором формировались вулканические серии и его положение внутри Тетиса обсуждены подробно (М.Б.Лордкипанидзе, 1985).

3.6. Метабазит-амфиболитовая (метагабброидная) ПТ формация

Метаморфические и метасоматические образования офиолитовых зон достаточно разнообразны по составу, возрастным соотношениям и термодинамическим условиям формирования. Во многом их природа образования еще ожидает своего решения.

При решении этих проблем существуют различные подходы. Так, М.А.Сатиан (1979) избрал вариант трехчленного деления "чехла" на доофиолитовую, собственно офиолитовую и надофиолитовую стадии.

Данная ПТ формация охватывает многочисленные мелкие и крупные тела габброидов офиолитовых поясов Армении: габбро-пироксенитов, нормальных габбро, габбро-норитов, троктолитов, анортозитов, габбро-пегматитов, габбро-амфиболитов и амфиболитов.

Наиболее крупные тела этих пород известны в Присеванской зоне (участки Джанахмет, бассейн р.Черная и др.), в особенности в районе участка СВ Севанской зоны эти породы подвергнуты сильному тектоническому дроблению и пронизаны "роем даек", представленных различными габбро-диабазами, долеритами, микрогаббро и диабазовыми порфиритами серого и зеленовато-серого цвета; кроме того известны также отдельные тела пироксенитов. Породы подвергнуты катаклазированию и брекчированию.

Все указанные типы и разновидности пород повсеместно подвергнуты мощной амфиболитизации и прорваны другими сериями даек более кислого (плагиограниты) состава. Создается впечатление о присутствии известного из литературы по офиолитовым комплексам "шитед" или "дайка в дайке". Иногда встречаются довольно свежие породы типа порфиритов с миндалекаменной текстурой, внешне схожие со своими аналогами из вулканогенно-осадочного комплекса. Возможно, это реликты последнего.

Породы габбро-амфиболитовой серии переслаиваются с пачками измененных (альбитизированных) долеритов (участок Караиман) и спилитов. Наряду с преобладанием процессов амфиболитизации все упомянутые породы также, как и вулканогенно-осадочный комплекс, подвергнуты процессам низкотемпературного метаморфизма: хлоритизации, пропилитизации, эпидотизации и др.

По данным В.Ф.Морковкиной, Г.С.Арутюняна (1974), весь упомянутый комплекс габбро-амфиболитов является результатом ретроградного метаморфизма и метасоматизма или габброизации

субсерпентинитового субстрата, пройденного через процессы фелдшпатитизации, пироксенитизации и амфиболитизации. Следует отметить, что на отдельных участках мы наблюдали в Присеванской зоне (верховья р.Дзорагет, Амасия, Шамхорчай, Зульфугарлы и др.) как серпентиниты постепенно переходят в микробрекчированные беловатые форелленштейны (мощность 0,2-1,5 м). Выше по этим разрезам обнажаются габбро-амфиболиты, которые согласно переслаиваются с полосчатыми, брекчированными и пегматоидными габбро. Последние фациально переходят далее в габбро-диориты и кварцевые-диориты (Севанский хр., Чатындара). Часто среди габбро-амфиболитов и амфиболитов встречаются линзы серпентинитов и серпентинизированных перидотитов и дунитов (длина 0,5-5,0 м, мощность до 1,1 м). Отмеченные геологические наблюдения подтверждают справедливость точки зрения указанных авторов о преобразовании серпентинитов путем метасоматической переработки и их перехода в амфиболиты.

Важно отметить, что габброиды в пределах Севано-Акеринской зоны значительно и масштабно метаморфизованы. Заслуживают внимания полученные Т.А.Гасановым (1979) данные по определению возраста метаморфизма сильно измененных габбро-амфиболитов Левчайского массива: калий-аргоновый метод, 4 образца: 104 ± 2 млн. лет (альб); 5 образцов: 125 ± 5 млн. лет (готерив). Породы этого массива в левобережье р.Левчай прорваны небольшими телами кварцевых диоритов и кварцевых сиенито-диоритов, радиологический возраст их по 3 образцам показал 106 млн. лет (альб). Последние данные Г.С.Закариадзе и др. (1990), полученные уже U-Pb методом, также близки к этим данным — 160 ± 4 млн. лет и показывают, что метаморфизм габбро-амфиболитов произошел в доальбское время (средне-верхняя юра) и, вероятно, был связан с меланжированием офиолитов. Все эти факты подкрепляют мнение, согласно которому офиолиты Южного Кавказа действительно являются фрагментами палеоокеанической коры (Пейве, 1969; Книппер, 1971).

Нашими полевыми и петрографическими наблюдениями подтверждается мнение о процессе амфиболитизации, как о сложном и многофазном явлении, результатом которого являются анхимономинеральные амфиболовые породы - актинолититы, тремолититы, горнблендиты, а также их смеси вместе с керсутитом, антофилитом и глаукофаном. Сопряженность этих процессов приводит к образованию разных вариаций амфиболитов и роговообманковых габбро.

В массивах офиолитов широко развиты не только метаморфизм прогрессивный, но и регрессивный: карбонатизация, альбитизация, окварцевание, опализация и мн.др., которые мы описали для пород вулканогенно-осадочного комплекса.

Среди всех этих процессов безусловно ведущая роль по масштабности в офиолитах принадлежит **серпентинизации** и образованию самих **серпентинитов**. Петрографическое подробное изучение приводит к мнению о том, что это полиминеральные образования. Серпентинит выделяется по гетеромофности, различной окраске, разбросу оптических свойств и как следствие - по химизму. Он сочетается в природе с бруситом, амфиболами, тальком, пренитом, хлоритом. Интересно, что это ведущие для офиолитов породы еще ожидают подробного изучения (Штейнберг, Чашухин, 1977). Детальные исследования (Морковкина и др., 1977) показали крайнюю изменчивость составов оливинов и серпентинов, а также пироксенов даже в пределах одного зерна и образца, что объясняется авторами вторичной природой этих минералов в связи с их метасоматизмом.

Эти данные подтверждаются также и нашими исследованиями по минеральному составу гипербазитов (пироксены, хромшпинелиды - гл.4).

Серпентиниты. Наиболее распространенная порода среди гипербазит-базитов офиолитовых пород. Это массивные зеленовато-серые, иногда бурые, пятнистые породы. Установлена достаточно мощная сланцеватость. Серпентин представлен своими разновидностями - антигоритом, лизардитом, хризотилом, реже - серпофитом. Рудные широко представлены хромшпинелидом и магнетитом.

С.Б.Абовян (1981) описывает многостадийность процесса серпентинизации. Для каждой характерны микроструктуры, отчетливее всего - петельчатая. Наиболее поздним считается антигорит, кроме того - колломорфный, плотный серпофит. Именно последняя разновидность - "субсерпентин" - принимается В.Ф.Морковиной (1971) за основу того субстрата, за счет метасоматических преобразований которого образовались мафит-ультрамафитовые породы Севанской и Вединской зон.

По В.Н.Лодочникову (1936), колебания и вариации свойств и составов серпентинитовых минералов указывают на образование серпентинита из коллоидных растворов.

Интересно, что серпентинитовые минералы сами подвержены метаморфизму и по ним развиваются: хлорит, тальк, хризолит, карбонат, гидроокислы железа. Считается, что в процессах серпен-

тинизации по узорам реликтовых минералов можно угадать тип первичной породы (по нашему мнению, это практически субъективный процесс).

По данным В.В.Велинского и др. (1988), серпентиниты представляют собой коровые гидротермально-метасоматические образования и служат в качестве индикатора мощного магниевого метасоматизма офиолитовых зон. Серпентиниты образуются по продуктам смектитовой фации вулканогенно-осадочных толщ в морских условиях. Наиболее благоприятной матрицей для этого являются глинистые образования (каолинит-монтмориллонит). Экспериментально установлено, что подобный процесс оптимально протекает в пределах температур 300-450°C и давлении 500-1000 атм. в магниево-карбонатной среде. По каолинитовому субстрату образуется прежде всего лизардит, а по монтмориллониту - хризотил и лизардит.

В процессе геологической истории офиолитовых зон под воздействием регионального и контактового метаморфизма по серпентинитам образуются вторичные оливин-пироксеновые минеральные парагенезисы, определяющие дунит-гарцбургитовую серию ультрамафитовых поясов. Ведущими факторами таких преобразований по экспериментальным данным является дегидратация серпентинита и геохимические условия среды, в которой реализуется переход твердофазного серпентинита в парагенезис оливин + пироксен или серпентин + оливин.

Показанный механизм генезиса гипербазитов требует тщательной литолого-петрографической и др. проверки, особенно в связи с возможным выявлением роли позднего наложения вулканических и тектонических процессов при формировании офиолитовых зон.

В породах офиолитовой ассоциации, независимо от формы и размеров массивов, ведущую роль играют **серпентиниты**, которые развиты по гарцбургитам, дунитам, пироксенитам, габброидам и другим ультрамафит-мафитам. Серпентиниты представляют основной субстрат. Роль метаморфических и метасоматических процессов и их масштабы явно недооценивались предыдущими исследователями (рис.3.11).

Амфиболиты. Известны практически во всех зонах офиолитовой ассоциации (Караиман-Зодский, Амасийский, Джил-Хачский, Дзорагетский и др. массивы). Цвет породы - серый. Текстура - м/з, с/з массивная, полосчатая - псевдотрахитоидная. Структура гранобластовая (характерна для метасоматитов). Минсостав: равные соотношения $Pl_{50-70} + PO$, плагиоклаз эпидотизирован, цоитизирован и пр.



Рис.3.11. Петельчатый серпентинит с порфиробластами диопсида /шл. М-83Г, увел.31, а-николи II, б-николи +/. В 1,5 км севернее пос. Джанахмед.

Амфибол (РО) интенсивно хлоритизирован. Акцессории - титанавгит, апатит. Образуются при метаморфизме габброидов и основных эффузивов.

Родингиты. Образуются в ходе метаморфизма даек габбро-диабазов вдоль контактовых зон с вмещающими гипербазитами. Более всего известны в Присеванской зоне. Цвет - серый, желтовато-бурый, развит по плагиоклазу. Минсостав: гранаты (зеленоватый демантоид, гроссуляр) - 30%, пироксен (диопсид) - до 70%, практически всегда сопровождает хлорит, развит по пироксену, меньше - актинолит, пренит. Структура - реликтовая (по диабазу). Характерная метасоматическая порода.

Листвениты. Цвет - серый, желто-бурый, с характерной рельефной текстурой. Отчетливо проступают "вкрапленники" кварца, хромшпинелидов. В целом м/з, плотная кварц-карбонатная порода. Кроме того, выступают реликтовые - серпентин, хлорит, тальк, а из рудных - хромшпинелиды, магнетит. Кроме описанных практически безрудных лиственитов, С.Б.Абовян (1981) отмечает еще одну разновидность кварц-карбонатных пород, с которыми связаны оруденения золота, ртути и др. и называет их аллолиственитами. Характерный результат регрессивного метаморфизма ультрамафит-мафитов.

3.7. Глаукофан-альмандиновая (квазиэклогитовая) ПТ формация

Развитие данной ПТ формации пространственно и генетически тесно связано с предыдущей - амфиболитовой. Породы регрессивного и регрессивного метаморфизма представлены серией метаморфических кристаллических сланцев в пределах офиолитовых зон Армении. Сведения о них имеются в публикациях: Т.Ш.Татевосяна, 1951, 1952; Л.С.Меликяна, Г.А.Саркисяна, 1961; В.Т.Акопяна, Г.А.Казаряна, 1962; А.Л.Книппера, 1975; В.Ф.Морковкиной и др., 1977; С.Б.Абовяна 1981, В.А.Агамаляна 1986, 1988 и др.

В офиолитовой ассоциации в различных частях Присеванской зоны выступают глыбы, блоки и целые участки различных метаморфических сланцев. Если метаморфические сланцы кристаллического фундамента (эопалеозой-докембрий) датируются на основе региональных сопоставлений и др. методов, то в пределах офиолитовых зон метаморфиты датируются чисто условно, и их стратигра-

фическая позиция носит предположительный характер. Основную роль играет геологическая близость в пространстве выходов сланцев и др. к массивам ультрамафит-мафитов. Наиболее крупные выходы такого рода: метаморфические сланцы фундамента в аллохтонном залегании (Агамалян, 1978, 1988, 1994, 2000) распространены в СЗ части Присеванского пояса - Амасийский массив (3 км²), Дзорагетский массив (10 км²), Степанаванский массив (3 км²) и СВ побережье оз.Севан (Сотк) (крупные блоки).

Среди метаморфических сланцев Амасийского массива преобладают кварц-гранат-роговообманковые сланцы и амфиболиты, слагающие массив г.Иняк (Ковасар), в 3 км к северу от пос. Амасия. Эти породы характеризуются довольно значительным содержанием андрадит-пироп-альмандинового граната, количество которого участками достигает 20-25%. Подобный облик метаморфических сланцев послужил основанием для отнесения их к "эклогитоподобным метаморфическим сланцам" (Татевосян, 1951). Гранатовые сланцы представлены полосчатыми, местами сланцеватыми породами среднезернистого сложения с более крупными выделениями граната; местами наблюдается полосчатость. Роговая обманка располагается полосами, местами обтекающими крупные (размером до 1-2 см в поперечнике) порфиروبласты граната. Выделения граната изометрические, морфологически представлены ромбическим додекаэдром (Татевосян, 1951). В этих же сланцах роговая обманка в большинстве случаев преобладает над плагиоклазом (%):

70PO + 30 Пл₆₀₋₇₀.

Текстура этих пород - сланцевая, грубополосчатая, с наложенной гофрированностью. В зеленых (хлорит + эпидот + кварц + альбит) сланцах содержание граната ничтожно. Однако гранат установлен в ксенолитах обломков, найденных внутри этих сланцев, где его количество достигает 15%.

Гранат представлен мелкими идиоморфными или округлыми кристаллами (тип "бусинок" или целых струй), в шлифах можно проследить его две генерации. Присутствие гранатизированных обломков пород в двуслюдяных сланцах (возраст - 202-215 млн. лет по K-Ar методу, Г.А.Саркисян, 1981) свидетельствует о двух фациях регионального метаморфизма, разделенных во времени.

Общий состав сланцев таков (%): 50-33Гр + 30-35PO + 5-15Кв + 5Би. Как амфиболиты, так и гранатовые сланцы содержат близкий набор вторичных минералов: эпидот, цоизит, хлорит, серицит. Аксессуары - апатит и магнетит.

Под микроскопом порода обладает гранобластовой-лепидобластовой структурой, обусловленной бластическими, часто удлинёнными выделениями роговой обманки и кварца. В кварц-роговообманковой массе расположены порфиробластические изометричные выделения граната, в шлифе, окрашенного в бледно-розовый цвет. Выделения граната содержат мелкие пойкилобластовые включения кварца.

Плаггиоклаз образует вытянутые кристаллы лабрадорного состава (Пл₆₀₋₆₅). Роговая обманка призматическая зеленая, плеохроизм в зеленовато-синих тонах (оптика: $CNg = 18^\circ$; $Ng - Np = 0,020$; $2V = 72 - 77^\circ$) и интенсивная хлоритизация. Кварц ксеноморфен и развит в интерстициях других минералов.

По минеральным парагенезисам сланцы, по данным Г.А.Саркисяна (1981), представлены:

- амфиболитами: роговая обманка + плаггиоказ + (гранат + биотит + сфен + магнетит + хлорит);
- хлоритовыми сланцами: альбит + эпидот или эпидот + хлорит + альбит (кварц + актинолит + пренит + тремолит + магнетит);
- актинолитовыми сланцами: кварц + альбит + кальцит + эпидот или эпидот + актинолит + кварц + альбит;
- гранатовыми двуслюдяными сланцами: кварц + биотит + мусковит + гранат + магнетит + хлорит, серицит, калишпат;
- гранатовыми кварцевыми сланцами: хлорит + мусковит (серицит);
- амфиболовыми сланцами: эпидот+роговая обманка + плаггиоклаз + (хлорит-кальцит-сфен-кварц-углистоое вещество);
- антигоритовыми сланцами: антигорит + тремолит + магнетит - (антигорит-тремолит, альбит);
- амфибол или слюдяными сланцами: PO + мусковит - (глинистое вещество, карбонат);
- кварцево-глинистыми и кварц-альбит-слюдяными сланцами;
- глаукофансодержащими и глаукофановыми сланцами - глаукофан + эпидот + альбит + мусковит + рибекит + асбест - (тремолит, кварц, кальцит, магнезит, серицит, гидробиотит, пумпеллит, цоизит (лавсонит?), анальцим).

Среди перечисленных парагенетических ассоциаций ведущую роль играют по частоте распространенности: альбит-эпидот-хлоритовые (актинолит) сланцы, а затем - гранатовые (альмандиновые) амфиболиты. Амфиболиты представлены наиболее крупными блоками (Амасия, Зодский перевал). Важно отметить, что даже среди одного и того же обнажения минеральные парагенезисы сланцев различны. Это свидетельствует о существенной изменчивости как исходных пород, так и условий метаморфизма. В целом, наблюдается развитие стабильно фаций: метабазит-амфиболит; метапелит-сланцевые сланцы.

Отмечается определенная закономерность в распределении сланцев по латерали: в СЗ части Севанского пояса преобладают амфиболиты и РО-сланцы, содержащие альмандиновый гранат (22% пироповой молекулы, см. гл.4) иногда до 20-25% объема породы, а в ЮВ части пояса - гранатсодержащие разности редки и уступают место амфиболитам, эпидот-амфиболовым и эпидот-мусковит-кварцевым сланцам, которые также гранатсодержащие (2-55%).

Известно обнаружение крупных блоков-олистолитов сланцев, налегающих на серпентиниты, а также одних обломков сланцев внутри других.

Древний возраст метаморфических сланцев верховьев р.Гергер отмечался уже Г.Абином (1961), относившим их к нижнему палеозою. К.Н.Паффенгольцем (1946, 1959) метаморфические сланцы офиолитового пояса отнесены к докембрию-кембрию по аналогии с породами Арзаканского, Дзирульского массивов. Такого же мнения придерживались Н.В.Барканов, П.Л.Епремян и ряд других исследователей. Т.Ш.Татевосяном (1951) метаморфические породы Амасийского района рассматриваются как результат динамотермального метаморфизма верхнемеловых габброидов в третичное время. Согласно В.Т.Акопяну (1961), метаморфические сланцы Базумского хребта образовались в результате регионально-контактового метаморфизма нижнемеловых отложений.

Однако в последнее время Г.С.Закариадзе с участием автора были проведены дополнительные радиологические измерения по методам Sm-Nd, U-Pb; Rd-Sr; Ar40/Ar39; K-Ar возраста гранатсодержащих сланцев из массива Амасия-Ковасар. Полученные результаты не подтвердили данные Б.М.Меликсетяна с соавторами (1984) о палеозойском возрасте метаморфических образований, связанных с офиолитовой ассоциацией Присеванской зоны (публикация в печати).

В настоящее время существуют несколько различных представлений о природе метаморфических сланцев в связи с ультрамафит-мафитами офиолитов. Одна группа исследователей по аналогии с Цахкуняцким и Зангезурским блоками метаморфитов фундамента в Центральной Армении считает их палеозойскими; вторая группа, на основании данных о стратиграфо-тектонических соотношениях, характере и степени метаморфизма и радиологических данных (160-180 млн.лет), считает одни и те же метаморфиты мезозойскими (нижне-средне юрские) и вынесенными вместе с серпентинитами протрузивно на поверхность Л.С.Меликян, Г.А.Саркисян, 1961, Т.Ш.Татевосян (1951) относит сланцы офиолитовых зон к продуктам динамометаморфизма в пределах глубинных разломов; существенно иной позиции придерживается В.Ф.Морковкина (1974) – метаморфические образования могут возникнуть метасоматическим путем как результат процессов гранатизации, амфиболизации и поздней альбитизации древнего субстрата серпентинитов. Авторы "поддерживают" последние представления. Имеются дополнительные данные о многостадийном метаморфизме в различных фациях, но на уровне доэологитовой при сравнительно низких давлениях (до 15 кбар, см.гл.4).

В целом, исследователи придерживаются общего мнения о существовании в пределах Присеванского офиолитового пояса аллохтонных блоков сланцев двух уровней метаморфизма:

- фации регионального метаморфизма: альмандин-амфиболитовой и зеленосланцевой;
- фации динамометаморфизма: глаукофан-сланцевой (считается приуроченной к разломным зонам).

Последняя приурочивается к нижней плоскости надвиговых зон протрузий пластин серпентинитов. Это составляет особенность глаукофанизации, причем глаукофан развивается только в присутствии серпентина, являясь, по-сути, диффузионно-биметасоматическим образованием.

Глаукофановый метаморфизм по продолжительности оценивается как весьма кратковременный (67-71 млн.лет, средний эоцен (Саркисян, 1981) динамометаморфический процесс. А в качестве генетической модели предлагается надвигообразование по типу тектонического сверхдавления в сочетании с автоклавным механизмом активизации поровых флюидов и при решающей роли биметасоматических процессов (без привноса Na, но при высокой подвижности на контактах сред).

Сравнительная характеристика метаморфических сланцев Присеванского офиолитового пояса и сланцев кристаллического фундамента Цахкуняцкого массива (эопалеозой) выявляет следующие черты:

-парагенетическая ассоциация минералов сланцев обеих регионов идентична;

-альмандиновые амфиболиты офиолитовой зоны, по В.Агамаяну (1978, 1988, 2000) являются основанием разреза кристаллического фундамента Цахкуняцкого горст-антиклинария;

-допалеозойский фундамент первично неоднороден в разных частях территории Южного Кавказа, и в низах его разреза преобладают исходные метабазитовые ассоциации Присеванской офиолитовой зоны.

По данным наших исследований, глаукофановые и альмандиновые сланцы встречаются в форме полос и линз среди амфиболитов, серпентинитов и пород вулканогенно-осадочного комплекса. Глаукофан однозначно сосуществует с целым рядом натровых амфиболов. Это указывает на существенно натровый характер метасоматических процессов в зонах тектонического стресса. Следовательно, различные слюдяные метаморфические сланцы могли образоваться в результате широкого фронта щелочного метасоматоза (возраст 160 - 180 млн. лет), в который вовлекались разнообразные породы офиолитовой ассоциации. В свете изложенного, породы изученной ПТ формации не могут иметь прямого отношения к породам кристаллического фундамента эопалеозоя и в большинстве образовались в результате развития щелочного метасоматоза гипербазит-базитов и вулканогенно-осадочного комплекса офиолитовой ассоциации.

По данным Г.С.Закариадзе и С.А.Силантьева (1988), мета-базиты представлены гранатовыми амфиболитами и амфиболитами, включенными в форме линз в серпентинитовый меланж, а также в виде ксенолитов в расслоенный комплекс (толеиты и бониниты).

Гранатовые амфиболиты ($T = 800^{\circ}\text{C}$, $P = 10-12$ кб) отвечают по составу базальтам типа толеитов океанических рифтов (ТОР) и резко обедненным в отношении редкоземельных элементов толеитовым андезитам. Амфиболиты ($T = 550^{\circ}\text{C}$, $P = 2-4$ кб) соответствуют по составу ТОР, щелочным базальтам внутриплитового типа, гранатомусковитовым гнейсам, развитым по кварцевым песчаникам. Данные изотопии по неодиму и стронцию, а также по редкоземельным эле-

ментам для базальтов и толеитовых андезитов показывают, что метаморфизм вулканитов происходил в условиях океанического бассейна с участием водного флюида морского происхождения.

Новые данные по метабазитам Восточного Средиземноморья (Южный Кавказ, Кипр) свидетельствуют о том, что они образовались в условиях деформаций коры океанического типа вблизи континентальных окраин Мезотетиса. Для северного офиолитового пояса Восточного Средиземноморья эти деформации состоялись в средней юре, а для южного - в верхнем мелу (Кипр, Сирия, Турция).

3.8. Жильные метасоматиты Присеванского (Амасия-Севано-Акеринского) пояса

В результате петрографического исследования жильных метасоматитов в массивах Присеванского (Амасия-Севано-Акеринского) пояса установлено преимущественное развитие кальциевого метасоматизма, распространенного широко, но весьма неравномерно, с разной степенью и характером преобразования исходных и многообразием возникающих при этом образований.

Кальциевый метасоматоз выразился в клинопироксенизации (диопсидизации), амфиболизации, гранатизации, цоизитизации, карбонатизации, пренитизации и др. преобразованиях серпентинитов и жильных габброидов в участках их контакта. Развитие кальциевого метасоматоза контролируется зонами рассланцевания, брекчирования, трещиноватости и милонитизации. Разнообразие же его конечных продуктов зависит от состава первичных пород, подвергшихся метасоматозу. В целом, метасоматиты приурочены к краевым участкам обследованных гипербазитовых массивов. Характеризуется простиранием преобладающей трещиноватостью эндоконтактных зон гипербазитовых массивов и совпадают с общей вытянутостью габброидов. Контакты этих тел с серпентинитами обычно четкие.

Изучены известково-силикатные жильные образования – **родингиты**. Термин "родингиты" был предложен П.Маршаллом (1911) для жилоподобных диаллаг-пренит-гроссуляровых пород в серпентинитах горной цепи Дун, долина р.Родинг, в Новой Зеландии. Позднее это название было распространено зарубежными исследователями на всю группу кальциево-силикатных метасоматических жильных пород, залегающих в серпентинитовых массивах. Этим термином пользуются и русские геологи (Москалева и др., 1971; Добрецов и др., 1976). Геологические условия нахождения родингитов и при-

существование в них реликтовых диабазовых и габбровых структур позволяет многим исследователям связывать образование этих тел с проявлениями метасоматоза в мелких жилообразных телах габбро-диабазов, микрогаббро, микродиоритов. "Разногласия в вопросе о генезисе родингитов касаются в основном времени их образования (до, одновременно или после серпентинизации гипербазитов), состава и природы метасоматизирующих растворов" (Москалева, 1971).

В.Н.Москалева, изучившая Прибалхашские жадеиты и родингиты из ультраосновных пород Казахстана, пришла к заключению об отсутствии или слабом развитии известково-силикатных жильных пород (родингитов) в тех поясах или массивах, где широко проявлен натровый метасоматоз.

Этот вывод согласуется с нашими исследованиями Амасия-Севано-Акеринского пояса о преимущественно широком развитии кальциевого метасоматоза и слабом проявлении натрового метасоматоза. О характере метасоматоза свидетельствуют результаты проведенного анализа распределения типов метасоматитов в исследованном поясе гипербазитов.

Данные свидетельствуют о том, что изученные метасоматиты Южного Кавказа, в отличие от прибалхашских, характеризуются резко пониженным содержанием либо отсутствием натрия и высоким содержанием кальция.

В соответствии с микроскопическими наблюдениями, начальная стадия кальциевого метасоматоза проявилась в виде импрегнации в черный петельчатый серпентинит белой аморфной, не диагностируемой в проходящем свете массы (верхове р.Памбак), в результате чего образуется своеобразная порода с пятнистой текстурой, обусловленной пятнистым распределением полигональных и округлых участков серпентинита, промежутки между которыми заполнены белым, в отраженном свете изотропным, тонкодисперсным веществом с высоким ($N \geq 1,7$) показателем преломления. По данным спектрального анализа, это вещество состоит, главным образом, из Ca, Al, Si, Mg, Fe. Эти данные согласуются с химическим анализом подобного вещества, приведенным С.А.Паланджяном (1971) и В.Ф.Морковкиной (1974).

Среди метасоматитов можно условно выделить по преобладанию того или иного минерала следующие типы: диопсидиты, гранатиты, цоизититы, тремолититы и др., со всеми переходными разностями. Помимо описанного механизма образования метасоматитов путем импрегнации в серпентиниты белой аморфной массой,

являющейся источником кальция и алюминия, необходимо признать биметасоматическое образование этих пород на контакте между габброидами и гипербазитами, неоднократно отмеченное при полевых наблюдениях. Контакты линз и жил метасоматитов с габброидами и серпентинитами четкие. Мощность колеблется от сантиметров до нескольких метров. Чаще всего эти метасоматиты представлены существенно тремолитовыми породами с неметабластовой структурой и массивной текстурой.

Суммируя вышеизложенное, можно полагать, что метасоматиты формировались в процессе кальциевого метасоматоза биметасоматически - на контакте серпентинитов и основных жильных пород, а также путем импрегнации в серпентиниты аморфного белого вещества.

Диопсиды и тремолититы, по-видимому, образовались за счет меланократовых основных даек. Причем, видимо, в условиях понижения температуры диопсид замещался тремолитом.

Гранатиты, цоизититы и пренититы сформировались, по всей вероятности, по дайкам лейкократовых габброидов, причем, в условиях снижения температуры гранаты и цоизит замещались пренитом. Отмечается зональность в строении этих тел, выражающаяся в увеличении темноцветных компонентов (диопсида, тремолита) по направлению от центра к контактам этих тел с серпентинитами. Ксонотлиты и пектолититы сформировались в процессе метасоматической проработки будин основных пород в серпентинитах, в результате которой проявилась "макроскопическая" дифференциация вещества в виде жилок (Добрецов, Реведатто и др., 1970). Кроме того, эти метасоматиты могли образоваться биметасоматически на контакте доломитов и серпентинитов (рис.3.12).

Условия нахождения метасоматитов позволяют полагать, что деформации облегчали течение контактово-реакционных процессов, создавая пути для проникновения минералообразующих растворов.

Источником обогащения кальцием эманаций, вызывающих преобразование жильных габброидов и серпентинитов, являются, видимо, сами габброиды и карбонатные породы. Образование родинитов протекало в условиях высокой подвижности Ca, иногда - с участием Na, локально - Mg и Fe (образование порфиробластов диопсида и тремолита в контактовых частях жил), при постепенном снижении температуры и давления. Верхний температурный интервал,



Рис.3.12. Жила пироксен-гранатовых пород в форельштейнах. Обр.401. Верховья р.Памбак.

по-видимому, можно наметить по температуре образования диопсида. Формирование гранатов и цоизитов, видимо, происходило в условиях эпидот-амфиболитовой фации: при температуре 500-600°C. Тремолититы сформировались в условиях фации зеленых сланцев, температурный интервал которой, по литературным данным, составляет 300-500°C. Подобные метасоматиты образуются под воздействием растворов повышенной щелочности, в восстановительных условиях. Нижний температурный интервал метасоматоза намечается по температуре образования ксонотлита и пектолита (165-390°), что соответствует условиям цеолит-пренитовой фации.

Образование Na-содержащих метасоматитов (альбита, пектолита) в отдельных участках исследованного пояса гипербазитов, видимо, осуществлялось послемагматическими растворами, связанными с внедрением дайковых пород.

В целом же, метаморфизм в офиолитовых комплексах, вызванный восходящими потоками щелочных растворов, создает широкие возможности для проявления Fe-Mg-Ca-го метасоматоза. Интен-

сивное проявление этого метасоматоза, приуроченого к контактам серпентинитов с резко контрастными по составу породами и широкое распространение антигоритовых серпентинитов считается основным признаком **нефритонности** гипербазитовых массивов. В связи с этим можно предположить перспективность исследованного пояса гипербазитов на нефрит.

ГЛАВА 4. ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПТ ФОРМАЦИЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ПОРОД

4.1. Петролого-геохимические черты пород офиолитовой ассоциации

В сводке Э.Рагена (1972) суммированы сведения о гипербазитах, которые могут иметь прямое отношение к проблемам петрологии и геохимии пород Севано-Амасийского и других офиолитовых поясов Армении.

1. В парагенезисе пород офиолитовых поясов следует проводить различие между спилитовыми сериями и сериями серпентинитов; габбро; диабазов (триада Штейнмана), т.к. габброидные интрузии последней близки по химизму к вмещающим базальтоидным сериям.
2. В офиолитовых ассоциациях ультрамафиты обычно встречаются как пластообразные тела, либо согласные с вмещающими породами, либо, чаще, обрамленные брекчиями, напоминающими вулканические (лерцолиты Пиренеев). На этом основании Де Ровер, Хесс считают, что чешуи были выжаты в вышележащие вулканы из мантии. По Карамата интрузии (протрузии) гипербазитов могли возникнуть путем их тектонического перемещения после ритмической кристаллизации габброидной магмы. Леляширэ (1966) и Э.Раген (1972) признают самостоятельное существование гипербазитовой (пикритовой) магмы, способной после застывания к протрузивному перемещению, которое в большинстве случаев достаточно очевидно. Так, на Балканах и в Анатолии часть гипербазитов имеют герцинский возраст и тектонически преобразованы в альпийскую эпоху.
3. Контактные ореолы для гипербазитов офиолитового типа крайне редки (Новая Зеландия, г.Вудинос в Греции - с образованием пироксенсодержащих роговиков с гроссуляром, волластонитом, амфиболом, а в известняках - везувиана, эпидота, цоизита, мусковита). Температура контактного воздействия, судя по окислению углей перидотитами, в штате Иллинойс (США) не превышала 600°.
4. Наличие в телах перидотитов и пироксенитов жил арьезитов (двупироксеновых пород с пироп-альмандиновым гранатом и шпинелью), дунитов, хромитов, амфиболитов, а также полево-

шпатовых пород – габброидных, долеритов и лейкократовых вплоть до альбититов.

5. В интрузивных массивах (не офиолитового типа) Аляски перидотиты, дуниты, верлиты закономерно обрамляются пироксенитами.

6. С другой стороны Т.Барт показал, что штокообразные тела перидотитов в стратифицированных габброидах (Бушвелд, Лейденбург) могут образоваться путем метасоматической десиликации.

Этот краткий перечень показывает, что офиолитовый Севано-Амасийский и другие пояса Армении являются весьма типичными представителями этой ассоциации и расшифровка их петрологии и геохимии представляет задачу, далеко выходящую за их пределы. Первостепенным вопросом является определение групп пород независимых по источникам и условиям (глубинности) образования. Имеющийся материал позволяет рассмотреть: гарцбургиты и дуниты; верлиты и пироксениты; жильные анортозитоподобные породы; оливинсодержащие габбро-анортозиты-троктолиты; амфиболитовые габбро, габбро-диориты, салитовые габбро и др.

Проведенное изучение геохимических особенностей распределения редких элементов в гипербазитовых и габброидных породах преследует две петрологические задачи: найти геохимические признаки, дискриминирующие отдельные ПТ формации пород, выделяемые на основе геолого-петрографических данных; использовать редкие элементы и минералы в качестве индикаторов источников вещества и условий глубинности образования вышеуказанных пород.

В табл.4.1, 4.2, показано распределение некоторых микроэлементов на различных участках развития офиолитов: Амасийском, Степанаванском (Желто-Чернореченском), Севанском (Артаниш, Джил, Джанахмед), Вединском. Геохимические группировки усреднены и обработаны статистически; одновременно приводятся данные по опорным (реперным) пробам пород.

Четкие различия между группами наблюдаются в содержаниях щелочей, стронция, бария и элементов группы железа. Для всей ассоциации в целом, за исключением наиболее лейкократовых членов, характерно устойчивое преобладание стронция над барием, типичное для глубинных "примитивных" пород. В группе перидотитов-пироксенитов наиболее низкие содержания стронция и бария и максимальная величина отношения Ba/Sr (достигающая 1,1) установлены в гарцбургите. В противоположность этому в пироксенитах и перидотитах с моноклинным пироксеном (верлитах) содержания стронция и

в меньшей степени бария повышаются при отношении Ba/Sr около 0,5.

Таблица 4.1.

Средние содержания элементов в породах офиолитовой ассоциации Севано – Амасийской зоны (услов. ед.)

Номер	Na	K	Li	Rb	Sr	Ba	Количество анализов
I	659	263	3.5	2.68 (15)	3.14	10.7	27
	472	232	3.5	2.45 (19)	3.35 (13)	10.2	24
II	1393	451	5.9	1.7	36	18	19
	815	458	5.4	2.8	35	18.5	17
	17600	1416	2.4	2.6	236	27	3
	140	350	0.1	0.55	25.5	5.6	2
III	275	84	9.3	2.45	30.5	14.7	2
	6033	1242	3.13	4.3	552	39	3
IV	41333	8000	3.8	13.7	470	375	3
V	4004	313	17	3.2 (10)	242 (9)	27 (12)	11
	19056	2063	12 (16)	2.9	396 (16)	54 (16)	16
			6.5 (15)		452 (14)	24 (13)	
VI	28884	3500	4.5	4.0	192	80	19
VII	20695	1782	4.6	4.2	157	29	11
	21120	4940	12.4	12.8	253	197	5
VIII			2.5 (3)				
			27 (2)				
IX	55000	300	0.3	0.1	6.5	18	1
X	22797	8370	129	25	195	306 (14)	14
						214 (13)	

Номер	Ti	Cr	V	Co	Ni	Cu	Количество анализов
I	127	2046	54.4	73.6	1955	8.51 (16)	27
	118	2079	54.7	54.7	2057	5.88 (15)	24
II	614 (15)	1739	108	53	479	89 (7)	19
	377 (13)	1832	103	53	507	43 (5)	17
	2125 (2)	1193	248	46	288	115 (2)	3
	210	2750	72	50	2650		2
III	525	1000	74	98	1500	60	2
	820	1133	111	36	414	14.4	3
IV	681	311	96	28	37	14	3
V	1130 (10)	797 (12)	148 (12)	45 (12)	236 (12)	22 (5)	11
	777 (14)	710 (16)	166 (16)	26 (16)	175 (16)	17 (5)	16
VI	4229 (15)	292 (15)	293 (15)	52 (15)	91 (14)	29 (7)	19
VII	2190 (10)	197	223	58	42	39 (9)	11
VIII	4800	216	167	34	51		5
IX	1200	13	49	8	16		1
X	2362	108	121	26	30	81	14

Примечание: I—метауниты и гарцбургиты; II—верлиты и троктолиты расслоенного комплекса; III—анортозиты; IV—гиперстеновые гнейсы и сланцы; V—плагиперидотиты, габбро—нориты; VI—амфиболиты аподиабазовые; VII—диабазы, габбро—диабазы; VIII—андезиты, андезито—базальты; IX—кератофиры; X—туфопесчаники, граувакки, яшмы. В — скобках количество анализов.

Таблица 4.2.

Средние содержания редких элементов (г/т) и их соотношения в главных типах пород офиолитового комплекса Севано – Амасийской зоны (Армения)

Символ типа	Количество проб	Li	K/Li	Rb	K/Rb	Sr	Ba	Ba/Sr
Айс I	11	2.16	134	1.56	160	3.60	12.5	2.8
Айс Ia	2	0.1	3500	0.55	640	25.5	5.55	0.25
Айс II	7	6.1	265	2.21	884	526	91	0.33
Айс III	4	4.67	467	3.97	746	469	25	0.08
Айс V	2	1.5	3295	1.05	500	13.5	17.5	1.4
Айс VI	8	3.7	73	0.78	294	53	25	0.46
Айс VIa	2	1.8	386	0.3	2125	38	17.5	0.46
Айс VII	6	3.15	637	1.42	970	344	39	0.11
Айс VIIIa	5	2.54	2277	2.92	1644	252	147	0.53
Айс VIIIб	8	2.9	1933	6.5	649	211	117	0.59
Айс IX	3	2.36	5.78	1.6	811	353	73	0.20

Продолжение таблицы 4.2.

Символ типа	Количество проб	Cr	Ni	Cr/Ni	V	Co	Co/Ni	V/Cr
Айс I	11	2386	2836	0.8	61	50	0.019	0.026
Айс Ia	2	2750	4025	0.7	72	50	0.02	0.03
Айс II	7	938	340	2.8	114	23	0.25	0.18
Айс III	4	540	92	5.8	347	21	0.23	0.71
Айс V	2	1650	1000	1.6	7.5	105	0.115	0.04
Айс VI	8	2100	501	4.2	139	46	0.10	0.07
Айс VIa	2	2100	277	7.6	100	23.5	0.085	0.046
Айс VII	6	879	227	3.9	204	51	0.49	0.48
Айс VIIIa	5	700	146	4.8	240	59	0.45	0.67
Айс VIIIб	8	351	102	3.5	288	47	0.52	2.12
Айс IX	3	366	63	5.8	183	23	0.39	0.48

Эти данные показывают, что породы группы перидотитов-пироксенитов не являются генетически однородными. В частности, верлиты и оливиновые салитовые пироксениты, в которых пироксен (салит-авгит) более идиморфен, чем оливин и поздняя структурная группа, отвечают пироксен-оливиновой эвтектике и, очевидно, независимы от пространственно преобладающей гарцбургитовой ассоциации. Одним из геохимических признаков верлит-пироксенитовой группы, возможно, окажется пониженное содержание кобальта и повышенное – стронция, ванадия, а также несколько пониженное содержание никеля.

Очень примечательны геохимические характеристики плагиоклазсодержащих оливиновых пород: троктолита (опорная проба 5/2 из района сел. Джил) и плагиоклаз-оливинового пироксенита (проба 2/2) из Вединской зоны. Они неотличимы от бесполевошпатовых пород по содержаниям бария и стронция, но имеют даже более высокие содержания хрома и никеля. Это резко отличает их от других типов плагиоклазсодержащих пород офиолитовой серии. Скорее всего, их можно считать продуктами плагиоклазизации (габброизации) перидотитов – аналогами фореленштейнов, развитых в юго-восточном контакте Шоржинского массива.

Интересно отметить повышение содержания лития в пироксенит-пегматите Джил-Хачского, Тигранасарского (Джанахмедского) участков массива (проба 3/13) до уровня плагиогранита (2,7).

Полевошпатовые породы, связанные с перидотитами, образуют четкую геолого-петрографическую группу со следующими специфическими признаками. Это неправильные прожилки или штокверкообразные выделения в перидотитах, от среднезернистых до пегматоидных, сложенные плагиоклазом, оливином и пироксенами. Часто присутствуют два пироксена, причем моноклинный относится к бесцветным или слабоокрашенным салитовым разновидностям. Первичная роговая обманка отсутствует, вторичные минералы представлены актинолитом, пренитом, серпентином. Некоторые изученные образцы подвергались "родингитизации" - развитию по плагиоклазу плотнокристаллического агрегата волластонита и кианита. По минеральному составу и геохимическим признакам в рассматриваемой группе пород выделяются две подгруппы: мелано- и мезократовые габбро-перидотиты и анхимономинеральные анортозит-пегматиты. По сравнению с верлитами-пироксенитами жильные габбро-перидотиты резко обогащаются стронцием, медью и менее отчетливо ванадием и обедняются хромом и никелем (пробы 9/1, 7/2, 7/4), при неизменном

или слабо повышенном содержании бария (9/4) и кобальта (7/4). Соответственно величины отношения Ba/Sr падают от 0,2 до 0,05, а Co/Ni увеличивается до 0,4-1,8 против 0,06-0,2 в перидотитах, отношение V/Cr в рассматриваемых породах составляет 0,6-1,3 против 0,07-0,3 в перидотитах. Нужно отметить, что повышение содержаний стронция и ванадия при постоянном содержании Cr, Ni, Co, Cu имеет место и во вмещающих перидотитах как бесполовошпатовых (9/1), так и плагиоклазовых (6/4). Обогащение экзоконтактовых пород рядом элементов, в том числе и Sr, V, отмечалось в палингенных разрезах гранитоидных формаций. Говорить о закономерностях изменения содержаний редких элементов внутри группы габбро-перидотитов пока затруднительно, но очевидно, что содержание стронция в них растёт с увеличением содержания плагиоклаза (№7/4-7/2-9/1). Тем более примечательно выглядят анхимономинеральные андезитовые и олигоклазовые "анортозит-пегматиты" Вединского р-на и Тигранахачского участка, содержащие предельно низкие количества элементов группы железа и меди и крайне низкие, на порядок ниже гранитных, стронция и бария (при этом барий в 1,1-2,5 раза превышает стронций). Генетические связи этих пород остаются неопределёнными, но пространственно они в обоих случаях тяготеют к перидотитовой (верлитовой) ассоциации, а не к габбровой. От конечных дифференциатов габбровой ассоциации – роговообманково-биотитовых плагиогранитов (проба 2/7) их отличают резко пониженные содержания стронция и бария, а также кобальта и меди. В анортозит-пегматитах ощутимо накапливаются литий и рубидий (проба 2/6).

Группа амфиболовых габброидов и амфиболитов прослеживается по всему офиолитовому поясу. В фациях этой группы появляются роговообманково-пироксеновые габброиды и более кремнекислые дифференциаты вплоть до плагиогранитов. Геохимически группа четко ограничена, что хорошо иллюстрируется, например, графиком Sr-Ba/Sr (рис.4.1). Повышенные содержания литофильных элементов - характерная особенность габбровой ассоциации. Одновременно она обладает и высокими содержаниями элементов группы железа, особенно ванадия, и меди (последние в целом превышают содержания в перидотитах). Следует отметить также низкие содержания в габброидах рубидия ($\ll 10$) и низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ по пробе 4/5-0,704, по пробе 4/4-0,707. Все это свидетельствует о том, что хотя габбровая ПТ формация и является, безусловно, менее

глубинной, чем перидотитовая, однако ее геохимические признаки характерны для пород офиолитовой ассоциации.

Графики щелочей и щелочных земель (рис.4.1 - 4.3) иллюстрируют характер эволюции апоперидотитовых-фореленштейн-троктолитовых габброидов заключительным, собственно-магматическим, членом, в серии которых можно считать салитовые габбро с наиболее высоким содержанием Li, отношениями K/Na, Ba/Sr (проба 4/8) и наиболее низким K/Rb. Габбро-диабаз (проба 3/8) с пониженным содержанием Sr и высоким отношением K/Rb, вероятно, представляет продукт анатексиса амфиболитов амасийского типа.

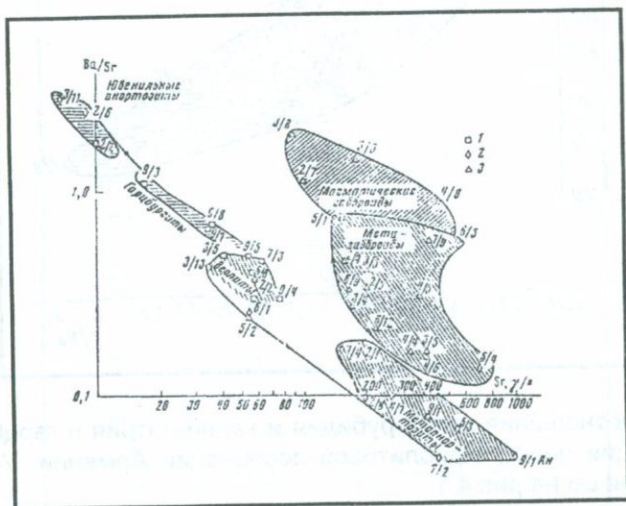


Рис.4.1. Соотношение стронция и бария в гарцбургитовой и габброидной ПТ формациях пород офиолитовой ассоциации Армении.

1-пироксениты и перидотиты; 2-плагиоклазовые породы, связанные с перидотитами; 3-амфиболиты и амфиболовые габбро.

Таким образом, редкие щелочи и щелочные земли указывают на следующие линии эволюционных серий гипербазитов и габброидов: перидотит (верлит) (3/15) – плагиоклазовый перидотит (2/2) – анортозит-пегматиты (2/6, 4/7). В эту серию попадают и "габброизированные гипербазиты" - троктолиты (5/3, 2/1) и плагиоскарны (2/8). Серия характеризуется ростом натрия при практически неизменных содержаниях K и Rb и постоянстве K/Rb. Оно отчетливо

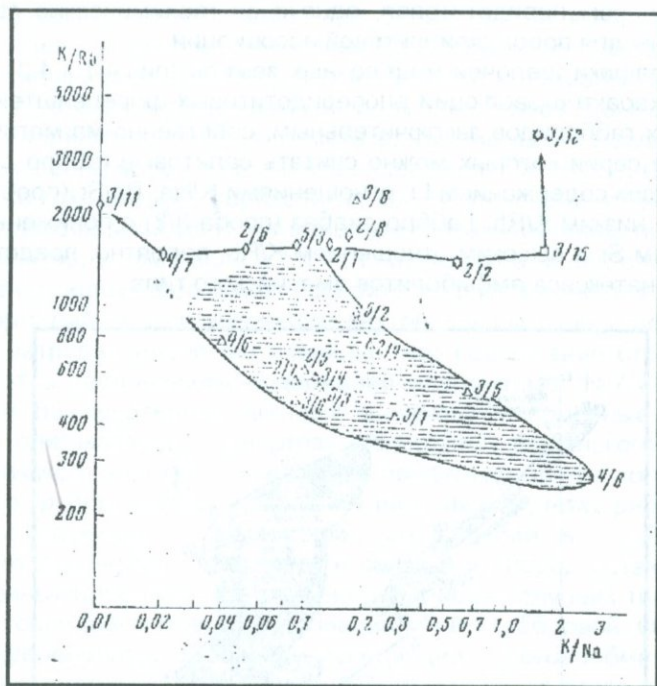


Рис.4.2. Соотношения калия-рубидия и калий-натрия в гарцбургитов ПТ формации пород офиолитовой ассоциации Армении. Условные обозначения см на рис.4.1

возрастает лишь в заключительных плагиогранитах (кварц-олигоклазовых пегматитах, 3/11) и пироксеновых (авгитовых) пегматитах (3/13) за счет падения содержаний Rb. Содержания Sr и отношения Ba/Sr имеют в этой серии обратно пропорциональные значения и обязаны вариациям стронция. Примечательно, что на этом графике плагиоклазовые породы разбиваются на две группы. В первую группируются пегматиты с очень низкими содержаниями Sr, которые можно рассматривать как наиболее "чистые" дифференциаты перидотитового расплава. Во вторую входят габбро-перидотиты, троктолиты, анортозиты, для которых мы выше предположили палингенно-метасоматический апоперидотитовый генезис, имеющие содержания стронция, соизмеримые с таковыми в габброидной ПТ формации, что позволяет предполагать его привнос из последней.

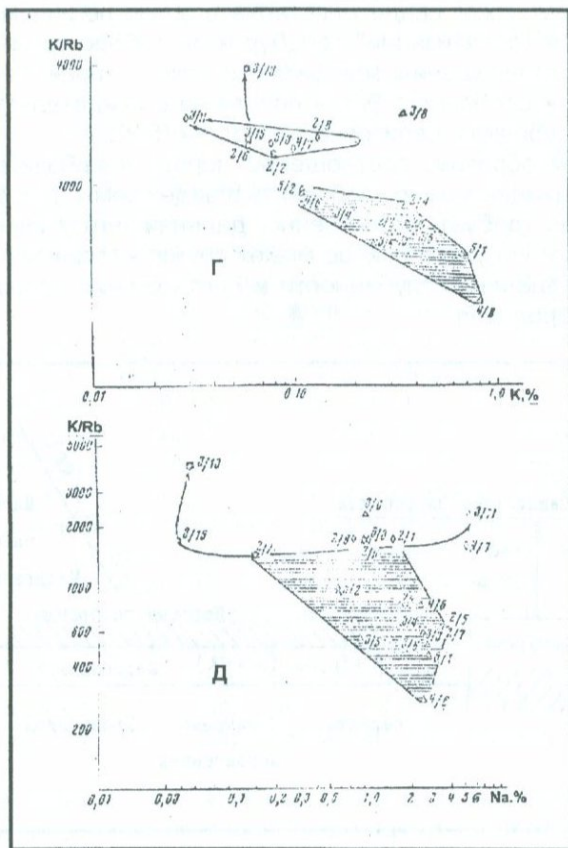


Рис.4.3. Соотношения щелочных элементов в гарцбургитовой и габброидной ПТ формациях пород офиолитовой ассоциации Армении.

Это дает нам очень важный ключ к генезису анортозитовых пород. Первую группу можно условно назвать "ювенальными анортозитами", вторую – метаанортозитами. Вероятно, они и составляют подавляющую часть геологических тел анортозитов. Геохимически их объединяют низкие содержания коровых компонентов -K, Rb, Ba.

О соотношениях гарцбургитов и верлитов пока можно говорить только предположительно. Смещение вторых вдоль основной вариационной линии перидотитов-анортозитов в сторону обогаще-

ния стронцием может свидетельствовать об аналогичном габброизации процессе "салитизации" гарцбургитов габброидами. Петрографические подтверждения возможности такого процесса имеются в обр. 6/1, 6/4 и особенно в 9/5, в пользу чего свидетельствует также повышение рубидия в салитовых разностях (5/2).

Таким образом, соотношение пород гипербазитовой и габбровой ассоциаций можно изобразить в виде схемы (рис.4.4).

Схема требует, естественно, дальнейшего уточнения и развития, однако она уже и сейчас может служить геохимической моделью для определения глубинности и соотношений основных разновидностей пород шва.

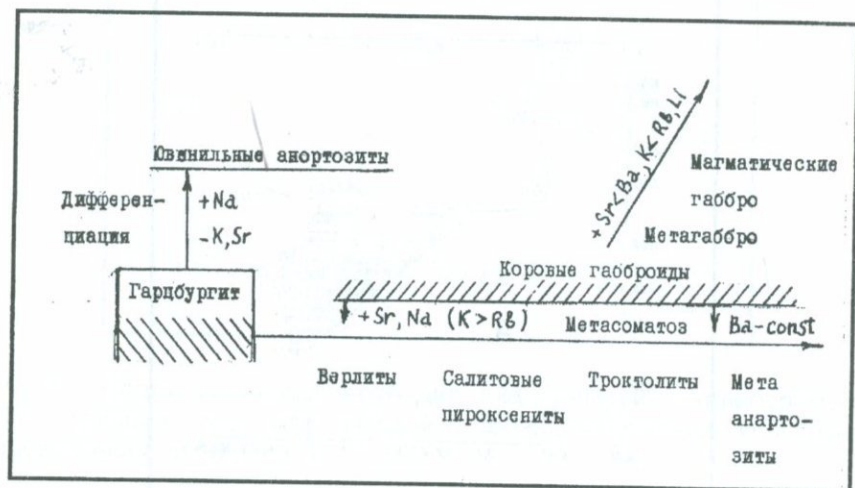


Рис.4.4. Схема соотношения пород гарцбургитовой и габброидной ПТ формаций.

4.2. Геохимические критерии разделения источников вещества ультрамафит-мафитов

4.2.1. Барий и стронций (рис.4.5, 4.6)

Щелочно-земельные элементы вместе с калием, редкими землями и другими элементами с крупными ионными радиусами относятся к числу так называемых "некогерентных" элементов, аномаль-

ные содержания которых в земной коре относительно мантии часто бывает трудно объяснить, исходя из существующих моделей дифференциации Земли при корообразовании.

Изучение геохимии щелочно-земельных элементов в различных формационных типах пород может дать полезные геохимические критерии относительно источника вещества родоначальных магм и механизма их формирования.

Учитывая близость ионных характеристик и химических свойств щелочных земель, можно ожидать положительную корреляцию этих элементов в изверженных породах, образовавшихся из единой родоначальной магмы при кристаллизационной дифференциации. Увеличение содержания кальция и стронция с увеличением индекса кристаллизации ($1/3 \text{ si} + \text{K}$) - (Ca + Mg) Ноккольдса и Аллена показано для главных серий пород, образовавшихся при кристаллизационной дифференциации (Nockolds & Allen, 1956); также было показано влияние общей щелочности и ее характера (миаскитовый или агпаитовый) на вариации стронция и особенно бария. Тем не менее классической дифференциацией трудно объяснить наблюдаемые соотношения щелочно-земельных элементов в изверженных породах. С этих позиций можно ожидать только слабо повышенных отношений Ba/Sr в дифференцированных сериях (Philpotts & Schnetzler, 1970; Gill & Murthy, 1970). Изучение, например, распределений стронция и кальция в базальтах показало обратную корреляцию этих элементов (Турекьян и Калп, 1959) или отсутствие таковой (Kay, Hubbard, Gast, 1970; Герасимовский, Лактионова, Несмеянова, 1972).

В качестве альтернативной гипотезы, снимающий целый ряд трудностей, предлагаются различные модели селективного плавления, различающиеся по степени плавления (3-7% - Gast, 1968; 30% - Kay, Hubbard, Gast, 1970) состава исходного вещества верхней мантии или механизма плавления (Виноградов, 1962). Например, синтетический стронциевый плагиоклаз имеет более высокую точку плавления, чем анортит, следовательно, степень плавления может объяснить значительные вариации отношения Ca/Sr (Brooks, 1968). Кристаллохимический эффект, независимо от предшествующей геохимической истории, в конечном итоге ограничивает распределение щелочных земель в конкретных породах. Основываясь на этом эффекте и необходимости допуска более высоких содержаний стронция, бария и других элементов, чем их концентрация в пироксене, оливине и гранате перидотитов, некоторые исследователи допуска-

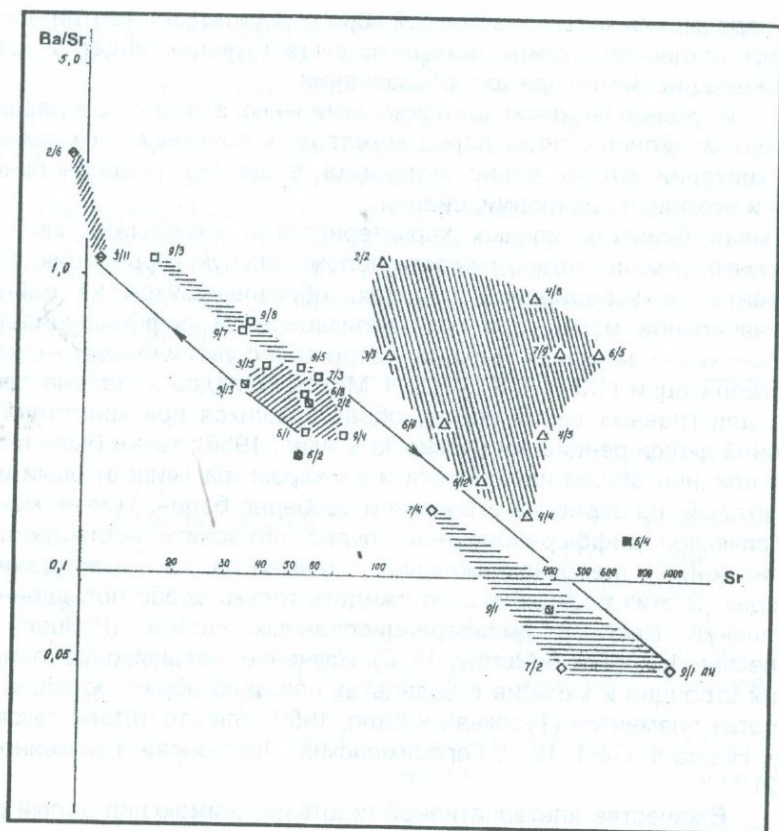


Рис.4.5. Диаграмма Ba/Sr—Sr для пород офиолитовой ассоциации Севано—Амасийской зоны. Условные знаки те же, что и на рис.4.1.

ют возможность так называемой гидратной модели верхней мантии. Плагноклаз, амфибол, флогопит, которые являются устойчивыми в этих условиях, включаются в состав верхней мантии (Семененко, 1974; Griffin & Murthy, 1968; 1969). По нашему мнению, нельзя проводить полную аналогию между доступными нам гипербазитами и верхней мантией. В частности, в лунных породах по сравнению с хондритовыми метеоритами содержания бария и стронция несколько выше (Murthy, Evensen, Coscio, 1970).

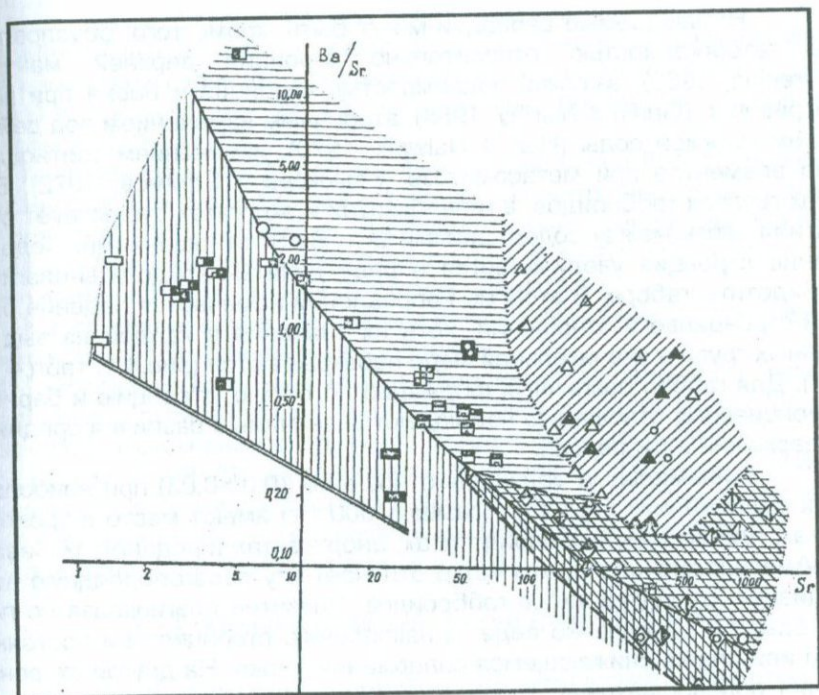


Рис.4.6. Диаграмма Sr – Ba/Sr для пород офиолитовой ассоциации Севано-Амассийской зоны. Обозначения полей те же, что и на рис.4.1.

Общеизвестна преимущественная концентрация стронция и кальция в плагиоклазе, но стронций преимущественно концентрируется в плагиоклазе (Brooks, 1968; Berlin & Hendersen, 1968). Барий, по-видимому, концентрируется в калишпате и гидроксилсодержащих минералах, замещая там калий (Pepzick, 1965; Griffin & Murthy, 1969). Таким образом, сравниваемые с учетом кристаллизации типы пород существенно могут различаться по содержаниям и соотношениям щелочных земель и могут характеризовать источники вещества родоначальных магм. Низкие содержания калия и бария в базальтах морского типа общеизвестны (Hart & Nalwalk, 1970; Tatsumoto, Hedge, Engel, 1965; Engel, Engel, Havens, 1965 и др.). Следовательно, низкие Ba/Sr отношения в абиссальных базальтах – характеристика региона верхней мантии.

Наблюдаемые вариации могут быть, кроме того, обусловлены гетерогенностью относительно стронция верхней мантии (Turekian, 1963), высокой подвижностью стронция и бария при выветривании (Griffin & Murthy, 1968), вторичным изменением под действием морской воды (Hart & Nalwalk, 1970), изменением соотношения элементов при метасоматозе (Есьюкова и Ефимов, 1972). Во всех группах габброидов, в гипербазитах и эцлогитах существует обратная связь между содержаниями Sr и Ba/Sr отношениями. Содержание стронция увеличивается в ряду дуниты-перидотиты-плагио-перидотиты-габбро. В этом же направлении намечается падение барий-стронциевого отношения, хотя их значения в каждой из выделенных групп в значительной мере перекрываются (рис.4.1; табл.4.1, 4.2). Для габбро различных формаций по барию, стронцию и барий-стронциевому отношению наблюдаются значимые различия средних содержаний и дисперсий.

Минимальные величины отношений (0,02-0,03) при наибольших содержаниях стронция (свыше 1000 г/т) имеют место в троктолитах, плагиоклазовых перидотитах, анортозитах и родингитах Севано-Амасийского пояса, что четко отличает эту парагабброидную ассоциацию от других типов габброидов. Развитие плагиоклаза по гипербазитам однозначно ведет к накоплению стронция при постоянном или слегка снижающемся содержании бария. На другой стороне линии полевошпатовых пород с минимальными значениями стронция (менее 10 г/т) находятся плагиогранофиры перидотитовых массивов. Содержания стронция в габброидах коррелируются с содержанием в них основного плагиоклаза, особенно с породами офиолитовой ассоциации Севано-Амасийского пояса, где стронций от дунитов до троктолитов изменяется в широких пределах (табл.4.1, 4.2).

Все континентальные габброиды богаче стронцием, чем гипербазиты, эцлогиты и океанические базальты. Характер графика (рис.4.1, 4.5, 4.6) говорит об изменении содержания стронция при постоянстве отношения бария к стронцию. С другой стороны, содержание бария сложно связывать с какой-либо определенной минеральной фазой, так как в однотипных породах с одинаковым содержанием стронция барий-стронциевые отношения изменяются на три порядка.

По признаку возрастания барий-стронциевого отношения в изученных габброидных ассоциациях с содержанием стронция около 600 г/т намечается ряд, который, вероятно, отвечает уровню зарождения вещества первичных магм.

Таким образом, можно сделать выводы:

1. Мантийные источники вещества характеризуются низкими Ba/Sr отношениями (меньше 0,1) при высоком содержании стронция (200-1000 г/т) и высокими (до 10) отношениями при низком содержании стронция (10-100 г/т).
2. К ассоциации пород, для которых на основании Ba/Sr отношения можно допустить мантийные источники вещества инициальных магм, относятся аподунитовая и апоперидотитовая серии-парагенезисы Севано-Амасийского офиолитового пояса, которые сохраняют геохимические черты первичных дунитов и перидотитов.
3. К ассоциации пород с коровыми источниками вещества первичных магм относятся палингенные габброиды.
4. Габброиды с коровыми источниками вещества первичных магм существенно отличаются по отношению Ba/Sr и содержанию стронция от базальтов океанического типа и хондритовых метеоритов.
5. Отношение Ba/Sr и содержание стронция в габброидных сериях, возможно, отражают не только различия субсиалических и сиалических источников вещества первичных магм, но и различные уровни зарождения магматических очагов в коре.

4.2.2. Калий и рубидий; литий (рис.4.2, 4.3,4.7)

Калий и рубидий - полезные геохимические параметры для дискриминации геолого-петрографических типов горных пород. Изменение соотношений калия и рубидия в различных по масштабам геохимических процессах может быть использовано для решения петрологических проблем.

В настоящее время установлено, что дифференциация ряда элементов, в том числе калия и рубидия, намечающаяся в метеоритах (Gast, 1960; 1962; Pinson a.o.,1965; Larimer & Anders, 1970), в лунных породах (Compston a.o.,1970; Gast & Hubbard, 1970, 1971; Philpotts a.o.,1971; Murthy a.o.,1971 и др.), на Земле привела к образованию мощной континентальной коры. Как следствие дифференциации, отмечается прогрессивное уменьшение калия и рубидия по мере перехода к породам более высоких метаморфических фаций.

В мантии приходится допускать региональные и вертикальные вариации в содержаниях и соотношениях калия и рубидия. В соответствии с пиролитовой моделью строения верхней мантии (Рингвуд, Мак Грегор, Бойд, 1968) амфиболитовый перидотит на глубине переходит в гранатовый, т.е. более высокие зоны верхней мантии

обогащены щелочными элементами. Если гипербазиты верхней мантии – остатки подвергнувшегося дифференциации первичного вещества типа хондритовых метеоритов (Виноградов, 1964), то наличие щелочных и бесщелочных ("сухих") гипербазитов, встречающихся в резко различной геолого-структурной обстановке, может предполагать или различие в содержании щелочей в этих зонах, или потерю щелочей при подъеме магмы в тектонически активных условиях (Шейнманн, 1963).

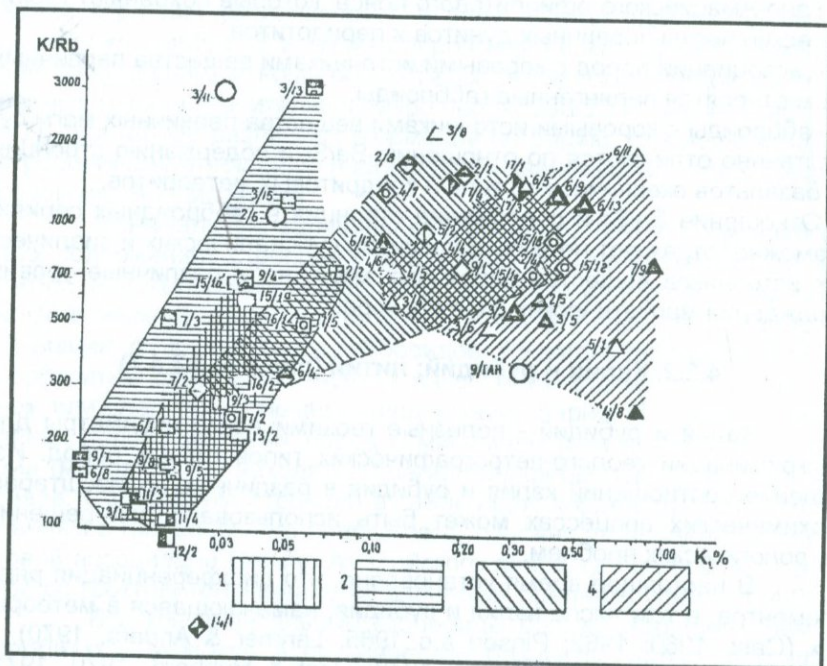


Рис.4.7. Диаграмма K/Rb для пород офиолитовой ассоциации Севано-Амассийской зоны:

1-поле ультрамафитов; 2-поле реакционных ультрамафитов и бесполовшатовых ультрамафитов; 3-поле полевошатовых перидотитов и габброалливалитов; 4- поле толеитовых диабазов.

Десиликация базальтов, связанная с образованием пироксенов при котектических взаимоотношениях оливина и жидкости, которая приведет к высвобождению щелочей и кальция (Кузнецов, 1963;

Соболев, 1964), является альтернативным объяснением вариаций щелочей в гипербазитах и не требует этих вариаций для верхней мантии. Тем не менее калий-рубидиевое отношение в верхней мантии, которое оценивается по величине такового в метеоритах и океанических толеитовых базальтах, по данным разных исследователей определяется в весьма широких интервалах, например, выше 1500 (Gast, 1965); 1000 - (Russel & Osima, 1971); 512 - (Lessing, Decker, Reinolds, 1963) и т.д.

В еще более широких интервалах калий-рубидиевое отношение колеблется в коре в силу гетерогенности ее строения и интенсивности происходящих в ней геохимических процессов. Этот интервал от 230-240 (Taylor, Emelens, Exley, 1956; Gast, 1960; Heier & Thoronson, 1971) до 710 (Hurley, 1968; Russel & Osima, 1971). Принимая во внимание такие широкие области изменений калий-рубидиевых отношений в коре и верхней мантии, следует эти отношения применять для решения петрологических задач с учетом геохимической истории конкретных объектов.

Ввиду некоторого различия атомных свойств калия и рубидия, можно ожидать определенное разделение этих элементов в процессе кристаллизационной дифференциации в соответствии с правилом Гольдшмидта-Рингвуда. Слабое падение калий-рубидиевого отношения в процессе кристаллизационной дифференциации отмечалось рядом исследователей (Taylor, Emelens, Exley, 1956; Heiler & Adams, 1964; Heiler & Taylor, 1964; Gast, 1960; 1965; Abbott, 1967; Show, 1968; Philpotts & Schnetzler, 1970). Несомненное разделение калия и рубидия в процессе дифференциации, в зависимости от размера геологических тел, было показано на примере основных приладожских пород (Яковлева, Лобач-Жуденко, Чекулиев, 1972). Однако одна кристаллизационная дифференциация не может объяснить все наблюдаемые вариации калий-рубидиевых отношений в разнообразных горных породах (Bell & Doyle, 1971), и некоторыми исследователями значение кристаллизационной дифференциации для разделения калия и рубидия отрицается (Lessing, Decker, Reinolds, 1963; Gunn, 1965; Erlank & Hofmayer, 1966; Mc Daugall & Compston, 1965; Эрланк, 1972). Возможность разделения щелочей *in situ* в магматическом очаге показана на примере сибирских траппов (Нестеренко и Фролова, 1965). Образование различных по содержанию калия, рубидия и некоторых других элементов типов лунных пород не может быть объяснено кристаллизационной дифференциацией. Кроме последней и процессов частичного плавления, привле-

кается гипотеза разделения калия и рубидия в лунных породах при прогреве больших масс вследствие различной упругости паров щелочных металлов (Murthy, Evenson, Coscio, 1970; Taylor a.o., 1971).

Простейшее объяснение вариаций калий-рубидиевых отношений в коровых породах - селективная контаминация вмещающих пород. Так объясняются низкие отношения калия к рубидию в тасманских долеритах относительно долеритов Карру (Erlenk & Hofmauer, 1966), низкие отношения в кимберлитах Индии (Gangadharan & Aswathanarayana, 1969) или в долеритах Новой Зеландии (Gunn, 1965). Понижение отношения калия к рубидию в коре также объясняется зонно очищающим действием повторного анактесиса (Show, 1968).

Калий-рубидиевые отношения в гнейсах, анортозитовых габбро, мангеритах высокометаморфизованных пород Северной Норвегии (гранулитовая фация) (Green, Brunfelt, Heier, 1972) показывают высокие аномальные значения. Резкое убывание цезия, рубидия, тория и урана, в меньшей степени калия, по мере перехода к породам более высоких метаморфических фаций способствует максимальным вариациям калий-рубидиевого отношения (Griffin & Murthy, 1968; 1969).

В некоторых случаях вариации калий-рубидиевого отношения могут быть обусловлены контаминацией магмой морской воды (Hart & Nalwalk, 1970), хотя в целом такой процесс не может быть причиной значительных вариаций (Коржинский, 1962).

Противоречивы данные о роли кристаллизационной дифференциации в разделении калия и рубидия, которые, как уже отмечалось выше, обуславливают невозможность объяснения вариаций калий-рубидиевого отношения в горных породах, исходя из одинаковых эффективных коэффициентов распределения при частичном плавлении исходных пород типа ультраосновных включений в базальтах и кимберлитах (Griffin & Murthy, 1968, 1969; Gurney a.o., 1966; Allsopp, Nicolayson, Hahn-Weinheimer, 1968; Ju-Chin-Chen, 1969 и др.), а также невозможность объяснения этих вариаций какими-либо другими геохимическими процессами.

Таким образом, кроме атомных свойств элементов для объяснения вариаций калия и рубидия в породах, необходимо привлекать степень магматической дифференциации или метаморфических преобразований, поскольку они контролируют минеральный состав, конкретные особенности структур минералов-концентрато-

ров, а также наличие других элементов, способных вытеснять калий и рубидий из этих структур.

Аномально высокие калий-рубидиевые отношения в анортозитах (Gill & Murthy, 1970; Heier & Billings, 1970) не отражают таковые в источнике вещества. Коэффициент распределения, как функция концентрации вещества, состава фаз и P-T условий, может быть применен для простых моделей. Величина этого коэффициента для плагиоклаза в интервале состава до 83% анортита - очень высока (Philpotts & Schnetzler, 1970; Gill & Murthy, 1970), что дает возможность получения наблюдаемых значений отношения в анортозитах (порядка 1000) из источника вещества с гораздо более низким отношением калия к рубидию. В структуре плагиоклаза нет пустот для калия и рубидия. Если эти элементы в виде твердого раствора занимают места катионов натрия, то калий с меньшим относительно рубидия ионным радиусом будет концентрироваться (Эрланк, 1972). Аномально высокие значения отношения калия к рубидию в некоторых щелочных породах (трахиты, сиениты) объясняются высокими содержаниями бария, который способен вытеснять рубидий из полевых шпатов и, таким образом, способствовать повышению калий-рубидиевого отношения (Abbott, 1967). Этот механизм может действовать только в условиях интрузивных фаций, при медленном остывании магмы.

Естественно, в случае наличия в породах щелочесодержащих минеральных фаз, последние оказывают существенное влияние на содержание отдельных щелочных металлов в породе в целом. Экспериментальные данные по устойчивости амфиболов в условиях высоких давлений и температур позволили ряду исследователей создать так называемую гидратную модель верхней мантии (Griffin & Murthy, 1968, 1969; Hart & Aldrich, 1967; Эрланк, 1972, Swanson, 1970), которая позволила решить вопросы распределения калия, рубидия и ряда других "некогерентных" элементов в коре - верхней мантии. Если значение амфибола в концентрации щелочных элементов в верхней мантии проблематично, то при оценке калий-рубидиевых отношений в спектре различных коровых пород оно несомненно, так как структура амфибола дискриминирует относительно калия и способствует аномально высоким значениям калий-рубидиевых отношений (от 100 до 5000) (Allsopp, 1968; Hart & Aldrich, 1967; Show, 1968). Степень метаморфизма, по крайней мере, выше амфиболитовой фации, на величину этого отношения не влияет (Hart, 1968). Вариации калий-рубидиевого отношения в амфиболах близко-

го химического состава могут отражать вариации в источниках исходных магм (Яковлева и др., 1972).

Другие щелочесодержащие фазы также влияют на калий-рубидиевое отношение для пород в целом. Например, в случае гранитного парагенезиса рубидий преимущественно концентрируется в мусковите или калишпате, но преобладающий калишпат может включить весь калий и рубидий. В целом, в полевых шпатах отношение калия и рубидия в 5 раз выше, чем в биотите (Hart & Aldrich, 1967).

Таким образом, при использовании отношения калия и рубидия в качестве геохимического критерия дискриминации различного типа мафитов-ультрамафитов необходимо учитывать факторы иные, чем различия отношений в источниках веществ магм. В этой связи очень важно знать вариации калий-рубидиевых отношений в сериях пород, принадлежащих к разным метаморфическим фациям, так как последние характеризуются определенными минеральными парагенезисами, отдельные минеральные фазы в которых в равной степени благоприятны для концентраций этих элементов (табл. 4.1,4.2; рис.4.4-4.7) и для лития (рис.4.8).

Таким образом можно сделать следующие выводы:

1. Мантийные источники характеризуются высокими отношениями K/Rb при высоких значениях содержания калия (до 1000-2000). В низкокалиевых разностях (меньше 0,1) величина отношения может снижаться до 300-400.
2. К ассоциации пород, для которых на основании величины K/Rb отношения и содержания калия можно принять мантийные источники вещества, относятся гарцбургитовая ПТ формация и коровые габброиды Севано-Амасийской офиолитовой ассоциации.
3. Отношение K/Rb, кроме дискриминации коровых и мантийных источников, возможно может, показывать также относительную глубину зарождения магматических очагов в земной коре.
4. Степень регионального метаморфизма существенно не влияет на величину калий-рубидиевого отношения до эклогитовой фации включительно.

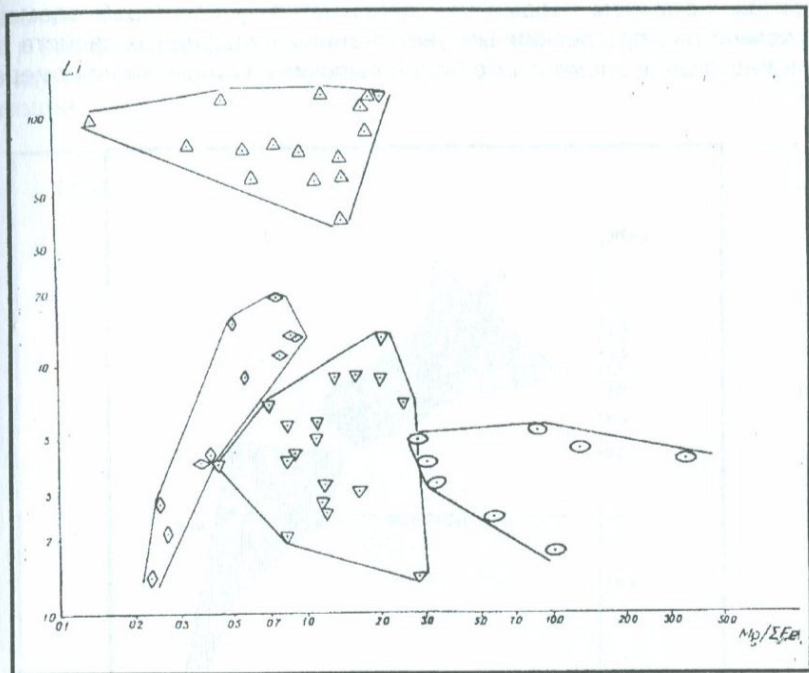


Рис.4.8. Зависимость содержания лития от магний-железистого отношения в габброидах офиолитовой ассоциации Армении и эклогитах верхней мантии. Условные обозначения см. на рис.4.1.

4.2.3. Элементы группы железа.

Кобальт и никель (рис.4.9-4.10^a), ванадий и хром (рис.4.9-4.14). Базиты и гипербазиты являются металлогенически специализированными относительно элементов железа и безусловно заслуживают специального рассмотрения (особенно ввиду отсутствия региональных обобщающих работ такого рода).

История элементов семейства железа в процессе образования горных пород разной фациальной принадлежности является весьма сложной. Обладая некоторыми сходными чертами атомного строения (обрамленный тип с дорстройкой внутренних электронных уровней), эти элементы характеризуются различным характером кларковых значений в породах земной коры, верхней мантии и в ме-

теоритах, наличием переменной валентности у некоторых элементов семейства, прогрессивным увеличением сульфидных свойств по мере перехода к элементам с более высокими порядковыми номерами и т.п.

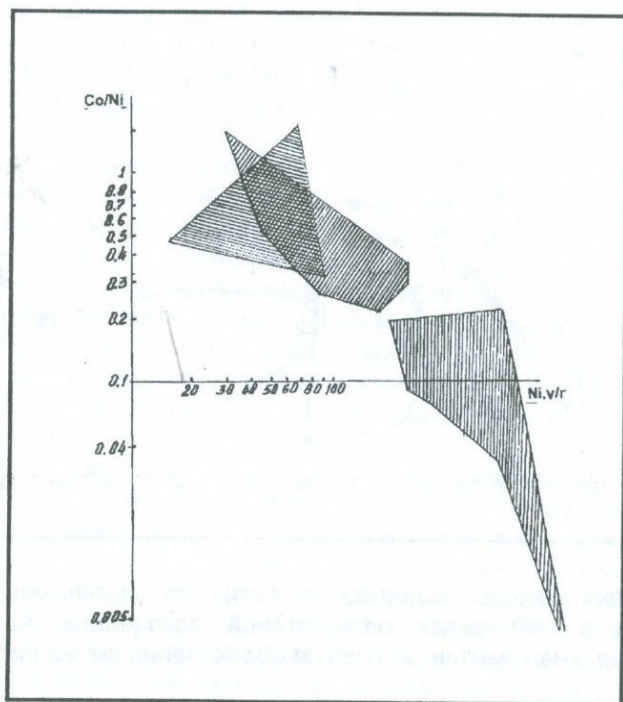


Рис.4.9. Соотношения Co и Ni в гарцбургитовой и габброидной ПТ формациях пород офиолитовой ассоциации Армении. Условные обозначения см на рис.4.1 и 4.7.

Решающим фактором распределения элементов семейства железа в породах является магматическая дифференциация. Надо отметить, что правилом Гольдшмидта-Рингвуда или абсорбцией микроэлементов в дефекты структур-концентраторов и другими параметрами в большинстве случаев трудно объяснить наблюдаемые распределения элементов семейства железа (Garr & Turekian, 1961). Возможно, это связано со свойствами в зависимости от давления кислорода, которое к тому же изменяет порядок выделения мине-

ральных фаз (Hamilton & Anderson, 1967). Значительным осложнением к распределению элементов этого семейства являются реакции между жидкой и твердой фазами в процессе фракционной кристаллизации.

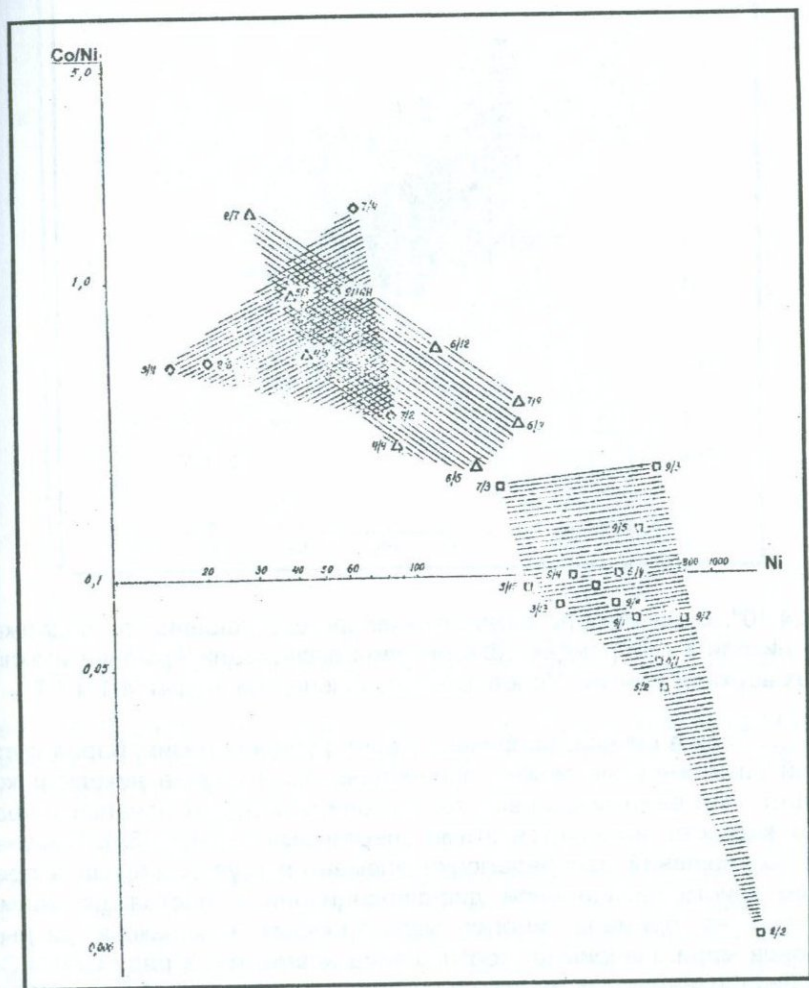


Рис.4.10. Диаграмма Co/Ni – Ni для пород офиолитовой ассоциации Севано-Амасийской зоны. Условные знаки см. на рис.4.1 и 4.7.

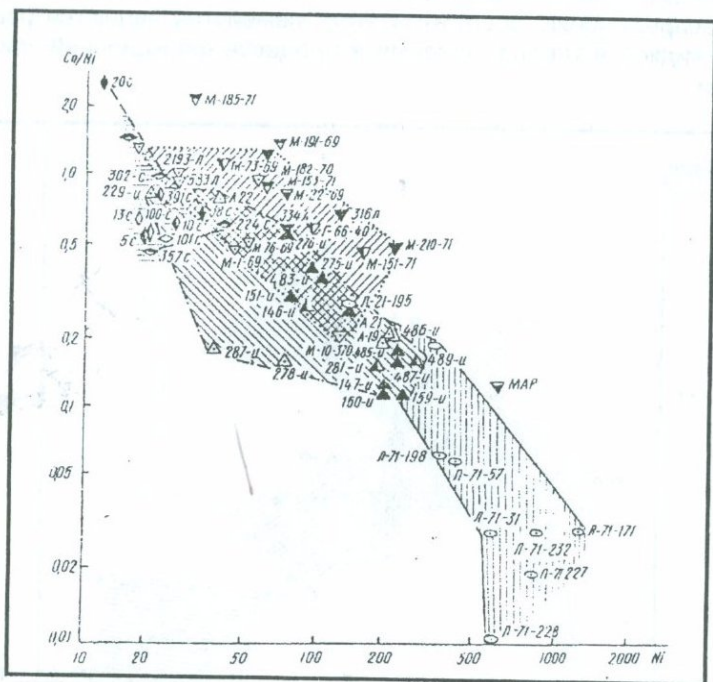


Рис.4.10^а. Зависимость кобальт-никелевого отношения от содержания никеля в габброидах офиолитовой ассоциации Армении и эклогитах верхней мантии. Условные обозначения см. на рис.4.1 и 4.7.

Если в случае, например, калия, рубидия, цезия, бария и др. такой возможностью можно пренебречь, то в случае никеля и кобальта - это важный эффект, так как они обогащают начальные фазы и жидкость обедняется этими элементами (Gast, 1968). Изменение соотношений распределений элементов группы железа в процессе кристаллизационной дифференциации в настоящее время изучено на примере многих магматических комплексов разных районов мира. Например, соотношение элементов в ряду $Cr > Ni > Co$ при дифференциации меняется на обратное (Nockolds & Allen, 1956; Heier a.o., 1967; Prinz, 1967; Ishikawa, 1968; Горасимовский и Лактионова, 1971; Wager & Mitchell, 1951 и др.), прифракционной кристал-

лизации соотношение элементов от $Ni > V > Cr$ меняется до $V > Ni > Co$ и далее до $V > Co > Ni$ (Nockolds & Allen, 1956; Бородин и др., 1972).

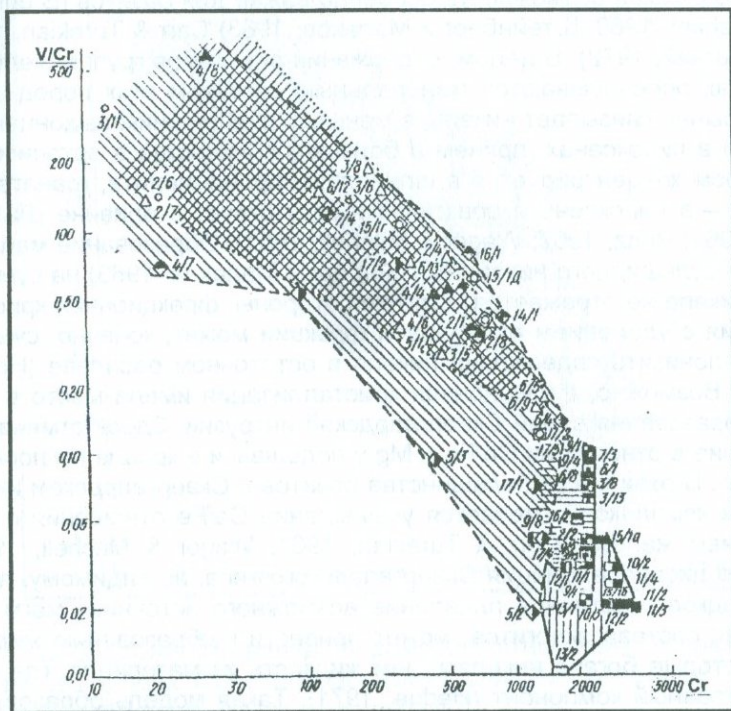


Рис.4.11. Зависимость ванадий-хромового отношения от содержания хрома в породах Севано-Амасийского офиолитового шва Армении. Условные обозначения см. на рис.3.9 и 4.7.

Корреляция элементов группы железа и некоторых породообразующих элементов часто затуманена или прослеживается слабо, что объясняется рядом причин. В частности, количество кобальта контролируется наличием в минералах-концентраторах вакантных октаэдрических мест ионов магния и железа, которое может в ряде случаев не коррелироваться с суммарным содержанием этих элементов в минеральных фазах (Turekian, 1963; Prinz, 1967). Другим усложняющим корреляцию фактором является способность никеля, кобальта, железа, а также меди при наличии свободной серы

образовывать сульфиды, которые в виде микровключений могут быть захвачены в структуры последовательно кристаллизующихся минералов. Такая возможность особенно важна для базитов (Bronlow & All-Hashimi, 1969; Штейнберг и Малахов, 1963) Carr & Turekian, 1961; Годлевский, 1972). В целом, содержания элементов группы железа в породах обосновываются минеральным составом этих пород. Оливин обычно связывает никель, в меньшей степени никель концентрируется в пироксенах, причем в большем количестве в ортопироксене. Хром концентрируется в шпинели, гидроильмените, гранате, ванадий — в пироксене и практически отсутствует в оливине (Литинский, 1961; Prinz, 1967; Wager & Mitchell, 1951). Образование магнетита или сульфидного никеля (Штейнберг и Малахов, 1963) на суммарном никеле не отражается. С другой стороны, фракционная кристаллизация с удалением оливиновой фракции может, конечно, существенно понизить содержания никеля в остаточном расплаве (Hodge, 1971). Возможно, фракционная кристаллизация имела место в случае образования серий Скаергаардской интрузии. Здесь отмечается различие в отношении $Co/Fe + Mg$ у подошвы и в кровле геологических тел. В отличие от большинства базитов в Скаергаардском интрузивном комплексе отмечается уменьшение Co/Fe отношения с увеличением железа (Carr & Turekian, 1961; Wager & Mitchell, 1951). Однако дифференциация Скаергаардского типа, по-видимому, явление редкое. Частичное плавление возможного источника магм, например, состава эколгитов, может привести к образованию жидкостей, которые богаче никелем, чем жидкость из материала, где оливин — главный компонент (Hedge, 1971). Такая модель образования исходных основных магм подтверждается по хрому и никелю сравнением отношениями этих элементов в эколгитах (2,94) и базальтах (1,3-1,6) (Ju-Chin-Chen, 1971). В гипербазитах, кроме дунитов платиноносного пояса Урала, отношение Cr/Ni (2,26-3) (Борисенко и Сердобова, 1965) близко к таковому в эколгитах. Эти данные по отношению Cr/Ni в базитах и ультрабазитах находятся в соответствии со взглядами Ю.М.Шейнманна об образовании исходных магм, образовавших эти породы путем частичного или полного плавления вещества верхней мантии (Шейнманн, 1961; 1963; 1968).

Отмеченные выше особенности обуславливают своего рода "инертность" элементов группы железа в петрогенетических процессах. Так, поля парагабброидов, троктолитов, родингитов перекрывают поля гипербазитов (рис.4.9) офиолитовой ассоциации Армении.

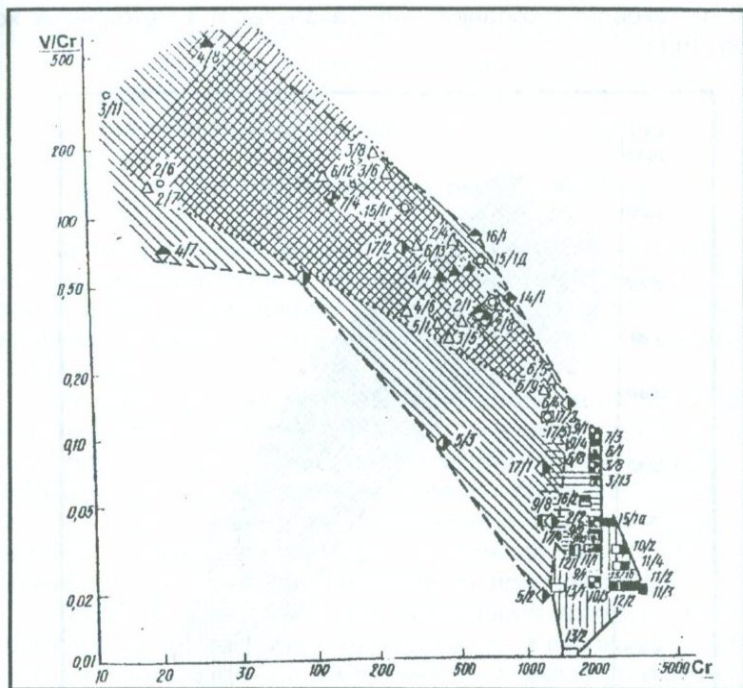


Рис.4.12 Зависимость ванадий-хромового отношения от содержания хрома в породах Севано-Амасийского офиолитового шва Армении
Условные обозначения см. на рис.3.9 и 4.7.

Ранее было показано (Егоров, 1973), что высокие V/Cr и Co/Ni отношения являются признаком "коровости" основных пород, т.е. высокими отношениями этих элементов обладают габброиды коровых источников зарождения магм или ассимилировавшие значительное количество корового материала.

Однако анализ V/Cr отношения в габброидах Севано-Амасийского пояса (рис.4.11) показывает относительность этих критериев. В частности, габброиды парагабброидной и метагабброидной серий-парагенезисов оказываются близкими по отношению V/Cr к ПТ формации палингенных габброидов. Следует отметить существенное различие V/Cr отношения большинства исследуемых ассо-

циаций от такового в океанических базальтах и в метеоритах хондритового типа.

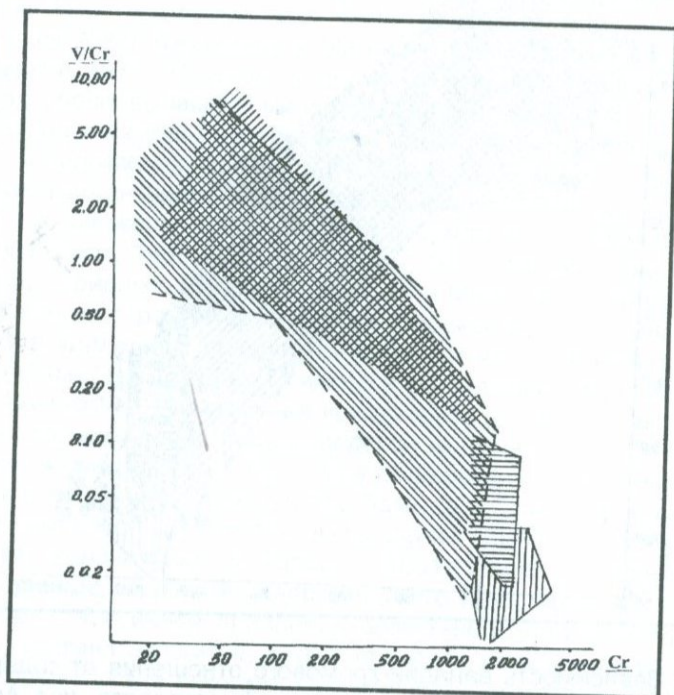


Рис.4.13. Диаграмма Cr – Cr/V для пород офиолитовой ассоциации Севано-Амасийской зоны. Штрихованные поля – те же, что и на рис.4.7.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Высокие ванадий-хромовые (1-20) и кобальт-никелевые (1-5) отношения при низких содержаниях кобальта и никеля (10-50 г/т) характеризуют область коровых источников вещества габброидных расплавов.
2. Область мантийных источников вещества первичных магм габброидов характеризуется низкими величинами отношений V/Cr (0,2-0,5) и Co/Ni (0,01-0,2) и высокими значениями содержаний хрома (свыше 1000 г/т) и никеля (до 500-1000 г/т) (Сравни: 800-1600 г/т (Gast, 1968).

3. Габброиды офиолитовых поясов Армении и по отношению ванадия к хрому и кобальта к никелю, и по абсолютным содержаниям этих элементов показывают коровые источники вещества инициальных расплавов.

4.2.4. Никель и хром (рис.4.9-4.14)

Хром и никель - элементы группы железа, обладают сходным атомным строением и близкими значениями ионных характеристик. Поэтому корреляция, которая наблюдается между этими элементами, является ожидаемой (Kuno a.o., 1957; Turekian, 1958, 1963; Prinz, 1967).

Максимальные количества этих элементов в ходе кристаллизационной дифференциации отмечаются в аккумулятивных фазах, так как ранние магний-железистые силикаты содержат никеля и хрома больше, чем последующие минералы. Хром, возможно, входит также в виде микровключений хромшпинели. Широкие относительно никеля вариации хрома в метеоритах (Lovering a.o., 1957), вероятно, связаны с переменными количествами металлической фазы.

Таким образом, заметного разделения хрома и никеля в коре, где первичной фазой являются оливины и пироксены, не наблюдается. Измеренные в породах разных комплексов отношения хрома к никелю отражают источник материала базальтовой магмы. Если это так, то хром-никелевые отношения могут быть использованы для различения формаций базитов с иной геологической историей, чем кристаллизационная дифференциация базальтовой магмы.

Хром-никелевые отношения базальтов, отражающие таковые верхней мантии, К.Турекияном оцениваются как узкая область 1,3-1,6 (Turekian, 1963). Уточненные значения этих вариаций на основе большого объема аналитических данных показывают несколько большую область вариаций - 0,6-3,9 (за исключением аномальных значений отношений для долеритов Карру (9,9). При этом отношение хрома к никелю меньше 1 характеризует дифференцированные серии базитов, больше 1 – недифференцированные (Ishikawa, 1968). Глубинность зарождения очагов базитов может быть оценена по абсолютным значениям содержаний хрома и никеля, например, для мантии – 800-1600 никеля и около 200 - для коры (Gast, 1968). Увеличение содержания хрома и никеля в гавайских щелочных и мелилитовых базальтах согласуется с современными генетическими теориями базальтовых магм (Йодер и Тилли, 1955; Грин и Рингвуд,

1970). Однако следует отметить, что одинаковые хром-никелевые отношения в толеитовых и щелочных базальтах не соответствуют гипотезе образования этих типов путем плавления эклогита с клинопироксен-гранатовой котектикой в узкой области температур (порядка 60°), так как главные эклогитовые минеральные фазы имеют различные соотношения хрома и никеля (Ju-Chin-Chen, 1971).

На графике (рис.4.14) показана зависимость хром-никелевых отношений в габброидах различных формаций, гипербазитах офиолитового комплекса и океанических базальтах в зависимости от отношений петрохимических характеристик a/b по А.Н.Заварицкому.

Гипербазиты офиолитового комплекса и эклогиты при наименьших значениях отношения a/b характеризуются относительно высокими значениями хром-никелевых отношений. Последние в эклогитах несколько выше и в целом не выходят из области недифференцированных серий базитовых формаций.

Максимальные значения хром-никелевых отношений наблюдаются в габброидах ультрамафитовой серии. Несмотря на высокие значения дисперсий отношений для этих ассоциаций, минимальные значения хром-никелевых отношений для ортогабброидов не выходят из интервала недифференцированных базитов, например, по сравнению с эклогитами. Для парагабброидов наблюдаются по сравнению с ортогабброидами несколько большие величины дисперсий хром-никелевых отношений, причем минимальные значения этих отношений ниже таковых в эклогитах и в океанических толеитовых, и в щелочных оливинных базальтах. Возможно, в процессе образования габброидов по гипербазитам происходит частичное перераспределение хрома и никеля. Такое предположение справедливо также и для метагабброидной серии пород.

Таким образом, все исследуемые ПТ формации и серии габброидов по хром-никелевому отношению дискриминируются на три типа:

1. Эклогитовый тип (низкие величины отношений a/b и высокие значения отношения Cr/Ni . Сюда попадают и некоторые гипербазиты офиолитов).
2. Промежуточный тип. Сюда попадает большинство исследуемых ПТ формаций, включая серии парагабброидов и метагабброидов офиолитовой ассоциации, а также океанические базальты разного состава.

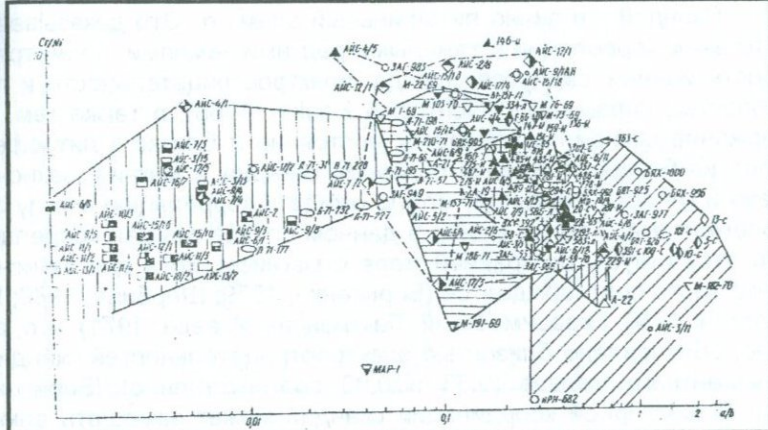


Рис.4.14. Зависимость хром-никелевого отношения от отношений параметров "а/в" (по А.Н.Заварицкому в габброидах офиолитовой ассоциации Армении и океанических базальтах. Условные обозначения см. на рис.4.7.

- 1/E – океанические щелочные оливиновые базальты
- 2/E – океанические толеитовые базальты
- А/С – габброиды офиолитовой ассоциации Армении.

3. Палингенный тип. Он характеризуется низкими значениями отношений хрома к никелю и высоким отношением а/в.
4. Наблюдаемые перекрытия полей показывают, что отношение хрома к никелю в качестве геохимического критерия дискриминации габброидов различной формационной принадлежности необходимо применять в комплексе с прочими геохимическими критериями.

4.2.5. Скандий (рис. 4.15)

Скандий - типично литофильный элемент. Это доказывается отсутствием корреляции с тяжелыми редкими землями, несмотря на близость ионных радиусов, заряда, электроотрицательности и прочих простых параметров (Norman & Haskin, 1968), а также тем, что содержание скандия в хондритах постоянно и близко к литосфере. Исходя из близости ионных радиусов скандия и магния, закисного железа и отчасти марганца, можно ожидать корреляцию между этими элементами. Тем не менее в данном случае прямая корреляция часто отсутствует, по крайней мере с магнием, хотя для закисного железа часто подтверждается (Борисенко, 1959; Щербина, 1960; Могоровский, 1960; Герасимовский, Лактионова, Агеева, 1971), что, возможно, обусловлено близостью электроотрицательностей скандия и двухвалентного железа (0,83 и 0,80 соответственно) (Борисенко, 1961). В шестерной координации скандий может замещать алюминий, хотя в четвертной (в полевых шпатах, в нефелине) - нет. Хорошо известный изоморфизм редких земель и кальция для скандия не отмечается. Восьмерная координация кальция в диопсиде не способствует накоплению редких земель (Борисенко, 1970). Кроме кристаллохимических параметров, при анализе распределения скандия следует учитывать исходное количество скандия в расплаве и способность его накапливаться в остаточных фракциях. Способность скандия концентрироваться в меланократовых минералах общеизвестна (Борисенко и Родионов, 1961; Борисенко, 1964; Кухаренко и Клер, 1962; Fryklund & Fleisher, 1963 и др.). Причем диопсид и амфибол в большей степени концентрируют скандий, чем ортопироксен и оливин. В целом наблюдаются широкие вариации содержания скандия среди родственных пород отдельных магматических провинций и среди магматических пород (FrondeI, 1970).

На графике нанесены содержания скандия в зависимости от петрохимической характеристики по А.Н.Заварицкому "b" (рис.4.15). Несмотря на достаточно большую величину дисперсии содержания скандия, в целом отмечается прогрессивное увеличение его содержания в зависимости от "b".

дено в ряде работ (Gast, 1957; Горохов, 1968; Яценко и Варшавская, 1971; Яценко и др., 1972). Если же объект измерения отношения (порода в целом или минерал) является относительно рубидия и стронция закрытой системой, то величина отношения будет зависеть от четырех главных параметров: 1) рубидий-стронциевого отношения; 2) первичного отношения (т.е. существовавшего в породе в то время, когда эта порода сформировалась как геологический объект); 3) константы распада; 4) времени (абсолютного возраста объекта).

Величина разности отношений рубидия к стронцию в мантийном и коровом источнике определяет эффективность метода дискриминации этих источников.

Средняя величина рубидий-стронциевого отношения в коре, равная 0,25, установленная на основании геохимических данных, не зависит от величины константы распада (Hurley a.o., 1962). Такую же величину приводят Гейдж и Уолтол (Hedge & Walthall, 1963). При этом, если возраст коры составляет 3 млрд. лет, ожидаемое современное отношение изотопов будет 0,730 или 0,742 (Gast, 1960); если же возраст коры 2 млрд. лет и первичное отношение 0,704, то современное отношение будет 0,725 (Faure & Hurley, 1963).

Рубидий-стронциево отношение в глубинных (мантийных) источниках нельзя измерить непосредственно. Его можно оценить для прошедшего времени сравнением с отношением изотопов в породах с глубоко заложенным очагом. По этим признакам можно также судить о степени постоянства рубидий-стронциевого отношения в источнике первичной магмы. Впервые этот принцип применен Гастом (Gast, 1960). Было показано, что величина отношения изотопов в основных породах верхней мантии ниже, чем ожидалось, исходя из хондритовой модели строения мантии, но близка к ахондритовой. В настоящее время получен убедительный материал по измерению отношения изотопов в океанических и континентальных базальтах, в карбонатных и связанных с ними щелочных породах, эглогитах и кимберлитах.

Значения отношений в океанических и континентальных базальтах колеблются в пределах 0,702-0,700. Континентальные базальты статистически имеют относительно более высокие их значения, хотя в значительной мере величина их перекрывает величину океанических. Это перекрытие значений некоторым авторам дало основание отрицать различие между этими двумя типами базальтов по отношению изотопов (Faure & Hurley, 1963).

Причины вариации отношений изотопов в породах глубинного заложения объясняются по-разному, например:

а) уменьшением рубидий-стронциевого отношения с глубиной в верхней мантии и заложением базитов на различных уровнях (Faure & Hurley, 1963).

б) региональными вариациями рубидий-стронциевых отношений в верхней мантии (Gast, Tilton, Hedge, 1964);

в) контаминацией магмы пелагическими осадками (Lessing & Catenzero, 1964);

г) составом лав, в частности, содержанием кремнекислоты (Powell a.o., 1964). С другой стороны, ряд исследователей (Murthy & Stueber, 1963; McDaugall & Compston, 1965) показали, что величина отношения изотопов спектров пород разного состава от базальтов до риолитов включительно существенно не меняется;

д) неожиданно широкая область вариаций отношений изотопов получена для кимберлитов (Michell & Crocket, 1971). Эти вариации не могут быть связаны с контаминацией и объясняются гипотезой частичного плавления гранатового перидотита с образованием более высоких отношений изотопов, чем в материнских субстратах с возможной последующей селективной экстракцией радиогенного стронция из поздних кимберлитовых флюидов. При изучении альпипотипных ультраосновных пород (Stueber & Murthy, 1966) и океанических толеитовых базальтов (Tatsumoto, Hedge, Engel, 1965) установлено, что отношения изотопов в этих породах аномально высокие для данных рубидий-стронциевых отношений и абсолютного возраста пород и не могут быть объяснены простейшей моделью эволюции. Модели эволюции рубидий-стронциевого отношения в мантии приведены Хартон (Харт, 1972).

1. Развитие, начиная от хондритового рубидий-стронциевого отношения (0,3). Резкое увеличение первичного отношения с уходом рубидия из мантии прекращается.
2. Ранняя дифференциация Земли. Величина первичного отношения, возможно, составляет до 0,700. Потеря рубидия постепенная.
3. Ранняя дифференциация Земли. Рубидий-стронциевое отношение в мантии составляет 0,1 этого отношения в хондритах, а впоследствии оно не меняется.

Удивительная низкая величина первичных отношений стронциевых изотопов в лунных породах, по мнению исследователей этих пород, свидетельствует о дифференциации рубидия и стронция лун-

ных пород, начиная от высокого (хондритового) рубидий-стронциевого отношения (Gopalan a.o., 1970). Это отношение для источника бедных рубидием пород (тип В) на первом этапе истории Луны (900 миллионов лет) должно было быть не выше 0,01, т.е. значительно меньше, чем для Земли и метеоритов. Это подтверждает очень раннее разделение или сильное уменьшение рубидия относительно стронция в первичном материале Луны (Hurley & Pinson, 1970). Для объяснения механизма такого разделения обычно привлекаются модели частичного плавления и магматической дифференциации (Gast, Hubbard, Wiesmann, 1970; Green, 1971; Turkevich, 1971; Wood a.o., 1971). Например, выделение плагиоклаза в виде фенокристаллов способно связать значительную часть стронция, тогда как рубидий будет оставаться в остаточных расплавах. С другой стороны, в ранние фазы плавления гипотетических ультраосновных пород могут быть вовлечены весь калий и рубидий. Эти фазы будут иметь более высокое отношение изотопов, как показано на примере ультраосновных включений в базальтах Нью-Мексико (Laughlin a.o., 1971).

Плагиоклазовым эффектом объясняются также вариации европия и самария (Gast & Hubbard, 1971) в лунных породах и обогащение стронцием и барием пород Моря Изобилия относительно Моря Спокойствия и Океана Бурь (Philpotts a.o., 1971).

В настоящее время трудно оценить долю участия этих процессов в каждом конкретном случае, поскольку для того, чтобы появился плагиоклаз, к тому же обогащенный хромом и ванадием, требуется высокий уровень кристаллизации, но последняя, очевидно, не являлась решающим фактором для образования пород Луны (Ringwood & Essene, 1970; Green a.o., 1971).

Увеличение отношения изотопов в ахондритах вследствие распада очень незначительно из-за низкого рубидий-стронциевого отношения. Поэтому современные измеренные отношения изотопов стронция в ахондритах, по сути, могут являться первичными. Средние величины этих отношений, по Гасту, составили 0,7010 (Gast, 1960, 1962). После поправки этих отношений с нормализацией к отношению стабильных стронциевых изотопов, равной 0,1194, величина первичного отношения составила 0,6985 (Hedge & Walthall, 1963). Измерения метеоритов изохронным методом дали величину 0,698 (Pinson a.o., 1965). Такое же значение получил И.М.Горохов, анализирувавший древнейшие породы Днепровской складчатой зоны изохронным методом (Горохов, 1964). Вариации первичного отношения

изотопов, определенного по метеоритам, обусловлены геологическими причинами (Murthy & Compston, 1965).

В настоящее время в исследованиях рубидий-стронциевым методом используется эталон "BABI" - наиболее точно измеренное первичное отношение изотопов для базальтовых ахондритов, равное 0,698990 0,000047 (Papanastassiou & Wasserburg, 1969). Минимальные значения отношения стронциевых изотопов для лунных пород (Murthy a.o., 1971) в пределах точности измерений не отличимы от "BABI" максимальные, определенные для образца 12013 (Philpotts a.o., 1971) и равные 0,705, обусловлены раскрытием рубидий-стронциевых систем вследствие метаморфических факторов.

При интерпретации данных по рубидий-стронциевому методу предполагается, что породы относительно этих элементов остаются закрытыми системами. Разумеется, эти условия часто не соблюдаются в природе. Универсальных критериев распознавания закрытости систем нет. Среди факторов, способствующих изменению соотношений стронциевых изотопов без влияния распада, обычно называют метаморфизм, подразумевая контактовый термальный тип (Артемов, 1967). Влияние регионального метаморфизма на изменение изотопных стронциевых отношений на примере гранулитовой и амфиболитовой формаций Северной Норвегии показали Гейер и Компстон (Heier & Compston, 1969). Гомогенизация стронциевых изотопов метаморфизма рассматривается рядом исследователей (Gilletty, 1959; Hanson a.o., 1964; и др.).

Часто для определения аномального радиогенного характера изучаемых объектов используются явления ассимиляции (Яценко и др., 1964).

Как уже отмечалось, кристаллизационную дифференциацию широко применяют для объяснения некоторых характерных химических особенностей лунных пород. Исследование дифференцированных пород Скаергаардской интрузии показало, что в них нет вариаций изотопов стронция, которые можно было бы определить существующими методами (Hamilton, 1963). Отсутствие разделения изотопов стронция в процессе дифференциации показано также на примере долеритов Тасмании (Heier a.o., 1965). Анатектическое плавление - один из вероятных процессов, которые нарушают существующие отношения стронциевых изотопов. Анатектическое плавление приводит к образованию гранитных расплавов, обогащенных калием и рубидием, которые после окончательной метаморфической гомогенизации становятся более радиогенными (Heier, 1964).

Многочисленные данные по распространению радиогенного стронция в породах из разных районов мира сведены в вариационные диаграммы. Минимальными значениями и весьма близкими характеристиками распределения отношений изотопов отличаются лунные породы и ахондритовые метеориты. Эти отношения отражают первичные этапы эволюции распространенности радиогенного стронция, происходившие до химической дифференциации, связанной с глобальными процессами земного корообразования.

Следующая диаграмма (рис.4.16) объединяет распределение величин отношения изотопов стронция в океанических базальтах – районы Индийского (McDaugall & Compston, 1965), Атлантического (Faure & Hurley, Gast, Tilton, Hedge, 1964; Tatsumoto, Hedge, Engel, 1965; Gast, 1970) и Тихого океанов (Tatsumoto, Hedge, Engel, 1965), в карбонатитах и ассоциирующих с ними щелочных породах – районы Ока-Квебек и Онтарио (Канада) (Fairbairn a.o., 1963; Faure & Hurley, 1963; Powell, 1965), а также в африканских карбонатитах из Танганьики, Уганды, Мозамбика и др. (Hamilton & Deans, 1963; Deane, 1964).

Диаграмма континентальных базальтов объединяет очень широкую по петрографическим и геологическим признакам группу пород: оливиновые и толеитовые базальты Гренландии (Hamilton, 1963), андезиты, диабазы и базальты Японии, Индии, США, Новой Зеландии, Исландии, Австралии и Южной Африки (Gast, 1961; Faure & Hurley, 1963; Hedge & Walthall, 1963; Moorbath & Bell, 1965; Faure, Hurley, Powell, 1965; Laughlin a.o., 1971).

Интервал отношений изотопов стронция в этой группе в значительной мере перекрывается таковой группы океанических базальтов, но статически несколько выше последней.

Еще более высокими средними значениями величины изотопной распространенности радиогенного стронция и большим интервалом колебания этой величины характеризуются основные интрузивные породы: габбро Северной Норвегии (Heier & Compston, 1969), Скаергаардской интрузии (Hamilton, 1963), анортозиты и габбро провинции Квебек.

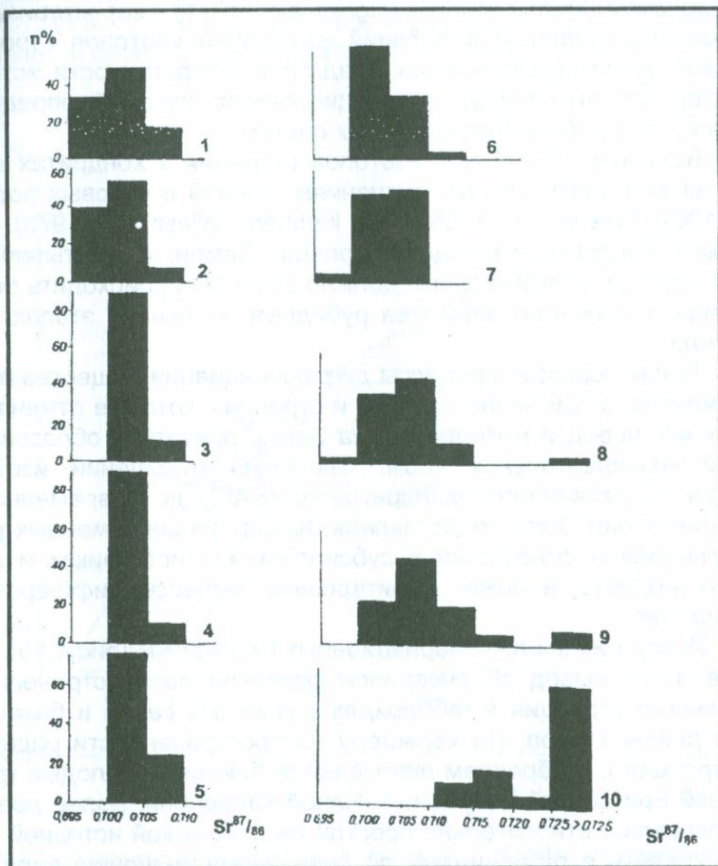


Рис.4.16. Вариационные диаграммы распространенности радиогенного стронция в различных типах пород в лунных базальтах и в метеоритах. 1-ахондритовые метеориты; 2-лунные базальты; 3-океанические базальты; 4-гавайские эффузивные породы; 5-карбонаты; 6-континентальные базальты; 7-некоторые типы гранитов; 8-габброиды; 9-гипербазиты; 10-хондритовые метеориты.

Ультраосновные породы - дуниты, пикриты, перидотиты, серпентиниты из Канады, Новой Зеландии, Японии, Австралии, Британской Колумбии, Аляски, Гренландии, Турции, Норвегии, Кольского полуострова СССР, и др. (Fairbairn a.o., 1963; Faure & Hurley, 1963; All-aopp,

1965; Stueber & Murthy, 1966; Laughlin a.o., 1971) - характеризуются значительной областью колебаний отношений изотопов стронция, что может рассматриваться как следствие гетерогенности источников материала этих пород или специфических условий, определивших раскрытие рубидий-стронциевых систем.

Величина отношения изотопов стронция в хондритах высокая, близкая к современным значениям таковой в коровых породах (Gast, 1962, Pinson a.o., 1965; Gast, Hubbard, Wiesmann, 1973). Если принимать хондритовую модель стронция Земли, то учитывая данные по стронциевым изотопам, должно было бы происходить резкое обеднение первичного вещества рубидием на ранних этапах истории Земли.

Таким образом, процессы дифференциации вещества по ряду элементов, в том числе рубидия и стронция, которые отмечаются для лунных пород и метеоритов, на Земле привели к образованию мощной континентальной коры. Эволюция отношений изотопов стронция от первичного ахондритового (BAB1) до современного в мантии не может быть представлена, исходя из современных рубидий-стронциевых отношений в субсиалических источниках и абсолютного возраста, и может лимитировать процессы дифференциации вещества.

Исходя из анализа вариационных гистограмм (рис.4.16), важным является вывод об очевидном различии распространенности радиогенного стронция в габброидах различных серий и базальтах разных районов мира. По характеру распространенности радиогенного стронция к габброидам оказываются близкими молодые граниты южной Британской Колумбии и Новой Каледонии. Более древние типы гранитов с относительно простой геологической историей можно сопоставить с габброидами по первичному значению величины изотопной распространенности, определенной методом простых изохронных моделей. Интересно отметить, что в настоящее время доминирует представление о коровом уровне зарождения или трансформации гранитов.

Была предпринята попытка использовать распространенность радиогенного стронция для отличия габброидов различной формационной принадлежности. Полученные результаты представлены на рис.4.17, где значения $^{87}\text{Sr}/\text{Sr}^{86}$ отнесены к содержаниям лития. Литий, как это показал анализ поведения редкощелочных элементов в палингенных сериях пород (Павленко, Филиппов, Орлова, 1974), обычно образует пики концентраций, превышающие содержания в

исходных породах, в передовых зонах домагматических метасоматитов, к которым приурочены габбро, и реститов. Таким образом, литий является своего рода индикатором палингенеза.

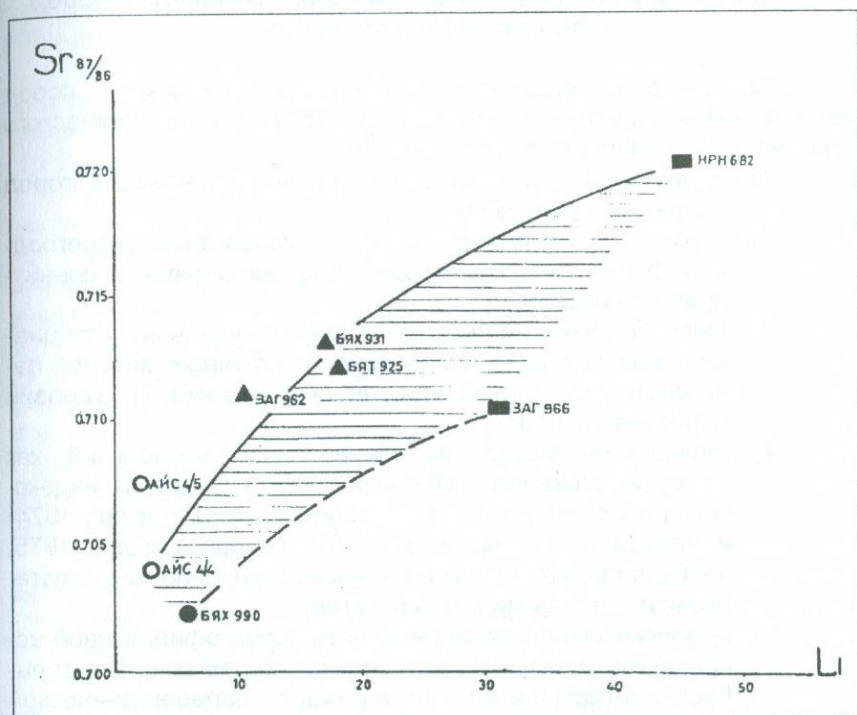


Рис. 4.17. График зависимости отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от содержаний Li в габбро различных формаций складчатых областей.

На графике показаны габбро офиолитовых поясов, банатитовой и габбро-диорит-плагиогранитной формаций. Первые, безусловно, связаны с наиболее глубинными, возможно, подкоровыми источниками, чему отвечают очень низкие значения содержания лития и отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Отношения в габбро-анортозите Баян-Хангорского шва Монголии (БЯХ-990) и амфиболовые габбро Севано-Амассийской зоны (Армения, Айс 4/4, Айс 4/5) ассоциируются с базальтоидными, но не с ультрамафитами альпинотипной офиолитовой

триады и могут рассматриваться как продукты базальтового слоя с повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (до 0,707).

4.4. Минералого-геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации

Проблема определения глубинности зарождения пород офиолитовой ассоциации осложнена спецификой ее геологического положения, которая состоит в следующем:

- 1) аллохтонная позиция относительно окружающих пород (шарьяжи, протрузии);
- 2) глубокая измененность пород с господством ретроградных фаций амфиболитовой, зеленосланцевой и прениит-пумпеллитовой;
- 3) широкое развитие неравновесных минеральных ассоциаций, исключающее использование обычных методов парагенетического анализа для определения ТР условий образования пород;
- 4) наличие несовместимых минеральных композиций, как то: существование глубинных и сверхглубинных индекс-минералов, например, муассанита (Геворкян и др., 1974) и алмаза (Павленко и др., 1974; Геворкян и др., 1975, 1976), наряду с типоморфными малоглубинными парагенезисами, например, троктолитами;
- 5) геохимическая парадоксальность пород офиолитовой ассоциации, а именно литофильная характеристика гарцбургитов-лерцолитов, отвечающих палеоокеанической мантии (напр., низкие калий-рубидиевые отношения (рис.4.2, 4.3, 4.7), высокие барий-стронциевые (рис.4.1, 4.5, 4.6), высокие - стронций 87/86 и пр.) (рис.4.17) и симатический стиль вышележащей габбро-перидотитовой ассоциации и толеитов, отвечающих океанической коре.

Все это обуславливает важность и продуктивность использования минералого-геохимических индикаторных признаков пород и минералов офиолитовой ассоциации для определения их глубинности и условий зарождения. Их состав в отношении макро- и микрокомпонентов представляется основой для суждения об уровнях зарождения отдельных членов ассоциации. Методически это осуществляется путем сопоставления составов пород и минералов офиолитов с метаморфическими и магматическими породами установленной глу-

бинности: гранулитами, эклогитами, гранатовыми перидотитами, океаническими и континентальными базальтоидами и др. Ниже рассмотрены также составы ряда минералов офиолитов Присеванского пояса, изученные с помощью микрозондовой техники (JXA-5a, JEOL, Япония).

Реконструкция субстратиграфической последовательности пород офиолитовой ассоциации дает следующую картину, близкую к схеме, предложенную А.В.Пейве (Пейве и др., 1971; Павленко и др., 1975).

В основании ассоциации залегают лерцолиты, гарцбургиты, уверенно сопоставляемые по многим признакам с океанической мантией. Гарцбургиты-лерцолиты постоянно, в той или иной степени, подвержены метасоматической дунитизации, которая сопровождается обособлением хромитовых руд. Характерными процессами являются серпентинизация, оталькование, куммингтонизация и процессы обратной регенерации с образованием полнокристаллических пироксен-оливиновых пород, причем эти явления ретроградного и прогрессивного преобразования пород проявляются на протяжении геологической истории офиолитов многократно. Геохимические эффекты этих процессов изучены крайне слабо, что усугубляет трудности в восстановлении истории ультрамафитов.

Выше располагается так называемый расслоенный габбро-перидотитовый, кальмафитовый комплекс, содержащий в качестве крайних членов анхимономинеральные породы: дуниты, клинопироксениты и анортозиты. Между ними располагаются габбро-алливалиты, в широком понимании этого термина, любого произвольного количественно-минерального состава: собственно алливалиты – клинопироксен-оливиновое габбро, эвкриты – клинопироксеновые, троктолиты – оливиновые и клинопироксен-оливиновые перидотиты – верлиты. Как правило, в основании расслоенного комплекса залегает дунитовый горизонт, граничащий с гарцбургитами по тектоническим несогласиям. В нижних горизонтах комплекса обычно преобладают перидотиты, клинопироксениты, меланократовые габброиды, в верхних – главную роль начинают играть лейкократовые габбро и анортозиты. Своеобразнейшим членом расслоенного комплекса являются плагиогранофиры, близкие по валовому петрохимическому составу к кератофирам, но варьирующие в очень широких пределах по относительному содержанию плагиоклаза и кварца и составу плагиоклаза (Coleman R.G. a.o., 1975). В целом они перекрывают весь петрогра-

фический и петрохимический интервал от анортозитов до ультракислых натровых гранитов-кератофиров.

Все перечисленные особенности расслоенного кальмафитового комплекса противоречат образованию его по механизму кристаллизационной дифференциации, который еще широко бытует в геологической литературе. Мы склоняемся к мысли о метасоматическом происхождении пород расслоенного комплекса, отдавая себе отчет в том, что детали этого механизма требуют дальнейшей разработки. Сейчас наши представления о происхождении расслоенного комплекса имеют следующий вид: толеиты, изливающиеся на океаническую гарцбургит-лерцолитовую мантию, подвергаются гальмиролизу и затем метасоматозу в условиях пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма (Glaasley William, 1974). В результате возникает слоистый комплекс пород из разнообразных композиций пренита, пумпеллиита, цоизита-эпидота, серпентина, альбита, хлорита, тремолита, кварца. Геохимическое сродство пород этого расслоенного комплекса с толеитами установлено на ряде слабометаморфизованных образцов офиолитов (офиолиты Восточных мысов Камчатки, Южно-Монгольских герцинид, Западно-Саянских каледонид). Особенно ярко это сродство проявляется на примере типично толеитовых, высоких калий-рубидиевых отношениях, низких барий-стронциевых (рис. 4.5, 4.6), высоких ванадий-хромовых и кобальт-никелевых (рис. 4.10-4.11), низких - стронций 87/86 (рис. 4.17). Главным результатом метасоматического процесса было перераспределение вещества исходного толеита с образованием гидратированных аналогов пород будущего расслоенного комплекса. Однако этот процесс не был изохимическим. С одной стороны имел место гальмиролитический привнос элементов из морской воды: бора, гидролизатов, щелочей, с другой - вынос кремнезема, железа, магния, кальция (Spooner E.T.C. a.o., 1973; Church a.o., 1972; Spooner E.T.C. a.o., 1974; Petrol. 1974; Dasch a.o., 1973; Hart a.o., 1970, 1971, 1974; Jolly Wayne a.o., 1974). Эти компоненты фиксировались в кремнисто-фтанитовых толщах, перекрывающих расслоенный комплекс и толеиты, а также обеспечивали спилитизацию верхних этажей толеитовых покровов. Изложенный механизм подтверждается балансовым расчетом петрогенных элементов в расслоенном комплексе Присеванского пояса, распределением калия и рубидия, бария и стронция.

Метаморфизм и дегидратация образовавшейся серии создает ассоциацию обычно наблюдаемого расслоенного комплекса габбро-перидотитов, или, точнее, перидотит-дунит-габбро-алливалитов.

Очевидно, к этапу раннего, прогрессивного метаморфизма, на уровне амфиболитовой фации, относится и образование реакционного биметасоматического комплекса металерцолитов, метаверлитов, метатроктолитов, вебстеритов, ортопироксенитов. По петрохимическим признакам, редкоземельному составу, геолого-структурным и петрографическим признакам эти породы наиболее логично трактовать именно как реакционные образования между океанически-мантийными гарцбургитами-лерцолитами и апотолитовыми породами расслоенного комплекса.

Венчает офиолитовый разрез толща переслаивающихся толеитов и их спилитизированных разновидностей с кремнисто-фтанитовыми породами, граувакками и, наконец, рифогенными известняками, формирующими очень часто олистострому.

Необходимо подчеркнуть своеобразную вещественную особенность граувакк. Эти полимиктовые песчаники и гравеллиты в обломочной части полностью соответствуют нижележащим ультрамафитам, перидотит-алливалитам и толеитам. Однако их общий геохимический стиль резко отличается от подстилающих пород. Наиболее контрастно это можно проиллюстрировать на примере калия. Калиевый "взрыв" в граувакках нельзя связать с каким бы-то ни было эндогенным источником, геологические признаки которого в слабометаморфизованных офиолитах не обнаружены. Единственно разумным объяснением является накопление калия (и некоторых других элементов) в пелитовой, цементной фракции. Сканирование на микрозонде подтверждают такую трактовку. Источником калия и сопутствующих элементов в граувакках фанерозойских офиолитов могут быть только сиалические материка, поставлявшие его в безкалиевые океанические ассоциации.

С различными вариантами геологических несогласий офиолиты перекрываются породами островодужных ассоциаций: андезит-базальтовой и флишевой. По представлениям, основанным на геологических образах Полярного Урала и Западных Саян, минеральном и химическом составе ксеногенных включений в андезит-базальтовых кайнозойских породах Камчатки и Курил (Родионов и др., 1972; Шека, Хотин 1976), экспериментальных данных Ишбулатова (Ишбулатов, 1975), андезиты являются продуктами малоуглубинного (амфиболитовая и даже эпидот-амфиболитовая фации) весьма полного, а не фракционного плавления пород офиолитовой ассоциации: расслоенного комплекса, граувакк и фтанитов. Резкие геохимические смещения в породах островодужной ассоциации, по сравне-

нию с эндогенными океаническими, логично объясняются участием в исходной матрице граувакк с сиалическим геохимическим стилем.

Таким образом, имеющиеся петролого-геохимические данные показывают малую глубину образования первоначальных пород офиолитовой ассоциации. Полученные в настоящей работе результаты по составам породообразующих минералов пород Присеванского офиолитового пояса и их сопоставление с типоморфными минералами градуированных магматических и метаморфических парагенезисов из других регионов подтверждают сделанный вывод.

В качестве минералогических критериев глубинности пород офиолитовой ассоциации привлечены составы гранатов и пироксенов. В связи с тем, что мы признаем теснейшую зависимость состава минералов от состава вмещающей среды и химических интенсивных факторов, в первую очередь, щелочности, а не только от температуры и давления, то предпочли анализировать полученные данные не с помощью существующих диаграмм состав-условия (типа, Boyd a.o., 1964; Mac Gregor 1968), а сравнивая с составами минералов в геологически достоверных ассоциациях. Поскольку общая задача также связана с **проблемой алмазности офиолитов** Армении, то для сравнения привлечены сведения по немногочисленным проявлениям кимберлитового магматизма и эклогитового метаморфизма в фанерозойских складчатых областях, а не традиционные, хорошо известные данные по этим проявлениям на докембрийских щитах.

В табл.4.3 и на рис.4.18 представлены составы гранатов, клино- и ортопироксенов из следующих пород, содержащих гранат в ассоциациях с двумя или одним пироксеном (Севанский и Вединский офиолитовые пояса).

- 1) Проба N1 15/2. Оливиновые габбро. Вкрапленники: зональный плагиоклаз - ядро An-50, кайма до An-23; амфибулизуемый пироксен, редко оливин. В основной массе $Пи_{40-33}$, PO, рудный. Вторичные - хлорит, эпидот. В протолочке: розовый гранат, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, оливин, хромит, роговая обманка.
- 2) 15/3. Габбро с фенокристаллами $Пл_{50}$ и роговой обманки, частью псевдоморфной по пироксену. В основной массе роговая обманка, $Пл_{40}$, рудный. Эпидот, хлорит, кварц. В протолочке: розовый гранат, желтый гранат, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, роговая обманка.

- 3) 15/1. Габбро с амфиболизированным пироксеном и зональным плагиоклазом An_{50-45} . В протолочке: гранат розовый, гранат желтый, моноклинный пироксен, ильменит, роговая обманка, пренит.
- 4) В-4. Аповебстеритовый серпентинит. В протолочке: гранат розовый, пироксен ромбический, пироксен моноклинный, хромит, бурая роговая обманка, биотит.

Таблица 4.3.

СОСТАВЫ*) ГРАНАТОВ (36) И ОРТОПИРОКСЕНОВ (3В) ИЗ ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ АРМЕНИИ

	15/2 (Севан)					15/3 (Севан)				
SiO ₂	40.04	39.30	38.38	39.59	39.20	37.65	38.62	38.55	37.73	
TiO ₂										
Al ₂ O ₃	19.34	19.06	21.11	20.67	21.60	23.32	23.21	22.30	22.33	
Cr ₂ O ₃			0.02		2.18					
FeO	27.61	28.05	27.02	29.31	28.49	28.03	29.28	29.04	29.27	
MnO	2.59	0.55	3.13	1.96	5.82	5.29	2.18	4.13	1.46	
MgO	1.92	2.94	2.74	3.77	2.23	1.76	4.46	3.00	2.59	
CaO	8.15	8.24	7.04	5.00	8.71	4.28	2.83	3.44	5.16	
Na ₂ O		0.05	0.26	0.04	0.07	0.16	0.13	0.20	0.22	
K ₂ O	0.05	0.06	0.01	0.02	0.05			0.10		
Сумма	99.70	99.14	99.71	100.30	108.37	100.49	100.71	100.68	99.36	
Si	3.18	3.12	3.05	3.11	2.93	2.99	3.02	3.05	3.02	
Ti										
Al	1.81	1.87	1.98	1.91	1.90	2.19	2.14	2.08	2.11	
Cr			0.002		0.13					
Fe	1.83	1.86	1.80	1.92	1.78	1.86	1.92	1.98	1.98	
Mn	0.17	0.04	0.21	0.13	0.37	0.36	0.14	0.28	0.10	
Mg	0.23	0.35	0.32	0.44	0.25	0.21	0.52	0.35	0.31	
Ca	0.69	0.70	0.60	0.42	0.70	0.36	0.24	0.29	0.44	
Na		0.008	0.04	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	
K	0.005	0.005	0.001	0.002	0.005			0.001		
Пироп	8.0	11.9	11.0	15.1	8.0	7.5	17.5	13.0	11.0	
Аль-дин	61.5	63.0	61.0	66.0	58.5	66.5	68.5	67.0	69.0	
Спес-арн	6.2	1.2	7.0	4.5	12.0	13.0	5.0	10.0	4.0	
Грос-уляр	20.2	20.8	21.0	13.4	15.0	13.0	9.0	10.0	16.0	
Андр-адит	4.1	3.1		1.0						
Тi-ан-драдит										
Ува-ровит					6.5					

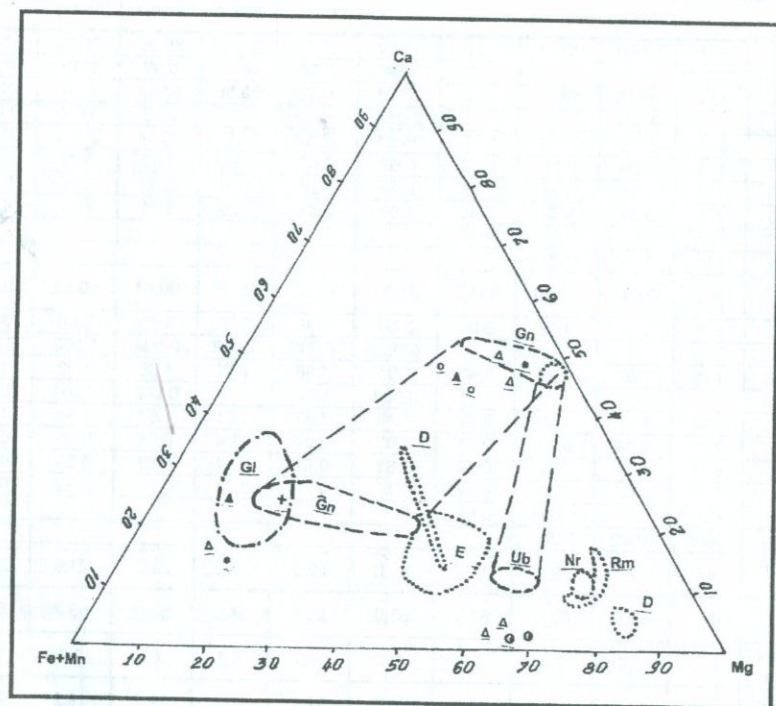
*) Анализы выполнены Л.И.Мартirosян на рентгеновском микроанализаторе марки VXA-5^а фирмы JEOL, Япония.

	15/1 (Севан)				В-4 (Веди)				
SiO ₂	38.14	39.04	39.77	39.30	37.54	39.65	38.37	39.47	39.23
TiO ₂									
Al ₂ O ₃	19.10	18.13	20.24	20.81	17.99	20.39	21.57	20.47	20.88
Cr ₂ O ₃	0.01				0.009			0.16	0.12
FeO	29.02	28.42	29.56	28.94	27.94	27.85	27.27	27.18	28.44
MnO	1.41	2.30	0.81	1.97	1.94	2.41	3.30	2.54	1.55
MgO	3.68	3.24	2.18	3.08	1.98	2.23	2.01	2.05	2.44
CaO	4.99	5.42	7.32	5.48	8.56	9.13	8.36	8.48	8.16
Na ₂ O	0.04	0.09	0.06	0.13	0.06			0.18	0.15
K ₂ O	0.00	0.04	0.01	0.01	0.03	0.03		0.01	
Сумма	96.38	96.69	99.95	99.72	96.04	101.69	100.88	100.54	100.97
Si	3.13	3.20	3.18	3.14	3.13	3.09	3.03	3.13	3.10
Ti									
Al	1.85	1.75	1.91	1.96	1.77	1.87	2.01	1.91	1.94
Cr	0.001				0.001			0.02	0.01
Fe	1.99	1.95	1.98	1.93	1.95	1.82	1.80	1.80	1.88
Mn	0.10	0.16	0.06	0.18	0.14	0.16	0.22	0.17	0.10
Mg	0.45	0.40	0.26	0.37	0.25	0.26	0.24	0.24	0.29
Ca	0.44	0.48	0.63	0.47	0.76	0.76	0.71	0.72	0.69
Na	0.006	0.015	0.008	0.02	0.009			0.03	0.02
K		0.004	0.001	0.001	0.004	0.003		0.001	
Пироп	16.0	14.0	9.0	12.2	9.0	8.6	8.0	8.0	11.0
Аль-адин	67.8	63.6	67.4	66.4	60.0	60.0	61.0	61.1	64.7
Спес-арн	3.5	5.6	2.0	4.1	4.5	5.0	7.0	6.0	4.3
Грос-уляр	11.2	9.4	20.6	17.3	17.6	23.0	24.0	23.0	19.3
Андра-дит	1.5	7.4	1.0		8.9	3.4		1.0	
Тi-ан-драдит									
Ува-ровит								0.9	0.7

	А-М – 1 (Амасия)				ХБК-13		ХБК-7	ХМК-2	ХМК-3	ХМА-1
SiO ₂	37.8	38.60	38.54	38.9	37.54	37.72	37.58	38.95	38.30	39.94
TiO ₂					0.04	0.04	0.13	0.07	0.13	0.05
Al ₂ O ₃	19.7	20.54	19.83	21.5	20.21	21.20	20.56	20.43	20.75	21.22
Cr ₂ O ₃		0.004			0.015	0.015		0.03	0.015	0.015
FeO	27.7	29.36	27.72	30.9	25.41	25.14	25.61	25.44	25.81	25.65
MnO	4.26	2.09	2.52	0.23	0.69	0.63	0.66	0.63	0.75	0.53
MgO	1.97	3.15	3.04	2.92	5.15	5.26	5.35	5.36	5.52	5.51
CaO	6.91	0.23	5.68	7.06	8.89	8.49	8.29	8.71	8.54	8.82
Na ₂ O	0.06		0.02	0.15						
K ₂ O	0.01	0.02	0.04							
Сум- ма	98.5	99.99	97.39	101.7	97.94	98.51	98.19	99.64	99.82	101.7
Si	3.07	3.06	3.12	3.04	3.00	2.99	3.00	3.05	3.00	3.05
Ti					0.002	0.002	0.008	0.004	0.008	0.003
Al	1.89	1.92	1.89	1.98	1.91	1.98	1.93	1.88	1.92	1.91
Cr					0.001	0.001		0.002	0.001	0.001
Fe	1.88	1.95	1.88	2.02	1.70	1.67	1.71	1.67	1.69	1.64
Mn	0.29	0.14	0.17	0.01	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03
Mg	0.24	0.37	0.37	0.34	0.61	0.62	0.64	0.63	0.65	0.63
Ca	0.60	0.53	0.49	0.59	0.76	0.72	0.71	0.73	0.72	0.72
Na	0.01		0.003	0.02						
K	0.001	0.002	0.004							
Пиро- п	8.0	12.5	12.2	11.2	20.0	20.0	21.3	21.3	21.6	21.0
Аль- адин	62.0	65.0	63.5	68.5	53.0	55.1	54.0	53.0	53.2	53.6
Спес- арн	10.0	5.0	7.0	0.3	1.7	1.3	1.3	1.3	1.7	1.0
Грос- суляр	16.0	15.5	16.0	16.1	20.0	22.4	19.7	19.4	19.2	21.0
Андр- адит	4.0	2.0	1.3	4.0	5.1	1.0	3.3	4.6	3.8	3.1
Ті-ан- драд ит					0.1	0.1	0.4	0.2	0.4	0.2
Ува- ровит					0.1	0.1		0.2	0.1	0.1

- 5) АМ-1. Глаукофановый сланец с кварцем, Пл₁₅, гранатом, моноклинным пироксеном. В протолочке: гранат розовый, моноклинный пироксен, глаукофан, ильменит.
- 6) ХБК-13, ХБК-15, ХБК-7, ХМК-2, ХМК-3, ХМА-9,11, ХМК-4, ХМА-1. Многократно меланжированные **серпентиниты**, ХМК-3,13; ХМА-9,11 – **алмазоносные**. В остатках протолочек, обработанных по специальной термо-

химической методике (ЦНИГРИ, 1975): алмаз, розовый гранат, хромит, муассанит, корунд, графит.



- 1 о 2 о 3 ● 4 ▲ 5 Δ 6 + 7 ○
 8 ○ 9 ○

Рис.4.18. Составы гранатов, орто- и клинопироксенов в породах Севано-Амасийской зоны:

1-габбро, №15/2; 2-габбро-порфирит, №15/3; 3-амфиболизированное пироксеновое габбро, №15/1; 4-апоевбстеритовый серпентинит, № В-4; 5-кварц-глаукофановый сланец с гранатом, АМ-1; 6-алмазаносные серпентиниты-№№ ХБК, ХМК, ХМА (номера в таблице 4.21 и 4.22); 7-данные Н.Мeyer (25); Nr-гранаты кимберлита Норрис, Восточный Теннесси, Rm-гранаты из других кимберлитов; E-гранаты из эклогитовых ксенолитов; D-гранаты-узники в алмазах; 8-данные J.Bryhni et al. (26); сосуществующие гранаты и клинопироксены из эклогитов в гнейсах Нордфьерда-Ub, из эклогитов в ультрабазитах Синнмере-Ub; 9-данные K.Smulikowski (28); гранаты глаукофановых сланцев G1.

По макро-и микрокомпонентному химическому составу породы группы 1-5 уверенно относятся к толеитовому и слоистому (алливалит-перидотитовому) комплексам офиолитовой ассоциации. Позицию серпентинитов алмазоносных проб из группы 6 оценить по геохимическим признакам трудно. Однако геологические и петрографические признаки скорее говорят в пользу их принадлежности к **дуни-там-перидотитам слоистого комплекса, а не к гарцбургитам**. Но пока что этот вопрос остается открытым.

Гранаты кимберлитов обогащены пироп-альмандиновым компонентом, содержат до 4 вес.% и обеднены СаО. К. Мейер (Meуег Неггу о.а. 1975), обоснованно относя трубку Норрис в Восточном Теннесси к кимберлитам складчатой (не кратогенной области), приводит следующие химические признаки содержащихся в ней гранатов: MgO от 15-17 до 20-24%, FeO от 6-8% до 19%, Cr₂O₃ от 2,5 до 7%, СаО 4%. По его мнению, эти составы ближе к гранатам гранатовых лерцолитов, чем к эклогитам кимберлитовых модулей (на рис.4.18 приведены также его данные по гранатам-узникам в алмазах).

Наиболее детальные исследования минералогии и геохимии фанерозойских эклогитов проведены И.Брайном с соавторами в каледонидах Западной Норвегии (Inge Brynå а.о., 1969). Их палеозойский возраст подтвержден Т.Кроггом с соавторами (Krogh а.о., 1974), что имеет немаловажное значение при наших сравнениях, поскольку большинство глубоко метаморфизованных пород относятся к докембрию, с отличным от фанерозоя геохимическим режимом. На С - F - M диаграмме нанесены поля составов гранатов и клинопироксенов двух петрологических типов эклогитов Западной Норвегии: эклогиты в гнейсах р-на Нордфьерд и эклогиты в ультрабазитах р-на Синнмере. Альмандин-пироповые гранаты из гнейсов Нордфьерда изменяются в пределах Alm 36-50%, Py 23-43% и Gross 13-25%. Гранаты из эклогитов среди ультрабазитов, по которым использованы также данные П.Эскола, О'Хара и Э.Мерси (O'Hara а.о., 1963), резко обогащены пироповым компонентом, а также Cr, Co, Ni, Ti, хотя геологическая позиция этих эклогитов не позволяет однозначно говорить об их существенно большей глубинности по сравнению с эклогитами в гнейсах.

На рис. 4.18 оконтурено также поле гранатов из глаукофансланцевых эклогитов по К.Смуликовскому (1965), а на рис.4.19 обоб-

ценные поля гранатов эклогитовой, гранулитовой и амфиболитовой фации по Н.В.Соболеву (1964).

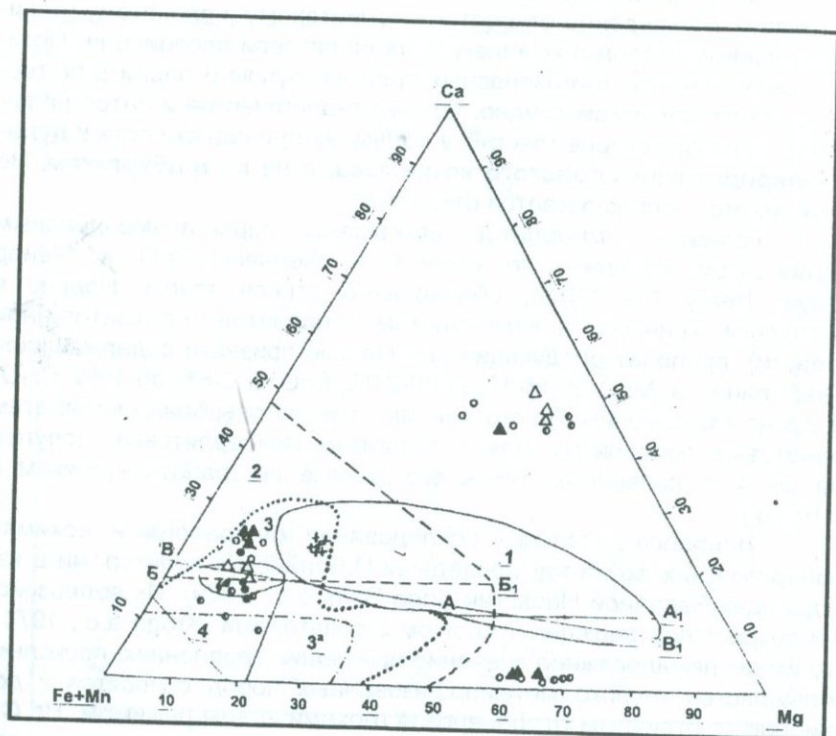


Рис.4.19. Поля гранатов: эклогитовой (1), гранулитовой (2), амфиболитовой (3) (3а – биотитовые гнейсы и граниты) и роговиковой (4) (4а – из кислых эффузивов) фаций по Н.В.Соболеву (30).

Клинопироксены из эклогитов в гнейсах Нордфьерда (рис.4.20) содержат 3-9% Ac, 23-42% Jd, 8-13% Tsch, 3% Hd и 38-56% Di. Эти омфацитовые пироксены резко отличаются от существенно диопсидовых - в эклогитах среди ультрабазитов Синнмере. Последние, по этой причине, не могут рассматриваться как нормальные эклогитовые пироксены. Содержание алюминия в четвертной координации в пироксенах из ультрабазитовых эклогитов низкое, но отношения жадеитовой и чермакитовой составляющих в обоих типах эклогитов укладываются в поле эклогитовых пироксенов

по А.Уайту (White 1964, 1966). В пироксенах гнейсовых эклогитов, по сравнению с ультрабазитовыми, кроме того, ниже содержание хрома, никеля и марганца. Нужно подчеркнуть справедливую точку зрения И.Брайна с соавторами о глубокой зависимости макро- и микрокомпонентного состава метаморфических минералов от состава исходного субстрата. Это обязывает ответственно относиться к геохимическим критериям давления и температуры, поскольку эффект этих факторов может нивелироваться влиянием исходного состава при сравнении однородных пород.

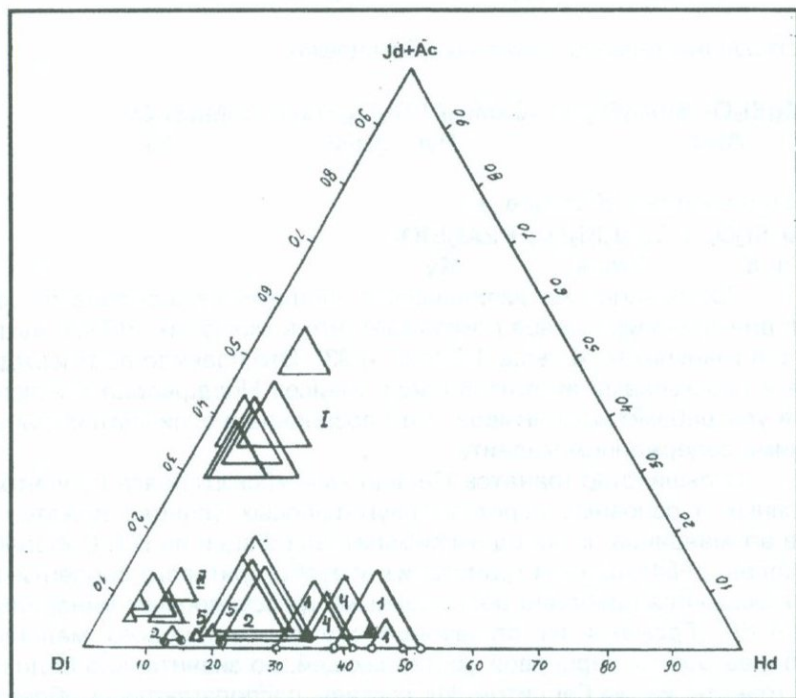
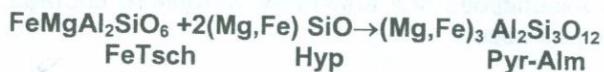


Рис.4.20. Содержание минералов в клинопироксенитах Севано-Амассийской зоны, из гнейсовых и ультрабазитовых эклогитов Нордфьерда-I и Синнмера-II. Стороны треугольников – содержания чермакитового минерала.

А.Уайт оценивал фациальную принадлежность клинопироксенов по соотношению в них жадеитовой и чермакитовой составляю-

щих, исходя из теоретического положения Дж.Томпсона (Thompson J.D., 1947) о том, что с ростом температуры увеличивается содержание алюминия в четвертной координации, т.е. чермакитовой составляющей, а с ростом давления - в шестерной, т.е. жадеитовой. Неустойчивость чермакита в эклогитовых условиях А.Уайт иллюстрирует следующими гипотетическими реакциями: в магнезиально-железистых обстановках



в магнезиально-известковистых обстановках



в известковистых обстановках



Построенная им эмпирическая диаграмма в координатах Jd - Tsch для клинопироксенов показывает, что в эклогитах Jd/Tsch выше 4/5, а в гранулитах меньше 1/2 (рис. 4.33). Это правило подтверждается и пироксенами эклогитов среди гнейсов Нордфьерда и эклогитов в ультрабазитах Синнмере, хотя последние и отличаются крайне низкими содержанием жадеита.

Большинство гранатов Севано-Амасийского пояса из ультраосновных и основных пород и глаукофановых сланцев ложатся в поле альмандинов из пород амфиболитовой фации по Н.В.Соболеву (Соболев, 1964), причем гранаты из апобестеритового серпентинита оказываются наиболее обогащенными гроссуляровым минералом (рис.4.18). Гранаты из алмазоносного серпентинитового меланжа наиболее богаты пироповой составляющей, но значительно беднее, чем гранаты из кимберлитов. Их составы располагаются в области перекрытия полей амфиболитовой, глаукофан-сланцевой и эклогитовой фаций, занимая в последнем крайнее положение по обогащенности альмандиновым компонентом. С другой стороны, эти гранаты очень бедны спессартиновым компонентом, которым гранаты избирательно обогащаются при повышении давления (рис.4.21), что характерно, в частности, для гранатов из глаукофановых сланцев. Рассмотренные особенности гранатов не соответствуют типо-

морфным составам глубинных фаций и показывают вполне определенную зависимость от химизма исходных пород.

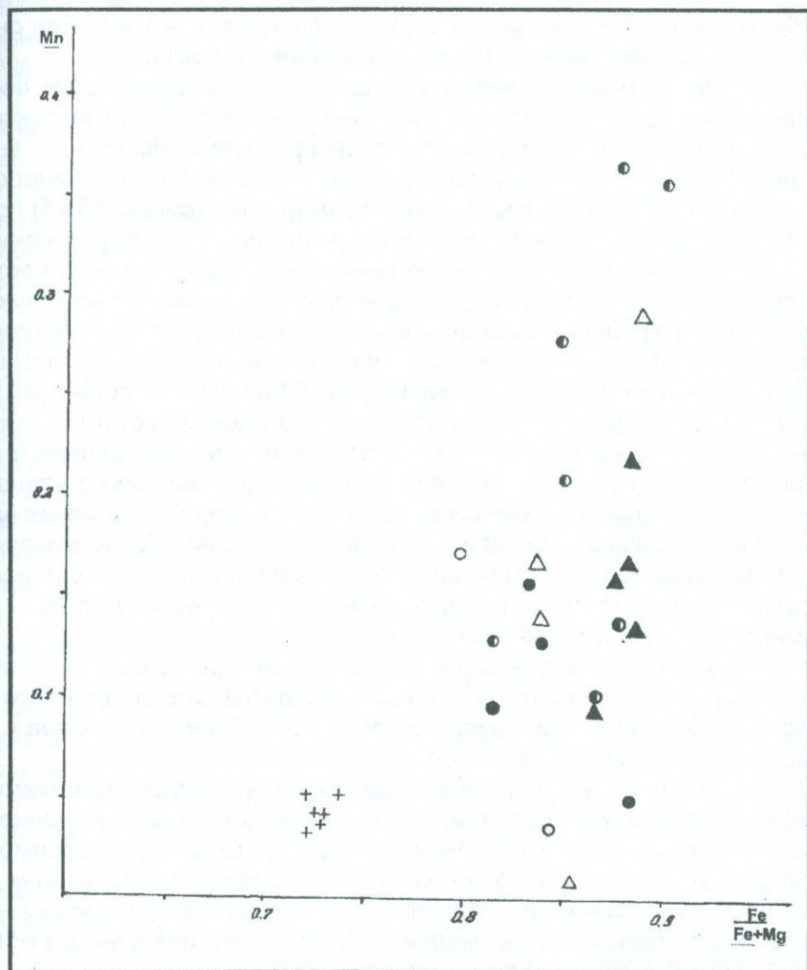


Рис.4.21. Диаграмма содержания марганца в гранатах пород Севано-Амасийского шва.

По сравнению с пироксенами норвежских эклогитов пироксены Севано-Амасийской зоны (табл.4.3) отчетливо обеднены Jd 1-3% против 23-42%, обогащены Tsch 3-17% против 8-13% и особенно геденбергитом Hd 12-45% против 3-7%. На диаграмме А.Уайта все они ложатся в гранулитовый сектор с отношениями Jd/Tsch/3.

Резкое преобладание альмандиновой и андрадитовой составляющей в гранатах, низкое содержание глинозема в ортопироксенах, жадеитового и хромового компонентов в клинопироксенах, высокая титанистость ильменитов и низкая глиноземистость шпинелей однозначно свидетельствуют **о малых давлениях (около 15 кб)** при их образовании. Наиболее высоким параметрам по составу клинопироксенов отвечают породы, встреченные в северо-западной части Присеванского пояса (Амация), парагенезисы которых соответствуют фациям глаукофановых сланцев, коровых эклогитов и гранулитоподобных гиперстенсодержащих, апоалливалитовых пород; по составу гранатов – алмазоносные **серпентиниты**. Обращает на себя внимание высокое содержание в гранатах спессартиновой составляющей. Известно, что марганец резко понижает параметры образования гранатов, вплоть до условий амфиболитовой фации (например, гандиты), и, таким образом, также свидетельствует о весьма скромных параметрах метаморфизма офиолитовой ассоциации. Не противоречат этому выводу и составы минералов гранулитоподобных пород: высокая железистость ортопироксенов, низкая глиноземистость и хромистость орто- и клинопироксенов.

Гранаты были обнаружены также при проведении детального минералогического изучения ультрамафитов Степанаванского и Амасийского участков и северо-восточного побережья оз.Севан – Присеванского офиолитового пояса.

В процессе исследований породы подвергались термохимическому разложению щелочами с последующим выщелачиванием водой и с кислотной обработкой. В результате в нерастворимом остатке сохранялись наиболее устойчивые минералы. При этом в ряде проб из коренных и осадочных – аллювиально-делювиальных пород **были обнаружены мелкие (0,1-0,5 мм) алмазы (пробы ХМК-3; ХМА-9, ХМА-11 - Геворкян и др., 1976).**

До последнего времени в ультрамафитовых поясах Армении гранат (гроссулярного состава) был известен только в габброидах и верлитах габбрового комплекса (Паланджян, 1971). В результате наших исследований гранаты выявлены в серпентинизированных перidotитах Амасийского района (Мумухан-Красарский массив - пробы

ХМК-3, 1015) и северо-восточного побережья оз.Севан, выходящих на поверхность в долине р.Кочкаран (проба ХБК-7) и близ пос. Джил (ХБК-13, Джил-Хачский массив). Кроме того, гранаты найдены в аллювии р. Мец-Ару, размывающей ультрамафиты у с. Катнахпюр (ХМА-1) и в третичных отложениях этого же района (ХМК-2).

Извлеченные из нерастворимого остатка зерна гранатов имеют светло-розовый, реже (пробы ХМА-1 и ХБК-13) светло-оранжевый цвет. Их размер колеблется от 0,075 до 1,25 мм, форма изометричная или неправильная, часто со следами оплавления (возможно, приобретенными в процессе анализа). У некоторых из зерен (ХМА-1, ХМК-3) имеются реликты граней ромбододекаэдра. Показатель преломления всех зерен больше 1,78.

Шесть зерен гранатов были проанализированы на рентгеновском микроанализаторе "Камека" MS-46 в Институте геологии и геофизики СО АН СССР с применением эталонов, любезно предоставленных лабораторией микрозондирования этого института. Кремнезем, алюминий, железо, магний определялись по пиропу 0-145 из кимберлитовой трубки "Обнаженная"; кальций - по диопсиду; марганец - по марганцевому гранату; хром - по хромиту; титан - по рутилу. Ускорительное напряжение составляло 15 кв. В каждом зерне определялось по 5 точек, результатом анализа принималось среднее из пяти значений. При получении результатов использовалась программа "Силикат" (Лаврентьев и др., 1974). Данные анализов приведены в табл.4.4.

Обработка результатов анализов показывает, что гранаты на 52-54% состоят из алмандинового компонента с примесью 20-22% пиропового и 19-22% гроссулярового компонентов. При этом составы всех зерен весьма близки между собою. **Гранаты такого состава не характерны ни для алмазонасных кимберлитов, ни для содержащихся в них ксенолитов ультраосновных пород.** Они более схожи с гранатами из пород гранулитовой фации метаморфизма и с некоторыми эклогитами (Соболев, 1964). Однако в данном случае важен сам факт наличия в породах граната.

Гранат в серпентинизированном гарцбургите, слагающем центральную часть Мумухан-Красарского массива, образует идиоморфные, хорошо ограненные кристаллы розово-красного цвета, размерами до 1 мм. Количество его составляет 4-6% от объема породы. Химический состав и кристаллохимическая формула отобранного граната указывает на весьма удовлетворительное сходство полученных данных обоими методами.

ГРАНАТЫ

Компоненты	ХМА-1	ХМК-2	ХМК-3	ХБК-7	ХБК-13	
SiO ₂	39.94	38.95	38.30	37.58	37.54	37.72
TiO ₂	0.05	0.07	0.13	0.13	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	21.22	20.43	20.75	20.56	20.21	21.20
Cr ₂ O ₃	0.015	0.03	0.015	0.00	0.015	0.015
FeO	25.65	25.44	25.81	25.61	25.41	25.14
MnO	0.53	0.63	0.75	0.66	0.69	0.63
MgO	5.51	5.36	6.52	5.35	5.615	5.26
CaO	8.82	8.71	8.54	8.29	8.89	8.49
Сумма	101.735	99.64	99.815	98.18	97.945	98.495
Si	3.052	3.049	3.002	2.996	3.005	2.988
Ti	0.003	0.004	0.008	0.008	0.002	0.002
Al	1.910	1.885	1.916	1.931	1.906	1.979
Cr	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
Fe ^{***}	(0.065)	(0.093)	(0.091)	(0.080)	(0.106)	(0.032)
	1.639	1.665	1.692	1.707	1.701	1.665
Fe ^{**}	1.574	1.572	1.601	1.627	1.595	1.633
Mn	0.034	0.042	0.050	0.045	0.047	0.043
Mg	0.628	0.626	0.645	0.636	0.615	0.621
Ca	0.722	0.731	0.717	0.708	0.762	0.721
Сумма	7.989	8.004	8.031	8.031	8.039	8.030
Пироп	21.2	21.1	21.6	21.1	20.3	20.6
Альмадин	53.1	52.7	53.3	53.6	52.7	54.0
Спессартин	1.1	1.4	1.7	1.5	1.6	1.4
Гроссуляр	21.0	19.8	19.4	19.5	19.9	22.2
Андрадит	3.3	4.7	4.6	4.0	5.3	1.6
Ti-андрадит	0.2	0.2	0.3	0.3	0.1	0.1
Уваровит	0.1	0.1	0.1	-	0.1	0.1
Сумма	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

**Сопоставление анализов, выполненных с помощью
микронзонда с данными химического анализа граната**

Оксиды	Вес %	Элементы	Количество ионов в пер.на 24(0)	Мол. % конечных членов гр. гранаты	
SiO ₂	38.10	Si	5.929	Альмадин	44.5
TiO ₂	0.65	Al	0.071		
Al ₂ O ₃	18.70	Al	3.349	Андрадит	15.5
Fe ₂ O ₃	7.21	Fe ³⁺	0.840		
FeO	20.51	Ti	0.084	Гроссуляр	15.4
MnO	0.87	Mg	1.429		
MgO	6.15	Fe ²⁺	2.661	Пироп	22.8
CaO	8.21	Mn	0.112	Спессартит	1.8
Na ₂ O	0.10	Na	0.037		
K ₂ O	0.20	Ca	1.363		
H ₂ O	не обн.	K	0.037		
п.п.п.	не обн.				
Сумма	100.70				

Наряду с гранатами во всех пробах были встречены в значительном количестве более обычные для ультрамафитов акцессории - **хромшпинелиды**. Они составляют преобладающую часть нерастворимого остатка и представлены темно-бурыми кристаллами октаэдрического или округлого (возникшего, возможно, в результате растворения в ходе анализа) облика размером от 0,01 до 1,25 мм. На гранях октаэдра иногда можно наблюдать штриховку. Вероятно, эти кристаллы можно считать мономинеральными индивидами выделений неправильной формы, которые были описаны в ультрамафитах Армении ранее (Абовян, 1965).

Пять зерен **хромшпинелидов** были проанализированы на микронзонде "Камека" по той же методике и с теми же эталонами, что и гранаты. Результаты анализов приведены ниже в табл.4.5.

Результаты анализов показывают, что, в отличие от гранатов, хромшпинелиды варьируют по составу даже в пределах одной пробы. По классификации Н.В.Павлова большинство зерен попадает в поле алюмохромита, остальные - в пограничные с ним части полей субферрихромита и хромита (рис.4.22). Они близки по составу к ру-

дообразующим и акцессорным хромшпинелидам Кемпирсайского плутона (Павлов и др., 1968), но отличаются от них меньшей хромистостью (60-70% хромового компонента по сравнению с 75-85% его в уральских) и большей железистостью (соответственно 4-8% и 1-5% Fe^{+3} компонента. Но при этом среди двухвалентных катионов в хромшпинелидах Армении железо играет меньшую роль, чем в уральских хромшпинелидах.

Таблица 4.5.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ

Компо- ненты	ХМК-3		ХМК-4		ХБК-7		ХБК-13		ХБК-15	
	SiO_2	0.03	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
TiO_2	0.18	0.16	0.11	0.21	0.08	0.05	0.02	0.09	0.24	0.19
Al_2O_3	20.17	17.63	16.18	18.97	13.12	19.85	15.60	9.68	16.27	16.14
Cr_2O_3	45.69	46.27	52.20	48.38	52.12	45.02	51.95	55.40	49.25	49.74
FeO	19.76	23.41	16.46	19.10	19.57	20.55	15.98	17.16	15.56	17.37
MgO	13.20	10.86	13.34	12.41	10.80	11.07	14.03	11.82	14.56	12.75
Сумма	99.03	98.39	98.34	99.07	95.69	96.54	97.78	94.15	95.88	96.22
Si	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ti	0.004	0.004	0.003	0.005	0.002	0.001	0.005	0.002	0.006	0.005
Al	0.680	0.752	0.613	0.711	0.526	0.765	0.594	0.397	0.627	0.627
Cr	1.198	1.144	1.327	1.217	1.402	1.165	1.327	1.524	1.274	1.296
Fe^{***}	0.153	0.131	0.074	0.087	0.092	0.091	0.097	0.100	0.122	0.094
	0.641	0.523	0.443	0.508	0.557	0.562	0.432	0.499	0.426	0.479
Fe^{**}	0.488	0.392	0.369	0.421	0.465	0.471	0.335	0.399	0.304	0.385
Mg	0.530	0.623	0.639	0.589	0.546	0.540	0.676	0.613	0.710	0.626
Сумма	3.055	3.047	3.027	3.030	3.033	3.033	3.034	3.035	3.043	3.034
Ульвош- пинель	0.4	0.4	0.3	0.5	0.2	0.1	0.5	0.2	0.6	0.5

В целом, хромшпинелиды из ультрамафитов Армении отвечают по составу хромшпинелидам из ультрамафитов дунит-гарцбургитовой серии Урала, отличаясь от шпинелидов дунит-клинопироксенитовой серии того же региона меньшей железистостью (Царицын, 1973).

Кроме граната и хромшпинелидов, в исследованных ультрамафитах в качестве устойчивых к растворению акцессорных минералов встречены единичные зерна **муассанита, графита, корунда**.

Полученные результаты имеют важное генетическое и практическое значение. Во-первых, наличие в ультрамафитах Армении акцессорных гранатов алмадин-пиропового ряда свидетельствует о близости этих пород к **гранатовым перидотитам**. Во-вторых, на-

хождение этих гранатов совместно с алмазами может явиться одним из критериев алмазности ультрамафитов Армении.

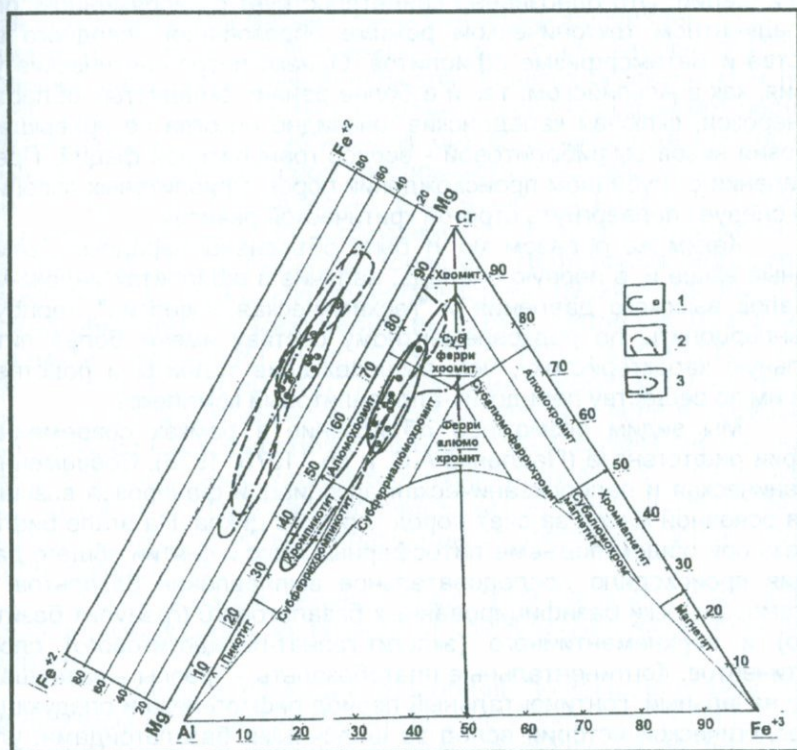


Рис 4.22. Диаграмма состава хромшпинелидов по Н.В.Павлову: 1- поле (а) и фигуративные точки (б) хромшпинелидов из ультрамафитов Армении; 2-поле рудных и акцессорных хромшпинелидов из ультрамафитов Кемпирсайского плутона на Урале; 3-поле хромшпинелидов из кимберлитов Якутии и содержащихся в них ксенолитов перидотитов.

Необходимо отметить резкую латеральную и продольную изменчивость метаморфических фаций глубинности в офиолитовых ассоциациях. В непосредственной пространственной близости со-

седствуют породы лавсонит-пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой, глаукофановой, корово-эклогитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Это однозначно свидетельствует о напряженном, резкоградиентном тектоническом режиме образования исходного вещества и метаморфизме офиолитов. Однако петрогенетические условия, как в Альпийском, так и в более ранних складчатых областях фанерозоя, включая каледонские, очевидно никогда не превышали условия низов амфиболитовой - верхов гранулитовой фаций. Представления о глубинном происхождении пород офиолитовых ассоциаций следует подвергнуть строгой критической ревизии.

Каким же образом могут быть объяснены парадоксы, отмеченные выше и, в первую очередь, наличие в офиолитах индекс-минералов высокого давления и "геохимическая инверсия": гарцбургиты-лерцолиты по редкоэлементному составу имеют более литофильную характеристику, чем вышележащие толеиты и родственный им по веществу перидотит-алливалитовый комплекс?

Мы видим возможное объяснение в рамках современной теории рифтогенеза (Павленко А.С. и др., 1975, 1976). Современная океаническая и палеоокеаническая ассоциации фанерозоя возникали в основной массе за счет пород корового цикла. На этапе рифтогенеза при общем подъеме литосферных масс и снятии общего давления происходило последовательное выплавление базальтов из метаморфически базифицированных базальтового (гранулит-базитового) и верхнемантийного (эклогит-гранат-перидотитового) слоев континентов. Континентальные платобазальты - траппы - завершающие начальный, континентальный период рифтогенеза и следующие в геологической истории вслед за щелочными базальтоидами, ультраосновными щелочными и карбонатитовыми формациями и кимберлитами, имеют литофильную геохимическую характеристику, родственную редкоэлементному составу ксеногенных включений - эклогитов. Прямое петрографическое и геохимическое прослеживание включений в эруптивных образованиях разной глубинности показывает, что исходной матрицей для платобазальтов-траппов можно считать породы метаморфически-базифицированного сиала - эклогиты. Реститом после этого выплавления будут лерцолиты-гарцбургиты современной океанической мантии и их палеоаналогии в офиолитах. Дальнейший подъем литосферы и раскрытия рифтов выводит на уровень базальтового плавления пород гранат-перидотитового слоя, геохимический стиль которых был сформирован на раннем этапе развития складчатой области путем палингенной дифферен-

циации океанической и островодужной коры с обособлением сиалического и "базальтового" слоев. Палингенез обеспечил дефицит в породах базальтового слоя гранитофильных элементов. Последующая аллохимическая метаморфическая дифференциация усиливала симатический стиль гранат-перидотитового слоя. Именно этот слой и явился материнским веществом для толеитов океанического типа. В стратиграфической последовательности они перекрывают реститы платобазальтов – гарцбургиты-лерцолиты, а при раннем метасоматозе дает ассоциацию пород расслоенного кальмафитового, алливалит-перидотитового комплекса и в качестве существенного источника, кремнистофтанитового и грауваккового. Нам представляется, что материнские породы океанских толеитов - **гранатовые перидотиты** - в континентальном цикле существовали на глубинах, где было возможно **образование минералов высокого давления муассонита и алмаза** (Геворкян Р.Г. и др., 1974, 1975, 1976; Павленко А.С. и др., 1974; Пейве А.В. и др., 1972). То-есть их первоначальный генезис тот же, что и в кимберлитовых ассоциациях. Но если в алмазонасных эклогитах и перидотитах кимберлитовых включений они находятся в равновесных, устойчивых парагенезисах, то в малоглубинных толеитах их надо рассматривать, как устойчивые метастабильные фазы – ксенокристы из подвергшихся плавлению пород – гранатовых перидотитов.

Таким образом, вещественные признаки пород и минералов офиолитовой ассоциации позволяют сделать следующие **основные выводы**:

1) Породы ассоциации гетерогенны по исходному веществу и механизмам образования. Дунит-гарцбургит-лерцолитовый комплекс океанской мантии и офиолитов представляет собой рестит от выплавления континентальных платобазальтов (траппов) из метаморфически базифицированных сиалических континентальных пород – эклогитов. Геохимические индикаторные признаки подтверждают вещественное родство по гранитофильным элементам между породами "гранитного" слоя континентов, эклогитами включений в кимберлитах, платобазальтами и гарцбургит-лерцолитовым комплексом офиолитов. Дуниты и сопровождающие их хромитовые руды представляют собой продукты метасоматизма гарцбургитов.

Расслоенный, кальмафитовый, дунит-перидотит-алливалитовый комплекс является продуктом метасоматической дифференциации толеитов океанического типа, общий геохимический стиль которых он сохраняет. Исходными породами для выплавления океанских

толеитов являются гранатовые перидотиты - продукты палингенной и затем метаморфической базификации толщ на ранних этапах развития складчатых областей. Геохимический стиль толеитов и дочерних метасоматических пород расслоенного комплекса представлен симпатическими, индикаторными характеристиками, резко отличными от литофильных характеристик предыдущей ассоциации пород и установившимся в ходе палингенной дифференциации, когда были разделены гранитофильные и базальтофильные элементы.

Кремнисто-фтанитовая и граувакковая ассоциации офиолитов имеют смешанную вещественную природу, и часть слагающих их компонентов была мобилизована в осадочных циклах фанерозоя из сиалической оболочки древних материков.

- 1) Все эти породы офиолитовых ассоциаций, как первичные - гарцбургиты и лерцолиты, так и вторичные – расслоенный комплекс, отвечают **фациям малых глубин**, не ниже гранулитовой. Метаморфогенные образования офиолитов обладают четкой латеральной зональностью и не поднимаются по параметрам образования выше фаций глаукофановых сланцев и коровых (альмандиновых) эклогитов.
- 2) Индекс-минералы высоких давлений: муассонит, алмаз, встреченные в породах офиолитовой ассоциации Армении, логично рассматривать как устойчивые, метастабильные акцессории толеитовой ассоциации, сохранившиеся в ее породах как **реликтовые ксенокристы исходных гранатовых перидотитов - родоначальной матрицы толеитов.**

ГЛАВА 5. КОНЦЕПЦИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В КОНТИНЕНТАЛЬНУЮ

(Армения, фанерозой)

5.1. Общие положения

В последние десятилетия в геотектонике произошел качественный скачок. Он заключается в том, что исследователи перешли от установления парагенетических ассоциаций пород, структур и других геологических явлений к созданию генетических моделей, объясняющих эти парагенезисы. Этот генетический подход стал возможным благодаря двум обстоятельствам.

Работами ученых русской тектонической школы (Шатский, Херасков, Кузнецов, Пейве, Пуцаровский, Штрейс, Яншин и др.) были выявлены основные группы парагенетических ассоциаций (формаций и структурно-формационных комплексов), выделены типы структур, отличающихся по своему формационному выполнению (мио-и эвгеосинклинали, эвгеосинклинали разного типа и т.д.). Установлена закономерная смена в них одних формационных комплексов другими (Муратов, Хаин). Одновременно был получен громадный фактический материал, характеризующий вещественный состав многих (особенно магматических) формаций. Определились петрохимические и геохимические характеристики слагающих их пород.

Второе очень важное обстоятельство связано с глобальными геолого-геофизическими исследованиями океанических пространств, которые позволили в полной мере применить **принцип актуализма** для решения тектонических задач и, что самое главное, для выяснения строения глубинных частей земной коры и верхней мантии. Сейчас, по-видимому, ни у кого из исследователей не вызывает сомнения тот факт, что основное различие строения коры океанов и континентов состоит в принципиальном различии осадочных, магматических и метаморфических формаций, образующихся в этих крупнейших структурах.

Для внутренних частей океанов (**рифты, срединные хребты, глубоководные впадины**) с типичной океанической корой (маломощный "базальтовый" слой, отсутствие "гранитного" слоя) характерны такие породы, как гипербазиты, габброиды, метабазиты, океанические толеиты и глубоководные осадки.

Участки коры с так называемым "**переходным**" типом строения (**зоны островных дуг и краевых морей**) отличаются повышенной мощностью "базальтового" и "осадочного" слоев, локальным

проявлением маломощного "гранитного" слоя. Для этих участков характерны андезито-базальтовые и андезитовулканические формации (**островные дуги**), мощные турбидитовые серии (**краевые и внутренние моря**), своеобразный метаморфизм и проявление плагиогранитов. Подробно формации и метаморфизм современных участков с корой переходного типа рассмотрены в фундаментальных работах Ю.М.Пущаровского (1964, 1971), М.С.Маркова (1975), Н.А.Богданова (1974), Е.К.Мархина (1967), Т.Матsumото (1967), А.Мiajashiro (1967).

ОС Формации, магматизм и тип метаморфизма, свойственные **континентальной коре** (мощный "базальтовый" и "гранитный" слои) резко отличны от океанической и переходной. Эти различия общеизвестны и не нуждаются в пояснениях.

Сравнение пород океанического дна с породами, развитыми на континентах, позволило А.В.Пейве (1969) сделать чрезвычайно важный вывод о том, что **офиолитовые ассоциации** континентов есть не что иное, как тектонические **фрагменты океанической коры** геологического прошлого. Этот вывод заставил во многом пересмотреть традиционные представления о геосинклинальном процессе. На примерах складчатых областей внутри континентальных блоков (Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972; Пейве и др., 1972), Альпийского пояса (Книппер, 1973, 1975), окраинных складчатых поясов Американского континента (Dewey J., Bire, 1971), современных островных дуг (Марков, 1975) и других регионов достаточно отчетливо показано, что основанием эвгеосинклинальных серий являются гипербазиты, выше которых располагаются габброиды и различные metabазиты. Этот комплекс был выделен М.С.Марковым (1975) под названием **меланократового основания**. В вертикальном разрезе, выше меланократового основания выделяются последовательно формации океанической, переходной и континентальной стадий, которые, судя по составу и взаимоотношению пород, а также по аналогии с современными структурами формировались соответственно на коре океанического, переходного (система глубоководных желобов, островных дуг и краевых морей) и континентального типа. Таким образом, стадийность отражает последовательную трансформацию коры океанического типа в кору континентального типа. Анализ вещественных и структурных преобразований, свойственных этим стадиям или их этапам, позволяет косвенно решить вопрос о вещественном и структурном преобразовании глубоких частей коры и верхней мантии в пространстве и во времени. Эти вопросы под-

робно рассмотрены в ряде специальных работ (Пейве и др., 1971, 1972; Зайцев и др., 1971; Зоненшайн и др., 1972).

Эвгеосинклинальные образования в большинстве случаев выходят на небольших разобщенных площадях, слагая обособленные тектонические пластины среди других (эвгеосинклинальных) серий (Альпийская зона) или образуют сравнительно узкие протяженные пояса (Урал), по ширине несоизмеримые с современными структурами с океаническим типом коры. Такое их положение заставляет сделать неизбежный вывод о громадной роли крупных горизонтальных перемещений в процессе формирования континентальной коры (Пейве, 1969). Любая генетическая модель формирования коры, в постулатную часть которой заложен принцип актуализма, в качестве одного из важнейших элементов должна включать в себя те или иные элементы мобилизма.

Трансформация океанической коры в континентальную сопровождается метаморфическими и магматическими процессами, изменяющими состав вещества коры, и не может не сопровождаться перераспределением существовавших и формированием новых концентраций рудных компонентов.

Разработка новой теории эвгеосинклинального процесса, в основу которой положены отмеченные выше принципы, разумеется, еще далека от завершения. Однако многое в этом отношении уже сделано, и главные положения этой теории были изложены в ряде статей (Пейве 1969, 1972, 1976). Основываясь на этих принципах, была разработана методика составления тектонических карт как мелкомасштабных, так и региональных.

Анализ истории и механизма формирования земной коры, несомненно, позволит с новых позиций подойти к выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых в ней. Это, разумеется, дело будущих исследований, которые только начинаются. В последние годы появилось довольно много специальных работ, в основном по **"новой глобальной тектоники"**. Эти исследования касаются литературных и временных закономерностей размещения эндогенных месторождений в связи с главной границей раздела кор разного строения (зоны Беньофа - Заварицкого и их палеоаналоги). Роль таких зон в размещении месторождений не вызывает сомнений. Разные аспекты этого вопроса подробно рассмотрены в ряде фундаментальных работ (Смирнов, 1974; Барсуков, Дмитриев, 1972; Зоненшайн и др., 1976; Ковалев, 1972; Guild 1972; Sillitoe и др., 1972).

Крупные горизонтальные перемещения разнородных блоков сами по себе влияют на размещение месторождений полезных ископаемых. Действительно, в аллохтонных массах сохраняются те месторождения, которые были сформированы ранее, а в результате горизонтальных перемещений они оказываются внутри складчатых структур, для которых минерализации такого типа не свойственны. Примером таких месторождений являются медно-колчеданные руды Блявинского аллохтона Южного Урала, асбестовые месторождения Тетерорд-Майн (Квебек) и Одвокат (Ньюфаундленд) в Канаде, медные и хромитовые рудопроявления Омана и др. В перечисленных примерах породы океанической коры вместе с заключенными в них месторождениями слагают составы крупных аллохтонных масс, перемещенных далеко вглубь обрамляющего континентального блока. Горизонтальные движения нередко проявляются крупноамплитудными сдвигами, которые могут резко нарушить согласную металлогеническую зональность. Классический пример такого нарушения Толо-со-Ферганский сдвиг северо-западного простирания, по которому субширотные металлогенические зоны смещены на 200 километров (Буртман, 1964).

5.2. Модель преобразования океанической коры в континентальную

В подходе к проблеме происхождения вещества послепларейских континентов определилось несколько главных направлений, различающихся оценкой доли, состава и источников привносимого во внешние оболочки глубинного вещества. К крайним направлениям можно отнести концепции, почти полностью исключаящие роль глубинного привноса, т.е. модели замкнутого континентального цикла (Barth, 1968), и, с другой стороны, концепции, придающие глубинным источникам значение главного, если не единственного, фактора наращивания и преобразования континентов.

Наиболее полное выражение второе направление получило в **концепции тектоники плит**, петролого-геохимическая основа которой в части происхождения базальтов и андезитов океанической и переходной стадий разработана в трудах Грина и Рингвуда. Если механизм выплавления базальтовых (толеитовых) магм в петрологической части представляется достаточно стройным (Грин 1973; Kay, Hubbard и др., 1970; Kay, Gast, 1973), то предполагаемый путь образования известково-щелочной, базальт-андезит-дацит-риолитовой

серии из исходного пиролита столь сложен, что не поддается какой-либо геологической и геохимической интерпретации (Ringwood, 1974).

Рассматриваемая модель (рис.5.1) исходит из двойственной природы вещества континентов неогей, разрастание которых происходит за счет **переработки океанической (базальтовой) и континентальной коры** протогея (по Павловскому) и потока вещества, обусловленного глубинной дифференциацией планеты. Соответственно отправными концепциями для модели служат:

- теория планетарной дегазации и образования базальтовой коры путем зонного плавления А.П.Виноградова;
- теория земных оболочек и планетарной роли атмосферы и биосферы В.И.Вернадского, основоположная для геохимии современной коры;
- теория колонн сквозьмагматических растворов и магматического замещения Д.С.Коржинского, связывающая в геохимически и энергетически единый вертикальный ряд процессы метаморфизма, магматизма и метасоматоза.

Соответственно модель учитывает и использует коренные следствия этих теорий: о единстве тепломассопереноса, о дифференциальной миграции и дифференциальной подвижности компонентов в градиентах геофизических полей, об исключительных геохимических свойствах оболочек (удержание и накопление калия в осадках, окислительные, гидролизные, биогенные реакции, влияющие на распределение элементов переменной валентности, изотопный обмен и т.п.).

В процессе развития фанерозойских складчатых областей происходит **преобразование океанической коры в континентальную**, что представляет собой сущность процесса.

Континентальная кора и верхние горизонты мантии фанерозойских складчатых областей формируются из вещества океанической коры: низкокальциевых океанических толеитов и океанических граувак с повышенным против толеитов содержанием K_2O , привносимых с уже существовавших более древних континентов, в ходе последующей осадочной, метаморфической и палингенной дифференциации. Постулируемым, постоянно действующим фактором метаморфизма и палингенеза является поток планетарных глубинных флюидов с Н и С в качестве обязательных (но не исключительных) компонентов. Эти вещественные преобразования реализуются толь

ко в эпохи тектонической активности - при тектоническом сжатии, сжатии или при растяжении.

Последние достижения геологии и геофизики, особенно в изучении океана и глубинных включений в эффузивах, геохимии радиогенных и стабильных изотопов и редких элементов позволяют насытить вещественным содержанием геофизические категории – "базальтовый слой" и "**верхняя мантия**" - и показывают принципиальные различия их состава в океане и на континенте.

Исследованиями А.В.Пейве и его школы, а также многих других ученых (Thayer, 1969) доказано что альпинотипные гипербазиты и другие компоненты **офиолитовых ассоциаций представляют собой фрагменты слабо измененной океанической коры геологического прошлого**, которые тектонически были выжаты в верхние горизонты земной коры и не испытали поэтому вещественных преобразований при глубинном метаморфизме.

В океаническую стадию, к моменту начала рассматриваемых вещественных преобразований земная кора, и верхняя мантия имели следующее строение, типичное для современных океанов и их палеоаналогов (офиолитов).

Ультрамафиты (гарцбургиты, метадуныты) и залегающий выше кальмафитовый слоистый комплекс (парадуныты, верлиты и клинопироксениты) образуют верхнюю мантию. Вышележащие габбро-алливалиты (оливин-пироксеновые габбро, троктолиты, эвкриты, анортозиты) слагают базальтовый слой, выше которого располагается океанический чехол из океанических толеитов (и спилитов), кремнистых пород, глин и граувакк.

Кальмафитовый слоистый комплекс и габбро-алливалиты образуются путем преимущественно метасоматического фракционирования толеита, что сопровождается сбросом кремнекислоты, железа и натрия, фиксирующихся в кремнистых породах и спилитах. Петрохимическая схема этого процесса дана на рис.5.2.

Подстилающие мантийные ультрамафиты имеют коренные геохимические отличия от пород слоистого комплекса и толеитов и чужеродны им по исходному веществу, о чем будет сказано ниже.

Современные океанические граувакки и глины по данным Де Лонга (De Long, 1974, Church, 1972) на порядок выше обогащены калием и редкими землями по сравнению с толеитами. Такие же данные получены А.С.Павленко (1974, 1975) для граувакк среднепалеозойской офиолитовой серии Южной Монголии (рис.5.3). Обогащение

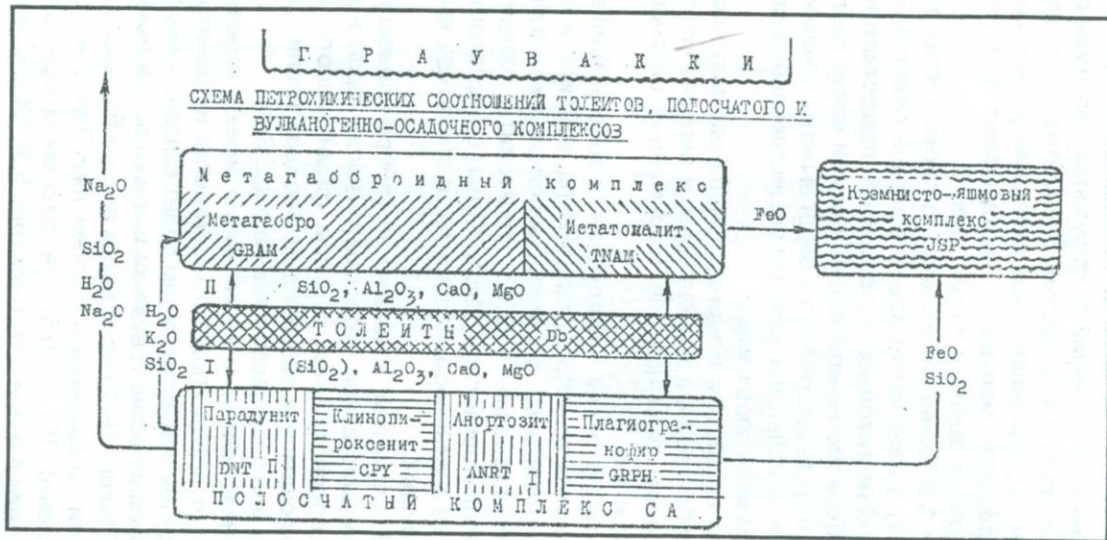


Рис.5.2. Схема расщепления толеитов на главные петрографические компоненты офиолитовой ассоциации (Павленко, 1975).

калием терригенных пород океанического чехла может быть связано только с приносом его с уже существовавших сиалических масс.

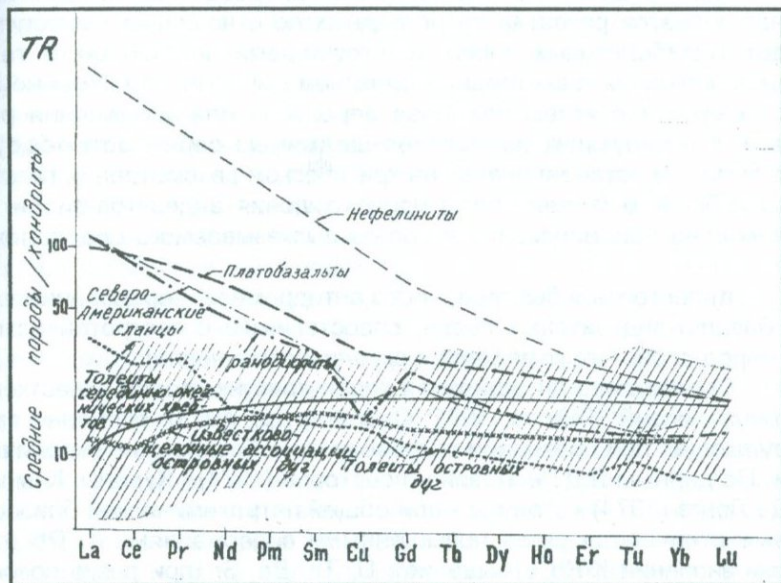


Рис.5.3. Распределение редких земель в породах океана и островных дуг (Павленко, 1974, 1975).

В ранний этап переходной стадии (рис.5.1), в связи с начавшимся тектоническим сжатием и глубинным шарьяеобразованием возникает дифференцированный тектонический рельеф в виде островных дуг, желобов и краевых морей. Отдельные элементы палеоаналогов этих структур ныне установлены в Алтае-Саянской области, в Монголии и даже на Урале и в Армении (рис.5.3). В зарождающихся островных дугах возникают локальные утолщения базальтового слоя с четко выраженными корнями. Корни состоят из крупных тектонических пластин гарцбургитов и габбро-алливалитов с зажатými между ними пластинами пород океанического чехла. В подошвах таких глубинных шарьяжей, превосходно выраженных, в частности, на Полярном Урале и в Армении, развиваются зональные стрессовые глаукофан-эклогитовые комплексы, образование которых стимулируется железистостью и особенно марганцевистостью

осадочных пород океанического чехла. Их эклогитизация сопровождается сбросом щелочей и кремнекислоты.

Непосредственно под жесткими гипербазитовыми пластинами наблюдается развитие ретроградных по отношению к эклогитам эпидот-амфиболитовых пород со структурами пластического течения и появлением гранитоидных синкинематических тел. Именно эту обстановку мы считаем наиболее вероятной для зарождения расплавов, формирующих **известково-щелочные серии островодужного типа**. Не останавливаясь на критическом рассмотрении гипотез сверхглубинного (толеитового) происхождения андезитов-риолитов, укажем основные аргументы в пользу высказываемого предположения:

а) пестрота и быстрое, часто антидромное, чередование членов базальт-андезитовых серий, сопоставимые с пестротой исходных пород слоистого комплекса и океанического чехла;

б) отчетливо литофильная характеристика пород известково-щелочных серий (Тейлор, 1972; Church и др., 1973), особенно ярко выступающая при сравнении островодужных базальтов с океаническими. По данным Л.Д.Леоновой и соавторов (1974) - Курилы, Камчатка, Де Лонга (1974) - Алеуты - при общей петрохимической близости первые отличаются резко повышенными содержаниями К, Rb (при низком значении K/Rb отношения), U, Th, Ba, Sr (при резко возросшем Ba/Sr отношении) и при дефиците Cr и Ni;

в) идентичность распределения редких земель в островодужных андезитах и докембрийских и девонских граувакках Африки и Австралии, установленная Якожем и Тейлором (Jakes и др., 1974; Jakes, 1973; Chappell, 1968; Weldeman, 1973) (рис. 5.3), прямо свидетельствующая о их вещественном родстве, причем отсутствие в андезитах европейских аномалий указывает на то, что "фракционирование полевого шпата, которое ведет к европейским аномалиям, должно быть незначимым процессом в **образовании островодужных магм**";

г) полное отсутствие в андезитовых вулканах глубинных включений при обилии разнообразных амфиболитов и пород офиолитовой ассоциации, в том числе типоморфных для фаций низких давлений троктолитов (Mupoz и др., 1974; Масуренков, 1974; Родионова и др., 1972; Геншафт, Геворкян и др., 1985);

д) наконец, детальные сейсмологические исследования Ключевской группы вулканов Утнасины В.К. и др. (1974), обнаружившие столбообразную вертикальную аномальную зону в интервале глубин

20-50 км с камерообразным расширением на глубинах 10-30 км, базальтовый (амфиболитовый) слой ($V_p = 6,2 - 7,5$ км/с) – 20-30 км, слой с обратным градиентом скорости (7,5-7,0 км/с) в интервале 20-30 км и ряд границ со скоростями 8,1 км/с на глубинах 30-40 км.

По Г.С.Горшкову (1958) (сейсмологический метод), магмо-генерирующий очаг Ключевской группы (25-35 км в поперечнике и 10-12 км мощностью) залегает на глубинах 50-70 км. С.Кубота и Е.Берг (1967) сообщают о камерах 50-20 км в плане при мощности в несколько км на глубине 40-50 км в хребте Катмаи, Аляска.

е) гигантские объемы андезитов, которые выбрасываются в геологически кратковременные промежутки, совершенно непостижимы при допущении ничтожного процента их выплавления и последующего сложного фракционирования в глубинных моделях. Полное, почти синтактическое переплавление близкого по составу исходного материала снимает это противоречие.

На островодужном этапе переходной стадии в условиях нового импульса сжатия происходит смятие эвгеосинклинальных серий, частично уже скученных в предшествующий этап шарьяжеобразования. При этом смятии, охватывающем островные дуги и не затрагивающем впадин краевых и внутренних морей, происходит механическое перемешивание вещества. Под островными дугами возникают мощные и достаточно глубокие корни. Смятие в крутые дисгармоничные складки затушевывает первичную глубинную шарьяжную структуру островных дуг и их палеоаналогов. Признаки таких шарьяжей стали выявляться только в самые последние годы в Казахстане, Алтае-Саянской области, Южном Кавказе и в других местах.

Породы метаморфизуются в условиях амфиболитовой фации в целом изохимически. Латеральная и вертикальная дифференциация обусловлена палингенным образованием автохтонных и параавтохтонных плагиогранитоидных плутонов и площадной плагиогранитизацией. Верхняя часть кор обогащается SiO_2 , Na_2O , K_2O и Rb_2O . В низах коры скапливаются амфиболиты и габбро-амфиболиты с повышенным содержанием MgO , CaO , FeO и SrO , обедненные щелочами и Rb . Эта дифференциация приводит к обособлению "гранитного" слоя, что фиксируется появлением границы Конрада и иногда промежуточного "диоритового" слоя (Моисеенко, Фотиади). Возникновение "гранитного" слоя обуславливает изостатическое поднятие, локальное горообразование, формирование нижних моласс, часто ассоциирующих с андезито-дацитовыми вулканитами. Нужно еще раз подчеркнуть **мощную палингенную вертикальную**

дифференциацию вещества на этом этапе с разделением гранитофильных и базальтофильных элементов, которая закладывает геохимический стиль коровых и верхнемантийных слоев на всех последующих стадиях развития. Этим, в частности, определяются генеральные особенности распределения стронциевых изотопов (Armstrong. 1968, 1971; Tatsumoto и др., 1965).

Превосходные образцы раннего этапа с **палингенной плагииогранитоидной дифференциацией** литологически различных эвгеосинклинальных серий от чисто вулканогенных до существенно терригенных дают каледониды СЗ Кузнецкого Алатау (Sm_3-O_1), Тувы, Горного Алтая (Кузнецов и его школа), каледониды Северной Монголии и герциниды Южной (Павленко и др., 1974, 1975), Северного Прибалхашья (C_{1-2}), мезозоиды в Армении (Баласанян, 1962; Малхасян, 1965; Мелконян, 1989).

Начало **континентальной стадии**, ее раннего этапа, обусловлено мощным планетарным импульсом тектонического сжатия, стянувшего частные зоны со сформированным "гранитным" слоем в единый континентальный массив. Подобные массивы возникли в Алтае-Саянской области и в Центральном Казахстане в начале девона. В среднем карбоне также образовался материк Северной Евразии, а в середине мела он нарастил на востоке континентальным массивом мезозоида Северо-Востока России и Сихотэ-Алиня.

Дальнейшие неослабевающие сжатия разрешаются **пологим глубинными срывом**, зарождавшимся на границе разнородных кор новообразованного континентального массива и древней смежной океанической структуры. Срыв полого уходит под континент, проходя внутри "базальтового" слоя. Пододвигание лежачего крыла этого глубинного надвига приводит к увеличению мощности "базальтового" слоя и коры в целом за счет тектонического сдваивания.

Главные вещественные преобразования в начале континентальной стадии связаны с развитием гранулитовой фации метаморфизма, верхняя граница которой фиксируется здесь как раздел Конрада. Прямые свидетельства о породах гранулитовой фации, выходы которых в фанерозойских складчатых областях редки, дают включения в щелочных базальтах (Stueber и др., 1974).

Габбро-амфиболиты в условиях гранулитового метаморфизма превращаются в двупироксеновые кристаллосланцы, сиалические породы (кордиерит-шпинелевые и гиперстен-плагноклазовые гнейсы). В нижней части появляются эклогитоподобные породы (гроспидитовая субфация), зафиксированные в калиевых базальтах

Хангая (Монголия). Образовавшиеся породы характеризуют вещественный состав геофизического "базальтового" слоя континентов. Описанный процесс сопровождается мобилизацией щелочей, в первую очередь К, и их выносом, что обуславливает новую повторную калиевую гранитизацию вышележащих частей слоев и новое перераспределение редких элементов при щелочном палингенезе. Происходит консолидация новообразованного континентального массива с перемещением границы Конрада на другой уровень, отвечающий новому распределению метаморфических пород соответствующей плотности.

Неравномерный характер калиевой гранитизации в условиях сжатия, общего изостатического поднятия и горообразования приводит к перестройке прежнего структурного плана, формированию новой системы структур – сводовых поднятий с гранитно-щелочно-гранитоидной формацией и впадин, заполняющихся верхними континентальными молассами. В зоне глубинного надвига, в зависимости от физико-химической обстановки, выплавляются **андезит-дацит-липаритовые, трахиандезитовые и щелочно-базальтовые магмы**, продукты которых, излившись на поверхность, образуют краевые вулканические пояса (Охотско-Чукотский - мезозойский, Евразийский – верхнепалеозойский и девонские вулканические ареалы Алтае-Саянской области, Казахстана и **кайнозойский вулканизм Армении**).

Пологое погружение зоны надвига под континент в интервале от низов амфиболитовой до низов гранулитовой фаций отражено латеральной сменой пород в вулканических поясах от известково-щелочных и щелочно-земельных во внешних частях до субщелочных и щелочных (вплоть до калиевых базальтоидов) - во внутренних. В интрузивном типе этому ряду соответствуют последовательности банатитов и монцонитоидов (Павленко и др., 1974).

Наши представления о геохимической эволюции и ее факторах в **конце переходной - начале континентальной стадий** в основных положениях совпадают с моделью, развиваемой С.Хейером (Heier, 1973 а, б; Heier и др., 1970; Green и др., 1969). Он также под континентальной корой понимает простирающийся до границы Мохо слой континентов со скоростями сейсмических волн 6-7,2км/сек и составляющий около 0,3% общей массы Земли (Holland и др., 1972). Верхняя часть коры сложена породами амфиболитовой фации и гранитами, нижняя - гранулитами с общим средним (но не основным!) составом, имеющим сейсмические свойства "базальтового слоя".

Главными процессами дифференциации коры, ведущими к обогащению верхней части гранитофильными элементами, в том числе U, Th, K, Rb, Ba, Pb, являются прогрессивно метаморфические реакции, сопровождаемые дегидратацией, и частичное выплавление и миграция вверх гранитных расплавов. Принципиальное распределение гранитофильных элементов в вертикальном разрезе коры (рис.5.4) подтверждено Хейером для U, TR, K в соседних комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций. Рассчитанная по этой модели генерация тепла на основании реальных содержаний радиоактивных элементов соответствует наблюдаемому тепловому потоку.

Изучение дальнейших метаморфических преобразований в глубинных частях земной коры на позднем этапе континентальной стадии развития фанерозойских континентов затруднено редкостью соответствующих обнаженных на поверхности Земли объектов. Поэтому приходится использовать материалы по щитам древних платформ. Условности такого подхода очевидны.

Однако данные по мезозойским гранулитам Памира, гранулитовым гнейсам Урала (Кейльман, 1974), не говоря уже о коровых эклогитах, свидетельствуют о том, что зональные метаморфические преобразования гранулитовой и эклогитовой фаций, широко распространенные в докембрийских толщах, происходили и в фанерозое.

Очень важны полученные М.Стьюбером и М.Икрамуддином (1974) рубидий-стронциевые изохроны по минералам лерцолитовых нодулей из позднекрейцбергских-четвертичных щелочных базальтов Нью-Мехико и Антарктиды, фиксирующие возраст 1270 ± 230 и 610 ± 110 млн. лет соответственно.

На позднем этапе континентальной стадии развития в пределах щитов продолжается дальнейший относительный подъем границ гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма. Гранулитизация захватывает гнейсы, которые преобразуются в чарнокиты и эндербиты. Одновременно эклогитизация пород более низких горизонтов приводит к дальнейшей базификации пород (отгонка SiO_2 и щелочей) с превращением двупироксеновых кристаллосланцев прежнего базальтового слоя в гранатовые перидотиты, а чарнокитов и эндербитов в "апсиалические" эклогиты (Chinner и др., 1974). Образующиеся эклогиты и гранатовые перидотиты отвечают верхней мантии с новой границей Мохоровичича, а чарнокиты и эндербиты - "базальтовому слою" с выходом на поверхность в пределах щитов разделом Конрада. Очень значительные амплитуды вертикальных перемещений разного знака фиксируются на щитах, с одной

Модель эволюции континентальной коры
по К.С.Хейер /1973/

Распределение
гранитофильных элементов

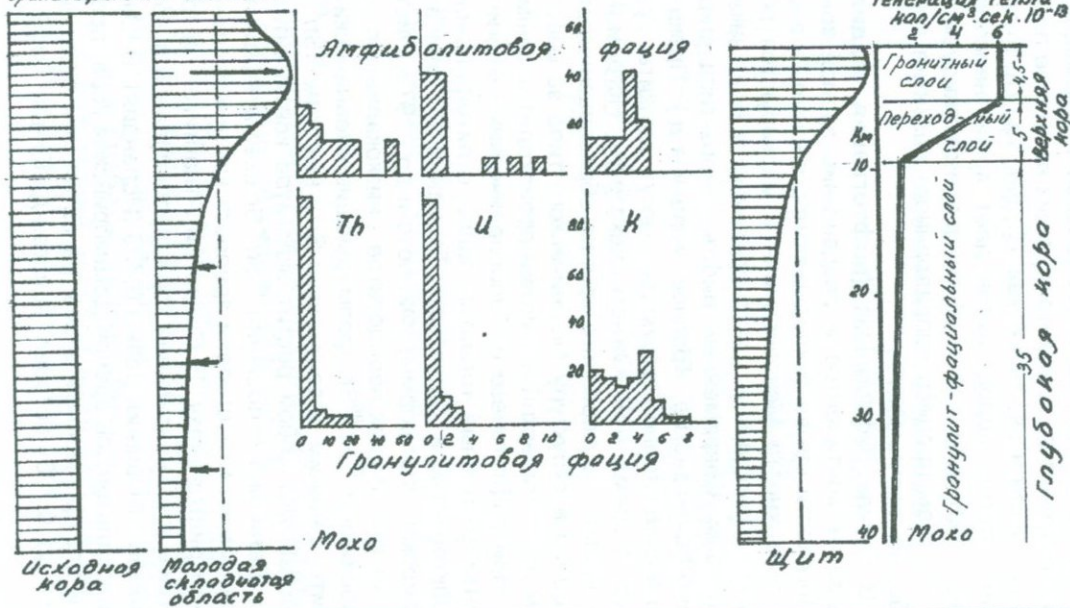


Рис.5.4. Модель эволюции континентальной коры по Хейеру.

стороны - выходом на поверхность гранулитов и даже эклогитов (Енисейский кряж), с другой— эклогитизацией пород при глубоких погружениях. С опусканиями должно быть связано и широкое развитие ретроградных гнейсов со своеобразной формацией редкометалльных лейкогранитов, концентрирующих наименее подвижные из литофильных элементов, таких, как TR, Nb, Ta, Th. Ретроградная гранитизация "сухих" пород щитов дает яркое неоспоримое доказательство глубинного потока флюидов, постулируемого нашей моделью. На этом процесс направленного развития континентальной коры обычно заканчивается.

В случае рифтогенеза (**рифтогенная стадия**) происходит раскалывание континентов и раздвигание зрелой континентальной коры. Плоскости срыва закладываются, видимо, в верхней мантии, вблизи поверхности Мохоровичича и маркируются последовательной серией основных и ультраосновных пород, заканчивающейся кимберлитами. Современные рифты такого типа широко известны (Восточно-Африканские, Красное море и т.д.). Прекрасным примером палеорифтогенной структуры могут служить Урал в кембрийское время, а на Южном Кавказе ущ. Неграм (Нахичевань) в норское время. По мере расширения образовавшегося рифта и его превращения в структуру океанического типа за счет возникающей при этом изостатической аномалии происходит воздымание верхней мантии. При рифтогенезе из "апосиалических" эклогитов выплавляются континентальные толеиты-траппы с литофильной геохимической характеристикой (долериты Тасмании и Трансантарктических гор, Сибирской платформы) (Филпотс и др., 1972; Нистеренко и др., 1973), а из гранатовых перидотитов - низкокалийевые толеиты с низким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, формирующие океанический чехол. Ультрамафиты с низким содержанием Sr и высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношением представляют собой рестит эклогитов континентальной мантии (рис.5.5). Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ океанических толеитов растет в зависимости от степени зрелости континентальной коры, подвергшейся рифтогенезу. В Северной Атлантике, где раскалыванию подверглась континентальная кора, прошедшая только ранний этап, стронциевые отношения равны 0,703 (Исландия). В Южной Атлантике, где раскалывалась зрелая докембрийская кора, прошедшая орогенный и платформенный этапы развития, эти соотношения увеличиваются до 0,706 (острова Тристан-да-Кунья, Гоф) (Фор, Пауэл, 1974).

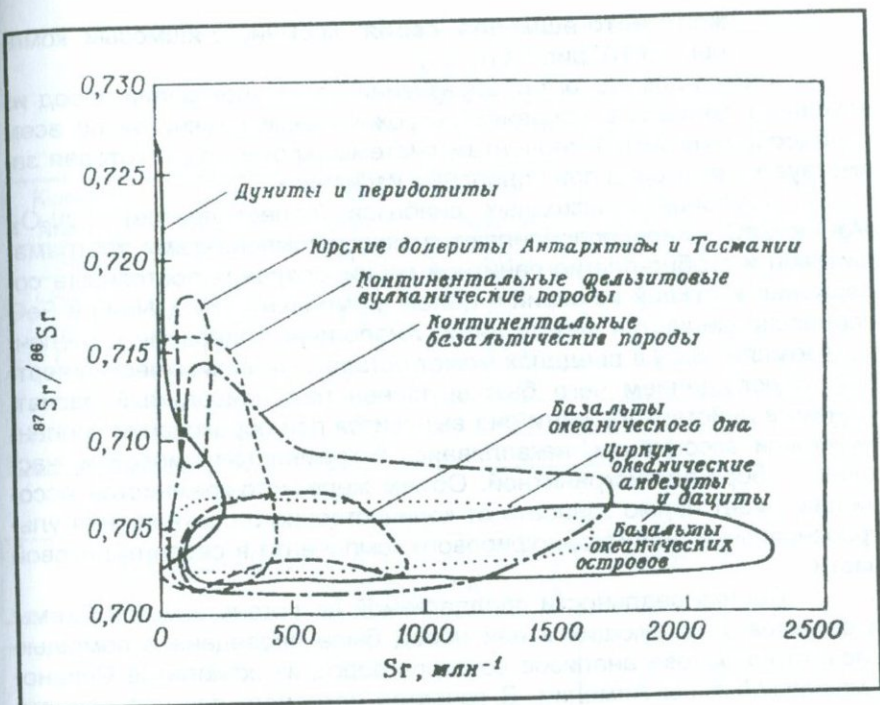


Рис.5.5. Распределение изотопов стронция в главных типах ультрамафит-мафитовых пород, базальтов океанов, островов и континентов.

5.3. Принципиальная схема происхождения офиолитовой ассоциации Армении (Южный Кавказ)

Схема расщепления исходного диабаза (палеотолита) на компоненты офиолитовой ассоциации представлена на рис.5.6. На ней фигурируют главные новообразования петрографических серий:

- **исходные диабазы (палеотолиты)**- Дб;
- **ультрамафитовая (серпентинитовая) серия:** дуниты (Дн), пироксениты (Пр), анортозиты (Ан), плагиогранофиды (Пл);
- **габбро-плагиогранитная серия:** пироксен-амфиболовые габбро-АГ и плагиограниты (ПГ); меланогаббро (МГ);

- **железисто-яшмовая серия:** кремнисто-яшмовый комплекс (ЖЯ) (рис.5.6).

Схема предполагает образование всех трех серий пород из исходного диабаз в условиях петрохимически замкнутой по всем породообразующим компонентам системы, кроме воды, которая заимствуется из океана при подводных излияниях.

Компоненты исходных диабазов (палеотолеитов) - Al_2O_3 , MgO и CaO - перераспределяются между компонентами ультрамафитовой и габбро-плагиогранитной серии, сохраняя постоянные содержания в каждой из серий в целом. Компоненты K_2O , Na_2O и FeO перераспределяются между ними. Аналогично глинозему и щелочным землям, SiO_2 в пределах может оставаться геохимически инертной, с допущением чего был выполнен нижеприводимый расчет. Однако в действительности она выносится при образовании серпентинитовой ассоциации, накапливаясь в кремнисто-яшмовой и, частично, габбро-плагиогранитной. Объем железисто-кремнистой ассоциации будет прямо зависеть от количественного соотношения ультраосновных и плагиогранофирового компонента в серпентинитовой части.

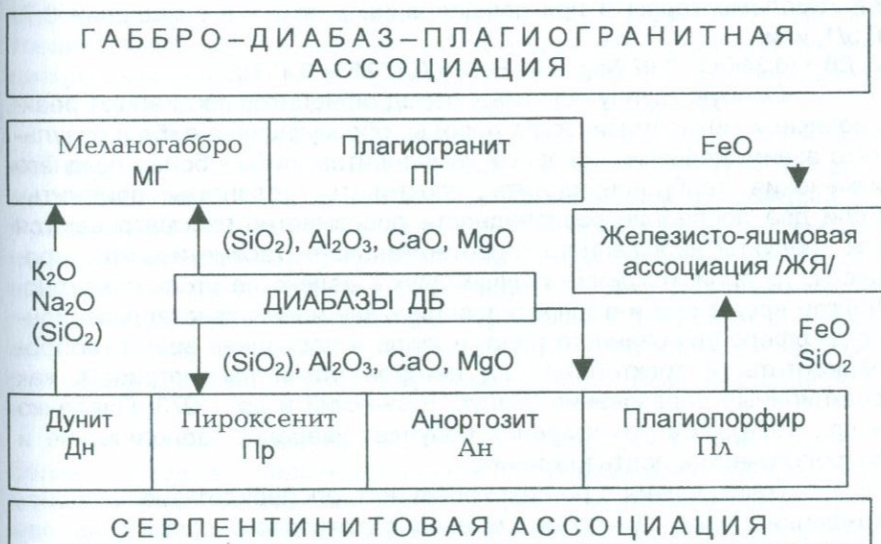
Оценка реальности предлагаемой петрогенетической Схемы и объемов участвующих в ней пород была проведена с помощью расчета на основе анализов составов пород из офиолитов Севано-Амасийской зоны Армении. В качестве исходного состава принято среднее из пироксен-роговообманковых габбро и габбро-диабазов Присеванского участка (Артаниш, Тигранасар (Джанахмет) (АЙС IX) и Базумского участка (рр.Желтая, Черная).

Для характеристики крайних составов в серпентинитовой ассоциации предпочтение было отдано единичным анализам с твердо установленной позицией. Действительно, клинопироксеновые породы и плагиогранитоиды появляются и за пределами гипербазитов (серпентинитов) в габбро-диабаз-плагиогранитной и даже габбро-амфиболитовой ассоциациях.

Твердо отнести ту или иную породу к определенной ассоциации в условиях интенсивной тектоники часто затруднительно, что делает использование средних составов пород условным. Это не относится к дунитам-серпентинитам, для которых взят средний состав по всей Присеванской зоне (АЙС I).

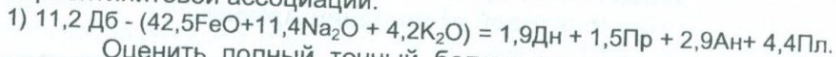
СХЕМА
расщепления диабазов на составы пород
офиолитовой ассоциации Армении

Компоненты	ДБ Айс IX	Дн Айс I	Пр Айс 3/13	Ан Айс 9/1	Пл Айс 3/11
SiO ₂	53.0	40.0	48.0	52.0	68.0
Al ₂ O ₃	9.0	0.3	0.3	17.0	11.0
MgO	13.6	53.0	27.5	0.8	3.2
CaO	11.8	0.7	18.6	21.4	9.6
FeO	8.2	6.0	5.0	7.0	2.3
Na ₂ O	3.7	0.1	0.1	1.7	5.5
K ₂ O	0.42	0.03	0.1	0.1	0.0



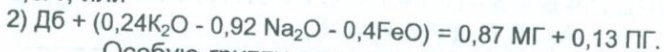
$$11.2 \text{ ДБ} - /42.5 \text{ FeO} + 11.4 \text{ Na}_2\text{O} + 4.2 \text{ K}_2\text{O}/ \approx \\ = 1.9 \text{ Дн} + 1.5 \text{ Пр} + 2.9 \text{ Ан} + 4.4 \text{ Пл}$$

Расчет матрицы в соответствии с данными приложенной таблицы приводит к следующему балансу вещества при образовании серпентинитовой ассоциации:



Оценить полный точный баланс вещества при замещении исходных диабазов (палеотолеитов) габбро-диабаз-плагиигранитной серии расчетным путем затруднительно. С некоторым приближением это можно сделать при помощи шестикомпонентной диаграммы в координатах всех породообразующих компонентов, кроме железа, вынос которого очевиден из сравнения анализов. В качестве исходного рассматривается тот же средний состав габбро-диабазов (палеотолеитов) (АЙС IX); крайними членами взяты меланократовое пироксен-амфиболитовое габбро Базумского участка (АЙС-7/9) и средний состав из 17 плагиигранитов габброидного комплекса Севанского участка.

Диаграмма демонстрирует, что рассматриваемые три состава комплементарны и при расщеплении диабаза в отношении 6,7-6,5/1, или



Особую группу основных пород офиолитов составляют реакционные и метасоматические породы, образующиеся либо в результате взаимодействия основных компонентов, либо - более позднего изменения: габбро-перидотиты, троктолиты, родингиты, ариежиты. Если две последние разновидности повсеместно рассматриваются как продукты наложенного гидротермально-метасоматического процесса, то происхождение первых двух - далеко не столь очевидно. Долгое время они интерпретировались как члены кристаллизационно-дифференцированного ряда, и лишь в последнее время габбро-перидотиты и троктолиты ряд авторов стали рассматривать как реакционные образования (Пинус, Виленский и др., 1973, Павленко и др., 1974). Эта точка зрения получает уверенно геологические и петрологические подтверждения.

Точка зрения о регенерированном, апоперидотитовом происхождении пород дунитового и апоперидотитового состава не является в настоящее время парадоксальной и широко признается для многих регионов. К наиболее активным ее сторонникам относят В.Ф.Морковкину, (Полярный Урал) Г.Арутюнян, (Севано-Амассийская зона Армении, 1967).

5.4 Выводы

1. Вещественные неоднородности и различия слоев коры и верхней мантии современных континентов и океанов обусловлены осадочной, метаморфической и палингенной дифференциацией исходных пород базальтовой коры и протоплатформ, которая реализуется в период тектонической активности при формировании континентов и рифтогенезе. Постоянно действующим фактором тепло-массопереноса во всех глубинных процессах служит планетарный поток флюидов с H и C в качестве обязательных компонентов.

2. На всех этапах развития континента необратимый глубинный массообмен ведет к накоплению литофильных элементов в верхней коре и оснований - в нижней и верхней мантии, с последовательным вещественным преобразованием геофизических слоев. На рифтогенной стадии из сформированных в континентальную стадию верхнемантийных слоев образуется толеитовая кора и ультрамафитовая верхняя мантия океанов. На океанической стадии дифференциация эндогенного типа проявлена ограниченно, а генеральное значение приобретает накопление осадочных продуктов.

3. Все магмы образуются как закономерные продукты в единой последовательности магматических, метаморфических, метасоматических процессов по **механизму магматического замещения**. Фракционное плавление, как один из процессов в этом механизме, не имеет определяющего влияния на состав и геохимию расплавов, ввиду их близости к составу плавящихся пород. Благоприятными тектоническими обстановками для образования геологически значимых по объему расплавов - андезитов, базальтов и банатитовой серии пород - являются пологие дислокации типа глубинных шарьяжей и надвигов.

4. Схема рассматривается как основа для количественного баланса главных и редких элементов при образовании современной коры и верхней мантии, определения доли глубинных и поверхностных источников и периодов поступления элементов в определенные геологические обстановки (табл. 5.1; 5.2; 5.6).

5. Предложена принципиальная петрогенетическая схема формирования офиолитовой ассоциации Армении, которая подтверждена расчетным методом петрохимического баланса главных элементов.

ГЛАВА 6. ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ НА НЕКОТОРЫЕ ЮВЕЛИРНЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ (ЦВЕТНЫЕ) КАМНИ

Породы офиолитовой ассоциации Армении вмещают самые различные типы полезных ископаемых. Определенная их часть парагенетически непосредственно связана с офиолитами (хромиты, платина, алмаз, тальк, магнезит, серпентинит, жадеит, яшма, офиокальцит, опал, хромдиоксид, гранаты (демантоид, альмандин) хризолит, корунд (рубин и др.), а другая часть связана с поздними наложенными гидротермальными процессами (медь, золото, висмут, теллур, мышьяк, ртуть, сурьма, серебро и др.). Металлы безусловно участвовали в процессах эволюции и трансформации палеоокеанической коры в континентальную. Выяснение баланса вещества литосферы и определение коровых и глубинных источников может иметь прикладное значение при металлогенических построениях. Здесь приведены сведения лишь о тех отдельных полезных ископаемых, которые изучались непосредственно авторами. По другим типам полезных ископаемых имеется обширный список опубликованных (Абовян, 1984; Амирян, 1974; Магакьян, 1974 и др.) и рукописных (Казарян с соавторами, отчет ИГН НАН, 1981; Акимов, 1984 и др.) работ.

6.1. Геммолого-генетическая классификация офиолитовой ассоциации Армении

Геммологическая классификация ювелирных и поделочных камней основывается на реальной стоимости драгоценных камней (в отличие от минералогических классификаций). Однако ювелирные камни классифицируются, кроме учета стоимости драгоценных камней, по ряду и других определенных признаков. Одним из главных подходов является классификация по происхождению, т.е. **генетическая классификация минералов**. Помимо нее существуют классификации: по составу минералов, по кристаллографическим признакам, а также популярная в настоящее время - по типам химических соединений и связей с учетом их структурных типов.

Еще с древних времен люди пытались разделить драгоценные камни согласно их применению и стоимости. Так, в Саксонии еще с XIX века подразделяли на драгоценные, лечебные и камни, используемые в строительстве и др. С тех пор делалось много попы-

ток практически классифицировать ювелирные камни. В разное время этим занимались К.Клюге, Г.Гюрих, М.Бауэр, А.Е.Ферсман, А.Судзуки, Е.Я.Киевленко. Классификации, созданные этими исследователями, были в своем роде несовершенны и не пригодны для практической работы. С развитием сравнительно новой отрасли ювелирной и камнерезной промышленности - этот вопрос стал особо насущным.

В 1970-1980гг. Всесоюзный научно-исследовательский институт ювелирной промышленности (ВНИИювелирпром) разработал такую классификацию, где все ювелирные и поделочные камни разделены на три типа: ювелирные, ювелирно-поделочные и поделочные, которые по прозрачности, твердости (по шкале Мооса) и другим свойствам подразделяются, в свою очередь, на подтипы и группы.

Предлагаемая геммолого-генетическая схема классификации пород минералов из офиолитовой ассоциации Армении основывается, с одной стороны, именно на этой классификации "ВНИИювелирпрома", с другой - на их петролого-тектонической формационной принадлежности. (Геворкян, 1985).

По данной схеме (табл.6.1) обобщаются результаты изучения офиолитовой ассоциации Армении по генетической связи ювелирных и поделочных камней с характерными петролого-тектоническими комплексами и формациями пород. Установлено, что каждая из данных формаций может служить источником набора ювелирных и поделочных камней.

Породы офиолитовой ассоциации исследуемого региона делятся на комплексы, расположенные на схеме (табл.6.1) сверху вниз: ультрамафитовый, мафитовый, вулканогенно-осадочный и метаморфогенно-метасоматический.

Приведенные комплексы характеризуются следующими чертами:

1. В основании всей офиолитовой ассоциации залегают гарцбургиты, подверженные дунитизации с обособлениями хромитов. Характерны также серпентинизация и оталькование. Типоморфна гарцбургитовая (дунит-гарцбургитовая) формация.
2. Габброидный комплекс состоит из габбро-алливалитовой формации, включающей клинопироксеновые, троктолитовые, верлит-вебстеритовые и габбро-анортозитовые породы.

3. Вулканогенно-осадочный комплекс состоит из спилит-диабазовой, кремнисто-карбонатной, терригенно-осадочной формаций.

Таблица 6.1

Геммолого-классификационная схема офиолитовой ассоциации Армении

Комплексы	Формации	Ювелирные камни	Ювелирно-поделочные камни	Поделочные и декоративно-поделочные камни	
Офиолитовая ассоциация	Ультрамафитовый	Алмаз, хромдиоксид, хромшпинелиды	Естественные имитации жадеита и нефрита - "нефритоиды и жадеититы"	Перидотит, серпентинит, пироксенит (змеевик)	
	Мафитовый	Габброидная	-	Габброиды, диориты: кварцевые и б/кварцевые	
	Вулканогенно-осадочный	Спилито-диабазовая	-	-	Диабазы и др.
		Кремнисто-карбонатная	-	-	Офиокальцит, яшма, силициты, окремненный известняк, оникс (арагонитовый и кальцитовый)
		Терригенно-осадочная	-	-	Силициты (обломочные), туфобрекчия, туфопесчаники, граувакки, конгломераты мраморизованные
	Метаморфогенно-метасоматический	Глаукофан-альмандиновая (квазиэклогит)	Альмандин	-	
		Зеленосланцевая	-	-	
		Родингит-лиственитовая	-	Демантоид, уваровит	Родингит, лиственит

4. Заверщают офиолитовую ассоциацию формации метаморфогенно-метасоматического комплекса – глаукофан-аль-

мандиновая (квазизклогитовая), зеленосланцевая и родингит-лиственитовая (метасоматическая). Метаморфогенные образования, связанные с офиолитами, обладают четкой зональностью и соответствуют фации глаукофановых сланцев и альмандиновых эклогитов. А такие минералы, как муассанит и алмаз, рассматриваются как акцессории, сохранившиеся в качестве реликтовых от исходных для гарцбургитов и лерцолитов гранатовых перидотитов.

Сочетание геммологических свойств пород и минералов с генетическими признаками их формационной принадлежности может послужить направляющим поисковым критерием для оценки перспективности определенных типов формаций офиолитовой ассоциации в отношении камнесамоцветного сырья.

Приведенная геммолого-генетическая классификация офиолитовой ассоциации Армении была доложена на двух Всесоюзных геммологических совещаниях и получила признание среди специалистов-геммологов (Геворкян и др., 1985; 1989).

6.2. Ювелирные камни

Алмаз*. Первые два кристалла найдены сотрудником ГЕОХИ АН СССР В.С.Шмаковым в 1972 году в обломке оливиновой породы, вблизи северного портала автомобильного тоннеля под Пушкинским перевалом Базумского хребта (Степанаванский р-н, Армения). Оба этих кристалла алмаза имеют размер около 2 мм, вес каждого около 11 мг, они представляют собой бесцветные прозрачные октаэдры с очень слабой фотолюминесценцией. Концентрация азота составляет 0.12 %. Кристаллы являются характерными алмазами типа Ia, содержащими скопления азотных примесей замещения с дополнительными дефектами в виде азотных кластеров. Исследования кристаллов проводились в институте ВНИИалмаз Ю.А.Клюевым, В.А.Непша, Г.Л.Платоновым и Ю.А.Дуденковым, Р.Г.Геворкяном в 1975 году. Результаты изучения дефектов кристаллов алмаза показывают, что алмазы из Армении обладают А-дефектами и росли в условиях пониженных температур относительно "якутских".

**) Полные сведения о прогнозной оценке алмазоносности территории Армении см. в работе Геворкяна Р.Г., 1997, АрмИНТИ, Ереван.*

Мозаичность, высокая степень разориентировки блоков в кристаллах, а также однородность УФ-топографий изученных алмазов свидетельствуют об их сравнительно быстром росте.

Эти данные говорят о своеобразии состава и условий роста кристаллов алмаза Армении (Павленко и др., 1974).

По инициативе академика А.П.Виноградова, Р.Г.Геворкяном в 1973-1974 гг. было проведено целенаправленное шлиховое и мелкообъемное опробование рыхлых отложений рек, пересекающих массивы ультрамафитов. В результате, в четырех мелкообъемных пробах по рекам Дзорагет, Чкнах (Черная), Гергер, размывающих выходы гипербазитов, было обнаружено уже 19 мелких кристаллов и осколков алмаза. Найденные кристаллы размером 0.17-0.28 мм представлены обломками октаэдра (4 зерна), куба (5 зерен), осколки неправильной формы (4 зерна) и по одному зерну представлены комбинацией куб-октаэдр-ромбододекаэдром, октаэдр-ромбододекаэдром, куб-октаэдром, двойником сростания кристаллов неясной огранки, неправильным микроагрегатным зерном. Преобладают зерна бесцветные и с розовым нацветом (11 зерен), остальные обладают сиреневатым (2 зерна), серым (3 зерна), желтыми (1 зерно), коричнево-бурыми (1 зерно) оттенками. Пять зерен под биноклем непрозрачны, остальные - прозрачны и полупрозрачны. Большинство алмазов люминесцирует в ультрафиолетовых лучах оранжевым и зеленым цветом. После термохимической обработки образцов породы установлено, что из минералов-спутников кристаллы алмаза ассоциируют с хромшпинелидами, графитом, корундом, муссанитом, золотом, а также хромдиоксидом (табл.6.2, рис.6.1, 6.2, 6.3).

Позже также были обнаружены три новых зерна алмаза в пробах, отобранных сотрудниками ЛОПИ Пермского университета И.А.Косициной и А.И.Кетовой (1976) на северо-восточном побережье оз.Севан в серпентиновом эллипии и колювии Джильского массива. Последняя находка алмаза на Севанском участке показала очевидную связь их с массивами ультрамафитовых пород Амасия-Севано-Акеринского пояса. Найденные на берегу оз.Севан кристаллы представляют собой мелкие кристаллики и их обломки, размеры которых составляют десятые доли миллиметра, в пределах 0.1-0.3 мм. Кристаллы представлены различными морфологическими типоморфными индивидами. Изученные кристаллы алмаза были извлечены методом пенной флотации и винтового шлюза с последующей химической обработкой концентрата по общей схеме, разработанной в ИМП (Симферополь).

Таблица 6.2.

Характеристика типоморфных алмазов из рыхлых отложений Армении

№ № п/п	Размеры, мм	Форма	Адрес	Цвет	Прозрачность	Цвет люминесценции в УФ лучах	Интенсивность люминесценции
1	2	3	4	5	6	7	8
1	0.24	Обломок октаэдра	Бассейн р.Дзорагет	Бесцветный	Прозрачный	Неопределенный	Слабая
2	0.21 x 0.27	Переходная: октаэдр ромбододекаэдр	-	-	-	Зеленый	Сильная
3	0.2 x 0.28	Обломок октаэдра	-	-	Прозрачный	-	-
4	0.2	Комбинация: кубооктаэдр ромбододекаэдр; некоторые вершины обломаны	-	Желтый	-	Оранжевый	Слабая
5	0.25 x 0.3	Обломок октаэдра	-	С розовым нацветом	Полупрозрачный	-	Сильная
6	0.17 x 0.25	Обломок октаэдра	-	Бесцветный	Полупрозрачный	Зеленый	Слабая
7	0.2 x 0.28	Куб, часть кристалла сколота	-	С розовым нацветом	Непрозрачен	Оранжевый	Слабая
8	0.25 x 0.28	Куб	-	Зеленовато-серый	Полупрозрачный	-	Средняя
9	0.21 x 0.25	Обломок микроагрегатного куба	Бассейн р.Дзорагет	Сиреневый	Непрозрачен	Оранжевый	Слабая
10	0.18 x 0.25	Обломок куба	-	Сиреневорозовый	-	Не люминесцирует	
11	0.17 x 0.2	Куб, часть кристалла сколота	-	Бесцветный	-	Оранжевый	Сильная

Продолжение таблицы 6.2.

1	2	3	4	5	6	7	8
24	0.18 x 0.25	Осколок неправильной формы	-	Коричнево- бурый	Непрозрачный	Нелюминесцирует	
25	0.2 x 0.3	Куб, осколок	-	Серый	Полупрозрачный	Оранжевый	Слабая
26	0.4 x 0.2	Осколок неправильной формы	Северо- восточное побережье оз.Севан	Бесцветный, с бледно- серовато- желтым оттенком	Прозрачный	Нелюминесцирует	

Продолжение таблицы 6.2.

1	2	3	4	5	6	7	8
12	0.25 x 0.27	Обломок кубоктаэдра	Бассейн р.Дзорагет	С розовым нацветом	Полупрозрачный	Зеленый	Слабая
13	0.2 x 0.26	Двойник срастания кристаллов неясной огранки	-	Серый	-	-	-
14	0.19 x 0.24	Осколок неправильной формы	-	-	-	Оранжевый	Средняя
15	0.2 x 0.3	-	-	С розовым нацветом	-	-	Сильная
16	0.18 x 0.25	-	-	Бесцветный	-	-	Слабая
17	0.18 x 0.19	-	-	С розовым нацветом	-	Желтый	Средняя
18	0.2	Микроагрегатное зерно неправильной формы	-	Коричнево-бурый	Непрозрачный	Не люминесцирует	
19	0.2 x 0.3	Куб, почти изометричный	-	Темный дымчато-бурый	Непрозрачный, блеск жирный	Не люминесцирует	
20	0.17 x 0.26	Плоский осколок	-	Серый	Просвечивает по периферии	Зеленый	Слабая
21	0.16 x 0.27	Куб, трещиноватый	-	Бледно-желтый	Просвечивает по периферии	Оранжевый	Слабая
22	0.2 x 0.3	Обломок октаэдра	-	Темно-дымчатый	Непрозрачный	Не люминесцирует	
23	0.2 x 0.28	Обломок октаэдра	-	Дымчатый	Полупрозрачный	Оранжевый	

К поискам алмазов в Армении привлекались в разное время различные организации – ЦНИГРИ, ИМП МГ СССР, Львовский и Пермский ГУ.

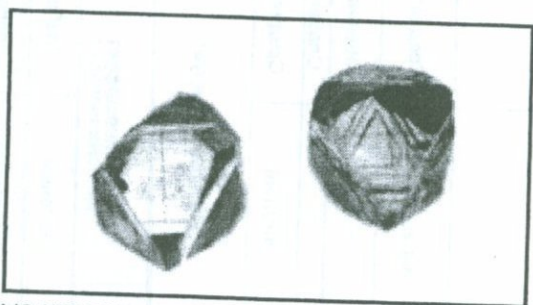


Рис.6.1. Первые находки крупных кристаллов алмаза. Кристаллы №1 и 2. Вес – 10.5 и 11.0 мг.

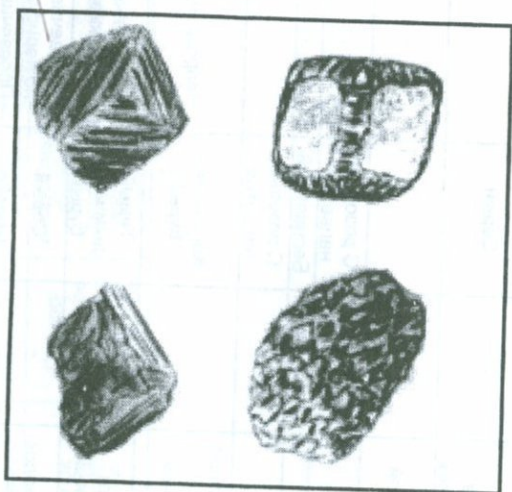


Рис.6.2. Зарисовки характерных форм некоторых изученных кристаллов алмаза.

Планомерные поиски алмаза были предприняты партией Управления геологии (Хачатрян, 1974-1977 гг.).

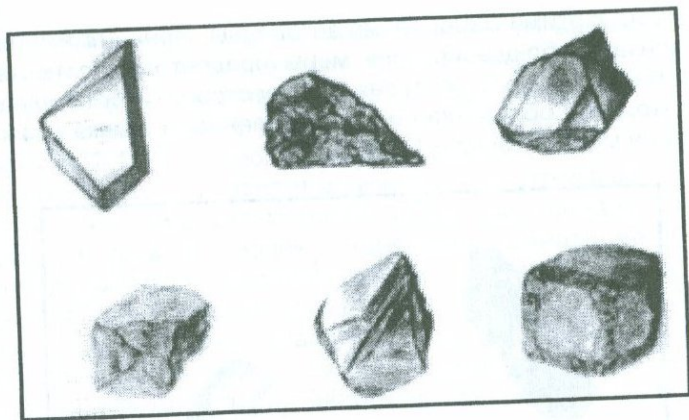


Рис.6.3. Характерные формы некоторых кристаллов алмаза из аллювия бассейна р.Дзорагет.

Размеры осколков Севанского алмаза: 0.15 x 0.20; 0.15 x 0.20; 0.10 x 0.15 мм, удельный вес около 3,50-5.51; показатель преломления по жидкости №33 с Ng-1.990; в УФ лучах зерна не светятся; блеск сильно алмазный; излом раковистый; твердость по корунду-выше 10; зерно абсолютно прозрачное с легка зеленовато-серым оттенком. Принадлежность к алмазу однозначно подтверждается приводимой рентгенограммой (рис.6.4).



Рис.6.4. Рентгенограммы кристаллов алмаза из проб № 14 (ЛОПИ).

Далее в ЦНИГРИ Москва (1975-1976) были исследованы пробы, представляющие собой навески (1-2 кг) и концентраты более крупных проб (5-22 т) гипербазитовых и кластических осадочных пород, отобранных Н.Д.Хачатрянном в Степанаванском районе и на северо-восточном побережье оз.Севан. При изучении пробы (навеска 0.5 кг) подвергались термохимическому разложению щелочами с последующим выщелачиванием водой и с кислотной обработкой. В результате, в нерастворимом остатке сохранились наиболее устойчивые минералы: хромшпинелиды, гранат, муссанит, графит, ко-

рунд. Вместе с этими минералами встречены зерна алмаза (рис.6.5). При анализах соблюдались все меры предосторожности, гарантирующие материал проб от заражения посторонними продуктами, а предварительная обработка пород (дробление, отмывка шлиха) проводилась на месте отбора в Армении.

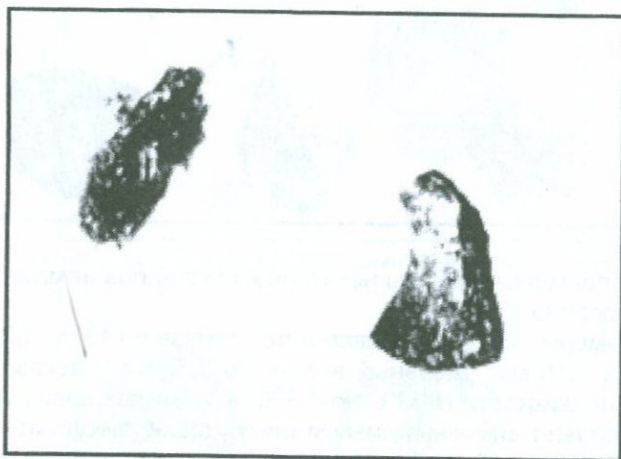


Рис.6.5. Темно-серые алмазы, найденные в брекчированном перидотите в верховьях р.Дзорагет (Степанаванский р-н), ЦНИГРИ, проба №ХМК-3. Увеличение 50. Характерная неправильная обломочная форма зерен.

Вслед за находками в присеванской офиолитовой зоне, сотрудниками Управления геологии СМ АрмССР (Плузян и др.) совместно с сотрудниками ЛОПИ Пермского университета (Лунев, 1976), алмазы были открыты в бассейне р.Веди (Вединская зона) также в связи с выходами ультрамафитов (9 кристаллов).

Всего в результате проведенных целенаправленных исследований в период 1972-1976 гг. на территории Армении было обнаружено различными организациями свыше 40 кристаллов алмазов и их осколков. Алмазы в подавляющем большинстве имеют небольшие размеры (до 0.3 мм), что было обусловлено методикой, применяемой при поисковых работах.

В аллювиально-элювиальных отложениях алмазу сопутствуют, кроме того; хромшпинелиды, хромдиопсид, ильменит, циркон, турмалин, ставролит, корунд, золото, платина.

Таким образом, по результатам проведенных широких исследований (1972-1978 гг.) можно считать твердо установленным фактом алмазоносность элювия и аллювиальных отложений офиолитовых поясов Армении, а также связь найденных алмазов с породами апогарцбургитовой формации. Содержания алмаза на изученной территории являются непромышленными, однако это не исключает возможность обнаружения промышленных концентраций в данном регионе, где необходимо проведение дальнейших поисковых и научно-исследовательских работ для выявления алмазоносных пород типа коматиитов Австралии, либо открытия выходов кимберлитоподобных пород.

Следует отметить, что обнаружение алмазов в Армении в связи с альпинотипными гипербазитами имеет также общее теоретическое значение в развитии концепции "**некимберлитовых первоисточников**" алмаза (Каминский, Геворкян, 1976). В этом смысле территория Южного Кавказа может служить базовым экспериментальным полигоном для аналогичных поисков алмазов в других регионах развития ультрамафитового комплекса пород – Восточные Саяны, Урал, Камчатка, Калимантан, Сирия и др. В период организации поисковых работ на алмазы в Армении значительный вклад внесли А.С.Павленко, Ф.В.Каминский.

Хромдиопсид. Является одним из главных петрогенных минералов в серии "реакционных" ультрамафитов – верлитах и вебстеритах. Цветовая гамма минерала разнообразна: от серо-зеленых, серовато-зеленых, желтоватых, коричневатых до бутылочно-зеленых. Бутылочно-зеленые, короткостолбчатые кристаллы размером от 0.5 до 5 мм образуют мелкозернистые скопления вдоль трещин (3-4 мм) среди хромитоносных тел Шоржинского и Даринского месторождений (Присеванская зона).

Форма зерен типоморфна для клинопироксена. Твердость - 5.5, уд. вес - 3.31. Спайность совершенная по пинакоиду (010) и грани (010), внешне кристаллы пластичны. Блеск перламутровый, хрупок и легко раскалывается, образуя при этом удлиненные обломки. Показатели преломления: $N_m = 1.672$, $N_g = 1.965$, $N_p = 1.667$, $N_g - N_p = 0.029$, $CNg = 42^\circ$, $2V = +58^\circ$, что отвечает чистому диопсиду.

В качестве изоморфных примесей присутствуют: Ti, Al, Mn, Na, и др. Химический состав хромдиопсида из Даринского месторож-

денция хромистого железняка приводится по С.Б.Абовяну (1981) в вес. %:

SiO ₂ - 49.7	Cr ₂ O ₃ - 2.25	Na ₂ O - 0.25
TiO ₂ - 0.40	Fe ₂ O ₃ - 0.20	K ₂ O - 0.04
Al ₂ O ₃ - 3.14	FeO - нет	H ₂ O - ±80
MgO - 18.4	MnO - 0.20	п.п.п. - 1.30
Сумма - 100.81		

Приведенные эти и др. известные многочисленные аналитические данные указывают на значительную часть примеси в хромдиопсиде молекул воды и сростки других минералов – серпентина, карбонатов кальция и магния. Поскольку теоретический состав в %: СаО– 25.9, MgO -18.5, SiO₂ – 55. Для добычи в качестве минерала-самоцвета хромдиопсид, очевидно, самостоятельного значения не имеет из-за малых проявлений среди хромитовых тел и может быть рекомендован лишь как спутник хромшпинелидов.

Хромшпинелиды. Среди ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации встречаются как акцессории в форме октаэдрических кристаллов со штриховкой на гранях и в виде округлых неправильной формы зерен размерами до 2-4 мм. Однако хромшпинелиды чаще слагают среди дунитов массивные вкрапленные, такситовые нодулярные руды в виде залежей и линз в пределах Шоржинского и Джил-Хачского массивов. Цвет зерен черный, а на просвет – густокрасный. Излом ровный, реже раковистый. Черта бурая. Блеск металлический до жирного. Твердость – 5.5-7. Спайность октаэдрических зерен совершенная; в зернистых агрегатах наблюдается трещиноватость, заполненная серпентином.

Железосодержащие разновидности магнитны. Десять зерен хромшпинелидов из пяти проб были проанализированы на микрозонде "Камека" (Франция); результаты этой работы показали, что состав хромшпинелидов даже в одном образце сильно варьирует (Геворкян, Каминский и др., 1978). По классификации Н.В.Павлова, большинство зерен отвечает алюмохромиту. В целом хромшпинелиды из ультрамафитов Армении отвечают по составу своим аналогам из ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации Урала. В пределах участков развития пород этой формации в Армении хромшпинелиды сопровождают: серпентин, уваровит, хромдиопсид, кальцит и реже акцессорные – муассанит, корунд, циркон, апатит, графит. До

настоящего времени, так же как и хромдиопсид, хромшпинелиды самостоятельного геммологического значения не имеют, однако это не исключает возможности обнаружения единичных кристаллов ювелирного ранга.

6.3. Ювелирно-поделочные камни.

Метаморфогенно-метасоматический комплекс, глаукофан –альмандиновая формация

Альмандин. В офиолитовой формации Армении гранаты известны давно, представлены они альмандином, демантоидом, андрадитом и уваровитом, т.е. развиты кальциево-железисто-хромистые разновидности. Среди них особое место занимает розовый, темно-красный, красно-коричневый альмандин.

Гранат альмандинового и гроссулярового составов известен в перидотитах, габброидах и верлитах габбрового комплекса (Абовян, 1969, Паланджян, 1971). Гранаты выявлены и в серпентинизированных перидотитах Амасийского района (Мумухан-Красарский массив), северо-восточного побережья оз.Севан, выходящих на поверхность в долине р.Кочкаран и близ с.Джил (Джил-Хачский массив). Кроме того, гранаты найдены в аллювии реки Мец-Ару, размывающей ультрамафиты у с.Катнахпюр и в третичных отложениях Степанаванского района. Извлеченные зерна граната из проб, взятых вблизи с.Катнахпюр (Базумский хр.) и Амасийского (Мумухан-Красарского) массива, имеют светло-розовый, светло-оранжевый цвет. Размер их колеблется от 0.075 до 1.25 мм, форма изометрическая или неправильная, часто со следами оплавления. У некоторых из наиболее крупных зерен имеются реликты граней ромбододекаэдра. Прозрачный, вязкость высокая, излом раковистый, форма кристаллов – ромбододекаэдры и тетрагон-триоктаэдры. Показатель преломления – 1.78; твердость – 7.5, удельный вес – 4.52. Ассоциируют с хромшпинелидами, магнетитом и муассанитом. Большинство гранатов Севано-Амасийского офиолитового шва из ультраосновных и основных пород и глаукофановых (амфиболовых) сланцев ложатся на диаграмме составов в поле альмандинов из пород амфиболитовой фации (Соболев), причем гранаты из аповесбтеритового серпентинита оказываются наиболее обогащенными гроссуляровым минералом. Гранаты из алмазаносного серпентинитового меланжа наиболее богаты пироповой составляющей, но значительно беднее ею, чем гранаты из кимберлитов (Павленко и др., 1977).

Амасийское (Мумухан-Красарское) месторождение граната находится в 3 км севернее райцентра Амасия. Здесь, в привершинной части горы Ковасар, обнажаются “эклогитоподобные” кристаллические сланцы, граничащие с небольшими выходами габбро-диоритов и перидотитов. Гранат и амфиболовые сланцы серо-зеленого цвета состоят из роговой обманки, граната, плагиоклаза, кварца, реже биотита. Гранат образует в сланцах ромбо-додекаэдрические кристаллы размером до 1-13 см. Твердость – 7.5. Цвет – винно-розовый. Гранат принадлежит к альмандин-пироповому изоморфному ряду с резким преобладанием альмандина над пиропом и заметным содержанием андрадитовой молекулы. Гранатсодержащие сланцы имеют довольно большую площадь распространения (до 5 кв. км).

Соттское (Зод) проявление гранатов расположено в Варденисском районе среди метаморфизованных пород Зодского месторождения (Присеванская зона). Гранатовые амфиболиты представляют собой мелко-среднезернистые темные породы с вкрапленниками (2-3%) граната (альмандин-пироп). Размер зерен 2-5 мм. Амфиболиты приурочены к контактовой полосе гибербазитов с вулканогенно-осадочной толщей нижнего сенона.

В результате детального микрозондового изучения гранатов из офиолитовых поясов Армении (Геворкян, Каминский и др., 1978) было установлено, что гранаты на 52-54% состоят из альмандинового компонента с примесью (20-22%) пиропового и (19-22%) гроссулярового компонентов (Соболев, 1964).

Составы гранатов располагаются в области перекрытия полей амфиболитов, глаукофан-сланцевой и эклогитовой фации, занимая в последней крайнее положение по обогащенности альмандиновым компонентом, которым гранаты избирательно обогащаются при повышении давления, что характерно, в частности, для гранатов из глаукофановых сланцев.

Наличие в ультрамафитах в Армении акцессорных гранатов адьмандин-пиропового ряда свидетельствует о генетической близости этих пород к гранатовым перидотитам, а также нахождение этих гранатов совместно с алмазами может явиться одним из критериев оценки алмазности ультрамафитов Армении.

Альмандиновые гранаты Армении легко поддаются шлифовке и огранке и могут быть рекомендованы для постановки поисковых работ на ювелирное сырье, но, кроме того, они могут быть использованы для поставки в качестве абразивов и добавочного материала к шихте при изготовлении алмазного инструмента.

6.4. Природные имитации нефрита и жадеита – “нефритоиды” и “жадеититы”

“Нефритоиды” обнаружены в Присеванской офиолитовой зоне, в Даринском проявлении, расположенном к север-северо-востоку от с. Дара и представленном несколькими участками, удаленными друг от друга до 0.5 км, общей площадью 5 кв. км. Проявление залегает среди агломератовой олистостромовой и меланжевой толщи, сложенной обломками ультрамафитовых пород (дунит-гарцбургитового состава) разной величины – от 0.1-0.2 м до 1.2-1.3 м. Породы обычно раздроблены, развальцованы, милонитизированы. Обломки различной формы и окатанности, плотно-глинистый материал с большим количеством талька, гипса, карбоната, хлорита, гематита. Агломераты часто приобретают облик конглобрекчий и носят признаки скорее тектонического, чем осадочного образования. Об этом же свидетельствует приуроченность агломератовой породы к выходам клиньев и чешуй серпентинитов. Местами они превращены в сургучно-красные и серо-зеленые яшмовидные породы, обломки которых содержатся в агломерате. Валуны и гальки в агломерате представлены также габброидами, перидотитами и дунитами разного цвета и структуры, обломками тальк-гематитовой и тальк-серпентинитовой породы, талька, известняков и др. Содержатся также обломки серо-зеленых, серых и зеленых пород, внешне напоминающих нефрит (условно назван “нефритоидом”).

Микроскопические исследования показали, что “нефритоид” представляет собой породу, сложенную тальк-серпентиновыми, серпентин-амфибол-тальковыми агрегатами с неоднородной гетеробластовой структурой. Минеральный состав представлен тальком, амфиболом, серпентином, эпидотом, сфеном, магнетитом. Отдельные образцы представлены почти целиком тальком. Декоративные качества низкие.

В агломератовой толще встречаются также обломки до 0.5 м в поперечнике плотной породы, **наподобие жадеита**. Это серо-зеленые, голубовато-зеленые породы с неоднородной окраской и слабой твердостью. По составу они близки к родингитам. В породе типа “жадеитита” кроме основного минерала – амфибола – содержатся карбонат, хлорит, серпентин, магнетит. “Жадеититы” обладают декоративными качествами и принимают зеркальную полировку. Изучение серпентинитовых тел, залегающих в агломератовых толщах,

показало, что они нарушены многочисленными трещинами (результат тектонических процессов), вдоль которых происходили интенсивные метасоматические процессы. В породе они представлены полосами разной ширины и протяженности серпентинового состава. Часто вдоль отдельных трещин наблюдается амфиболитизация серпентина (актинолит, тремолит). Иногда такие полосы переходят в довольно мощные линзы и полосы (до 1-1.5 м), мономинеральные, но, в основном, амфиболовые по составу. Местами их пересекают жилы лабрадоритов и полевошпат-биотитовой породы. Образования тремолит-актинолитового состава часто оталькованы и карбонатизированы. Проявления процессов амфиболитизации серпентинитов указывает на возможность формирования нефрита. Качество этих **“нефритоидов”** невысокое, они крупнозернистые, но разрушены. В пределах Даринского проявления встречаются участки с широким распространением различных мафит и ультрамафитовых пород. Один из таких участков расположен к западу от Джила, в средней приводораздельной части Севанского хребта.

Блок ультрамафитов на Гейсу-Кясаманском участке обладает четкой зональностью. Наиболее распространенными породами ультрамафитового (дунит-гарцбургитовой формации) комплекса являются гарцбургиты (перидотиты) и серпентиниты. Здесь, вдоль зон трещиноватости и по периферии массивов, породы карбонатизированы. “Нефритоиды” тяготеют к контакту ультрамафитов с диабазом, а также карбонатных пород с диабазовыми порфиритами. Встречаются они в виде обломков разной степени окатанности. Цвет их варьирует от светло-зеленого до темно-зеленого, реже встречаются черные разности. Черный цвет обуславливается, вероятно, высоким содержанием ортопироксенов. Зачастую “нефритоиды” крупнозернистые и трещиноватые. Совместно с ними выявлен жадоподобный минерал в форме выделений, прожилок и жил (до 30 см) в серпентинизированных породах. Из других минералов встречается также: уваровит в виде тонких прожилок и корочек, демантоид травяно-зеленого цвета до 0.1-3 мм в поперечнике. Декоративные разности “нефритоидов” залегают среди обычных серпентинитов в виде отдельных участков, блоков и линзовидных тел. Дефектами являются включения рудных минералов, трещиноватость и ожелезнение. Серпентиниты на участке состоят из антигорита и хризотила, магнетита, талька, актинолита, тремолита, карбонатов и др.

Породы от зеленовато-желтого до темно-зеленого цвета, иногда со сложным рисунком. Серпентинит имеет скрытокристалли-

ческое волокнистое строение, стеклянный блеск, неровный раковистый излом, иногда просвечивает; светлоокрашенные плотные разности с однородной структурой и восковым блеском. Временами некоторые разности напоминают по виду нефрит, отличаясь по твердости от нефрита – 5.5-6 (серпентинит- 2.5-3). В целом качество “нефритоида” и “жадеитита” на Даринском проявлении удовлетворительное и заслуживает внимания как декоративное камнесамоцветное сырье, но нуждается в дальнейшем более детальном изучении. В качестве характерных ниже приводятся описания двух отдельных типичных для “нефритоидов” и “жадеититов” образцов из коллекции В.Б.Сейраняна.

1. Обр.№ 1786 (поступил как “жадеитит”) представлен одним штуфом плотной породы с неоднородной серо-зеленой, голубовато-зеленой, светло-зеленой окраской и средней твердостью. По составу это порода типа родингита. Кроме основных минералов – амфибола и везувиана - в состав породы входят карбонат, хлорит, серпентин, рудный (магнетит). Бездефектные участки в образце не превышают 30х30 мм. Камень принимает зеркальную полировку. Не просвечивает. Декоративные качества высокие. Однако окончательную оценку качеству камня можно дать только после изучения представленного образца, диагностированного как “жадеитит”, типа “севанит”.
2. Обр.№ 1787 (поступил как “нефритоид”) – представлен девятью мелкими образцами, размерами от 30х30х15 мм до 60х35х30 мм. Это мягкие (твердость от 1 до 3) породы зеленовато-серого цвета с мелкопятнистым рисунком. К нефритоидам эти породы отнести нельзя, поскольку “нефритоид” – это порода, состоящая, в основном, из спутанно-волокнистого агрегата серпентина, внешне напоминающего нефрит. Изучаемые образцы представлены породами тальк-серпентинового или серпентин-амфибол-талькового состава с очень гетеробластовой (пойкилобластовой, нематобластовой и реликтовой петельчатой) структурой.

В состав пород входят: серпентин (хризотил по оливину, с сохранением формы зерен оливина, антигорит – по амфиболу и оливину, серпофит), тальк (крупные участки, состоящие из агрегата мельчащих листочков), амфибол (призматически удлинённые выделения, “снопы”), эпидот, сфен, магнетит.

Отдельные образцы представлены почти нацело тальком (стеатит). Характерны многочисленные дефекты: тонкие незалеченные трещины, поры. Декоративные качества камня низкие. Камень диагностирован как "нефритоид".

6.5. Родингит-лиственитовая (метасоматитовая) формация

Демантоид встречается в виде кристаллов размером до 2 мм, облик их ромбододекаэдрический, часто в комбинации с тетрагон-триоктаэдром, иногда с оплавленными гранями. Спайность отсутствует. Твердость около 7; хрупок, излом неровный. Объемная масса – 3.4. Цвет зеленый, прозрачный, блеск стеклянный, оптически изотропный, $N = 1.890$. В качестве примесей присутствуют K_2O , Na_2O , P_2O_5 , V_2O_5 , BeO и др. Химический состав демантоида из Джил-Хачского массива (вес. %), по данным А.О.Мартиросяна и др. (1987):

SiO_2	50,85	MnO	0,20
TiO_2	0,07	MgO	19,26
Al_2O_3	0,20	CaO	19,99
Fe_2O_3	1,36	Na_2O	0,12
FeO	3,09	H_2O	0,69
			п.п.п.-2,92
			Сумма – 99,45

Обнаружен в аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитах на магнезированных участках Хачского мафит-ультрамафитового массива как акцессорный минерал, содержащийся до 7 г/т; встречается также на Даринском месторождении асбеста в магнезированных серпентинитах, характеризующихся сильной трещиноватостью.

Вдоль трещин наблюдается развитие хризотил-асбеста, при дроблении которого в пушистой волокнистой массе видны кристаллы демантоида. Этот минерал, очевидно, образовался как результат воздействия гидротерм на ультрамафитовые породы, причем оплавленность граней указывает на то, что кристаллизация его предшествовала асбестообразованию.

Уваровит встречается в виде прожилок до 4 м, корок, включений плотных, реже зернистых масс. Цвет изумрудно-зеленый.

Блеск стеклянный, жирный. Оптически изотропен, № - 1.872. Спайность отсутствует, редко - несовершенная по (110). Твердость около 7, хрупок. Объемная масса – 3,50. Из примесей присутствуют Na_2O , K_2O , V_2O_5 , P_2O_5 .

В составе уваровита, по-видимому, Fe^{3+} и Al^{3+} изоморфно замещают Cr^{3+} , вследствие чего содержание Cr^{3+} низкое. Химический состав уваровита из Шоржинского месторождения хромистого железняка (в %), по данным А.О.Мартirosяна и др. (1987):

SiO_2	36,75	FeO	0,74
TiO_2	0,16	MgO	5,52
Al_2O_3	2,10	CaO	31,34
Cr_2O_3	13,44	K_2O	0,13
Fe_2O_3	9,98	H_2O	не обн
MnO	обн	п.п.п.	0,57
		Сумма	100,86

Обнаружен в хромитовых рудах Шоржинского, Бабаджанского и Джанахмедского месторождений, на северо-восточном побережье оз.Севан как минерал-спутник, а также в Даринском проявлении "нефритоида".

Обе разновидности изучались геологами ПО "Армгеология" и КЭ "Армкварцсамоцветы". По предварительным данным (Корчагина, 1996; Мартirosян, и др., 1976-87) масштабы проявления демантоида и уваровита в Присеванской зоне ограничены.

6.6. Поделочные и декоративно-поделочные камни

Перидотит и серпентинит (змеевик) имеют широкое распространение в пределах Севано-Амассийского офиолитового пояса. Отличаются неравномерным распределением главных породообразующих минералов. Структура породы гипидиоморфнозернистая, частично пойкилитовая.

Под микроскопом значительная часть (более 75%) поля шлифа представлена полигональными зернами оливина. Последний вступает в пойкилитовые соотношения с кристаллами ромбопироксена и хромшпинелидов. Различимы ромбопироксены двух генераций и по составу тяготеют к энстатиту. Оливины в основном сильно магнизиальные и содержат до 80-85% форстерита. Для перидотитов

типично интенсивное дробление (катаклаз), который особенно отчетливо отражается на зернах оливина. Кристаллы энстатита, как и оливина, сильно трещиноватые, также катаклазированы. Видимо, процесс катаклаза предшествовал многостадийному процессу серпентинизации. Серпентинизированные зерна выступают сплошными участками, состоящими из светло-зеленоватого хризотила, хлорита и ветвистыми дендритами магнетита. Местами серпентиновое вещество образует псевдоморфозы и по пироксенам, диаллагу или авгиту. Для последних характерна тонкая отдельность с углом погасания – 41°.

Серпентин повсеместно представлен разновидностями петельчатого хризотила, который ассоциируется с прожилковой и пластинчатой разновидностью антигорита, часто отличающегося волокнистой структурой.

Породы перидотитового ряда затронуты в значительной степени, а иногда и нацело серпентинизированы, образуя массивный **серпентинит (змеевик)**. В этом случае структура породы решетчатая, участками петельчатая и тонковолокнистая; состоит порода обычно из серпентина, небольших реликтовых зерен оливина, энстатита и рудного минерала. Серпентин представлен желтовато-зеленым хризотилом, волокна которого пересекаются друг с другом под различными (преимущественно прямыми) углами, что создает видимость решетки, отверстия которой выполнены серпофитом, хризотилом и антигоритом.

Серпентин местами образует сложную сеть тонких переплетающихся жилок с петлями неправильной формы. Вдоль волокон его везде отлагаются тонкозернистые цепочки рудного минерала, а в отверстиях различимы реликты зерен оливина. В виде порфиробласта выделяются бастит и индивиды энстатита.

Серпентин апопироксенитовый (змеевик) – структура породы решетчатая, либо брекчиевидная. Серпентин представлен волокнистой разновидностью (до 3 мм). Обломки серпентина имеют решетчатую, либо петельчатую структуру. Наличие в породе обломков и связующего их вещества карбонатов и серпентина создает брекчиевидную структуру, что, очевидно, является результатом эндокатаклаза. Среди реликтов зерен первичных минералов значительное количество пироксена. Это дает основание судить об апопироксенитовом характере, исходном для серпентинизации породы.

Пироксенит характеризуется зеленовато-серым или темно-серым цветом и встречается в виде шширообразных полос. Иногда

среди них наблюдаются порфиновые разновидности с мелкозернистой основной массой.

Большим развитием среди пироксенитов пользуются оливковые разновидности, где его количество колеблется от 30 до 40%. По составу оливин относится к хризотилловому ряду. Мономинеральные разновидности представлены энстатитами, диопсидитами и авгитами или диаллагититами. В вебстеритах ромбические и моноклинные пироксены встречаются примерно в одинаковых количествах. Наряду с хромшпинелидами, в пироксенитах появляется также магнетит. Структура мономинеральных разновидностей панидиоморфнозернистая, а вебстеритов – гипидиоморфнозернистая.

Клинопироксен характерен зеленовато-бурым цветом и диаллаговой отдельностью, угол погасания ($\neq 47^\circ$). Серпентин, возможно, развивается отчасти и по пироксеновым кристаллам. Рудный минерал магнетит. Участками порода сложена на 65-70% пироксеном, 30-35%- пренитом, плагиоклазом и др.

В порфировидных разновидностях пироксенитов вкрапленники представлены зернами ромбических пироксенов размером 2-3 мм и составляют 20-25% породы. Основная масса пироксенитов сложена пироксенами: ромбическим – 50%, моноклинным – 15%, оливком – 15%, хромшпинелидами и магнетитом (вторичным) – 3%.

6.7. Мафитовый комплекс – габброидная формация

Габброиды представляют собой массивные, средне и мелкозернистые породы с различными оттенками серого цвета. Структура пород габбровая. Между плагиоклазом и пироксеном наблюдаются примерно одинаковые количественные соотношения, редко преобладает плагиоклаз, а в лейкократовых габбро содержание пироксена не выше 25%. По составу плагиоклаз – лабрадор, битовнит (№ 50-75); пироксены представлены авгитом, а в лейкократовых габбро – плагиоклазом (№ 60-85). Акцессорные минералы представлены апатитом, титаномагнетитом, ильменитом, реже кварцем, вторичные минералы – соскритовым агрегатом, уралитовой роговой обманкой, пренитом, хлоритом, карбонатом.

Диориты и кварцевые диориты представляют собой средне, реже мелкозернистые массивные породы зеленовато-серого цвета. Минеральный состав; плагиоклаз – 45-55%, роговая обманка – 18-33%, кварц – 10-15%. Плагиоклаз относится к андезину (№ 30), а роговая обманка – обыкновенная. Иногда плагиоклаз представлен

альбитом (№ 5-10). Акцессорные минералы: титаномагнетит, пирит, халькопирит, апатит, сфен, циркон; вторичные: соссюрит, хлорит, карбонат, реже пренит. Структура – гипидиоморфнозернистая.

В пределах офиолитовых поясов Армении выделяются несколько месторождений перидотитов и габбро, представленных двумя выходами, расположенными: к северу от села Шоржа – Северо-Шоржинский габбровый массив и к востоку от сел. Шоржа – Восточно-Шоржинский габбро-перидотитовый массив.

Первый массив занимает площадь около 2 кв. км. Залегают габбро среди туфов, туфопесчаников, известняков и туфоконгломератов. Физико-механические свойства пород: объемная масса от 2,71 до 3,05 г/см³, в среднем – 2,84 г/см³; объемный вес – 2497-2818 кг/м³, в среднем – 2702 кг/м³; пористость - от 0,73 до 11,3%, в среднем – 4.9%; водопоглощение – от 0,13 до 2,88%, в среднем 1,14%.

На основании этих данных можно прийти к выводу, что **шоржинское габбро** в целом **не удовлетворяет** требованиям для получения блоков этого камня для распиливания на облицовочные изделия.

Второй массив Шоржинского месторождения состоит из 3-х участков. Первый расположен на северо-западной окраине с. Шоржа; сложен порфиритами, туфопесчаниками и аллювиально-делювиальными отложениями, которые “прорываются” габбро и обнажаются в виде небольших выходов. На основе изучения физико-механических свойств становится ясным, что габбро на этом участке не соответствуют требованиям облицовочного камня, а декоративные свойства их невысокие.

Второй участок Шоржинского месторождения расположен в 1 км северо-восточнее с. Шоржа. Представлен отдельными выходами габбро-троктолитов от светло-серого до темно-серого цветов и представляет собой высококачественный декоративный материал для облицовки. Встречаются полосчатые, пятнистые и другие разновидности. Площадь выходов габбро-троктолитов составляет около 1 кв. км. Учитывая высокие декоративные свойства камня и его пригодность для изготовления декоративных плиток, можно проводить дальнейшее изучение его на данном участке.

Другое месторождение габбро расположено на западной окраине с. Артаниш. Габбровый массив представлен двумя выходами округлой формы, площадью около 0.4 кв. км. Породы представлены среднезернистыми габбро, реже – габбро-диоритами, связанными между собой постепенными переходами. Макроскопически габ-

бро – порода серого, темно-серого цвета, плотная, с довольно высокими декоративными качествами.

Учитывая высокие физические и механические свойства габбро, возможно дальнейшее изучение и применение габбро в качестве облицовочного материала.

Памбакское месторождение габбро-троктолитов расположено в 4.5-5 км к северо-востоку от с.Памбак Варденисского района Армении, в бассейне верхнего течения р.Памбак, в привершинных частях Севанского хребта. В геологическом строении месторождения принимают участие известняки сенона, ультраосновные породы – перидотиты, дуниты, серпентиниты, внутри которых обнажаются также выходы желтоватых выветрелых листовитов мраморизованных известняков. Тела габбро и троктолитов линзообразные и пластообразные, приуроченные к Джил-Хачскому массиву. Габбро представляет собой плотную породу, имеет крупно-среднекристаллическую структуру, темно-серый, почти черный цвет; окраска обусловлена преобладанием темноцветных минералов. Породы массивная, плотная, полнокристаллическая; в ее состав входит плагиоклаз (лабрадор), серпентинизированный оливин и реже моноклинный пироксен темно-зеленого цвета. Весь массив подвергался процессам выветривания и тектоническим подвижкам, вследствие чего порода разбита на блоки объемом до 1 м^3 .

В приповерхностных частях порода рыхлая, сильно трещиноватая, выветрелая. Удельный вес габбро-троктолитов – 2.86 г/см^3 , объемный вес – 27 кг/куб.м . Габбро и троктолиты Памбакского месторождения высокого качества и могут быть использованы для получения блоков облицовочных плит. Отходы и некондиционные блоки можно использовать для изготовления бортового камня, бута и щебня. После полировки порода приобретает высокие декоративные свойства.

Спилит-диабазовая формация представлена диабазами серо-зеленого цвета, массивного, афирового сложения. Диабазы – мелко, среднезернистые породы с миндалекаменной структурой.

Под микроскопом они состоят из вкраплеников плагиоклаза, клинопироксена, местами амфибола, замещающего последний рудный аксессуарный и вторичный минерал.

Плагиоклаз, составляющий 60-65% от общей массы породы, образует длиннопризматические, реже таблитчатые, идиоморфные кристаллы размером $1,5 \times 1,5 \text{ мм}$ и крайне редко – вкрапленники до $7,0 \times 0,3 \text{ мм}$. Клинопироксен, представленный авгитом, образует зер-

на различных размеров одновременно с многочисленными мелкими зернами (до 0,3 x 0,2 мм), создающими как бы общую канву породы; встречаются редкие, но крупные индивиды (до 2,0 x 1,5 мм) или же агломеро-порфириновые скопления. Количество кварца варьирует в значительных пределах. Обычно он заполняет пространство между кристаллами полевого шпата и темноцветных минералов. Амфибол в диабазах вторичного происхождения и его количество зависит от степени уралитизации клинопироксена, в связи с чем встречаются разности пород, в которых он является единственным темноцветным минералом.

Из рудных минералов в диабазах широко развиты изометрические зерна магнетита, а также пирита, имеющего неравномерное развитие.

Вторичными минералами, кроме альбита и амфибола, являются хлорит, замещающий амфибол и клинопироксен, редко вулканическое стекло; эпидот и кальцит ограничены.

Диабазы подвергнуты неравномерной альбитизации, имеющей стадийное развитие, а также уралитизацию. Достигают наибольшего развития на СЗ Присеванской офиолитовой зоны (Амасия, бассейн р.Черной) и в Вединской зоне (район хребта Ерах), образуя залежи и реже силлы, чередуясь с базальтовыми порфиритами и другими вулканитами. Добываются в различных участках в качестве декоративного камня, а также бута и щебня. Месторождения имеют местное значение.

“Офиокальцит” – серпентин – кремнисто–карбонатная порода пространственно сопряжена с выходами тел из серпентинового меланжа.

Коренные выходы этой породы обнаружены впервые на западе Присеванской офиолитовой зоны, в районе Базумского хребта, в верховье р.Гергер (Сатиан и др., 1976). Породы окрашены от мяско-красного до темно-красного фона с пятнами и прожилками сизого гематита и кальцита. Пятна и прожилки (иногда жеоды) апосерпентинового вещества определяют декоративную ценность как красивого поделочного материала. Порода хорошо поддается полировке и шлифовке, после чего обнаруживается разнообразие текстурных и цветовых особенностей. В связи с этим проводилась разведка и оценка запасов этого интенсивного камнесамоцветного сырья.

Яшма залегает в приводораздельной части Севанского хребта, на участке от бассейна р.Дара до верховья р.Шишкая в виде линз, мощностью 5-10 м, а также слагает мощные пачки (50-80 м),

чередующиеся с вулканитами. Среди офиолитовой ассоциации встречаются разные типы яшм.

1. **Железисто-кремнистые яшмовые радиоляриты** – красные, сургучные яшмы, имеющие значение как подерочные камни. Больше всего распространены окрашенные в красный, кирпично-красный, “сургучный” цвета; имеют тонкую слоистость, горизонтальную, иногда с выклиниванием слоев. Поверхность наложения ровная или слабо волнистая. Структура органогенная, органогенно-микрозернистая, реликтовая. Бурые окислы железа неравномерно пигментируют полости скелетов, концентрируются по внешнему контуру. Трещины в породе заполнены мелкозернистым кварцем, гидрослюдой, иногда хлоритом и рудным компонентом. В приразломных участках обнаружены апорадиоляриты с новообразованиями граната. Эти яшмы имеют широкое распространение в районе Севанского хребта и сравнительно меньше – в Веддинской зоне.
2. **Полосчатые яшмы** определяются чередованием красных сургучных и марганцевистых, более коричневатых и почти черных слоев (2-5мм). Крупные выходы этих пород крайне незначительны, они слагают переход между железисто-кремнистыми и марганцевистыми яшмами (правобережье р.Гейсу, верховье р.Шишкая). Чаще крупные валуны этой породы обнаруживаются в рыхлых конгломератах верховьев р.Кясаман и Караиман (табл.6.3).
3. **Фтанитоиды** слагают маломощные (0,2-0,5м, реже до 1,5 м) линзы и прослои среди радиоляритов и прочих силицитов. Встречаются в районе Севанского хребта. Это темно-серые, зеленые, темно-зеленые породы; окраска сгущается к середине линз; порода слоистая, слоистость горизонтальная. Иногда резко переходит к яшмовым радиоляритам. Структура под микроскопом органогенно-микрозернистая. По сравнению с яшмовыми радиоляритами во фтанитоидах повышено содержание закисного железа, $C_{орг}$; обращает внимание низкое содержание Mn, Ti, V, Co, Ni (табл.6.4).

Химический состав разновидностей красной яшмы

Окислы	Разновидности		
	Красная монотонная	Красная с при- месью желтой составляющей	Красно- вишневая
SiO ₂	87.00	88.00	88.10
TiO ₂	0.43	0.23	0.44
Al ₂ O ₃	3.30	1.10	2.15
Fe ₂ O ₃	6.20	6.38	5.80
FeO	-	-	-
MgO	0.50	0.80	0.62
CaO	0.30	0.80	1.05
P ₂ O ₅	0.06	0.02	0.04
MnO	0.04	0.05	0.03
Na ₂ O	0.51	0.11	0.18
K ₂ O	0.24	0.15	0.25
вл.	0.75	0.30	0.60
п.п.п	0.60	1.40	1.80
Сумма	99.18	99.01	100.06

4. **Брекчии яшм** с халцедон-кварцевым цементом; выходы обнаружены в нескольких пунктах южного склона Севанского хребта. Брекции слагают прерывистые зоны северо-западного простирания и близвертикального падения. Мощность зон не превышает 3-5 м. Угловатые обломки яшмы, состоящие из радиоляритов и микрозернистых сургучных яшм, скреплены кварц-халцедоновым цементом со сферолито-крустификационной структурой. По контакту с обломками радиоляритов кварцевый цемент пигментирован ярко-красным гематитом. Наибольший интерес представляют выходы брекчий в первом ущелье к востоку от низовья р. Гейсу, в 700 м выше его устья, раскрывающегося к крайне западной части села Гейсу.

Силициты – кремнистые породы, наиболее распространенные в Севанском поясе, количество их сокращается в западном секторе Присеванской зоны. Сравнительно меньшее развитие породы имеют

в Вединской зоне. Помимо перечисленных выше железисто-кремнистых яшм часто встречаются несколько других видов силицитов, хотя и не имеющих применения как камнесамоцветное сырье.

Таблица 6.4

Химический состав разновидностей зеленой яшмы

Оксиды	Разновидности	
	Светло-зеленая	Зеленая с примесью желтого цвета
SiO ₂	84.95	87.64
TiO ₂	0.11	0.01
Fe ₂ O ₃	1.04	5.07
Al ₂ O ₃	4.80	1.67
CaO	3.24	1.20
MgO	1.20	1.03
P ₂ O ₅	0.17	0.01
MnO	0.17	0.04
Na ₂ O	0.11	0.07
K ₂ O	0.21	0.86
вл.	1.25	0.80
п.п.п	3.15	1.85
Сумма	99.16	99.43

Даринские проявления яшмы расположены в верховьях первого левого притока р. Дара, к востоку от села Дара, и приурочены к вулканогенно-осадочной толще нижнего сенона. Она сложена диабазовыми порфиритами серовато-бурого цвета, которые переслаиваются с конгломератами, известняками, радиоляритами и яшмами. Залегают породы в виде линз мощностью 1-1,5 м. Яшмы макроскопически красного цвета, весьма плотные, что позволяет получить хорошо отполированные красивые поверхности и использовать как поделочный камень. В яшмах этого проявления встречаются прожилки белого кальцита (1 мм – 2 см), что придает породе пейзажный облик. Кроме яшм встречаются радиоляриты, близкие друг к другу по составу и отличающиеся тем, что в радиоляритах сохранились остатки самих радиолярий. Обе породы имеют железисто-бурый цвет. Текстура однородная, плотная, иногда микроволокнистая. Твердость высокая, удельный вес – 2,75. Высокие качества и де-

коративность яшм позволяют применять их как поделочные камни и рекомендовать добычу.

Кремнистые породы с глобулярной структурой (эксгальационные кремни) встречаются по всему протяжению Севанской зоны в виде пластообразных и линзовидных тел. Цвет красный, мясокрасный, оранжево-красный, крепостью, превышают радиоляриты. Структура мелкозернистая, состав кварцевый. Значительны проявления этой породы на северных склонах Базумского хребта (ущелье Арчидзор, бассейн р.Черной). Эксгальационные кремни встречаются в Вединской зоне. Это ярко-желтые породы, слагающие пропластки и тонкие слои среди сургучных яшм и окремнелых известняков (левобережье р.Кюсуз и правобережье р.Веди).

Известняки наиболее широко развиты в Вединской зоне; обычно ассоциируют с известковистыми радиоляритами. Светло-серые известняки, состоящие из микрозернистого кальцита с примесью радиолярий, слагают мощные пачки среди вулканических брекчий. В пределах Севанского хребта обособляются известняки, ассоциирующие с мощными пачками радиоляритов. Иногда известняки пятнисто-раскристаллизованы.

Окремнелые известняки (онкоидные) обнаружены по левобережью среднего течения р.Кюсуз (Вединская зона); под микроскопом они имеют органогенную структуру. Порода на 60-70% состоит из онкоидов лепешковидной и веретенообразной, изредка сферической формы размером от 0,1 до 0,45 мм. Состав их кальцитовый, в разной мере замещенный кремнеземом.

В основной массе породы отмечаются редкие раковины радиолярий и диатомитовых водорослей. Терригенная примесь (10-15%) представлена стеклом, обломками спилитов и зернами полевого шпата. Цемент (25-30%) карбонатно-кремнистый, опаловый, либо состоит из мелких зерен кварца и халцедона.

Оолитовые известняки обнаружены в верховьях правого притока р.Сатанахач, выше кочевки с.Шишкая (Севанский хребет) в виде рифов 0,5-2 м в длину. Порода светло-серая массивная, крепкая, с гравийно-песчаной примесью. Под микроскопом структура оолитовая, размер оолитов 0,4-0,8 мм, форма эллипсоидная, округлая, почти сферическая, чаще вытянутая, лепешковидная, с заостренным одним концом. Состав известняковый, строение концентрическое, многослойное. Цементом служит среднезернистый кальцит (15% породы).

Кристаллические известняки обнаружены в районе Севанского хребта (с.с.Шишкая и Гейсу). Порода серая, массивная, Известняки слагают линзы среди эффузивов и туфов мощностью не более 2-3 м, протяженностью до 20 м. В линзах известняков отмечена примесь брекчии вулканитов. Морфология пород и некоторые особенности структуры указывают на то, что это перекристаллизованные биоморфные известняки.

Ониксовидный известняк залегает в виде жил (до 0,5 м) и корок среди серпентинитов в западной части Шоржинского массива и в Вединской зоне. Камень представлен полосчатой разностью желто-белых тонов. Структура породы волокнистая и крустификационная. Минералогически сложен кальцитом и арагонитом, однако присутствуют доломит и скопления органического вещества вместе с пелитоморфным карбонатом. Самоцвет, как и повсеместно, очевидно, сформировался при циркуляции кайнозойских термальных бикарбонатных вод в раздробленных апогарцбургитах (серпентинитах). Шоржинское проявление не эксплуатируется ввиду малых размеров (15 x 0,5 м), однако оно служит дополнительным поисковым признаком для постановки работ на оникс в офиолитовых зонах Армении.

6.8. Терригенно-осадочная формация

Обломочные силициты включают: серпентинитовые конглобрекчии, граувакки, песчаники, грубообломочные известковые туфы и туффиты, кремнистые алевролитовые, пелитовые туффиты. Вся группа этих пород достаточно широко известна в пределах Присеванской офиолитовой зоны, на южных склонах Севанского хребта, на участке между с.с.Шишкая-Гейсу, Кясаман, Караиман. Помимо этого, обломочные силициты выявлены в Вединской зоне, в бассейне рек Хосров и Кюсуз. Слагают они линзовидные тела, пласты и пропластки (до 2м) среди пород вулканогенно-осадочного комплекса офиолитовой ассоциации. Под микроскопом состав литокластики разнообразен. Преобладают обломки спилитов, диабазов, серпентинитов, габброидов, сцементированные глинисто-хлоритовым, карбонатным и серпентинитовым цементом.

Несколько большее значение имеют офиолитокластические граувакки в пределах Вединской зоны, где преобладают серпентин, хромит и пикотит. Здесь же развиты среди сургучных и красных радиоларитов прослои офиолитовых кремнистых алевро-пелитовых

туффитов с аморфным кремнеземом и хлоритом, обладающие повышенными содержаниями K, Ti, Cr, TR.

Вся группа обломочных силицитов до настоящего времени геммологически плохо изучена, тем не менее некоторые плотные разности при шлифовке, благодаря брекчевидной текстуре и пестроте расцветки, могут быть в перспективе рекомендованы в качестве поделочно-декоративных материалов.

6.9. Родингит-лиственитовая формация

Листвениты – это мелко- и среднезернистые породы с неровным изломом, серого цвета. Покрыты желто-бурой коркой выветривания. На поверхности породы часто выступают рельефные прожилки и зерна кварца, а также вкрапленники хромшпинелидов. Состав породы кварц-карбонатный, кварц – 20-30%, карбонат – 70-80%. Наряду с зернистым карбонатом есть выделения халцедона со сферолитовой или криптокристаллической структурой. Карбонат представлен брейнеритом, доломитом, магнезитом и кальцитом, слагающими разнокристаллическую массу. Реликтовые минералы – серпентин, реже хлорит, тальк, рудные минералы – хромшпинелиды и магнетит. Структура лиственита неравномернозернистая, иногда петельчатая, реже торцовая или мозаичная. Хромшпинелид является единственным первичным минералом ультрамафитов. В Присеванской зоне листвениты имеют наибольшее распространение, где известно Джилское проявление этой породы, заслуживающее внимание как камнесамоцветное сырье.

Наиболее значительное проявление лиственитов расположено на южной окраине села Джил, Чамбаракского района Армении. Здесь широко распространены перидотиты, дуниты, серпентиниты. Листвениты залегают в виде линз и пластов на контакте ультраосновных пород с известняками. Эта порода кварц-карбонатного состава серого, желтовато-серого цвета. Иногда среди них встречаются тела светло-серо-белого цвета сахаровидного мрамора, крупно- или среднекристаллической структуры. Зачастую листвениты внешне изрезаны прожилками разных направлений и цветов, образующими подобие густой сети. В результате сильных тектонических воздействий порода подверглась дроблению, а швы трещин в дальнейшем заполнялись кальцитом (карбонатным материалом), являясь как бы цементом. Минеральный состав лиственитов карбонатный, с гидроксидами железа и единичными зёрнами рудного минерала. Под

микроскопом структура гранобластовая, псевдобрекчиевая и крипто-кристаллическая. Удельный вес лиственитов составляет в среднем 2,84 г/см³.

Листвениты Джилского проявления принимают зеркальную полировку, обладают высокими декоративными качествами, характеризуются высокой плотностью. Благодаря всем этим качествам листвениты можно использовать в качестве облицовочного материала и декоративного камня как целыми плитами, так и в виде крошки для мозаичных плит на цементной основе.

Родингиты распространены в незначительном количестве почти во всех массивах, но особенно в Караиман-Зодском. Это мелко- и среднезернистые породы белого или серовато-белого цвета с желтовато-бурой поверхностью выветривания. Минеральный состав их: бледно-зеленый гранат – гроссуляр 30-35% и пироксендиопсид – 65-70%. Широкое развитие имеет хлорит, который местами полностью замещает пироксен, реже актинолит и пренит. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом и апатитом. Структура породы реликтовая диабазовая, обусловленная развитием зерен граната, меньше – пренита по бывшим плагиоклазовым зернам, а также хлорита и актинолита по пироксенам.

6.10. Выводы

1. Офиолитовая ассоциация Севано-Амасийской (Присеванской) и Вединской (Южной) структурно-формационных зон Армении является перспективным, но все еще малоизученным источником камнесамоцветного сырья.

2. Выдвигается новая геммолого-классификационная схема на петролого-тектонической основе по принципу выделения комплексов и формаций пород палеоокеанической офиолитовой ассоциации, направленная на разработку долгосрочных прогнозов и программ поисков камнесамоцветного сырья.

3. Собрана, обобщена и дополнена обширная научная информация по минералогии, петрографии, геологическим условиям нахождения, геммологическим свойствам и перспективной оценке каждого из известных типов и объектов камнесамоцветного сырья, связанного с офиолитами Армении. Особое значение придается принадлежности каждого типа камнесамоцветного сырья определенной генетической группе пород – ПТ формациям.

4. На основе сделанных обобщений, анализа материалов и результатов исследований по группам камней в настоящее время уже представляется возможным обратить внимание геммологов, геологов-поисковиков и разведчиков на реальные перспективы оценки масштабов месторождений камнесамоцветного сырья и выдвинуть в связи с офиолитами Армении для их последующего изучения определенные виды сырья:

- 4.1. Ювелирные камни – алмаз, гранаты (альмадин, демантоид, уваровит).
- 4.2. Ювелирно-поделочные камни: “нефритоиды” и “жадеититы” (типа “севанита”).
- 4.3. Поделочные и декоративно-поделочные камни: перидотиты, змеевики, габброиды, диабазы: офиокальциты (серпентин-кремнисто-карбонатная порода); яшмы и силициты; окремненный известняк; оникс (арагонитовый и кальцитовый); родингиты, листвениты.

5. Систематизация и классификация результатов геммологических исследований по офиолитам Армении может служить полезным примером для других регионов с развитыми типами аналогов палеоокеанической коры (Вост.Саяны, Урал, Памир и др.), а также для проведения таких работ на островах и окраинах современных континентов (Камчатка, Сахалин, Филиппины, Калимантан, Борнео и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выдвинуто представление о петролого-тектонической формации (ПТ-формация) как о группе магматических и метаморфических пород, образованной в связи с конкретными термодинамическими факторами состояния (температура, давление, химические потенциалы щелочей кислорода, водорода) и обязанный изменениям геодинамических обстановок. Для объяснения развития ПТ-формаций привлечена теория магматического замещения расплавов в понимании Д.С.Коржинского и его школы. Однако в большинстве такая известная методология мало применима для анализа метаморфизованных и неравновесных минеральных парагенезисов ультрамафит-мафитовых пород офиолитовой ассоциации, поэтому предложена оригинальная методика сопоставления составов пород и минералов из офиолитовых поясов Армении (Южный Кавказ) с типоморфными и градуированными парагенезисами из геологически достоверных ассоциаций из других регионов.

2. История земной коры Армении (Южный Кавказ) представляется в мезо-кайнозойе (фанерозойе) как сложное и многоступенчатое развитие по латерали и вертикали ПТ-формации, которые сформировались в ходе поступательного геодинамического процесса сближения и сочленения окраины Иранского мезоконтинента, как части Афро-Аравии, Центрально-Армянского мегаблока с Сомхето-Карабахско-Капанской палеоостровной дугой, развитой на окраине палеоокеана Мезотетис и Евразийской (Скифской) плиты. Зоной такого сочленения признается Зангезурская шовная зона.

3. Подобный геодинамический процесс сопровождался прохождением основных стадий развития и преобразования коры: палеоокеанической, переходной и континентальной, а также многократным тектоническим скупиванием. Соответственно развивались определенные ПТ-формации. На основе данной геотектонической модели специально прослежены все ПТ-формации и соответственно – петролого-геохимические процессы на палеоокеанической и “островодужной” стадиях развития коры.

4. Фрагменты палеоокеанической коры – офиолитовой ассоциации включают: аллохтонные и автохтонные, а также флишево-олигостромовые серии – парагенезисы пород:

- гарцбургитовой (мантийной),
- габбро-троктолитовой (расслоенной),
- диабаз-кератофир-кремнистой (океанической),

- габбро-амфиболитовой либо глаукофан-эклогитовой (метаморфогенной) формации.

В Армении они локализованы в форме фрагментов вдоль тектонических зон:

- Присеванской (Амасия-Севано-Акеринской),
- Приакеринской (Вединской)
- Зангезурской (Базумо-Зангезурской).

По данным гравиметрических измерений (Бабаджанян, 1981) здесь установлены падения литосферных блоков на север и примерно 5-ти километровая глубина залегания подошвы пластин ультрамафитов. Морфологически они имеют вид пластин, чешуй, олистостромовых толщ и отдельных олистолитов. Ультрамафиты интенсивно тектонизированы и метаморфизованы до цветного меланжа. В данном случае ультрамафиты с полной очевидностью слагали дно палеоокеана, а в дальнейшем были преобразованы в породы окраинного моря и основания островной дуги.

5. Породы офиолитовой ассоциации в пределах Армении (Южный Кавказ) характеризуются следующими главными чертами. В основании ассоциации залегают, уверенно сопоставимые по многим признакам лерцолиты-гарцбургиты с эпи-(палео)-океанической мантией. Они подвержены метасоматической дунитизации, которая сопровождается обособлением хромитовых руд. Характерны интенсивные процессы серпентинизации, оталькования, кумингтонизации и многократные проявления обратной регенерации с образованием полнокристаллических пироксен-оливиновых пород типа метадуни-1, реакционно-кальмафитовой серии. Выше по разрезу располагается габбро-троктолитовая (раслоенная) формация ультрамафитовой серии, включающая клинопироксеновые троктолитовые, верлит-вебстеритовые и габбро-анортозитовые породы, граничащие с гарцбургитами по тектоническим несогласиям. Полный разрез серии (снизу вверх): перидотиты (гарцбургиты), клинопироксениты, меланократовые габброиды, лейкократовые габбро, анортозиты и плагиогранофиры. Особенности мафитового расслоения комплекса не противоречат образованию по механизму кристаллизационной дифференциации в сочетании с палигенно-метасоматической генерацией.

Венчает офиолитовый разрез толща переслаивания толеитов и их спилитизированных разновидностей с кремнисто-фтанитовыми породами, граувакками и рифтогенными известняками, формирующими зачастую олистострому. Указанные соотношения фикси-

руются только по геологическим и петрографическим особенностям поведения петрогенных и редких элементов.

6. По геохимическим признакам выявлена отчетливая контрастность пород от гарцбургитов до граувакк (по всему разрезу офиолитов). Наиболее контрастно стронций преобладает над барием, при неуклонном росте натрия и практически стабильном K/Rb, что типично для "примитивных" мантийных серий пород. По данным микрозондового изучения составов породообразующих минералов: пироксенов, гранатов и др. можно судить о достаточно малых давлениях образования (до 15 кбар либо 1500 МПа) пород офиолитовой ассоциации. Таким образом, петролого-геохимические признаки пород и минералов офиолитовой ассоциации позволяют считать, что состав их гетерогенен по исходному составу. Подтверждает также вещественное сродство между гарцбургитами, платобазальтами и плагиогранитами, а габброидный (расслоенный) комплекс-продукт дифференциации толеитовой расплава океанического типа. Однако оригинальной особенностью магматических членов офиолитовой ассоциации является "геохимическая инверсия", т.е. геохимические признаки некоторой "литофильности" составов пород, которые особенно типичны для коровых офиолитовых серий.

7. Автор в составе коллектива сотрудников ГЕОХИ РАН участвовал (1975-1977) под руководством А.С.Павленко в разработке новой концепции вещественного преобразования океанической коры в континентальную. Материалы по Армении были также привлечены для подтверждения и иллюстрации данной концепции. Концепция нашла полное подтверждение на примере изучения истории и эволюции пород офиолитовой ассоциации – фрагментов палеоокеанической коры на сравнительно небольшом, но весьма типичном участке литосферы в пределах Армении.

Следовательно становятся вполне объяснимыми многие "тайны" – повсеместное и неизменное развитие "триады" офиолитов по Штейнманну, совместное развитие ПТ-формаций и их роль в могучих процессах формирования континентальной коры.

8. Офиолитовая ассоциация Армении вмещает самые разные типы полезных ископаемых. Определенная их часть парагенетически связана с офиолитами: хромиты, платина, алмаз, асбест, тальк, магнезит, марганец, серпентиниты, жадеиты, яшма, офиокальцит, опал, гранаты (демантоид, альмадин, уваровит, корунд, рубин и др.), а другая часть – связана с наложенными – поздними гидротермальными процессами (золото, серебро, висмут, селен,

теллур, и др). Показаны результаты по прогнозной оценке и свойствам некоторых видов парагенных с офиолитами полезных ископаемых, которые изучались непосредственно авторами: алмазы, гранаты, яшмоиды, силициты и офиокальциты и др. Наиболее интересны результаты по алмазам. В результате была принципиально решена проблема присутствия алмаза в офиолитовых поясах Армении, а его вероятным источником определены породы гарцбургитовой – ПТ-формации. В качестве вероятной предложены две гипотезы ее алмазаносности. Тем не менее перспективы обнаружения промышленных месторождений алмазов на Южном Кавказе связывается не с офиолитами, а с поисками кимберлитовых и коматитовых пород.

1. Առաջ է քաշվել պետրոլոգո-տեկտոնական ֆորմացիայի (ՊՏ-ֆորմացիա), որպես հրածին և մետամորֆային ապարների խմբի մասին պատկերացումը: ՊՏ-ֆորմացիայի առաջացումը կապված է կոնկրետ թերմոդինամիկական գործոնների (ջերմաստիճան, ճնշում, թթվածնի ու ջրածնի ալկալիների քիմիական պոտենցիալներ) վիճակի հետ և պայմանավորված է գեոդինամիկական միջավայրի փոփոխությամբ: ՊՏ-ֆորմացիաների զարգացման բացատրման համար օգտագործված է, Դ.Ա. Կործինսկու և նրա դպրոցի պատկերացմամբ, հալոցքների հրածին տեղակալման տեսությունը: Սակայն, մեծամասնությամբ, այդպիսի հայտնի մեթոդական տեսությունը քիչ կիրառելի է մետամորֆացված և օֆիոլիտային համակցության գերմաֆիտ-մաֆիտային ապարների չհավասարակշռված միներալային պարագենեզիսների վերլուծության համար, այդ պատճառով առաջարկվել է համեմատության յուրատեսակ մեթոդիկա Չայաստանի (Չարավային կովկաս) օֆիոլիտային գոտիների ապարների կազմը և միներալները այլ շրջանների երկրաբանական հուսալի համակցություններում տիպոմորֆ և աստիճանավորված պարագենեզիսների հետ համեմատելու համար:

2. Չայաստանի երկրակեղևի պատմությունը մեզոկայնազոյում (ֆաներոզոյում) ենթադրվում է որպես ՊՏ-ֆորմացիայի բարդ և բազմաստիճան զարգացում՝ ըստ հորիզոնականի և ուղղածիզի, որոնք ձևավորվել են Իրանի մեզոմայրցամաքի (որպես Աֆրո-Արաբական մայրցամաքի մասի) եզրի – Կենտրոնական-Չայկական մեզաբլոկի և Եվրասիական (Սկիֆի) սալի ու Մեզոտետիսի պալեոավիանոսի եզրին զարգացած Սոմխեթո-Ղարաբաղ-Կապանյան պալեոկլզային աղեղի հետ կոլիզիայի և կցման գեոդինամիկական պրոցեսի ընթացքում: Որպես այդպիսի համակցման գոտի ընդունվում է Ջանգեզուրի գոտին:

3. Նման գեոդինամիկական պրոցեսը ուղեկցվել է զարգացման հիմնական փուլերի ընթացմամբ և կեղևի վերափոխմամբ՝ պալեոավիանոսյան, անցումային և ցամաքային, ինչպես նաև հաճախակի տեկտոնական կծկումներով: Համապատասխանաբար զարգացել են որոշակի ՊՏ-ֆորմացիաներ: Տվյալ գեոտեկտոնական մոդելի հիման վրա հետամտվել են բոլոր ՊՏ-ֆորմացիաները և, համապատասխանաբար, կեղևի զարգացման պալեոավիանոսյան և “կղզեաղեղային” փուլերի պետրոլոգո-երկրաքիմիական պրոցեսները:

4. Պալեոավիանոսյան կեղևի՝ օֆիոլիտային ասոցիացիայի, դրվագները ընդգրկում են ալլոխտոն և ավտոխտոն, ինչպես նաև ֆլիշա-օլիստոստրոմային սերիայի ապարների պարագենեզիսներ՝

- հարցբուրգիտային (թիկնոցային)

- գաբրո-տրոկտոլիտային (շերտատված)
- դիաբազ-կերատոֆիր-սիլիցիումային (օվկիանոսյան)
- գաբրո-ամֆիբոլիտային կամ գլաուկոֆան-էկլոզիտային (մետամորֆածին) ֆորմացիաներ:

Հայաստանում դրանք տեղադրված են դրվագների ձևով տեկտոնական գոտիների երկայնքով:

- Մերձսևանյան (Ամասիա-Սևան-Ալկերինյան)
- Մերձարաքսյան (Վեդիի)
- Չանգեզուրյան (Բազումի-Չանգեզուրյան)

Ծանրաչափական չափումների (Բաբաջանյան, 1981) տվյալներով այստեղ փաստագրվել է լիթոսֆերային բլոկների անկունը դեպի հյուսիս և մոտ 5 կիլոմետր խորության վրա տեղադրված գերմաֆիտների հիմքը: Ձևաբանորեն նրանք ունեն թիթեղների, թփուկների, օլիստոստրոմային հաստվածքների և առանձին օլիստրոլիտների ձևեր: Գերմաֆիտները ինտենսիվ տեկտոնացված և մետամորֆացված են մինչև գունավոր մեկանժ: Տվյալ դեպքում գերմաֆիտները ակնհայտորեն ձևավորել են պալեոօվկիանոսի հատակը և հետագայում վերափոխվել են եզրային ծովի ապարների և կղզադեղային հիմքի:

5. Հայաստանի սահմաններում օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարները բնորոշվում են հետևյալ կարևոր հատկություններով. ասոցիացիայի հիմքում տեղադրված են բազմաթիվ հատկանիշներով համեմատելի լեյցոլիտ-հարցբուրգիտներ՝ էպի-(պալեո)-օվկիանոսյան թիկնոցով: Նրանք ենթարկվել են մետասոմատիկ դուրնիտացման, որն ուղեկցվել է քրոմիտային հանքանյութի առանձնացմամբ: Բնորոշ են սերպենտինացման, տալկացման, կումիմգտոնացման ինտենսիվ պրոցեսները և բազմակի հակադարձ ռեզեներացիան (վերականգնումը), առաջացնելով ռեակցիոն-կալմավիտային սերիայի մետադուրնիտ-1 տիպի լիակատար բյուրեղային պիրոքսեն-օլիվինային ապարներ: Կտրվածքով դեպի վերև տեղադրվում են գերմաֆիտային շարքի գաբրո-տրոկտոլիտային (շերտատված) ֆորմացիան, որը ընդգրկում է հարցբուրգիտների հետ, տեկտոնական աններդաշնակության սահման ունեցող, կլինոպիրոքսենային տրոկտոլիտային, վերլիտ-վեբստերիտային և գաբրո-անորթոզիտային ապարները: Շարքի լրիվ կտրվածքը (մերքևից վերև)՝ պերիդոտիտներ (հարցբուրգիտներ), կլինոպիրոքսենիտներ, մելանոկրատային գաբրոիդներ, լեյկոկրատային գաբրոներ, անորթոզիտներ և պլագիոգրանոֆիրներ: Կոմպլեքսի մաֆիտային շերտատման առանձնահատկությունները չեն հակասում պալիզեն-մետասոմատիկ ռեզեներացիայի հետ համակցված բյուրեղային դիֆերենցիացիայի մեխանիզմով առաջացմանը: Օֆիոլիտային կտրվածքը եզրափակվում է շերտավորված տոլեիտների հաստվածքով և նրանց կայծքարա-ֆտա-

նիտային ապարների սպիլիտացված տարատեսակներով և ռիֆտոզեն կրաքարերով, որոնք հաճախ ձևավորում են օլիստոստրոմ: Նշված հարաբերակցությունը փաստվում է միայն պետրոզեն և հազվագյուտ տարրերի վարքի երկրաբանական և պետրոգրաֆիական առանձնահատկություններով:

6. Երկրաքեմիական հատկանիշներով բացահայտվել է հարց-բուրգիտներից մինչև գրաուվակները եղած ապարների (օֆիոլիտների ողջ կտրվածքով) ցայտուն հակադրությունը: Առավել ցայտուն ստրոնցիումը գերակշռում է բարիումի նկատմամբ՝ նատրիումի մշտական աճի և գործնականորեն կայուն K/Rb դեպքում, որը բնորոշ է թիկնոց սերիայի պարզ ապարների համար: Պիրոքսենների, նոնաքարերի և այլ ապարառաջացնող միներալների կազմի միկրոզոնդային ուսումնասիրության տվյալներով հնարավոր է դատել օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարների բավականին ցածր ճնշման (մինչև 15 կբար կամ 1500 ՄՊա) պայմաններում առաջացման մասին: Այսպիսով, օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարների և միներալների պետրոլոգո-երկրաքեմիական հատկանիշները թույլ են տալիս ընդունել, որ նրանց կազմը անհամասեռ է ի ծնե: Հաստատվում է նաև նյութական կազմի նմանությունը հարցբուրգիտների, պլատոբազալտների և պլագիոգրանիտների միջև, իսկ գաբրոիդային (շերտատված) կոմպլեքսը հանդիսանում է օվկիանոսային տիպի տոլեիտային հալոցքի դիֆերենցիացիայի արդյունք: Սակայն օֆիոլիտային ասոցիացիայի հրածին անդամների յուրատեսակ առանձնահատկություն է հանդիսանում «երկրաքեմիական ինվերսիան», այսինքն ապարների կազմի որոշակի «լիթոֆիլություն» երկրաքեմիական հատկանիշները, որոնք առանձնապես բնորոշ են կեդևային օֆիոլիտային սերիաների համար:

7. Հեղինակը, ՌԳԱ թԺԿԸ աշխատակիցների կոլեկտիվի կազմում, 1975-1977թ Ա.Ս.Պավլենկոյի ղեկավարությամբ, մասնակցել է օվկիանոսային կեդև նյութական վերափոխման ցամաքայինի նոր հայեցակարգի մշակմանը: Հայաստանի վերաբերյալ նյութերը նույնպես ընդգրկվել են տվյալ հայեցակարգի հիմնավորման և ներկայացման համար: Հայեցակարգը իր լիակատար հաստատումն է գտել օֆիոլիտային ասոցիացիայի ապարների պատմության և էվոլյուցիայի ուսումնասիրման, պալեոօվկիանոսյան կեդևի համեմատաբար ոչ մեծ, բայց Հայաստանի սահմաններում լիթոսֆերայի չափազանց բնորոշ տեղանասի օրինակի վրա:

Հետևաբար, լիովին բացատրելի է դառնում մի շարք «գաղտնիքներ» ըստ Շտեյնմանի օֆիոլիտների «տրիադայի» ամենուրյա և անփոփոխ զարգացումը, ՊՏ-ֆորմացիաների համատեղ զարգացումը և նրանց դերը մայրցամաքային կեդևի ձևավորման հզոր պրոցեսներում:

8. Հայաստանի օֆիոլիտային ասոցիացիան պարունակում է տարբեր տեսակի օգտակար հանածոներ: Նրանց որոշակի մասը՝ քրոմիտները, պլատինը, ալմաստը, ասբեստը, տալկը, մագնեզիտը, մանգանը, սերպենտինիտները, ժադեիտը, յաշման, օֆիոկալցիտը, օպալը, նոնաքարերը (դեմանտոիդ, ալմանդին, ուվարովիտ), կորունդը, ռուբինը և այլն, պարազենտիկորեն կապված են օֆիոլիտների հետ, իսկ մյուս մասը՝ ոսկի, արծաթ, բիսմութ, սելեն, թելուր և այլն՝ վերադրված ավելի ուշ հիդրոթերմալ պրոցեսների հետ:

Բերված են օֆիոլիտների հետ պարազենտիկորեն կապված մի շարք օգտակար հանածոների (ալմաստներ, նոնաքար, յաշմաներ, սիլիցիտներ, օֆիոկալցիտներ և այլն) հեռանկարային գնահատման և հատկությունների արդյունքները, որոնք ուսումնասիրվել են անմիջականորեն հեղինակի կողմից: Առավել հետաքրքիր են ալմաստների վերաբերյալ ստացված արդյունքները: Արդյունքում սկզբունքորեն լուծվել է Հայաստանի օֆիոլիտային գոտիներում ալմաստի առկայության պրոբլեմը, իսկ նրա հավանական աղբյուրը ընդունվում է ՊՏ-ֆորմացիայի հարցբուրգիտային ապարները: Առաջարկվել է ալմաստաբերության երկու հավանական վարկածներ: Չնայած դրան, Հարավային Կովկասի ալմաստի արդյունաբերական հանքավայրերի հայտնաբերման հեռանկարները կապվում են ոչ թե օֆիոլիտների, այլ կիմբեռլիտային և կոնատիտային ապարների որոնման հետ:

THE CONCLUSION

1. The representation about the petrologic-tectonic formations (PT-formation) as the group of magmatic and metamorphic rocks formed in connection with the particular thermodynamic factors of a state (temperature, stress, chemical potentials of oxygen and hydrogen alkalis) and obliged to variations of geodynamic situations is suggested. In order to explain the PT-formations developing the theory of magmatic displacements of melts in D.S.Korjinsli and his school interpretation is attracted. However, in most cases such known methodology is hardly applicable for the analysis of metamorphized and nonequilibrium mineral paragenesis of ultramaphite-maphite rocks of ophiolitic association, therefore the original confrontation method of soils and minerals compositions from the ophiolitic belts of Armenia (Southern Caucasus) with typomorphic and graded parageneses from geologically proved associations from other locales is proposed.

2. The history of earth crust of Armenia (Southern Caucasus) is represented in a meso-Cenozoic (Phanerozoic) as complex and many-staged progressing of PT-formation on lateral and vertical, which were formed during translational geodynamic process of rapprochement and articulation of the Iranian mesocontinent's outlying, as parts of the Afro-Arabia, Central-Armenian megablock with the Somkhet-Karabakh-Kaphan paleoisland arc, developed on the Mesotetis paleocean' outlying and Euroasian (Scythian) plate. The zone of such articulation recognizes the Zangezur sutural zone.

3. Similar geodynamic process was accompanied by passing of the basic stages of progressing and crust transformation: paleoceanic, transition and continental, and also by multiply tectonic clustering. The PT-formations were accordingly developed. On the basis of the given geotectonic pattern all PT-formations were traced and accordingly - petrological-geochemical processes on the paleoceanic and "insular arc" stages of a crust progressing.

4. The pieces of the paleoceanic crust - ophiolitic association - include: allochthonous and autochthonous as well as flisch-olististromal series - rocks paragenesis:

- harzburgite (mantle),
- gabbro - trocrolite (stratificated),
- diabase-keratophyre-siliceous (oceanic),

- gabbro-amphibolite or glaucophane-eclogitic (metamorphogenic) formations.

In Armenia they are localized in the form of pieces along tectonic zones:

- Near-Sevan (Amasia-Sevan-Akerin),
- Near-Akerin (Vedi)
- Zangesur (Bazum-Zangezur).

According to data of gravimetric measurings (Babagianian, 1981) the dips of lithospheric blocks to north and approximately 5km stratification depth of a base surface of ultramaphites laminas were established. Morphologically they look like laminas, chips, oliostromatic stratas and separate olistoliths. Ultramaphites are intensive tectonized and metamorphisized up to color melange. In such case the bottom of paleocean was evidently composed by the ultramaphites, and hereinafter was converted to rocks of an adjacent sea and foundation of an insular arc.

5. The rocks of the ophiolytic association within the limits of Armenia (Southern Caucasus) are characterized by following major features. In a foundation of association occur confidently comparable on many signs the lercolites-hrazburgites with epi-(paleo)-oceanic mantle. They are subjected to metasomatic dunitisation, which is accompanied by the chromite ores isolation. The intensive processes of serpentization, talcing, cumingtonization and multiple developments of revertive regeneration with formation of full crystalline pyroxene-olivine rocks of metadunite-1 type, of the reactive-calmaphite series are typical. Above, on a section the gabbro-troctolite (stratificated) formation of a ultramaphite series including the clinopyroxenic troctolite, verlite-vebsterite and gabbro-anortositic rocks bordering with harzburgites on tectonic variances is disposed. A full section of a series (bottom-up): peridotites (harzburgites), clinopyroxenites, melanocratic gabbrides, leucocratic gabbro, anortozites and plagiogranophires. The features of maphite segregation of complex do not contradict to formation of the crystallizational differentiation mechanism in combination with paligenous-metasomathic generation.

The ophiolitic section crowns a stratum of interbedding toleites and their splitized differentials with siliceous-phtanite rocks, graywacks and riftogenous chalkstones frequently reshaping the oliostrome. The indicated proportions are fixed only on geologic and petrographic features of petrogenic and rare elements behavior.

6. On the geochemical signs the clear visibility of rocks from harzburgites up to graywacks (on all section of ophiolites) is detected. Most contrastingly the strontium dominates above barium, at steady growth of sodium and practically stable K/Rb, that is typical for "primitive" mantle series of rocks. According to data of microprobe analysis of rock forming minerals compositions: pyroxenes, garnets etc. it is possible to judge about rather small stresses of ophiolite association rocks formation (up to 15 kbar or 1500 MPa). Thus, petrological-geochemical signs of soils and minerals of ophiolite association allow to consider, that on original composition they are heterogeneous. This confirms also the material affinity between harzburgites, plateaubazalts and plagiogranites, and gabbro (stratified) complex – the product of an oceanic type toleite melt differentiation. However original feature of the magmatic members of the ophiolite association is "the geochemical inverse", i.e. the geochemical signs by some "lothophilicity" of rocks compositions, which are especially typical crust ophiolite series.

7. The author with colleagues of a GEOCHI AS (1975-1977) under guiding of A.S.Pavlenko takes part in developing of the new concept of material transforming of an oceanic crust in continental one. The materials on Armenia also were attracted for endorsement and case history of the given concept. The concept has found its full endorsement on an example of analysis of a history and evolution of ophiolitic association rocks – the pieces of paleoceanic crust on rather small, but rather typical site of lithosphere within the limits of Armenia.

Therefore there are quite explained many "secrets" – the universal and not resized progressing of the ophiolites "triad" on Stainmann, share progressing of PT-formations and their role in mighty processes of a continental crust forming.

8. The ophiolitic association of Armenia contains the most miscellaneous types of mineral resources. Their definite part is connected paragenetically with ophiolites: chromites, platinum, diamond, asbestos, talcum, magnesite, manganese, serpentinites, jadeite, jasper, ophiocalcite, opal, garnets (demantoides, almandine, uvarovite, emery, ruby etc.), and other part is connected with overlapped late hydrothermal processes (gold, silver, bismuth, selenium, tellurium, etc). The results on forecast estimation and properties of some sorts of mineral resources paragenous with ophiolites, which were studied immediately by authors: the diamonds, garnets, jaspideous, silicidites, ophiocalcites etc. The most interesting results are obtained on diamonds. As a result the problem of diamond's presence on the ophiolitic belts of Armenia was principally resolved, and its probable source were the soils of harzburgite - PT-formation. As interquartile the two hypotheses of its diamondiferousity are proposed.

Nevertheless outlooks of industrial diamonds deposits discovery on Southern Caucasus is connected not with ophiolites, but with searching of kimberlite and komatite rocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абовян С.Б.** Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз.Севан. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1961.
2. **Абовян С.Б.** Ультраосновные и основные интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Автореферат докторской диссертации. Москва, 1975.
3. **Абовян С.Б., Мамаджанян М.А.** Особенности минеральных ассоциаций пород мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Закавказья и некоторые вопросы их типизации. Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания. Ереван, 1988.
4. **Агамалян В.А.** Докембрий–нижний полеозой. В кн.: Геология Армянской ССР. т. V, Литология. Ереван 1974.
5. **Агамалян В.А., Кургинян Э.Н.** О спилит-диабазовом и габбро-норитовом комплексах офиолитовой серии, вскрытых скважиной 1-Октемберян (зап.часть Араксинской депрессии). Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания. Ереван, 1988.
6. **Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.** Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования впадины Черного моря. Геотектоника, 1974, №1, с.78-94.
7. **Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.** Эволюция древней активной континентальной окраины – на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, 1977, №4, с.88-103.
8. **Адамия Ш.А., Шашешвили И.Д.** Модель тектонической эволюции Земной коры Кавказа и сопредельных территорий (доальпийский этап). Геотектоника, 1979, №1, с.77-80.
9. **Адамия Ш.А.** Формирование структуры альпийского пояса Кавказа. Тезисы докладов Всесоюзного совещания "Проблемы движения и структурообразования в коре и верхней мантии". М., 1983.
10. **Акопян В.Т.** Меловая система. В кн.: Геология СССР, т. XLIII, Армянская ССР. М., Недра, 1970.
11. **Арутюнян А.Р.** Особенности блокового строения и структурного плана поверхности эпибайкальского основания центра-

- льной и северо-западной части Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т.29, 1976, №3, с.11-23.
12. **Арутюнян Г.С.** Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, т. XX, 1967, №1-2.
 13. **Арутюнян Г.С.** О генезисе габброидов, приуроченных к гипербазитовым интрузиям (на примере северо-западной части Севанского хребта). Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1968, №5, с.18-24.
 14. **Арутюнян Г.С., Соколов С.Д.** Новые данные по стратиграфии и тектонике северо-восточного побережья оз.Севан. Изв.АН Арм.ССР, серия геол., 1973, №12.
 15. **Арутюнян Г.С.** О лиственитах северо-западной части Севанского хребта. Изв. АН Арм.ССР Науки о Земле, т.ХХ, 1967, №4.
 16. **Арутюнян Г.С.** Геолого-петрографические особенности гипербазитовой ассоциации северо-западной части Севанского хребта. Автореферат канд. дисс. М., 1974.
 17. **Асланян А.Т.** Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1957.
 18. **Асланян А.Т., Вегуни А.Т.** Тектоника. В кн.: Геология СССР. т.43, Армянская ССР. Москва, Недра, 1970, с.366-395.
 19. **Асланян А.Т., Вегуни А.Т., Сатиан М.А.** Основные черты истории тектонического развития Армянской ССР и прилегающих районов. Рукопись, фонды ИГН АН Арм.ССР, Ереван, 1980, с.59.
 20. **Асланян А.Т.** Основные черты геологического строения Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXXIV, 1981, №3, с.3-21.
 21. **Асланян А.Т., Мелконян Р.Л. и др.** (16 авторов). Магматические формации (комплексы) Армянской ССР и их металлогеническая роль (сводный отчет). Рукопись, фонды ИГН АН Арм.ССР, Ереван, 1976, с.536.
 22. **Асланян А.Т., Аракелян Р.А., Арутюнян А.Р., Вегуни А.Т., Оганесян Дж.А., Сатиан М.А.** Геология Армянской ССР в свете новейших представлений. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, т. XXXI, 1978, №1, с.3-8.
 23. **Асланян А.Т.** История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Изд. АН Арм ССР, 1984, с.161.

24. **Ахундов Ф.А., Ситковский И.Н., Малюгин Р.С.** Петрографические особенности разновозрастных габброидов в поясе гипербазитов Азербайджанской ССР. Изв. АН Азерб.ССР, сер. Науки о Земле, Баку, 1968, №5.
25. **Бабаджанян А.Г.** Строение верхней части земной коры района оз. Севан по геофизическим данным. Автореферат канд. диссертации. Киев, 1981.
26. **Багдасарян Г.П., Меликсетян Б.М. и др.** Основные черты интрузивного магматизма Армении. Тр. ИГН АН Арм ССР, Ереван, 1963.
27. **Багдасарян Г.П., Габриелян А.А. и др.** Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле. т. XXI, 1968, №1-2.
28. **Багдасарян Г.П.** Изучение магматических формаций фанерозоя на примере Армянского нагорья. В кн.: Петрология. М., Наука, 1972.
29. **Багдасарян Г.П.** Радиолого-геохронологические и геолого-петрографические исследования в формационном анализе. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1972, №5.
30. **Багдасарян Г.П. и др.** Магматические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубин Земли. ч. II. М., Наука, 1972.
31. **Багдасарян Г.П. и др.** Формационное расчленение магматических комплексов Армянской ССР. В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, 1974.
32. **Багдасарян Г.П., Чибухчян З.О.** Основные петролого-геохимические особенности домеловых ультраосновных, основных и плагиогранитовых интрузивов Цахкуняцкого антиклинория. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1976, №1.
33. **Багдасарян Г.П.** Основные этапы развития интрузивного магматизма территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, 1977, №4-5.
34. **Баласанян С.И.** Характеристика химического состава разновозрастных интрузивных комплексов Армении. Тр. ЕГУ. т.75, вып.4, 1961.
35. **Баласанян С.И.** Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны (Малый Кавказ). Изд. ЕГУ, 1963.

36. **Баласаян С.И.** Основные черты магматизма Армении. Ереван, Митк, 1967, с.487.
37. **Баласаян С.И.** Магматические формации Армянской ССР. Изд. ЕГУ, 1975, с. 217.
38. **Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В.** О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества. Геохимия, 1972, №12.
39. **Барсуков В.Л.** Сравнительная планетология и ранняя история Земли. Геохимия, 1981, №11, с.1603-1615.
40. **Барсуков В.Л., Урусов В.С.** Фазовые превращения в переходной зоне мантии и возможные изменения радиуса Земли. Геохимия, 1982, №12, 1729-1744.
41. **Белов А.А.** Тектоническое развитие Альпийского складчатого пояса в палеозое (Балканский полуостров-Иранское нагорье-Памир). Геотектоника, 1967, №3.
42. **Белов А.А.** К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпibalканской субплатформы на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол, 1968, №10, с.121-129.
43. **Белов А.А., Соколов С.Д.** Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. Сов. геология, 1973, №8.
44. **Белоусов А.Ф.** Об основаниях формационного анализа. В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с.6-14.
45. **Белоусов А.Ф.** Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, Наука, 1976, с.331.
46. **Белоусов В.В.** Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
47. **Белоусов В.В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., Наука, 1966.
48. **Белоусов В.В.** Некоторые вопросы строения и условия развития некоторых зон между материками и океанами. Геотектоника, 1981, №3, с.3-24.
49. **Бетехтин А.Г.** О платиноносности Гокчинских перидотитовых массивов (в Армении). Цветные металлы, 1932, №3.
50. **Билибин Ю.А.** Металлогенические провинции-металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
51. **Богданов Н.А.** Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М., Наука, 1975.

52. **Борисенко Л.Ф.** Генезис гипербазитов и некоторые особенности распределения редких и малых элементов. В кн.: Химия земной коры, т.2, М., Наука, 1964.
53. **Борисенко Л.Ф., Сердобова Л.И.** О распределении титана, ванадия, хрома и никеля в гипербазитах платиноносного пояса (Урал). Геохимия, 1965, №3, с.348-359.
54. **Борисенко Л.Ф.** О характере геохимических связей Sc, Mg, Fe и TR в эндогенных образованиях. Геохимия, 1970, №7, с.779-786.
55. **Бородаевская М.Б. и др.** Базальтоидные формации ранне-геосинклинального этапа колчеданных подвижных поясов (на примере Магнитогорского мегасинклинория). В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с.38-53.
56. **Бородин Л.С. и др.** К геохимии редких элементов в базальтовых сериях Урала. Геохимия, 1972, №11, с.1351-1357.
57. **Буданова К.Т., Буданов В.И.** Термодинамический режим высокотемпературного диафореза гранулитовой фауны на примере метапелитов и metabазитов юго-западного Памира. В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л., Наука, 1976.
58. **Буртман В.С.** Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань) Тр. ГИН АН СССР, вып.104, М., Наука, 1964.
59. **Бутурулинов М.В., Панов Б.М.** Об изверженных породах и рудной минерализации Донецкого бассейна. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, сер.2, ч.88, вып.4, 1959, с.419-429.
60. **Вегуни А.Т.** Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья. В кн.: Вулканические и вулканоплутонические формации. М., Наука, 1966.
61. **Вегуни А.Т. и др.** Закономерности развития эффузивного магматизма Армении. В кн: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм. Изд. ЦК КП Грузии, 1969, с.273-280.
62. **Вегуни А.Т.** Некоторые вопросы формационного анализа на примере изучения формационных комплексов Армении. Сб. научных трудов ЕрПИ т. 29, вып. №2, серия геология, горное дело. Ереван, Металлургия, 1972.
63. **Вегуни А.Т.** Палеоген Армении и сопредельных территорий. Докторская диссертация, Львов, 1978, с.350.
64. **Велинский В.В.** Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магнообразования. Геология и геофизика, 1970, №1, с.10-21.

65. **Велинский В.В., Пинус Г.В.** Некоторые общие вопросы генезиса альпинотипных гипербазитов. В кн.: Проблемы магматической геологии, вып. 213, Новосибирск, Наука, 1973, с.360-376.
66. **Велинский В.В., Лоскутов И.Ю.** Серпентиниты - индикаторы специфики гидротермальной деятельности офиолитовых зон. Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания, Ереван, 1988, с.56.
67. **Вилли П.Дж., Тятл О.Ф.** Экспериментальное подтверждение магматического происхождения карбонатитов. В кн.: Труды XXI Междунар. геол. конгресса. Вып. 2, Тектоника и петрография. М., ИЛ, 1963, с.133-145.
68. **Виноградов А.П.** Метеориты и земная кора. Изв. АН СССР, сер. геол. 1959, №10, с.5-27.
69. **Виноградов А.П.** Средние содержания химических элементов в главных типах горных пород земной коры. Геохимия, 1962, №7.
70. **Виноградов А.П.** Происхождение оболочек Земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, №11.
71. **Виноградов А.П.** Верхняя мантия - земная кора (геохимический аспект). Доклад на симпозиуме "Верхняя мантия", XIII Генеральная ассамблея Международного союза геофизики и геодезии в Беркли. Калифорния. М., 1964.
72. **Волохов И.М., Иванов В.М.** Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западных Саян. Новосибирск, РИО СО АН ССР, 1963, с.101.
73. **Волохов И.М.** Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск, Наука, 1979, с.166.
74. **Волчайская И.К., Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М. и др.** Блоковое строение Северо-западной Армении и особенности размещения магматических рудных проявлений. Советская геология, 1971, №8, с.15-17.
75. **Габриелян А.А.** Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород. Изв. АН Арм.ССР, т.IX, N2, Ереван, 1956. Геолог. формации. Материалы к совещанию. 21-24/V, 1968. Ленинград.
76. **Габриелян А.А.** О связи магматизма и тектоники. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XVII, 1964, №5.
77. **Габриелян А.А., Адамян А.И., Саркисян О.А., Симонян Г.П., Вегуни А.Т., Исаханян Д.П., Арзуманян С.К.** Тектони-

- ческая карта и карта интрузивных формаций Арм.ССР. Ереван, Митк, 1968.
78. **Габриелян А.А.** Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1974, №4, с.3-21.
 79. **Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** Сейсмо тектоника Армянской ССР. Изд. ЕГУ, 1981, с.284.
 80. **Гамкрелидзе П.Д.** Геологическое строение Грузии и применение методики определения абсолютного возраста. В кн.: Труды V сессии Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд. АН СССР, 1956, с.367.
 81. **Гасанов Т.Аб.** О древнем возрасте метаморфических сланцев в меланже Шахдагского хребта (Малый Кавказ). ДАН СССР, т.235, 1977, №5.
 82. **Гасанов Т.Аб.** О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Аджарской зоны Малого Кавказа. Геотектоника. 1979, №5, с.80-98.
 83. **Гасанов Т.Аб.** Тектонические положения и история формирования офиолитов Севано-Аджарской зоны Малого Кавказа. Автореф. доктор. дисс., Тбилиси, 1980.
 84. **Гасанов Т.Аб.** Офиолиты Малого Кавказа. М., Недра, 1985, с.240.
 85. **Геворкян Р.Г., Павленко А.С., Филиппов Л.В.** К вопросу о соотношении щелочно-земельных и щелочно-базальтовых серий. Сб. Проблемы геохимии. М., 1965, с.350-365.
 86. **Геворкян Р.Г., Павленко А.С., Балашев Ю.А., Туранская Н.В.** Поведение редкоземельных элементов при образовании щелочно-земельных пород Центральной Армении. Геохимия, 1966, №2, с.197-210.
 87. **Геворкян Р.Г. и др.** О влиянии щелочности и температуры на распределение молибдена и олова при кристаллизации базальтовой магмы. Геохимия, 1968, №12, с.1514-1518.
 88. **Геворкян Р.Г. и др.** К физико-химической характеристике магматических процессов на этапах эволюции интрагоссинклиналей. Сб. тезисов докладов XVII научно-технической конференции профессорско-преподавательского состава ЕрПИ. Ереван, 1970.
 89. **Геворкян Р.Г. и др.** Об алмазоносности территории Армении. Сб. тезисов докладов IV Республиканской конференции

- молодых научных работников. Секция наук о Земле. Ереван, 1973.
90. **Геворкян Р.Г. и др.** Геолого-тектонические предпосылки прогноза алмазоносности территории Армении. Сб. тезисов докладов XX научно-технической конференции профессорско-преподавательского состава ЕрПИ. Ереван, 1973.
 91. **Геворкян Р.Г., Павленко А.С., Асланян А.Т., Гулян Э.Х., Паланджян С.А., Егоров О.С.** К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении. Геохимия, 1974, №3, с.366-379.
 92. **Геворкян Р.Г., Павленко А.С., Лебедева В.И., Лактионова Н.П., Орлова Л.П., Мартиросян Л.И.** К геохимии альпинотипных гипербазитов Армении в связи с проблемой их алмазоносности. Сб. трудов Всесоюзного совещания по алмазам. Мирный, 1974.
 93. **Геворкян Р.Г., Павленко А.С., Паланджян С.А., Бояджян М.Т., Мартиросян Л.И.** К минералогии гипербазитов Армении в связи с проблемой их алмазоносности. Сб. трудов Всесоюзного совещания по алмазам. Мирный, 1974.
 94. **Геворкян Р.Г., Гуркина Г.А., Каминский Ф.В.** Новый политип муассонита, обнаруженный в Армении. В сб. тр: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Записки Армянского отделения Всесоюзного минералогического общества, выпуск 7. Изд. АН Арм.ССР, 1974, с.106-111.
 95. **Геворкян Р.Г., Павленко А.С., Мартиросян Л.И.** Критерии глубинности альпинотипной офиолитовой ассоциации. Сб. тезисов докладов XVIII научно-технической конференции профессорско-преподавательского состав ВТУЗОВ Закавказья. Секция геология, горное дело. Ереван, 1975.
 96. **Геворкян Р.Г., Дуденко Ю.А., Непша В.И.** О находке и исследовании первых кристаллов алмаза в Армении. Доклады АН Арм.ССР, том 61, 1975, №3 с.67-69.
 97. **Геворкян Р.Г., Каминский Ф.В.** Некимберлитовые первоисточники алмазов. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, №2, 1976, с.32-40.
 98. **Геворкян Р.Г., Павленко А.С.** Тектоно-плутонические формации в связи с формированием континентальной коры в пределах Центральной Армении и Гарца. Сб. научных трудов ЕрПИ, 1976, с.17-34.

99. **Геворкян Р.Г., Каминский Ф.В., Лунев Б.С., Осовецкий Б.М., Хачатрян Н.Д.** Новые находки алмазов в ультрамафитах Армении. Доклады АН Арм. ССР, т. XIII, 1976, №3, с.176-182.
100. **Геворкян Р.Г., Вегуни А.Т., Паланджян С.А.** Некоторые геолого-тектонические предпосылки алмазоносности альпинотипных гипербазитов Армении. Сер. геология и разведка. М., 1976, №3, с.103-106.
101. **Геворкян Р.Г. и др.** Мелкие алмазы из рыхлых отложений Армении. Сб. научных трудов Армгеолобщества. т.1, Ереван, 1977, с.191-206.
102. **Геворкян Р.Г., Бобриевич А.П., Лунев Б.С., Павленко А.С., Хачатрян И.Д.** Минералогические критерии алмазоносности пород офиолитовой ассоциации Армении. Известия высших учебных заведений. Сер. геология и разведка, 1977, №10.
103. **Геворкян Р.Г., Павленко А.С.** Особенности формирования офиолитовой ассоциации Севано-Амасийского тектонического шва Армении. Тезисы докладов III семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1977, с.1752-754.
104. **Геворкян Р.Г. и др.** Геохимическая дискриминация континентальной и океанической коры в пределах Армении. Тезисы докладов IV семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1978, с.1974-75.
105. **Геворкян Р.Г. и др.** Офиолитовые формации пород Армении и Гарца (ГДР). Сб. тезисов докладов XXV конференции ЕрПИ, Ереван, 1978.
106. **Геворкян Р.Г., Каминский Ф.В., Павленко А.С., Шепелева К.А.** Гранаты и хромшпинелиды в алмазоносных ультрамафитах Армении. Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле, 1978, №1, с.39-46.
107. **Геворкян Р.Г. и др.** Глубинные ксенолиты-включения из кайнозойских орогенных вулканов Армении. Сб. тезисов докладов XXVII научно-технической конференции ЕрПИ. Секция горно-металлургическая, 1980.
108. **Геворкян Р.Г. и др.** Геохимические различия континентальной и океанической коры в пределах Армении. Известия ВУЗ. Сер. геология и разведка, №11, 1980.

109. **Геворкян Р.Г. и др.** Глубинные включения Гегамского вулканического нагорья. Сб. тезисов докладов VII семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1981.
110. **Геворкян Р.Г. и др.** Глубинные ксенолиты из лав Гегамского вулканического нагорья. Сб. тезисов докладов XXVIII научно-технической конференции ЕрПИ, 1981.
111. **Геворкян Р.Г. и др.** Формации континентальной офиолитовой и базальтоидной ассоциации пород Армении. Сб. тезисов докладов XXVII научно-технической конференции ЕрПИ, 1981.
112. **Геворкян Р.Г. и др.** Петрогенезис вулканических пород глубинных включений Гегамского нагорья. Сб. тезисов докладов VII семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1981.
113. **Геворкян Р.Г. и др.** Тектоно-магматические формации фанерозоя Армении. Сб. докладов XXIX научно-технической конференции ЕрПИ, Секция горное дело, геология, 1982.
114. **Геворкян Р.Г. и др.** Минералого-петрографические особенности глубинных включений и их количественные соотношения в вулканических комплексах Армении. Там же, 1982.
115. **Геворкян Р.Г. и др.** Ксенолиты и мегакристаллы в лавах Гегамского нагорья. Сборник научных трудов "Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма", Москва, ИФЗ АН СССР, Наука, 1982, с.6-38.
116. **Геворкян Р.Г., Павленко А.С.** Особенности формирования базальтоидных серий Армении. Там же, 1982, с.74-84.
117. **Геворкян Р.Г. и др.** Модель формирования петролого-тектонических формаций фанерозоя Армении (Малый Кавказ). Сб. тезисов докладов IX семинара "Геохимия магматических пород". Москва, ГЕОХИ, 1983.
118. **Геворкян Р.Г. и др.** Геодинамическая модель формирования континентальной коры фанерозоя Армении (Малый Кавказ). Сб. тезисов докладов XX научно-технической конференции ВТУЗ Закавказья. Секция геология, горное дело, 1983.
119. **Геворкян Р.Г. и др.** Петролого-геохимические процессы формирования континентальной коры фанерозоя Армении (Малый Кавказ). Доклады XXVII Международного геологического конгресса, Москва, т.III, 1984, с.209-210.

120. **Геворкян Р.Г. и др.** Петролого-геохимические процессы формирования континентальной коры Армении (Малый Кавказ) в фанерозое. М., Известия ВУЗ, Геология и разведка, 1985, №2, с.22-70.
121. **Геворкян Р.Г., Геншафт Ю.С., Юханян А.К., Вегуни А.Т., Салтыковский А.Я.** Об особенностях эндогенного режима Армянского вулканического нагорья. Геотектоника, 1985, №2.
122. **Геворкян Р.Г. и др.** Петрологические особенности процессов в коре Армянского вулканического нагорья. Сб. Тезисов докладов VI Всесоюзного вулканического совещания "Вулканизм и связанные с ним процессы", Петропавловск-Камчатский, 1985.
123. **Геворкян Р.Г. и др.** Минералы самоцветы и поделочные камни офиолитовой ассоциации Армении. Сб.: тезисов докладов I Всесоюзного совещания по геммологии. Черногловка, Московская обл., 1985.
124. **Геворкян Р.Г. и др.** Основные черты петролого-геохимических процессов при формировании континентальной коры Армении (Малый Кавказ) в верхнем фанерозое. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XI, 1987, №1, с.3-9.
125. **Геворкян Р.Г. и др.** К конвергентности магматических членов формаций офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. Сб. тезисов докладов X Всесоюзного литологического совещания, Ереван, 1988. Сб. тезисов докладов XIV семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1988.
126. **Геворкян Р.Г. и др.** Геохимическая инверсия ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ). Сб. научных трудов "Геодинамика Кавказа", М., Недра, 1989, с.182-189.
127. **Геворкян Р.Г., Каминский Ф.В., Геворкян М.Р. и др.** Яшмоиды и фтанитоиды из офиолитовой ассоциации Армении. Сб. тезисов докладов II Всесоюзного совещания "Геммология-2", Черногловка, Московская обл., 1989, с.219-221.
128. **Геворкян Р.Г. и др.** Гранаты из офиолитовой ассоциации Армении. Сб.: тезисов докладов II-го Всесоюзного совещания "Геммология-2", Черногловка Московская обл., 1989.
129. **Геворкян Р.Г. и др.** Офиокальциты из офиолитовой ассоциации Армении. Сб. тезисов докладов II Всесоюзного совещания "Геммология-2", Черногловка, Московская обл., 1989.

130. **Геворкян Р.Г. и др.** Особенности петрологии и геохимии пород палеоокеанической коры магматических пород офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ). Сб.: тезисов докладов XVI семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1991.
131. **Геворкян Р.Г., Асланян А.Т.** Краткий очерк региональной геологии Армении. Всемирная энциклопедия региональной геологии. США. (на англ. яз.), 1995.
132. **Геворкян Р.Г. и др.** Палеоокеаническая кора – породы офиолитовой ассоциации и их роль в формировании современных сейсмогенных тектонических структур Армении. Сб. тезисов докладов XV конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Афины, 1995.
133. **Геворкян Р.Г. и др.** О роли офиолитового меланжа при формировании современных сейсмогенных обстановок на территории Армении (Малый Кавказ). Сб. тезисов докладов X всемирного международного семинара. "Еартквек прогнозистик". Каир, 1996.
134. **Герасимовский В.И., Лактионова Н.В.** Ванадий, хром, кобальт, никель и медь в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. Геохимия, 1971, №9, с.1080-1098.
135. **Герасимовский В.И., Лактионова Н.В., Агеева Л.В.** Скандий в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. Геохимия, 1971, №4, с.394-405.
136. **Герасимовский В.И., Лактионова Н.В., Несмеянова Л.И.** Кальций, стронций, барий и марганец в эффузивных породах рифтовых зон Восточной Африки. Геохимия, 1972, №2, с.158-171.
137. **Горохов И.М., Артемов Ю.М.** Петрологический смысл величины первичной распространенности ^{87}Sr в изверженных и метаморфических породах. Геохимия, 1966, №1, с.30-35.
138. **Горохов И.М.** Некоторые вопросы геохимии изотопов стронция. Сов. геология, 1968, №2, с.89-101.
139. **Горшков Г.С.** Проблемы современной вулканологии. В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. Мат-ы I Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. М., "Наука", 1973, с.10-11.
140. **Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.** Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого

- изучения в петрологии. В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с.8-77.
141. **Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.** Происхождение базальтовых магм. В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л., Недра, 1970, с.107-206.
 142. **Джрбашян Р.Т. и др.** Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении. В кн.: Вопросы геологии Кавказа. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1964, с.155-165.
 143. **Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л.** О магматических формациях Альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т.ХХ, 1967, №4.
 144. **Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л.** Некоторые закономерности взаимосвязи тектоники и магматизма Альпийской геосинклинальной области Антикавказа (Армянская ССР). Арм.отд. Всес. минералог. общества, вып.5, Ереван, 1972.
 145. **Джрбашян Р.Т.** Палеогеновые вулканические зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ). Автореф. докт. дисс., Тбилиси, 1990.
 146. **Егоров О.С.** Геохимические особенности формаций основных пород. Тез. докл. республ. науч.-техн. конференции молодых научных сотрудников Армении, секция наук о Земле. Ереван, 1973, с.26-29.
 147. **Зариадзе Г.М.** О последовательности формирования формаций, связанных с развитием геосинклиналей фемического профиля. В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с.25-34.
 148. **Закариадзе Г.С., Книппер А.Л.** Австрийская фаза складчатости в океанической коре Тетиса: характер проявления, следствия и возможные причины. Тезисы докладов Всесоюзного совещания "Проблемы движения и структурообразования в коре и верхней мантии". М., 1983.
 149. **Закариадзе Г.С., Силантьев С.А.** Сравнительное изучение условий метаморфизма и состава metabазитов, ассоциирующих с офиолитовыми комплексами Восточного Средиземноморья. Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания. Ереван, 1988, с.14.

150. **Зимин С.С.** Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., Наука, 1973.
151. **Иванов С.Н., Перфильев А.С., Руженцев С.В.** Проблемы тектоники Урала. В кн.: Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., Наука, 1974.
152. **Кепежинскас В.В.** Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, Наука, СО АН СССР, 1975.
153. **Кепежинскас В.В., Павленко А.С., Филиппов Л.В.** Базальтоидные ассоциации в кайнозое Монголии, метакристы высокого давления и ультраосновные включения. Тр. Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции, 1977.
154. **Кленова М.В.** Современное складкообразование в Баренцевом море. В кн.: Современные осадки морей и океанов. Изд. АН СССР М., 1961, с.435-439.
155. **Книппер А.Л.** Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры. Геотектоника, 1970, N2, с.112-120.
156. **Ковалев А.А.** Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. Геология рудных месторождений, 1972, №5.
157. **Коржинский Д.С.** Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в прагматизме и метаморфизме. В кн.: Кора и верхняя мантия. М., Наука, 1968, с.69-74.
158. **Косовская А.Т., Шутов В.Д.** Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах. В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., Наука, 1975, с.19-34.
159. **Косминская И.П.** Изучение земной коры в период МГГ. Геофиз. бюлл. N14. М., Наука, 1965, с.168-178.
160. **Кропоткин П.М.** Современные геофизические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Изв. АН СССР, сер. геол., №1., 1953.
161. **Кузнецов Ю.А.** Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. Геология и география, 1962, №10.

162. **Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964.
163. **Кузнецов Ю.А.** Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. Геология и геофизика 1970, №9.
164. **Кузнецов Ю.А.** Магматические формации и тектоника. В кн.: Магматические формации кристаллических пород и глубины Земли, т.1, 1972, с.43-44.
165. **Кузнецов Ю.А.** О состоянии и задачах учения о магматических формациях. Геология и геофизика, 1973, №8, с.3-11.
166. **Кутолин В.А., Волков И.М., Каратаева Г.Н.** К оценке возможности определения формационной принадлежности гипербазитов по петрохимическим данным. Геология и геофизика, 1966, №5, с.87-93.
167. **Кутолин В.А.** Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука, 1972.
168. **Кутолин В.А.** Некоторые проблемы петрологии базальтов в связи с из петрохимией. В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с.90-97.
169. **Лебедев А.П.** Глубинные оболочки Земли и проблемы петрографии базитов и ультрабазитов. Геохимия, 1965, №8, с.936-943.
170. **Лебедев А.П., Малхасян Э.Г.** Юрский вулканизм Армении. М., Наука, 1965, с.168.
171. **Левинсон-Лессинг Ф.Ю.** Петрография. М., Наука, ГОНТИ, Л-д, М-ва, Н-ск, 1933.
172. **Леонова Л.Л., Кирсанов И.Г.** Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). Геохимия, 1974, №6, с.875-884.
173. **Леонтьев Л.Н.** Тектоническое строение и история тектонического развития Малого Кавказа. ВМОИП, т. XXIV, N4, М., 1949, с.3-36.
174. **Леонтьев Л.Н., Хаин В.Е.** Верхнемеловые гиперболиты и офиолитовые формации Малого Кавказа. ДАН СССР, т.1, XV, 1949, №1.
175. **Летников Ф.А.** Некоторые проблемы эволюции в земной коре при высоких температурах и давлениях. Сб. Проблемы наук о Земле и их развитие. Иркутск, 1975.

176. **Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О.** Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1977, с.214.
177. **Литвин Ю.А.** Физико-химические исследования плавления вещества гранат-перидотитовой фации верхней мантии. Автореф. докт. дисс. Москва, 1988.
178. **Лодочников В.Н.** Серпентины и серпентиниты и другие петрологические вопросы, с ними связанные. Труды ЦНИГРИ, вып.38, Л., 1936, с.818.
179. **Ломизе М.Г.** Вединский офиолитовый шов (Малый Кавказ). Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып.6, 1970, №1.
180. **Ломизе М.Г.** О месте офиолитов в тектонической структуре Восточной Анатолии Закавказья. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, №11.
181. **Ломизе М.Г., Панов Д.И.** Об аллохтонных офиолитах Севанской зоны (Малый Кавказ) - Бюлл. МОИП, отд. геол., 49, вып.5, 1974.
182. **Лордкипанидзе М.Б.** Палеогеновый вулканизм Аджарии (Южный склон Аджаро-Имеретинского хребта). Автореферат канд. дис., Тбилиси, Мепниереба, 1971.
183. **Лордкипанидзе М.Б.** Мезо-кайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Автореф. докт. дисс. Тбилиси, 1986.
184. **Лутц Б.Г.** Реакция и ступени глубинного метаморфизма. Автореферат докт. дисс. М., 1970.
185. **Лутц Б.Г.** Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975, с.167.
186. **Лутц Б.Г.** Геохимия океанического и континентального магматизма. М., Недра, 1980, с.247.
187. **Маракушев А.А.** Метаморфические формации в связи с магматизмом. В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с.49-59.
188. **Маракушев А.А., Перчук Л.Л.** Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. В кн.: Метаморфизм и метасоматоз. Международный геохимический конгресс, т.1, М., 1972, с.3-14.
189. **Маракушев А.А.** Некоторые геохимические аспекты флюидного режима Земли. В кн.: Флюидный режим земной коры и верхней мантии (тезисы докладов), Иркутск, 1977.

190. **Маракушев А.А.** Происхождение алмазов. Природа, 1982, №2 (798), с.146-156.
191. **Марков М.С.** Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М., Наука, 1975.
192. **Марков М.С.** Структурная приуроченность метаморфических комплексов - "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М., Наука, 1975, с.256.
193. **Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я.** Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса, Тектоника, 1977, №6, с.15-31.
194. **Мархинин Е.К.** Роль вулканизма в образовании земной коры. М., Наука, 1967, с.255.
195. **Матевосян А.Ш., Акопян В.К.** Геологическое строение и рудоносность бассейна верхнего течения р. Ахурян. Фонды УГ при СМ Арм.ССР, 1964.
196. **Меликсетян Б.М., Казарян Г.А., Абовян С.Б.** Интрузивные комплексы Арм. ССР и их положение в структурно-формационных зонах. В кн.: Магматизм, метаморфизм и метасоматизм, Тбилиси, Изд. ЦККП Грузии, 1969.
197. **Меликсетян Б.М.** Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса. В кн.: Петрология комплексов важнейших рудных районов Арм. ССР. Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1971.
198. **Меликсетян Б.М., Архипов Б.К., Капралов Г.П. и др.** Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле (Сообщение №1), т.28, 1975, №6, с.52-59.
199. **Меликсетян Б.М., Архипов Б.К., Капралов Г.П. и др.** Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа. Изв. АН Арм.ССР. Науки о Земле (Сообщение №2), т.29, 1976, №1, с.31-59,
200. **Меликян Л.С.** Возраст и условия формирования верхнетретичной вулканогенно-осадочной толщи Зодского рудного поля. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т.XX, 1967, №4.
201. **Меликян Л.С.** Геолого-тектонические особенности становления офиолитов Амасия-Севано-Карабахской ветви Малого Кавказа и "проблема офиолитов". Изв. Арм.ССР, Науки о Земле, 27, 1974, №3.

202. **Меликян Л.С.** Геолого-литологические особенности офиолитовой ассоциации Базумского хребта (Арм.ССР). Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания. Ереван, 1988.
203. **Мелконян Р.Л.** О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере Алавердского района). Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1966, №1-2.
204. **Мелконян Р.Л.** Интрузивные комплексы Алавердского рудного района (петрография, минералогия, геохимия). Канд. диссерт. Биб-ка ИГН АН АрмССР, Ереван, 1970.
205. **Мелконян Р.Л.** Петрология и рудоносность мезозойских островодужных гранитоидных формаций Малого Кавказа. Автореф. докт. дисс. Москва, 1989.
206. **Мещеряков В.Б., Меликсетян Б.М., Архипов Б.К. и др.** Тектоническое районирование южной части Малого Кавказа (Армянно-Нахичеванской зоны). Изв. АН СССР, сер. геол. 1977, №1, с.37-49.
207. **Милановский Е.Е., Хаин В.Е.** Геологическое строение Кавказа. Очерки регион. геологии СССР, 1963, вып.8, с.357
208. **Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. М., Недра, 1968, с.483
209. **Милановский Е.Е., Хаин В.Е.** Геологический очерк Кавказа. М., Изд. МГУ, 1968, с.357
210. **Михайлов Н.П.** Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, Новая серия, т.80, 1962.
211. **Михайлов Н.П., Щеглов А.Д.** Магматизм областей тектонической активизации. Магмат. формации пород и глубины земли, т.1, М., Наука, 1972, стр.45-50.
212. **Мкртчян С.С.** Зангезурская рудоносная область. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1958, с.287.
213. **Мкртчян К.А.** Базумский хребет в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Автореф. канд. дисс. Изд. ЕГУ, Ереван, 1960, с.35.
214. **Мкртчян К.А.** О фазах эвгеосинклинального магматизма. В кн.: Геотектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., Наука, 1964, с.29-32.
215. **Мнацаканян А.Х.** Верхнемеловые вулканические образования Вединского прогиба. В кн.: Геология Армянской ССР, т. 4, Ереван, изд-во АН Арм.ССР, 1970.

216. **Мовсесян С.А.** Закономерности размещения рудных месторождений Армении. М., Недра, 1979, 220с.
217. **Морковкина В.Ф.** Находки реликтов субсерпентинита в альпинотипных гипербазитах и его петрохимическое значение (на примере Малого Кавказа). Сов. геология, 1971, №9, с.30-44.
218. **Морковкина В.Ф.** Вопросы генезиса габброидов, ассоциирующих с альпинотипными гипербазитами. В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с.66-77.
219. **Морковкина В.Ф., Арутюнян Г.С.** О радиологическом возрасте гипербазитов Севанского хребта. Изв. АН СССР, серия геолог., 1971, №11.
220. **Морковкина В.Ф.** Петрология гипербазитов Севанского хребта. М., Наука, 1974.
221. **Морковкина В.Ф., Арутюнян Г.С., Гаврилова С.И.** Геологическое положение гипербазитов Малого Кавказа. Сб. "Магматические формации Кавказа и ЮВ Европейской платформы. М., Наука, 1977, с.31.
222. **Москалева В.Н., Шаталов Е.Т.** Типы петрологических провинций СССР. М., Недра, 1974.
223. **Мурадян К.М.** Рудоносность вулканогенных формаций Малого Кавказа. Изд. НАН РА, ИГН, Ереван, 1994, с.359.
224. **Муратов М.В.** История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. Изв. АН СССР, серия геол., 1962, №2.
225. **Муратов Ю.В.** Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. Геотектоника 1969, №2, с.3-21.
226. **Назаретян С.Н., Казарян С.С.** Опыт классификации разломов территории Армянской ССР, выявленных по данным геофизики. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, 1976, №3.
227. **Нестеренко Г.В., Фролова Л.П.** Литий и рубидий в траппах. Геохимия, 1965, №3, с.343-347.
228. **Никольский Ю.И., Милай Т.А., Коган Л.З.** Геолого-геофизические исследования тектоники, магматизма и металлогении Кавказа. Л., Недра, 1975, с.216.
229. **Офиолиты в земной коре.** Тезисы докладов. 1973.
230. **Павленко А.С.** Новые аспекты корового (сиалического) магматизма. В кн.: Очерки современной геохимии. М., Наука, 1972, с.195-209.

231. Павленко А.С., Геворкян Р.Г., Асланян А.Т., Гулян Э.Х., Паланджян С.А., Егоров О.С. К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении. Геохимия, 1974, №3 с.366-378.
232. Павленко А.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. Вещественное преобразование океанической коры в континентальную. В сб.: Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. Тезисы докладов, М., 1975.
233. Павленко А.С., Филиппов Л.В., Орлова Л.В. Гранитоидные формации Центрально-Азиатской складчатой зоны. М., Наука, 1974.
234. Павленко А.С. Эволюция вещества современных материков и зон рифтообразования. Тр. МГК, XXV сессия. Доклады советских геологов. М., Наука, 1976.
235. Павленко А.С., Орлова Л.П. Роль метаморфической и палингенной дифференциации в формировании континентальной коры. В сб.: Проблемы эндогенной геохимии. Новосибирск, Наука, 1977.
236. Павленко А.С., Геворкян Р.Г., Мартиросян Л.И. Геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации Армении. ВИНТИ, М., 1977, с.1.
237. Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом ультраосновных интрузий. Труды Инс-та геол. наук, серия руд. месторождений. Вып. 103, 1949, №13.
238. Паланджян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1971.
239. Паланджян С.А., Дмитриенко Г.Г. Перидотитовый фундамент офиолитов: петрохимические критерии оценки геодинамических обстановок. Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания. Ереван, 1988.
240. Паффенгольц К.Н. Бассейн озера Севан, Тр. ВГРО, вып.219, 1934.
241. Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959, с.505.
242. Паффенгольц К.Н. Структурно-тектоническое районирование территории Армянской ССР. В кн.: Труды Инс-та геол. наук (Доклады на юбилейной сессии, посвященной 25-летию основания инс-та), Ереван, Изд. АН Арм.ССР, 1963, с.20-35.

243. **Паффенгольц К.Н.** Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1970, с.432.
244. **Паффенгольц К.Н.** Кавказ-Карпаты-Балканы. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1971, с.171.
245. **Пейве А.В.** Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР. 1961, №3, с.36.
246. **Пейве А.В.** Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, №4.
247. **Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцов С.В., Богданов Н.А., Буртман А.Л., Книппер Г.И., Марычев Г.И., Марков М.С., Суворов А.И.** Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. Сов. геология, 1972, №12.
248. **Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцов С.В.** Проблемы внутриконтинентальных эвгеосинклинальных областей. Докл. советских геологов к XXIV сессии МГК, 1972.
249. **Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшейн Л.П., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.М., Пуцаровский Ю.М., Шлезингер А.Е., Штрейс Н.А.** Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). Геотектоника, 1976, №5.
250. **Пейве А.В., Перфильев А.С., Савельева Г.Н.** Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов. Сов. геология, 1976, №5
251. **Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшейн Л.П. и др.** Становление континентальной земной коры Северной Евразии. Геотектоника, 1976, №5, с.6-24.
252. **Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Перфильев А.С.** Офиолиты: современное состояние и задачи исследования. Геотектоника, №6, 1977, с.4-14.
253. **Пейве А.В., Савельев А.А.** Структуры и движения в литосфере. Геотектоника, 1982, №6, с.5-25.
254. **Пейве А.В., Пуцаровский Ю.М.** Теоретические проблемы геологии океанов. Природа, 1982, №1, с.30-42.
255. **Перфильев А.С.** Формирование континентальной коры и металлогения. Геотектоника, 1977, №5, с.56-70.
256. **Перчук Л.Л.** Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации. В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. М., Наука, 1976.

257. **Пинус Г.В., Велинский В.В., Юрьев Ю.Р.** Проблемы формаций ультраосновных пород. В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с.108-119.
258. **Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волоков И.М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд. АН ССР, 1958.
259. **Плошко В.В., Богданов Ю.А.** Габбро-порфириновая формация глубоководной впадины Романш (экваториальная Атлантика). МГК, XXIV сессия. Докл. сов. геол., Петрология. Изд. М., Наука, 1972, с.34-38.
260. **Попов В.И.** Опыт классификации и описания геологических формаций. Л., Недра, 1966.
261. **Пуцаровский Ю.М.** Пути тектонического районирования пояса кайнозойских структур, обрамляющих Тихий океан. В кн.: Кайнозойские тектонические зоны периферии Тихого океана. М., Наука, 1964.
262. **Пуцаровский Ю.М.** Введение в тектонику Тихоокеанического сегмента Земли. Тр.ГИН АН СССР, вып. 234, М., Наука, 1972.
263. **Раген Э.** Плутонические породы. М., Мир, 1972.
264. **Резанов И.А., Шевченко В.И.** Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М., Недра, 1978, с.183.
265. **Резанов И.А.** К дискуссии об условиях преобразования континентальной коры в океаническую. Геология, 1984, №5.
266. **Ренгартен В.П.** Общий обзор тектоники Закавказья. Геология СССР, т.Х, ч.1, М., 1940.
267. **Рингвуд А.Э., Мак-Грегор И.Д., Бойд Ф.Р.** Петрографический состав верхней мантии. В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с.272-277.
268. **Родионова Р.И., Федорченко В.И.** Ксенолиты, возможный состав верхней мантии и глубины магматических очагов в пределах континентов, океанов и островных дуг. В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Вып.4, Южно-Сахалинск, 1972, с.12-16.
269. **Саркисян Г.А., Мнацаканян А.Х., Сатиан М.А., Чолахян Л.С.** О находке галек плагиогранитов в разновозрастных конгломератах Кафанского рудного поля. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1971, №2.
270. **Саркисян О.А., Волчанская И.К.** О блоковом строении территории Армянской ССР и прилегающих районов Малого Кавказа. Изв. АН Арм ССР. Науки о Земле, 1973 №4, с.6-17.

271. **Саркисян О.А., Садоян А.А.** Палеогеновые формации малокавказского офиолитового пояса. Тезисы докладов X Всесоюзного литологического совещания. Ереван, 1988.
272. **Сатиан М.А.** Еревано-Ордубадская офиолитовая зона и ее место в системе Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып 48, 1973, №3.
273. **Сатиан М.А.** Позднемеловые офиолитовые прогибы Армянской ССР (формации, палеогеография). Автореф. доктор. дисс., Новосибирск, 1979.
274. **Сатиан М.А.** Позднемеловой литогенез офиолитовых зон Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1979, с.168.
275. **Сахатов В.З.** Особенности структуры Кавказско-Таврского региона по данным дешифрования космических снимков. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, 1976, №11, с.14-25.
276. **Семененко Н.П.** Геохимическая кислородно-водородная модель Земли. Киев, ИГФМ АН УССР, 1974.
277. **Смирнов В.И.** Зоны Бенъофа и магматогенное рудообразование. Геология рудных месторождений, 1974, №1, с.3-15.
278. **Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В.** Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением коры и верхней мантии. В кн.: Проблемы кристаллизации и эндогенного минералообразования. М., Наука, 1967, с.170-182.
279. **Соболев Н.В.** Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, с.264.
280. **Соболев Н.Д.** Генетические типы ультраосновных интрузий и закономерности размещения на территории СССР связанных с ними полезных ископаемых. В кн.: Законом. размещ. геол. иск. Изд. АН СССР, 1962, т. VI, с.32-48.
281. **Соколов Г.А.** Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. Тр. ИГН АН СССР, серия рудн. месторожд., вып.97, 1948.
282. **Соколов С.Д.** Олигостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. Труды ГИН АН СССР, вып.296, М., Наука, 1977, с.94.
283. **Сомин М.Л., Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г., Мильян Г.** Глаукофановые и апоэклогитовые породы на юге Центральной Кубы. ДАН, т.221, 1975, №2.

284. **Стишов С.М.** Природа границы Мохоровичича. Изв. АН СССР, серия геофиз. 1963, №1, с.42-48.
285. **Страхов Н.М.** Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука, 1976.
286. **Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш.** Мантия Земли и тектогенез. Киев, Наукова думка, 1968, с.174.
287. **Тайер Т.П.** Некоторые различия между альпинотипными и стереотипными габброперидотитовыми комплексами. Тр. XXI сесс. Международ. геол. конгр. М., ИЛ, 1963, с.110-132.
288. **Татевосян Т.Ш.** Петрография основных и ультраосновных пород Красносельского района. Изв. АН Арм.ССР, т.IV, 1951, №6.
289. **Татевосян Т.Ш.** Петрография основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, т.III, 1950, №2.
290. **Татевосян Т.Ш.** К петрографии Амасийского р-на. Изв. АН Арм.ССР, сер. физ-мат., ест. и техн. науки, т.III, 1950, №2, с.117-190.
291. **Твалчрелидзе Г.А.** Очерк о металлогении Кавказа. Изд. Л., Аэрогеология, 1978.
292. **Твалчрелидзе Г.А., Панцулая В.В.** Новые принципы металлогенического районирования Кавказа. В сб.: Геология и технология минерального сырья Кавказа. Тбилиси, Мецниереба, 1982, с.9-35.
293. **Тейлор С.** Геохимия андезитов. В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., Мир, 1972.
294. **Туманян Г.А.** Новые данные о крупных надвигах Малого Кавказа (профиль Шориса-Берд). Геотектоника, 1983, №4, с.99-111.
295. **Турекян К.К., Калп Дж.** Геохимия стронция. В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959, с.69-156.
296. **Удинцев Г.Б., Чернышева В.И.** Образцы пород верхней мантии Земли из рифовой зоны Индийского океана. Докл. АН СССР, 1965, т.165, №5.
297. **Усов М.А.** Фации и формации горных пород. В кн.: Вопросы геологии Сибири. Памяти акад. М.А. Усова. М.-Л., Изд. АН СССР, 1945.
298. **Устиев Е.К.** Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях. Изв. АН СССР, №4, 1970.

299. Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И., Балеста С.Т., Будянский Ю.А., Мархинин Е.К., Федорченко В.И. Глубины строения Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. Советская геология, 1974, №2, с.36-54.
300. Фаворская М.А. О тектонической основе классификации магматических формаций. В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с.15-24.
301. Филпотс Дж., Шнетлицер С. Генезис континентальных диабазов и толеитов. В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., Мир, 1972.
302. Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., Мир, 1974.
303. Фремд Г.М. Опыт применения формационного метода к изучению эволюции процессов вулканизма. В кн.: Эволюция вулк. в истории Земли. Матер. I Всесоюзного палеовулк. симпозиума, М., 1973, с.11-13.
304. Хаин В.Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Советская геология, М. 1949, №39.
305. Хаин В.Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. Бюлл. Моск. Об-ва испыт. природы, отд. геол., 1959, №34, вып.2.
306. Хаин В.Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа. В кн.: Проблемы магматической геологии, вып.213, Новосибирск, Наука, 1973, с.5-18.
307. Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. Геотектоника, 1970, №1.
308. Хаин В.Е. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. Вестн. МГУ. Геология. 1970, №2, с. 36-72.
309. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1973, №1, с.511.
310. Хаин В.Е. Об основных структурных элементах Земли (по поводу книги О.А. Вотоха). Геология и география, Сиб. отд. АН СССР, 1981, №12, с.141-153.
311. Хаин В.Е. Сопоставление фиксистских и мобилистских моделей тектонического развития Большого Кавказа. Геотектоника, 1982, №4, с.3-14.

312. **Харт С.Р.** Геохимия изотопов при коро-мантийных процессах. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., Мир, 1972, с.50-55.
313. **Херасков Н.П.** Геологические формации (опыт определения). Бюлл. Моск. Об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, №27, вып.5.
314. **Херасков Н.П.** (совместно с Келлером Б.М. и Штрейсом Н.А.). О геологических формациях. (К итогам совещания по формациям в Западно-Сибирском филиале АН СССР). Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, №4.
315. **Херасков Н.П., Перфильев А.С.** Основные особенности геосинклинальных структур Урала. В кн.: Проблемы региональной тектоники СССР., Труды ГИН АН СССР, вып.92, 1963.
316. **Херасков Н.П.** О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. В кн.: Докл. сов. геол. на XXII сессий Межд. геол. конгр. Проблема 4. Деформация пород и тектоника. М., Наука, 1964.
317. **Херасков Н.П.** Тектоника и формации. Изб. труды. М., Наука, 1967.
318. **Хесс Х.Х.** В кн.: Земная кора, М., ИИА, 1957.
319. **Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слущкий А.Ю.** Эволюция толеитовых магм в глубинных условиях. I Международ. Геохим. конгр. Магматические процессы. Докл., т.1, М., ВИНТИ, 1972.
320. **Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Соболев А.В., Кононкова Н.Н.** Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов. Гл. "Геология", 1988, №8, с.1140-1159.
321. **Шаталов Е.Т.** Обзор терминов и понятий, характеризующих магматизм. В кн.: Обзор геол. понятий и терминов в применении к металлогении. Изд. АН СССР, 1963.
322. **Шатский Н.С.** Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации. Изв. АН СССР, серия геол., 1960, №5.
323. **Шатский Н.С.** О движении и развитии земной коры. Тезисы доклада. Советская геология, 1939, №8. То же: Избр. труды, т.II, М., Наука, 1964.
324. **Шатский Н.С.** Фации и формации. Избр труды, М., Наука, т.IV, 1965.

325. **Шейнманн Ю.М.** Магмы и геосинклинальный процесс. Типы земной коры и магмы. В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М., Наука, 1964, с.102-119.
326. **Шейнманн Ю.М.** Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968, с.232.
327. **Шейнманн Ю.М.** Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). Л., Недра, 1968.
328. **Шейнманн Ю.М.** Различие материковой и океанической литосферы и дифференциация Земли. Геотектоника, 1972, №6, с.29-44.
329. **Штейнберг Д.С.** Базальтоидный магматизм Урала. Тез. докл. Свердловск, 1966.
330. **Штейнберг Д.С., Чамудхин И.С.** Серпентинизация ультрабазитов. М., Наука, 1977, с.312.
331. **Штеклин Д.Ж.** Тектоника Ирана. Геотектоника, 1966, №1 с.3-21, илл 1.
332. **Штилле Г.К.** К вопросу происхождения магм. Избр. труды. М., Мир, 1964, с.166-186.
333. **Щербина В.Б.** Особенности геохимии скандия и типы его месторождений. В кн.: Геология месторождения редких элементов. Вып.8, М., Мир, 1960.
334. **Эрланк А.** Связь между содержаниями калия и рубидия в земных породах. В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., Мир, 1972, с.70-88.
335. **Юханен А.К.** Экспериментальное моделирование глубинных процессов и состава земной коры Армянского вулканического нагорья на позднекайнозойском этапе развития (по данным изучения продуктов вулканизации). Автореф. канд. дисс. ИФЗ АН СССР, М., 1984, с.20.
336. **Яценко М.Л., Варшавская З.С.** Краткий обзор применения изотопов стронция и свинца в геологии. Л., Наука, 1971.
337. **Яценко М.Л., Мануйлова В.В., Кутявин Э.П. и др.** Изучение первичного изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов. В кн.: Магматические формации кристаллических пород и глубины Земли, т.1, М., Наука, 1972, с.22-26.

СОДЕРЖАНИЕ

	стр
Введение	
1. Схема петролого-тектонических (ПТ) формаций по род офиолитовой ассоциации.	4
1.1. Принципы выделения формаций.	4
1.2. Петролого-тектонические формации пород офиолитовой ассоциации.	8
2. Основные этапы геотектонического развития территории Армении (Южный Кавказ) в мезокайнозой (фанерозой).	17
2.1. Обзор общего геотектонического развития.	17
2.2. Палеоокеаническая офиолитовая ассоциация пород Армении (геологическая позиция).	29
3. Петролого-тектонические формации пород офиолитовой ассоциации.	43
3.1. Общая характеристика.	43
3.2. Гарцбургитовая (мантийная) ПТ формация.	55
3.3. Серия – парагенезис реакционных ультрамафитов.	58
3.4. Габброидная (габбро-алливалитовая) ПТ формация.	62
3.5. Базальт (диабаз) – кератофир-кремнистая (океаническая) ПТ формация.	69
3.6. Метабазит-амфиболитовая (метагабброидная) ПТ формация.	84
3.7. Глаукофан-альмадиновая (квазиэклогитовая) ПТ формация.	89
3.8. Жильные метасоматиты Присеванского (Амасия-Севано-Акеринского) пояса.	95
4. Петролого-геохимические процессы формирования ПТ формаций офиолитовой ассоциации пород	100
4.1. Петролого-геохимические черты пород офиолитовой ассоциации.	100
4.2. Геохимические критерии разделения источников вещества ультрамафит-мафитов.	110
4.2.1. Барий и стронций.	110
4.2.2. Калий и рубидий.	115
4.2.3. Элементы группы железа.	121
4.2.4. Никель и хром.	129
4.2.5. Скандий.	132

4.3.	Отношение изотопов как индикатор источников вещества ультрамафитов и мафитов.	133
4.4.	Минералого-геохимические критерии глубинности пород офиоитовой ассоциации.	142
5.	Концепция вещественного преобразования океанической коры в континентальную (Армения, фанерозой).	165
5.1.	Общие положения.	165
5.2.	Модель преобразования океанической коры в континентальную.	168
5.3.	Принципиальная схема происхождения офиолитовой ассоциации Армении (Южный Кавказ).	181
5.4.	Выводы.	185
6.	Прогнозная оценка офиоитовой ассоциации на некоторые ювелирные и поделочные (цветные) камни.	186
6.1.	Геммолого-генетическая классификация офиолитовой ассоциации Армении.	186
6.2.	Ювелирные камни.	189
6.3.	Ювелирно-поделочные камни. Метаморфогенно-метасоматический комплекс, глаукофан-альмандиновая формация.	199
6.4.	Природные имитации нефрита и жадеита – “нефритойды” и “жадеиты”.	201
6.5.	Родингит-лиственитовая (метасоматитовая) формация.	204
6.6.	Поделочные и декоративно-поделочные камни.	205
6.7.	Мафитовый комплекс – габброидная формация.	207
6.8.	Терригенно-осадочная формация.	215
6.9.	Родингит-лиственитовая формация.	216
6.10.	Выводы.	217
	Заключение.	219
	Литература.	231

Геворкян Рудольф Григорьевич
Геворкян Марина Рудольфовна

ОФИОЛИТОВАЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА АРМЕНИИ (ЮЖНЫЙ КАВКАЗ)

Петрология, геохимия, полезные ископаемые
(самоцветы)

Художественный редактор

Ж.Д.Саакян

Технический редактор

В.С.Асланян

Компьютерный набор

Л.Р.Саруханян

Графическое оформление

Л.М.Геворкян

Тираж 100 экз.

Общество охраны недр, ГЕОИД, Ереван-9, ул.Корюна, 14.

E-mail: hayk_a@yahoo.com ☎ 524443

5609