

**ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ**

На правах рукописи
УДК 551. /21+24+83/

ГЕВОРКЯН РУДОЛЬФ ГРИГОРЬЕВИЧ

**ФРАГМЕНТЫ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ —
ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ ПОРОД
В ПРЕДЕЛАХ АРМЕНИИ
(МАЛЫЙ КАВКАЗ)**

Специальность 04.00.08 — петрография и вулканология

**Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук**

Ереван — 1995

Работа выполнена в Ереванском государственном Университете
на геологическом факультете

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук Сатиан М.А.

доктор геолого-минералогических наук Абовян С.Б.

доктор геолого-минералогических наук Малхасян Э.Г.

Ведущее предприятие Министерство экологии и недр РА

Защита состоится 14 октября 1995г. в 14⁰⁰ на заседании специализированного Совета К 055 01 10 при геологическом факультете Ереванского государственного Университета по адресу:

Ереван, 375025, ул.Алека Манукяна 1, геологический факультет
ЕГУ

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке ЕГУ

Автореферат разослан 11 сентября 1995г.

Ученый секретарь

специализированного Совета,

доктор геолого-минералогических наук А. Садоян А.Садоян

Введение

Актуальность работы. В последние три десятилетия объектом пристального внимания геологов стал бассейн др. .него океана Мезо-Тетис, существовавший в мезо-кайнозое (фанерозое), когда на его берегах возникла система альпийских хребтов. Этому широко способствовало распространение концепции неомобилизма, что привело к коренному пересмотру установившихся с начала века взглядов на эволюцию Средиземноморского (Альпийского) пояса. В соответствии с новой концепцией тектоники плит, которая все еще сохраняет за собой шлейф "геофизической гипотезы", Мезо-Тетис рассматривается как обширный океанический бассейн, продолжавший разделять Евразию и Африку-Аравия 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".

К настоящему времени сделан ряд попыток палеотектонических реконструкций (Штоклин, 1974, 1977, 1984; Ачамян и др., 1981, 1984; Хаин, 1974, 1984; Зоненшейн и др., 1984; Вартапетян, 1984; Лордкипанидзе, 1985; Карякин, 1986 и др.) столкнувшихся с геологическими вопросами, выяснение которых вызывает необходимость комплексного изучения эволюции главных геолого-тектонических событий и их корреляций с развитием офиолитовых поясов на палеоокраинных тектонических плит Евразии и Африки-Аравии.

Поскольку указанные реконструкции определенно подтверждают принадлежность современной территории Малого Кавказа и, 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 петрогентической модели магматизма и метаморфизма как активных окраин, так и в более широком смысле преобразования вещества океанической коры в современную континентальную.

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

1. На примере одного из участков — сегментов палеоокеана Мезо-Тетис, используя геологический, петрологический и геохимический



1926

материал по реликтовым фрагментам его палеокоры — офиолитам Малого Кавказа, в т.ч. Армении, реконструировать процессы эволюции континентальных и океанических активных окраин;

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

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

Основные защищаемые положения

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), с связанными изменениями 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 нами предложена оригинальная методика сопоставления составов пород и минералов из офиолитовых поясов Армении (Малый Кавказ) с типоморфными и градуированными парагенезисами из геологически достоверных ассоциаций других регионов.

2. История земной коры Армении (Малый Кавказ) представляется в мезо-кайнозойское (фанерозое) как сложное и многоступенчатое развитие по латерали и вертикали ПТ-формаций ассоциированных магматических и метаморфических пород, которые сформировались в ходе поступательного геодинамического процесса сближения и сочленения окраины Иранского мезоконтинента, как части Афро-Аравии, — Центрально-Армянского мегаблока с Сомхето-Карабахско-Кафанской палеостровной дугой, развитой на окраине палеоокеана Мезо-Тетис и Евразийской (Скифской) плиты. Зоной такого сочленения признается Зангезурская шовная зона.

Подобный геодинамический процесс сопровождался прохождением основных стадий развития и преобразования коры: палеоокеанической, переходной и континентальной (табл. 1), а также многократным тектоническим скупиванием. Соответственно развивались определенные ПТ-формации.

Но основе данной геотектонической модели нами специально прослежены все ПТ-формации и соответственно петролого-геохимические процессы на палеоокеанической и "островодужной" стадиях развития коры.

3. Фрагменты палеоокеанической коры — офиолитовой ассоциации включают: аллохтонные и автохтонные, а также флишево-олистостромовые серии — парагенезисы пород: гарцбургитовой (мантийной), габбро-троктолитовой (расслоенной), диабаз-кератофир-кремнистой (океанической) и габбро-амфиболитовой либо глаукофан-эклогитовой (метаморфогенной) формаций (табл. 1; 2). В Армении они локализованы в форме фрагментов вдоль зон: Присеванской (Амасия-Севано-Акеринской), Приараксинской (Вединской) и Зангезурской (Базумо-Зангезурской). По данным геофизических 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 термализованы и метаморфизованы до цветного меланжа. В данном случае ультрамафиты с полной очевидностью слагают дно палеоокеана, а в дальнейшем преобразованы в породы окраинного моря и основания островной дуги.

4. Породы офиолитовой ассоциации в пределах Армении (Малый Кавказ) характеризуются следующими главными чертами. В основании ассоциации залегают, уверенно сопоставимые по многим признакам лерцолиты-гарцбургиты с эпи-(чалео) океанической мантией. Они подвержены метасоматической дунитизации, которая сопровождается обособлением хромитовых руд. Характерны серпентизация, оталькование, куммингтонизация и многократные процессы обратной регенерации с образованием полнокристаллических пироксен-оливиновых пород (мегадунит-I), реакционно кальмафитовой серии. Выше по разрезу располагается габбро-троктолитовая (расслоенная) формация ультракальмафитовой 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 кристаллизацион-

ной дифференциации в сочетании с палигено-метасоматической генерацией.

Венчает офиолитовый разрез толща переслаивания толеитов и их спилитизированных разностей кремнисто-фтанитовыми породами, граувакками и рифогенными известняками, формирующими зачатую олистострому.

5. По геохимическим признакам (табл.3) выявлена отчетливая контрастность пород от гарцбургитов до грувакк (по всему разрезу офиолитов). Наиболее контрастно Sr преобладает над Ba, при неуклонном росте Na и практически стабильном K / Rb, что типично для "примитивных" мантийных серий пород. По данным миктронного 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 с офиолитовой ассоциации позволяют считать, что состав их гетерогенен по исходному составу. Подтверждается также вещественное родство между гарцбургитами, платобазальтами и плагиогранитами, а габброидный (расслоенный) комплекс — продукт дифференциации толеитового 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.

6. 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 также и офиолитовой ассоциации — фрагментов палеоокеанической коры на таком сравнительно несольшком, но весьма типичном участке литосферы в пределах Армении (Малый Кавказ). (табл.4, рис.2)

Теперь становятся вполне объяснимыми многие "тайны" офиолитов — повсеместное и неизменное развитие "триады" офиолитов по Штейнманну, совместное развитие ПТ — формаций и их роль в могучих процессах формирования континентальной коры.

7. Офиолитовая ассоциация Армении (Малый Кавказ) 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, альмандин, уваровит, корунд, /рубин/ и др.), а другая часть — связана с наложенными поздними гидротермальными процессами.

В работе показаны результаты по прогнозной оценке и свойствам некоторых видов парагенных с офиолитами полезных ископаемых, которые изучались непосредственно автором: алмазы, гранаты, яшмоды, силициты и офиокальциты.

Наиболее интересны результаты по алмазам. В результате работы была принципиально решена проблема присутствия алмаза в офиолитовых поясах Армении (Малый Кавказ), а вероятным источником определены породы гарцбургитовой ПТ — формации. В качестве вероятной предложены две гипотезы ее алмазоносности. Тем не менее перспективы обнаружения промышленных месторождений алмазов на Малом Кавказе связывается не с офиолитами, а с поисками кимберлитовых и коматиитовых пород.

Научная новизна работы. Настоящая работа является первым исследованием, где в широком смысле поставлена проблема участия палеоокеанической коры — и ее фрагментов — пород офиолитовой ассоциации в пределах Армен и (Малый Кавказ) в гигантских процессах эволюции магматизма и метаморфизма в условиях сложной смены геодинамических обстановок при реализации сближения и коллизии Евразии и Афро-Аравийской континентальных плит с одной стороны и палеоокеана Мезо-Тетис, с другой.

Впервые в Армении выдвинуты методические принципы формирования петролого-тектонических ПТ — формаций, как основы для выявления генетических связей между физико-химическими или термодинамическими факторами состояния и изменения геотектонических (геодинамических) условий соотношения между мантией и земной корой.

Выявлена полная петролого-геохимическая структура, описаны ПТ — формации пород офиолитовой ассоциации и генетические соотношения между ними. Оценена глубинность образования магматических пород офиолитовой ассоциации.

Развита генетическая концепция в свете вещественного преобразования океанической коры в континентальную и привлечена теория

магматического замещения по Д.С.Коржинскому для выяснения путей кристаллизации магматических расплавов в условиях синхронно-го взаимодействия в системе "мантия-кора".

Впервые для складчатой области и офиолитовой ассоциации с практической стороны оценены их возможная алмазонасыщенность и применение ПТ — формаций для развития методической основы поисков некоторых видов парагенных с офиолитами полезных ископаемых: графита, яшмоиды и т.д.

Практическое значение работы. С офиолитовой ассоциацией в пределах Армении (Малый Кавказ) связывается хромовое, хризотил-асбестовое, марганцевое и наложенное золото-ртутное оруденение. Здесь же выявлены признаки платиноносности (Бетехтин, 1932) и алмазонасыщенности (Геворкян, 1972-77). Достаточно успешно проводились поиски и опытная эксплуатация поделочных (цветных) камней: жад, опал, яшма, и др., а также полудрагоценных: уваровит, демантоид, хромдиопсид и др. (ПО "Армкварцсамоцвет"). С этой точки зрения выявление и описание термодинамических условий образования конкретных ПТ — формаций позволит более целенаправленно организовать поиск полезных ископаемых и проведение дальнейших геологосъемочных работ.

Фактический материал. В качестве основы для решения стоящих перед автором 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 200 образцов и петрографических шлифов; выполнены — свыше 1200 полных химических анализов, из них более 500 авторские; 1500 — рентгеноспектральных, спектральных анализов; 200 — микронзондового анализа минералов; около 80 — рентгеноструктурных исследований минералов и изотопных исследований — 20 определений.

Некоторые из этих данных отражены в отчетах автора совместно с работниками производственных и научных организаций: Управления геологии Армении (1974-76), Львовского и Пермского университетов (1976), Института минеральных ресурсов Украины (1974), ГЕОХИ РАН (1974-81).

Автор принимал 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 М.Кавказа с современными континентальными окраинами Азиатско-Тихоокеанского подвижного пояса" в 1987–90 гг. и в рамках данной темы проводил комплексное изучение отечественных разрезов офиолитовых зон и мезо-кайнозойского магматизма различных геодинамических обстановок в пределах М.Кавказа.

Апробация работы. Основные положения диссертационных исследований легли в основу многих докладов: на 27-ом Международном геологическом конгрессе (1984, Москва); на Всесоюзных совещаниях по: алмазам (1974, Мирный; 1976, Ленинград); геммологии (1985, 1989, Черноголовка, Московская обл.); металлогении (1982, Ташкент); на Закавказских научно-технических конференциях ВТУЗ-ХОВ (1975, 1983, Ереван); на многих семинарах по геохимии магматических процессов (1975–90, ГЕОХИ, Москва) и на многочисленных республиканских конференциях и симпозиумах.

По теме диссертации автором опубликованы 50 научных статей и в соавторстве с другими исследователями участвовал в составлении 3-х сборников трудов.

Целый ряд прикладных вопросов освещены на международных конференциях: Германия, 1975; Италия, 1987; Исландия, 1990; Коста-Рика, 1994; Афины, 1995.

Автору принадлежат по теме диссертации — 5 научно-технических отчетов (фонд АрмГУ, 1971–76 гг.).

Диссертация состоит из введения, 6 глав и заключения (350 страниц машинописного текста, 30 рисунков, 15 таблиц список литературы — 110 наименований).

Автор за годы своей работы имел неоценимую возможность консультироваться с покойными академиком В.Л.Барсуковым и неизменным научным руководителем А.С.Павленко, В.Л.Филиповым, а также московскими коллегами: Г.С.Закариадзе, Ю.С.Геншафтом, А.Я.Салтыковским, Ф.В.Каминским, Ю.В.Карякиным, А.Я.Шараськиным, С.К.Злобиным, А.Ф.Грачевым и др.

Автор пользовался систематическими консультациями и советами своих армянских коллег — А.Т.Асланяна, С.Б.Абовяна, С.И.Баласаняна, М.А.Сатиана, А.Т.Вегуни, А.Г.Тонакяняна, Б.М.Меликсетяна, А.Н.Вартапетяна и др.

Всем вышеуказанным лицам автор выражает свою признательность и посвящает результаты своих трудов светлой памяти покойных коллег.

ГЛАВА 1. Схема петролого-тектонических (ПТ — формаций)

1.1. Принципы выделения формаций

Учение о формациях и фациях магматических пород является результатом многолетних исследований большой плеяды русских и армянских ученых. Формационный анализ, зародившийся как концепция об условиях осадконакопления (Наливкин, Страхов), со временем превратился в развитое геотектоническое учение (Шатский, Лерасков), на основе которого могут быть выделены другие зависимые — магматические (плутонические), рудные, осадочные и др. формации.

Формационный анализ выдвинул затем главное требование — комплексность или системность подхода к оценке условий геотектоники, магматизма, металлогении и стратиграфии. Конечная цель любого формационного анализа — научное прогнозирование месторождений полезных ископаемых.

На современном этапе формационный анализ продолжает оставаться теоретической и методологической основой учения, заложенного Ю.А.Кузнецовым (1964), о магматических процессах. Сегодня формационный анализ резко расширяет задачи изучения соотношения магматизма и тектоники, магматизма и рудообразования, проблем магмо- и петрогенезиса, принципов систематики и мн. др. Мешает при этом зачастую неоднозначность существующей тектонической терминологии и понятий, особенно в связи с развитием концепций плитовой тектоники. Поэтому подход магматистов к современным тектоническим классификациям должен быть осторожным. Следовательно, главным, на что можно опираться уверенно — это данные о геологических обстановках и вещественном составе формаций. Именно это может стать более надежной основой для выявления корреляционных связей между магматизмом и тектоникой. Важно следовать совету "патриарха формационного анализа" Ю.А.Кузнецова — на необходимость разделительного анализа данных тектоники и магматизма с тем, чтобы затем производить синтез, сопоставление и глубокий анализ полученных результатов.

Предлагаемая методология петролого-тектонических формаций ПТ — формаций так и следует совету выделения по геологическим признакам квазиоднородных групп пород с признаками самостоятель-

ности развития. При этом учитываются отдельно геологические, петрографо-минералогические и геохимические данные о породах, а далее используются статистико-математические оценки. Качественные представления о группах пород уточняются и углубляются детализированными петрохимическими, петрологическими и физико-химическими данными. Это в свою очередь приводит к гибкости и легкой интерпретируемости всех признаков.

Следовательно, современный формационный анализ — это не догматический свод канонов, а достаточно эластичный и многоплановый метод изучения ассоциаций и групп магматических и др. пород в полном их многообразии.

Как нам кажется, будущее формационного анализа — это именно формационная петрология, основанная на разработке строго описательного языка ассоциаций и серий-парагенезисов магматических и метаморфических пород. А к тем следует синтез самих тектонических, магматических и метаморфических процессов необходимый для 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 его преобразования в континентальную.

Подобный анализ опирается на выделении геотектонических ассоциаций, каждая из которых формировалась в строго соответствующей геодинамической обстановке. Такой подход позволяет вскрыть динамические взаимосвязи тектонических событий не только разновременных, но и одновременных, а следовательно возникает необходимость рассмотрения также и латеральных связей.

Для магматических пород различного типа наиболее приемлемо понятие о группной систематической единице — петролого-тектонической (ПТ — формации). В данном случае подразумевается группа пород, сформированная на конкретном этапе развития данной геологической структуры, сопровождаемая постоянными петрографическими и минералого-геохимическими признаками, отражающими общие особенности условий и механизмов образования и преобразования расплавов и пород. Под формациями здесь подразумеваются уже вне-временные категории, а однотипные формации могут быть конвергентны в структурах разного возраста (альпийских, герцинских и т.д.). ПТ-формации в таком виде близки к пониманию: Хераскова, 1967;

Богатикова, Борсука, 1987. Принцип конвергентности открывает широкие возможности для проведения сравнительного анализа разновозрастных, но генетически близких образований.

Предлагаемые нами ПТ — формации являются по своей сути физико-химическими (Булинников, 1965) и в них в своей основе заложено изучение минерального (фазового) и химического составов пород в системе экстенсивных (внутренних) и интенсивных (внешних) факторов состояния. Для интрузивных пород внутренние факторы — содержания инертных компонентов, а внешние — потенциалы подвижных компонентов. Каждую формацию можно было бы изобразить на пучковой диаграмме состояния 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 и вытекает процесс кристаллизации последовательных составов известных как серия-парагенезис, которые представляют собой целые участки вдоль котектических кривых на диаграммах плавкости.

Однако в большинстве такая методология мало применима для случая с сильно метаморфизованными и неравновесными минеральными парагенезисами ультрамафит-мафитовых пород офиолитовой ассоциации, поэтому нами предложена оригинальная методика сопоставления составов пород и минералов из офиолитовых поясов Армении (Малый Кавказ) с типоморфными и градуированными парагенезисами геологически достоверных ассоциаций из других регионов мира. Вместе с тем, там где это было допустимо были приложены принятые диаграммы "состав — условие состояния". Такой подход к широко обсуждаемым в литературе формациям позволяет с надежностью соединить представления о типах структур геодинамических обстановок с механизмом образования, а затем преобразования соответствующих типов пород. А в конечном итоге становится возможным выяснение геолого-петрологической 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 и метаморфических пород, разработанный Кузнецовым (1964) и развитый Богатиковым (1987), который сочетается с физико-химическим парагенетическим анализом минералов развитый Коржинским (1957) и его последователями (Маракушев, Павленко, Перчук, Дмитриев).

Для Армении идеи формационного анализа широко известны из многочисленных работ Асланяна, Габриеляна, Мкртчяна, Магакьяна, Вегуни, а магматические формации освещены в работах: Багдасаряна, Меликсетяна, Мелконяна, Баласаняна, Джрбашяна и др. Значительным вкладом стало издание специальной монографии группой авторов Института геологических наук НАН РА — "Магматические и метаморфические формации", 1981. Выделенные всеми этими авторами формации по сути являются общегеологическими и геолого-магматическими и стали важной основой для развития наших ПТ — формаций. Последние призваны придать г-ч геодинамический смысл и дополнить генетический, т.е. физико-химической и геохимической новой информацией. Следовательно, известные из обширной литературы по Армении геолого-магматические формации совершенно справедливые в своей основе, получили в нашей работе новое звучание и готовы служить основной задаче — прогнозированию рудных месторождений и поискам других полезных ископаемых (цветные, драгоценные камни и др.).

1.2. Петролого-тектонические формации пород офиолитовой ассоциации

Как видно из предыдущего раздела 1.1. в качестве наиболее удачной систематической единицы для формационной типизации избраны ПТ — формации. Последние для офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ) представляют собой группировки ультрамафит-мафитов и вулканогенно-осадочного комплекса пород с учетом их последующего метаморфизма, гибридизации и контаминации.

Ранее принадлежность этих пород к той или иной формации определялась по упрощенным принципам традиционной магматической или "розенбушевской" модели — массивы являются типичными интрузивными образованиями базальтовой либо гипербазитовой магмы, время становления которой определяется возрастом вмещающих

толщ. Именно таким путем определена длительная история становления ультрамафит-мафитов Малого Кавказа, хотя трех-четырёх кратного внедрения ультраосновной магмы в одну и ту же структуру нигде в мире не отмечается (Книппер, 1975). По аналогичной модели зарубежные авторы (Колман, 1979 и мн. др.) выделяют "альпинотипные" гипербазиты складчатых областей либо "стратиформные" — чаще платформенные.

В бывшем Советском Союзе при формационной систематизации этих пород чаще исходили из генетических представлений о составе и числе исходных магм, в итоге в литературе по Малому Кавказу отсутствуют даже устоявшиеся и согласованные представления о границах и названиях массивов. Рядом с тем в настоящее время классическая магматическая концепция о происхождении альпинотипных гипербазитов и постоянно ассоциирующихся с ними габброидов, как продукт интрузивного становления ультраосновной или базальтовой магмы, не может удовлетворить исследователей. 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, а также агрессивными и крайне неустойчивыми на дневной поверхности. Наличие в массивах гипербазитов запрещенных при высоких температурах парагенетических ассоциаций; пестрота составов; несоответствие внутренней структуры массивов их форме и т. п., подтверждает мнение Левинсон-Лессинга о сомнительности существования ультраосновных магм в природе. Проблема происхождения ультраосновных расплавов и сопровождающих их габброидов продолжает оставаться все еще актуальной. Еще более проблематичны вопросы о поисковых критериях и факторах связанных с ними полезных ископаемых, которые продолжают оставаться чисто эмпирическими. Еще менее расшифрована на сегодня проблема генезиса габброидных комплексов, связанных с ультрабазитами.

В современной понимании к офиолитам мы относим пространственно совмещенные в пределах одной структурно-тектонической (формационной) зоны складчатого Альпийского пояса магматические, метаморфические члены классической офиолитовой триады с ассоциирующимися осадками, находящиеся в преимущественно тектонических взаимоотношениях друг с другом и обдуцированные на континентальный фундамент континентов.

Повсеместно, и Малый Кавказ не является исключением, нижняя ультрамафит-мафитовая часть разреза пород офиолитовой ассоциации сложена гипербазитами, габброидами и породами полосчатого комплекса.

Ультрамафиты представлены различными по размерам пластинообразными телами гипербазитов, габброиды сопровождают их (за редким исключением) и составляют часть зон серпентинитового меланжа или остатки надвинутых пластин. Геологические, термобарогеохимические и изотопные исследования показывают, что гипербазиты обычно представляют реститы, выдвинутые в кору и подвергшиеся метаморфизму совместно с вмещающими вулканогенно-осадочными породами. Это разумее, чем противоречит мнению о их протрузивном внедрении в виде серпентинитовых тел (Щербаков, Савельев, 1984).

Габброиды пространственно тесно связаны с ультрамафитами, с которыми чаще всего имеют тектонические контакты, реже интрузивные. Температуры гомогенизации расплавных включений около 900°C , что подтверждает их кристаллизацию в коровых условиях. Полосчатый комплекс выделяется в качестве совокупности переходных зон колеблющейся мощности. Обычно он размещается между гипербазитами и габброидами по тектоническим контактам. Большинство исследователей относит его к реакционным контактным образованиям.

Верхняя часть офиолитового разреза сложена лавами основного состава часто с шаровой отдельностью или параллельными дайками с перекрывающими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, представленными глубоко-мелководными и шельфовыми фациями преимущественно окраинно-морской или островодужной обстановок. В пределах отдельных пластин ультрамафитов и мафитов они контактируют по тектоническим поверхностям, но находятся в автохтонном либо аллохтонном залегании, пространственно сопровождая линейные тела ультрамафит-мафитов. Составы лав сильно варьируют, а строение пластин — индивидуально.

Петрохимический анализ лав и параллельных даек офиолитовых комплексов выявил широкое разнообразие типов вулканических пород: толеитовые, известково-щелочные серии, а также специфический для фанерозойских офиолитовых ассоциаций — низкотитанистых высокомагнезиальных пород типа бонинитов, описанных в т.ч. для Севанского хребта (Закариадзе, Злобин, 1985). Степень регио-

нального метаморфизма различна — от пренил-пумпеллиитовой до эпидот-амфиболитовой и глаукофан-альпандиновой фаций.

Итак, в фанерозойских (мезозойских) обстановках общим для всех аналогичных регионов является образование коры океанического типа офиолитовых зон. Глобальной закономерностью является смена состава вулканизма островных дуг от коматиитового толеитового типа лав на бонинитовый с известково-щелочным трендом и преобладанием подстилающих дунит-гарцбургитовых тектонических пластин.

Формационный анализ эталонных ультрамафит-мафитовых поясов проделан — П. Уилли, 1967, а для геосинклиналей — Павленко, 1972, а также — Заридзе, 1974. Тем не менее это достаточно сложная задача и в последнее десятилетие наблюдается определенный этап разочарования по выявлению прямой связи между формациями и тектоническими структурами. Между тем определенно известно, что необходим дифференцированный подход при увязке типов коры и ПТ — формаций. Так, Кутюлин (1972) показал на основе анализа петрохимических особенностей базальтоидов разных формационных типов существенные различия по петрохимическим характеристикам.

ГЛАВА 2. Основные этапы геотектонического развития территории Армении (Малый Кавказ) в мезо-кайнозое (фанерозой)

2.1. Обзор общего геотектонического развития

Армения располагается в центральной части мегантиклинория Малого 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).

Территория Армении является одной из наиболее хорошо изученных в геологическом отношении. Средняя мощность земной коры здесь составляет 48–52 км (геофизические данные) при мощностях внутрикоровых слоев: "гранитного" — 8–15 км, "базальтового" — 25–30 км и с температурным градиентом 1° на 25–30 м литосферного слоя.

По геофизическим данным (Осипова, Арменакяна, 1980) фиксируются два структурно-тектонических шва: Присеванский (Амасия-Се-

вано-Акеринский) и Приереванский (Приараксинский), которые делят территорию Армении на три основные геотектонические зоны (с севера на юг): Сомхето-Кафанскую, Центрально-Армянскую и Приараксинскую. Эти зоны отличаются друг от друга глубинным строением и историей геологического развития. Присеванская шовная зона отличается небольшой глубиной залегания фундамента (3-5 км) и наличием крупных площадей гравитационных и магнитных аномалий.

Исторически сложились две генеральные точки зрения на геотектоническое развитие территории Армении:

I — классическая (геосинклинальная) или фиксистская концепция, которой посвящено наибольшее число работ (1860-1995) и среди них ведущие авторы: Абих, Паффе, тольц, Асланян, Габриелян, Милановский, К. Мкртчян, С. Мкртчян, Вегуни, О. Саркис'ян, Абовян, Баласанян, Г. Казарян, Сатиан, Аванесян и др.

II — мобилистическая или плито-тектоническая (1975-1995) концепция, отраженная в работах: Зоненшейна, Книппера, Вартапетяна, Соколова, Карякина, Гасанова, Адамия, Лордкипанидзе, Закариадзе, В. Агамал'ча, Мелконяна, Джрбашяна, Меликсетяна, Геворкяна и др.

Стратиграфический разрез в пределах Армении сходен с классическими разрезами других областей Альпийского пояса. Существенной особенностью строения региона является завершение разрезов молласовыми или галогенными фациями. Характерной чертой геологического строения региона является широкое участие во всех системах магматических пород, чередующихся с нормально-осадочными толщами. вулканогенные фации преобладают от эоценозоя до плейстоцена и представлены лавами и их продуктами преимущественно щелочно-земельного характера. Интрузивный магматизм Средиземноморского типа также широко проявлен континентальными сериями толентовых магм. Магматизм особенно приурочен к эпохам: средняя-верхняя юра, мел, палеоген.

Ультрамафиты и мафиты имеют пятнисто-поясовое распространение, пространственно проявлены в пределах шовных зон и залегают в виде пластин, чешуй и интенсивно тектонизированы до уровня "цветного меланжа".

Современная структура глубинного строения территории Армении представлена по Асланяну, Вегуни (1980) в виде геоструктурных этажей и ярусов. Паффенгальц (1963), Габриелян и др. (1968, 1981) выделяют здесь целый ряд структурно-тектонических и структурно-формационных зон и комплексов, отделенных друг от друга глубин-

ными разломами и по сути представляющие собой "... тектонические блоки разных рангов".

В последние два десятилетия большинство исследователей (Сохатов, Волчанская, Фаворская, Саркисян, Джрбашян, Г'эликсетян, Егоркина, Егорова, И.Соколов, С.Мовсесян, Туманян и мн. др.) пришли к подтверждению о сложно-блоковом строении фундамента и всего разреза фанерозоя Армении. Причем границы выделяемых зон и блоков у всех авторов в принципе совпадают, а разногласия касаются лишь деталей.

В связи с развитием концепции тектоники плит (Книппер, 1975, Ковалев, Карякин, 1977) пришли к интересному выводу о серьезной роли палеоостровной дуги в фанерозойской истории Кавказа. Геологически одновременно с возникновением островной дуги южного склона Большого Кавказа образовалась юрско-меловая система дуг Малого Кавказа, сложенная мощной (до 3000м) андезито-базальтовой (порфиритовой) толщей лав и зрорванная плагиигранитами.

Палеорекострукции привели этих же авторов к выводу о том, что офиолитовая ассоциация Присеванской зоны сформировалась в ходе столкновения юрско-меловой островной дуги с пассивной окраиной Иранского мезоконтинента. Как результат — в неокое меланжевые комплексы серпентинитов вместе с хромитовыми месторождениями (Джил, Шоржа) и другими членами офиолитовой ассоциации претерпели интенсивные процессы пластических деформаций (выдавливаний) и перемещений. Вслед за этим возникли трансформные разломы, что привело к разделению 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. Считается, что именно этому процессу отнесен интенсивный палеогеновый (эоцен-олигоцен) магматизм монзонитоидов (банатитов), сиснитов и др. с сопряженными с ними известными медно-молибденовыми и медно-порфиристыми рудами (Анкаван, Каджаран, Дастакерт, Агарак и др.). В результате для всего региона выделяется новый тип орогенов столкновения названный авторами "кавказский" (промежуточный), отличающийся неза-

вершенностью с продолжающимися процессами сейсмики и вулканизма.

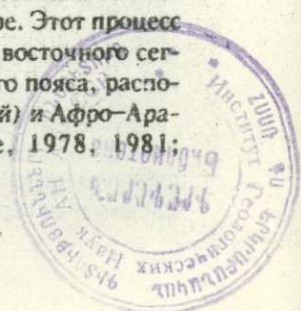
Дополнительный дискриминантный анализ (Карякин, 1979) петрохимических характеристик разновозрастных базальтовых щелочно-земельных серий Кавказа подтвердил указанные палеорекострукции и развитие юрско-меловой островной дуги в энсиалическом режиме, т.е. на континентальной коре с выведением на поверхность гранитно-метаморфического фундамента (Арзакан-Апаран, Храм, Лок и др. блоки), а также отмеченную принадлежность региона к типу активной окраины андийского типа. К аналогичному выводу пришла и Лордкипанидзе, 1985.

1926

Таким образом, анализ геотектонической истории развития территории Армении, как с позиций геосинклинальной /I/, так и мобилистической /II/ концепции, приводит к единому выводу о том, что данный регион сформировался по типу континентальной коры окончательно лишь к концу миоцена в связи с крупными горизонтальными перемещениями в составе Альпийской складчатой системы (Муратов, 1969; Хаин, 1969; Пейве, 1969; Книппер, 1975). Далее в диссертационной работе подробно излагается история геотектонического развития Альпийской складчатой области, начиная от процессов дробления и рифтования в триасе — нижней юре (юг Кипра, Анталья, Неграм-Джульфа) через растяжение (спрединг), а затем смену знака движений в сторону сжатия и последовательное формирование на Малом Кавказе упомянутой островной Сомхето-Карабахской (Кафанской) островной дуги и затем полное закрытие палеоокеана — восточного Мезо-Тетиса в позднем мелу, далее в палеогене мощное осложнение геотектонического типа коры (двойной поддвиг, олистостромовые толщи) с возникновением прерывистых вулканических островов с изменчивым химизмом лав.

В целом обсуждение результатов исследований многих геотектоников и наблюдений автора приводят к следующему:

1. В ходе длительной фанерозойской истории Малого Кавказа и в том числе Армении произошло преобразование палеоокеана (эвгеосинклинали), заложившегося на континентальной коре. Этот процесс был частью гигантского многоступенчатого развития восточного сегмента Средиземноморского (Альпийского) складчатого пояса, расположенного на стыке Восточно-Европейской (Скифской) и Афро-Аравийской континентальных плит (Твалчрелидзе, 1978, 1981; Аслаян, 1984).



2. В ранней юре произошли деструкция палеоконтинента и раскрытие палеоокеанического бассейна (Тети. -II). Впоследствии образовалась средне-юрско-меловая Сомхето-Карабахская (Кафанская) вулканическая островная дуга, имеющая характер геотектонической структуры, наложенной на Закавказскую континентальную мезоплиту (Твалчредидзе, 1982). В пределах островной дуги преимущественно развиты продукты щелочно-земельного вулканизма, причем самый интенсивный вулканизм приурочен к байос-келловей и представлен андезитовой, плагио-гранитной и тоналитовой формациями магматических пород (Мелконян, 1989).

3. По геофизическим данным Г.Е. Гугунавы (1981) (метод МПТ) под Сомхето-Карабахской (Кафанской) структурно-формационной зоной прслеживается круто падающая на север литосферная плита (Закавказская). Учитывая, что данная зона в юро-меловое время была оторвана от Центрально-Армянского блока — активной северной окраины Иранского мезоконтинента, надо полагать, что островная дуга в этот период существовала автономно и наращивала офиолитовую ассоциацию (Асланян и др., 1980).

4. В течение мела-палеогена палеоокеанический бассейн (Тетис-II) подвергся замыканию и превратился в Амасия-Севано-Акеринскую офиолитовую шовную зону типа Беньофа-Заварицкого (Книппер, 1975). Здесь по данным геофизического исследования (Севанский участок), установлено, что ультрамафитовые тела повсюду имеют подошву на глубине около 5 км (Бабаджанян, 1982). Многочисленные геологические данные (Книппер, 1975; Соколов, 1977; Гасанов, 1981) также указывают на то, что ультрамафиты размещены в виде пластин, чешуй, олистостром и крупных олистолитов.

На Малом Кавказе ультрафиты повсеместно отчетливо тектонизированы — меланжированы ("цветной меланж") и выступают в ассоциации с метаморфическими толщами кембрия-эопалеозоя и древнее, а с другой стороны, сочетаются с типоморфными разрезами океанической коры (диабазы, спилиты и др. силициды). В данном случае ультрамафиты могут иметь различное происхождение, но два из них наиболее вероятны: либо они являлись океаническим основанием островной дуги, либо — слагали дно окраинного моря.

В первом случае возраст офиолитовой ассоциации должен быть древнее известково-щелочных островодужных вулканитов. Во втором случае диапазон возраста офиолитов может быть намного шире (от палеозоя до верхнего мела).

Нам представляется наиболее вероятным связь генезиса офиолитовой ассоциации пород Малого Кавказа с раскрытием океана (Тетис-II) и его последующим преобразованием в окраинное море.

5. Изучение пород офиолитовой ассоциации Армении привело нас к следующим выводам:

5.1. В основании ассоциации залегают гарцбургиты (реже лерцолиты), уверенно сопоставимые по многим признакам с палеоокеанической мантией. Они подвержены метасоматической дунитизации, сопровождаемой обособлением хромитовых руд. Характерными процессами являются серпентинизация, оталькование, кумингтонизация и многократные процессы обратной регенерации с образованием полнокристаллических пироксен-оливиновых пород;

5.2. Выше располагается габбро-алливалитовая (расслоенная) ПТ — формация ультра-кальбазитовой серии, включающая клинопироксеновые, троктолитовые, верлит-вебстеритовые, габбро-анортозитовые породы и граничащие с гарцбургитами по тектоническим несогласиям. Полный разрез серии вверх представлен: перидотитами (гарцбургитами), клинопироксенитами, меланократовыми габброидами, а сверху налегают лейкократовые габбро, анортозиты и плагиогранофиры. Особенности кальбазитовой серии не противоречат образованию по механизму кристаллизационной дифференциации в сочетании с палингено-метасоматическими процессами;

5.3. Венчает офиолитовый разрез толща переслаивающихся толеитов и их спилитизированных разновидностей с кремнисто-фтанитовыми (радиоляритовыми) породами, граувакками и рифогенными известняками, формирующими зачастую олистострму.

Наряду с описанным классическим (мантийным) разрезом в Армении выступает также другой разрез офиолитов — островодужный, в котором серия габброидов "угнетена" за счет более полного развития мощных потоков лав андезитов и андезитов-базальтов, не ассоциированных с радиоляритами, известняками и др. членами офиолитового чехла.

5.4. Изложенную геотектоническую модель следует восполнить петролого-геохимическими данными в свете истории столкновения Сомхето-Карабахской (Кафанской) палеостроковой дуги с континентальной окраиной андийского типа, изменения падений зоны Беньофа-Заварицкого и последующего "закрытия" окраинного морского бассейна. Расположенная к югу от Присеванского (Амасия-Севано-Акеринского) офиолитового шва, Иранская мезоплита подверглась

последовательному смещению на север, столкнувшись с известной островной дугой. Указанный процесс, оставаясь гипотетическим, тем не менее подтверждается интенсивной переработкой северной периферии Иранского мезоконтинента (Центрально-Армянский блок) в олигоцен-миоценовое время в стиле тектоно-магматической активизации (внедрение банатитовых, щелочно-гранитовых формаций пород Базумо-Памбакской области, Зангезура).

5.5. Современная геотектоническая "мозаичная" структура Центрально-Армянского региона и его составных блоков сформировалась в конце кайнозоя и имеет характер блоков типа "литоторосов". Завершающий мощный континентальный вулканизм проявился в пределах поперечного Транскавказского поднятия в неогене и сформировал крупное Арагац-Гегамское вулканическое нагорье, бронирующее области сочленения упомянутых геоструктур.

5.6. Описанная геологическая позиция всех изученных геотектонических структур Армении (М.Кавказ) отражает сущность реальных процессов во всех структурно-формационных зонах образования типоморфных для них ПТ — формаций.

1. Палеоокеаническая (эвгеосинклиальная) стадия (Т-К1)

1.1. — Офиолитовая ассоциация

2. Переходная стадия (J2 — N1)

2.1. — Островодужная ассоциация

2.2. — Активно-окраинная (андийская) ассоциация скупивания (складчатости)

3. Континентальная (неокоровая) стадия ($N_1^3 - Q$)

3.1. Глыбово-складчатая ассоциация (активизации вулканизма)

Такое расчленение отвечает современному состоянию вопроса и отражает сущность геотектонических процессов в мезо-кайнозое (верхнем фанерозе) в пределах Малого Кавказа.

ГЛАВА 3. Петролого-тектонические ПТ — формации пород офиолитофой ассоциации

3.1. Общая характеристика

Породы офиолитовой ассоциации — палеоокеанической коры в пределах Армении (Малый Кавказ) характеризуются большим формационным разнообразием, связанным с различиями в источниках, уровнях

зарождения, механизмами эволюции расплавленных магм и их последующего метаморфизма.

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 др. Причем все они даже в пределах единой структурно-формационной зоны находятся в преимущественно тектонических взаимоотношениях друг с другом и все вместе обдуцированы на палеоконтинентальный фундамент.

Нижняя — ультрамафит-мафитовая часть разреза офиолитов и 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 серпентинизованными 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 подвергшиеся 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 расплавленных включений порядка 1000°C указывают на коровые условия кристаллизации. Петрографически они представлены рядом: габбро-(габбро-диорит)-диорит — либо габбро-нориты.

Распространены также оливковые и роговообманковые габброиды и габбро-пегматиты. Полосчатый комплекс развит в зоне контактов гипербазитов и габброидов. Это дает основание предположить о его контактово-реакционном генезисе, что часто подтверждается присутствием расплавленных включений в пределах полосчатого комплекса.

Верхняя часть офиолитового разреза представлена основными лавами и вулканитами зачастую с шаровой морфологией или (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 аллох-

тонном 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.

Офиолитовые ассоциации являются типичными остатками палеоокеанической коры. Полная аналогия их с океаническими разрезами была фактически подтверждена пробуренной в Коста-Риканской рифте скважиной 504 В.

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

Офиолитовые комплексы залегают почти повсеместно аллохтонно, обнаруживая зачастую сближенность пород характерных для резко отличимых и отдаленных друг от друга геотектонических обстановках, 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, наложенной 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 зеленока-

менных 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, они показывают отличительные признаки связанные 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 ассоциируются с комплексом параллельных даек бонинитов и широким спектром известково-щелочных пород. Именно такую картину мы видим в фанерозойских офиолитах Армении. (а. М. Казарян?)

3.2. Гарцбургитовая (мантийная) ПТ — формация

Геологическая позиция и петрографические особенности пород гарцбургитовой ПТ — формации достаточно подробно известны из работ: Гинзберга, 1929; Кузнецова, 1933; Паффенгольца, 1934; Татевосяна, 1952; Арапова, 1946; Асланяна, 1956–84; Книппера, Костяняна, 1964; Паланджяна, 1965–72; Арутюняна, 1968; Морковкиной, 1971; Соколова, 1977; Аванесян, 1978; Злобина и др., 1983, 1985; Закариадзе, 1988; Г. Казаряна, Сатиана и др., 1983–89 (ИГН НАН РА); Книппера и др., 1990 и мн. др.

Гипербазитовые породы формации составляют основную часть массивов вдоль Присеванской (Амасия-Севано-Акеринской), Вединской (Приараксинской), Зангезурской офиолитовых поясов.

Гарцбургитовая (мантийная) ПТ — формация представлена двумя сериями — парагенезисами пород: ультрамафитовой (мантийной) и реакционно-ультрамафитовой. Первая представлена — гарцбургитами (апогарцбургитами) и лерцолитами (аполерцолитами). Гарцбургиты преобладают по площади распространения (более 45%).

В петрографическом отношении гарцбургиты отличаются сравнительной простотой минерального состава. Главный минерал — форстеритовый оливин (серпентинизирован до 65–70%), далее — энстатит (20–25%), а в аксессуарах — хромшпинелиды, магнетит и реже-клинопироксен (1–3%). Структура пород гипидиоморфно-

зернистая, частично-пойкилитовая. Оливин находится в ранней структурной группе. В целом устойчив примитивный парагенезис: Ол (Срп) + Эн ± (Хр-Шп + Мт). Порода интенсивно раздроблена, катаклазирована. Серпентинизация настолько глубокая, что охватывает даже зерна энстатита, по которому развит бастит.

В петрохимическом плане породы серии — типичные ультрабазиты нормального ряда с весьма низкой кремнекислотностью (около 40%). Содержания MgO — соизмеримо с кремнеземом, а главная черта — высокомагнезиальность и большое значение параметра M/F 7-8. Особенностью химизма также являются: невысокое содержание алюминия — до 4%, низкое — тальция — до 2%, резкая обедненность щелочами — натрий до 0,5 % и особенно калия — до 0,3%.

Геохимически ультрамафиты также специфично обеднены набором малых и редких элементов, лишь характерны — хром и никель (0,05%), связанные в оливине и энстатите.

Таким образом, геохимический стиль ультрамафитовой серии характеризуется высокой магнезиальностью, при обедненности "базальтоидными" элементами группы железа и постоянным присутствием хрома, никеля и примесей меди, цинка (в серпентине).

Серия реакционных ультрамафитов представлена группой пород: дунит (метадунит), ортопироксенит (энстатит, бронзитит), верлит, вебстерит и их плаггио-аналогами: плаггиоперидотит, плаггио-верлит-вебстерит, троктолит.

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

"Реакционные" плаггиоклазовые 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. Обычно агрегат вторичного актинолита вместе с пренитом, а по плаггиоклазу развиты агрегаты волла-

стоята и кианита. Полагноклаз повсеместно разложен и по нему развиты — тремолит, зеленый гранат, хромит и пелитовое вещество.

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

3.3. Габброидная (габбро-алливалитовая) ПТ — формация

Габброиды пространственно тесно связаны с породами всей офислитовой ассоциации и составляют до 30–40% площади массивов, размещаясь главным образом вдоль их периферии. Иногда габброиды образуют апофизы среди ультрамафитов, подчеркивая свою сравнительную юность. В свою очередь наблюдаются пересечения габброидов дайками диабазового ряда.

Текстурно — обычно это массивные, средне- и м/з породы, но широко распространены также полосчатые разновидности. По структурным особенностям габброиды — равнотельные именно габбровые, но нередки и пойкилобластовые соотношения Пл и Пн.

Интересно, что на петрохимических диаграммах ультрамафитовая серия — парагабброиды комплементарны с дунитами и пироксенитами, но в сравнении с ними значительно богаче кремнеземом, глиноземом, кальцием и натрием. Серию завершают анортозиты. Сочетанностью породы серии подвержены плагиоклазизации, что выражается усилением индексов лейкократовости "с" (до 12–15) и "а" (до 4–6) соответственно при сохранности высокого индекса магнезиальности "м" и кремнезема на уровне — 43–50%.

Генетическая общность серии с ультрамафитами подтверждается присутствием в габбро-перидотитах, эвкритях и троктолитах первичных структур и комплементарностью их состава с гарцбургитами.

Группа метагабброидов, с которой связаны амфиболиты и амфиболовые габбро и др. обладает гранобластовыми, реститовыми-офитовыми структурами. Текстуры — полосчатые или массивные. Главные мафические минералы — Кпи + Рпи + РО ± (Га, Тр, Ак).

Петрохимические параметры группы существенно отличны от предыдущей. Так, индекс "а" — выше (11–12%), это наиболее кремнекислые породы группы. Анализ петрохимических особенностей габброидной ПТ — формации подчеркивает:

— петрографические и петрохимические особенности удовлетворительно коррелируются между собой;

— считая форстерит-диэпсидовую эвтектику исходной (нон-вариантной), можно классифицировать все породы ПТ — формации и их серии — парагенезисы различного генетического типа;

— по петрохимическим признакам (соотношения глинозема, извести и т.д.) габброиды из офиолитовой ассоциации Армении отчетливо отличаются от пород с мантийными источниками вещества и тяготеют к коровым офиолитам.

3.4. Базальт (диабаз) — кератофир-кремнистая (океаническая) ПТ — формация

Офиолитовый разрез завершает мощная толща переслаивающихся толеитовых и известково-щелочных лав и их спилитизированные разновидности 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-мафиты и сложена лавовыми потоками базальтов, чередующимися с красными расланцованными силицидами (радиоляторы, яшма) 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 (аргилли-

ты, мергели, песчаники, конгломераты). Базальты в свою очередь трансгрессивно перекрываются также олиостромовыми отложениями сложного состава (песчаники, известняки, андезиты, туфы, брекчии и мн. др.) -- общая мощность около 500 м. Состав олиостромовой толщи сильно изменчив, а возраст ее колеблется от сеномана до верхнего коньяка.

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

Дайки и субвулканические тела (толеитовых диабазов) пересекают потоки описанных лав. Интересно присутствие ксенолитов известняков и сланцев среди диабазов, габбро, диоритов и др. Другой особенностью является чередование потоков толеитовых и щелочных разновидностей (бассейн р. Тергер, Присеванская зона). Особый интерес представляют детально изученные (Закариадзе, 1983, 1985) тела высокомагнезиальных и низкотитанистых пород -- бонинитов, пересекающих габброиды вместе с силлами диабазов, микрогаббро, диоритов и др. Последние в свою очередь перекрыты в разрезе силицидами и выше-потоками пилоу-лав базальтов, андезит-базальтов и андезитов островодужной ассоциации. Разрез завершают дайки молодых дацитов (район с. Караиман, Присеванская зона).

Геохимические, петрохимические и др. особенности пород формации детально охарактеризованы Закариадзе и др., 1983; Злобин, 1985; Лордкипанидзе, 1985, но наиболее детально весь вулканогенно-осадочный комплекс офиолитовой ассоциации исследован Сатианом, 1979-89; Карякиным, 1985, 1989; Цамерян, Закариадзе, Соболевым, Кононковой, 1988.

Последние авторы подразделяют две возрастные группы офиолитовых вулкаников: 1) верхняя юра -- неоком; 2) альб-сеноман-нижний коньяк, разделенных четким тектоническим несогласием (австрийская фаза складчатости). Весь комплекс вулкаников претерпел разной степени зеленосланцевый метаморфизм (хлоритизация, карбонатизация, соссюритизация, альбитизация и др.). Петрохимические исследования показывают, что для I-ой группы характерны щелочные составы внутрилитовых обстановок, а для II-ой группы (верхний мел) -- 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.

ГЛАВА 4. Петролого-геохимические процессы формирования ПТ — формаций офиолитовой ассоциации пород

В современной структуре породы офиолитовой ассоциации в пределах Армении (Малый Кавказ) обладают рядом особенностей осложненной спецификой ее геологического положения, которые состоят в следующем:

1. Аллохтонная позиция относительно окружающих пород (надвиги, протрузии);
2. Глубокая измененность пород с господством ретроградных: амфиболитовой, зеленосланцевой и пренил-пумпеллитовой фаций;
3. Широкое развитие неравновесных минеральных ассоциаций, исключающих применение обычных методов парагенетического анализа для определения TP -условий образования пород;
4. Наличие несовместимых минеральных композиций, как-то: существование глубинных и сверхглубинных индекс-минералов, например, муассанита и алмаза (Павленко, Геворкян и др., 1974; Геворкян и др., 1975), наряду с типоморфными малоглубинными парагенезисами;
5. Геохимическая парадоксальность пород, а именно, литофильные характеристики гарцбургитов-лерцолитов, отвечающих палеоокеанической мантии, например, низкие K/Rb отношения; высокие Ba/Sr отношения; высокие Sr^{87}/Sr^{86} и пр., а также симатический стиль вышележащей габброидной ПТ — формации и толентовых лав, отвечающих палеоокеанической коре (табл.3).

Все это обуславливает важность и продуктивность использования петролого-геохимических индикаторных признаков пород и минералов офиолитовой ассоциации для определения глубинности и условий их зарождения.

Методически избран путь сопоставления составов пород и минералов офиолитов с метаморфическими и магматическими породами установленной глубинности. С этой же целью проведено микрозондовое изучение составов минералов из офиолитов.

Реконструкции последовательности геологических позиций пород из офиолитов Армении были показаны в предыдущих главах и не выходят за рамки уже известных мировых примеров (Пейве, 1972; Книппер, 1975; Соколов, 1977; Асланян, Сатиан, 1987).

по геохимическим признакам отчетливо фиксируются следующие соотношения петрогенных и редких элементов (табл.3):

— отчетливая геохимическая контрастность офиолитовой ассоциации от гарцбургитов до граувакк;

— для всей ассоциации, за исключением лейкократовых членов, Sr устойчиво преобладает над Ba, что типично для "примитивных" глубинных пород. В группе гарцбургитов Ba / Sr достигает максимума — 3,3, в противоположность этому в верлитах, пироксенитах и пр. содержание Sr резко увеличивается, а Ba / Sr колеблется около — 0,5. Эти и другие геохимические признаки демонстрируют, что породы ряда гарцбургит (перидотит) — верлит (пироксенит) не являются генетически однородными и одновременно петрологически независимы;

— с другой стороны, геохимические признаки указывают на развитие линии эволюционной серии пород палеоокеанической коры; перидотит — (верлит) — глаукоперидотит (анортозит-пегматит) — троктолит. Для серии характерен рост Na при практически неизменных содержаниях K и Rb и постоянстве K / Rb. Содержание Sr и отношения Ba / Sr имеют в этой серии обратно пропорциональные отношения и обязаны преимущественно вариациям Sr. О соотношениях гарцбургитов и верлитов судить пока трудно, но по аналогии корреляционной линии перидотит-анортозит, линия верлит-анортозит стремится к "салитизации", аналогичной явлению "габброизации" гарцбургитов; — комплементарно-промежуточное положение островодужных андезитов-базальтов по составу и содержанию малых элементов между породами океанической мантии и коры, с одной стороны, и океанического чехла (яшмы, граувакки и пр.) — с другой, служит дополнительным показателем роли пород океанического разреза как источника вещества для андезито-базальтовой ассоциации островных дуг.

По данным микрозондового изучения (Павленко, Геворкян и др., 1977) породообразующих минералов: пироксенов, гранатов, шпинелей, ильменитов и их сопоставления с градуированными аналогами составов минералов из других регионов следует, что в нашей офиолитовой ассоциации:

— резко преобладают гранаты с алмандиновой, андрадитовой и спессартиновой составляющей, перекрывающей на РТ — диаграммах

поля амфиболитовой, глаукофан-сланцевой и эклогитовой фаций. В особенности это относится к гранатам и алмазонасного серпентинитового меланжа (Павленко, Геворкян и др., 1974);

— преобладают ортопироксены с низкой глиноземистостью и клинопироксены с низкими значениями жадеитового, хромшпинелевого компонентов, а также ильмениты с высокой титанистостью и шпинели с низкой глиноземистостью.

Петролого-геохимические данные (Павленко, Геворкян, 1974, 1977; Закариадз : и др., 1988) указывают на малую глубину образования первоначальных пород офиолитовой ассоциации. Полученные нами данные по составам породообразующих минералов подтверждают сделанный вывод. В качестве минералогических критериев глубинности автс р привлек составы, данные по которым сравнены с составами минералов из геологически достоверных — эталонных ассоциаций.

Полученные результаты можно суммировать следующим образом.

— Породы нашей ассоциации гетерогенны по исходному составу и механизмам образования. Дунит-трацбургит-лерцолитовый комплекс палеоокеанской мантии представляет рести 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 гарцбургитами-лерцолитами офиолитов. Дуниты и сопровождающие их хромитовые руды представляют продукты метасоматоза гарцбургитов.

Габброидная (расслоенная) ПТ — формация и составляющие ее серии: ультра-кальмафитовый и дунит-II + перидотит + алливалитовая серия являются продуктами метасоматической дифференциации толлитов океанического типа, общий геохимический стиль которых они сохраняют. Исходными породами для выплавления океанских толлитов являются гранатовые перидотиты — продукты палингенной базификации и затем метаморфизма океанических толщ. Геохимический стиль толлитов и дочерних метасоматических пород расслоенного комплекса представлен симатическими индикаторными характеристиками, резко отличными от литофильных характеристик предыдущей серии пород и установившимися в ходе палингенной дифференциации, когда были разделены гранитофильные и базальтовые элементы.

Кремнисто-фтанитовая и граувакковая (кремнисто-карбонатная) серии офиолитов имеют смешанную вещественную природу и часть слагающих их компонентов была мобилизована в осадочных циклах ранней фанерозоя из сиалических оболочек древних материков.

— Эти породы офиолитовой ассоциации, как первичные — гарцбургиты и лерцолиты, так и вторичные — расслоенный комплекс габброидной ПТ — формации, отвечают фациям малых глубин (45–50 км), не ниже верхов гранулитовой. Метаморфогенные образования офиолитов обладают четкой латеральной зональностью и не поднимаются по параметрам образования выше фаций глаукофановых сланцев и коровых (альмандиновых) эклогитов.

— Индекс-минералов высоких давлений: муассанит, алмаз, встречающиеся в породах офиолитовой ассоциации Армении, логичнее рассматривать как устойчивые, метастабильные акцессории толеитовой серии, сохраняющихся в ее породах, как реликтовые ксенокристы или включения из исходных гранатовых перидотитов — родоначальной матрицы толеитов.

— Офиолиты с различными вариантами геологических несогласий перекрываются породами островодужной ассоциации, представленной андезитовой, тоналитовой, плагиогранитовой ПТ — формациями (табл. 1). породы данной ассоциации являются продуктами почти полного плавления пород расслоенного комплекса, диабазов, фтанитов и др. верхних членов офиолитовой ассоциации (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации). Особенно примечателен их толеитовый характер вулканизма.

ГЛАВА 5. Концепция вещественного преобразования океанической коры в континентальную

1. Как показывают современные петрологические и геофизические исследования, геофизический "базальтовый" слой и верхняя мантия континентов, с одной стороны, и океанов, с другой, различаются по вещественному составу. Выявленные в складчатых областях современных континентов фрагменты неизменной или слабо измененной океанической коры геологического прошлого (альпидотипные гипербазиты и другие компоненты офиолитовых комплексов) представляют собой, как правило, аллохтонные образования, тектонически выжатые в верхние горизонты земной коры и не испытавшие поэтому веще-

ют в результате палингенеза пород океанического чехла в подошвах глубинных шарьяжей в условиях эпидот-амфиболитовой и глаукофан-эклогитовой фации метаморфизма. Образование стрессовых гранатовых ржащих пород стимулируется железистостью и марганцовистостью исходных толщ, сопровождается сбросом SiO_2 и щелочей. Возникающие алмандиновые коровые эклогиты наращивают верхнюю мантию, а реститовые амфиболиты — "базальтовый" слой.

6. В поздний этап переходной стадии в условиях нового импульса сжатия происходит смятие (складчатость) эвгеосинклинальных серий, частично уже сгученных в предшествующий этап шарьяжеобразования. При этом происходит механическое "перемешивание" вещества и возникают локальные участки с мощной корой и достаточно глубокими корнями. Породы метаморфизуются в условиях амфиболитовой фации — в целом изохимически. Латеральная и вертикальная дифференциация обусловлена палингенным образованием автохтонных и параавтохтонных плагιοгранитоидных плутонов и площадной плагιοгранитизацией. Верхняя часть коры обогащается SiO_2 , Na_2O , K_2O и Rb_2O . В низах коры скапливаются амфиболиты и габброамфиболиты с повышенными содержаниями MgO , CaO , FeO и Sr , обедненные щелочами и Rb . Эта дифференциация приводит к обособлению "гранитного" слоя, что фиксируется появлением границы Конрада. Возникновение "гранитного" слоя обуславливает изостатические поднятия, локальное горообразование, формирование нижних моласс, часто ассоциирующих с андезито-дацитовыми вулканитами.

7. Начало континентальной стадии, ее раннего этапа обусловлено мощным планетарным импульсом тектонического сжатия, сначала стянувшего частные зоны со сформированным "гранитным" слоем в единый континентальный массив. Дальнейшее неослабевающее сжатие разрешается пологим глубинным срывом, зарождавшимся на границе разнородных кор новообразованного континентального массива и смежной океанической структуры. Срыв полого уходит под континент, преходя внутри "базальтового" слоя. Пододвигание лежащего крыла этого глубинного надвига приводит к увеличению мощности "базальтового" слоя и коры в целом за счет тектонического сдвигания.

Часть пород базальтового слоя, попавшая в условия гранулитового метаморфизма, превращается в двупироксеновые кристаллоосланцы а в нижней части подвергается эклогитизации (гроспидитовая субфация). Образовавшиеся породы характеризуют вещественный состав геологического "базальтового" слоя континентов. Описанный процесс

сопровождается мобилизацией щелочей, в первую очередь К и их выносом, что обуславливает калиевую гранитизацию вышележащих частей "базальтового" и "гранитного" слоев и вызывает консолидацию новообразованного массива. Вследствие этого процесса происходит перемещение 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-щелочногранитоидной формацией и впадин, заполнявшихся верхними континентальными молассаами. В зоне глубинного надвига в зависимости от физико-химической обстановки вылавляются андезит-дацит-липаритовые, трахиандезитовые и щелочно-базальтовые магмы продукты которых, излившись на поверхность, образуют краевые вулканические пояса.

8. На позднем этапе континентальной стадии развития границы гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма в пределах щитов испытывают относительный подъем. Гранулитизация захватывает гнейсы, которые преобразуются в чарнокиты и эндербиты. Одновременно эклогитизация пород более низких горизонтов приводит к дальнейшей базификации (отгонга SiO_2 и щелочей) с превращением дупироксеновых кристаллосланцев прежнего "базальтового" слоя в гранатовые перидотиты, а чарнокитов и эндербитов в "апосиалические" эклогиты. Образующиеся эклогиты и гранатовые перидотиты свечают верхней мантии с новой границей Мохоровичича, а чарнокиты и эндербиты — "базальтовому" слою с новой поверхностью Конрада. На этом процесс направленного разгнтия континентальной коры обычно закачивается.

9. 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 ультраосновных щелочных пород вплоть до кимберлитов. По мере расширения образовавшегося рифта и его превращения в структуру океанического типа происходит за счет возникающей при этом изостатической аномалии воздымание верхней мантии. при рифтогенезе из "апосиалических" эклогитов вылавляются континентальные толериты-граниты с литофильной геохимической характеристикой (долериты-

ты Тасмании и Трансантарктических гор), а из гранатовых перидотитов — низкокальциевые толеиты с низким $\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$, формирующие океанический чехол. Ультрамафиты с низким содержанием Sr и высоким $\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$ отношением представляют собой рестит эклогитов континентальной мантии. Величина отношения $\text{Sr}^{87} / \text{Sr}^{86}$ океанических толеитов растет в зависимости от степени зрелости континентальной коры, подвергшейся рифтогенезу. В Северной Атлантике, где раскалыванию подвергалась континентальная кора, прошедшая только орогенный этап, стронциевые отношения равны 0,703 (Исландия). В Южной Атлантике, где раскалывалась зрелая докембрийская кора, прошедшая и орогенный, и платформенный этапы развития, эти соотношения увеличиваются до 0,706 (острова Тристана-да-Кунья, остров Гоф).

10. Представленная на обсуждение схема метаморфических и тектонических процессов, приводящих к новообразованию "гранитного" слоя и континентальной коры, является предельно упрощенной и генерализованной. Конкретное геологическое выражение этих процессов всегда оказывается много сложнее и разнообразней. Следует иметь в виду, что для реализации рассмотренных метаморфических преобразований необходимо существование более древних сиалических масс — поставщиков некоторых лейкофильных элементов, накапливающихся в осадочных породах океанического чехла.

Несомненно, что существуют и другие способы образования континентальной коры, которые могут в той или иной мере сочетаться с рассмотренным. представляется, что новообразование "гранитного" слоя и континентальной коры в соответствии с предлагаемой схемой было ведущим процессом в фанерозойских геосинклинальных областях мозаичного типа (например, в палеозоидах Казахстана, Алтае-Саянской области и Монголии), верх фанерозоя Малого Кавказа, а в настоящее время происходит в некоторых островных дугах по западной периферии Тихого океана.

ГЛАВА 6. Прогнозная оценка офиолитовой ассоциации на некоторые драгоценные и поделочные (цветные) камни

Породы офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ) вмещают самые различные типы полезных ископаемых. Определенная их

часть парагенетически связана с офиолитами (хромиты, платина, алмазы, асбест, тальк, магнезит, марганец, серпентиниты, жадеититы, яшма, офискальцит, опал, демантоид, хромдиопсид, 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.).

В работе приведены сведения по тем некоторым полезным ископаемым, которые изучались непосредственно автором, по другим типам полезных ископаемых имеется обширный список опубликованных работ (Абовян, 1984, Амирян, 1974, Магакьян, 1974) и рукописных (Казарян с соавторами, отчет ИГН, 1981, Акимов, 1984).

Алмаз

Вслед за случайной находкой Шмаковым (ГЕОХИ РАН) двух крупных кристаллов алмаза (Геворкян, Шмаков и др., 1975) вблизи Пушкинского пер. (Базумский хребет) под руководством автора были предприняты планомерные научно-исследовательские работы с целью выяснения критериев поиска и прогнозной оценки офиолитовых поясов Армении в отношении их алмазоносности (Геворкян, Павленко и др., 1974, Геворкян и др., 1977).

В итоге проведенных исследований были обнаружены более трех десятков кристаллов мелких алмазов (0,3–0,5 мм). Преобладающая часть кристаллов была найдена в аллювиальных отложениях р. Дзорагет и притоков, размывающих в верховьях массивы гипербазитов и габброидов. Впоследствии были найдены также три зерна алмаза в колювии Джильского массива (СВ оз. Севан), а также более девяти кристаллов в бассейне р. Веди (Лунев и др., 1970).

Все обнаруженные кристаллы алмаза были детально изучены по данным рентгеноструктурного электронномикроскопического и изотопного методов, а также по морфологическим признакам армянские алмазы по своим свойствам близки к внешним зонам природных алмазов Якутии IV разновидности.

Таким образом, была принципиально решена проблема присутствия алмазов в офиолитовых поясах Армении (Присеванский, Вединский). В качестве вероятного источника алмазов могут рассматриваться гипербазиты гарцбургитовой ПТ-формации. Это основано на следующих данных:

1. Обнаружение первых кристаллов вблизи Пушкинского перевала (Базумский хребет) в обломке гарцбургита и в колювии серпентинита (Джил, Веди).

2. Постоянное нахождение вместе с алмазом спутников-минералов: хромшпинелиды, платиноиды, муассанит и др. типоморфные для гипербазитов.

3. пространственная взаимосвязь алмазоносных аллювиальных россыпей с массивами гипербазитов.

Вопрос алмазоносности офиолитов в пределах Армении является частным случаем в целом проблемы присутствия алмаза в других офиолитовых поясах мира (Индонезия, Кордильеры, Аппалачи, Вост. Австралия, Саяны и т.д.).

Вместе с тем изучение вещественного состава гипербазитов из офиолитов Армении показывает, что при их образовании необходимый режим для кристаллизации алмаза был намного ниже такого для алмазоносных либо даже неалмазоносных кимберлитов широчайшей субфации. Поэтому автором выдвинуты две гипотезы для объяснения алмазоносности гипербазитов из гарцбургитовой ПТ-формации:

— возникновение высоких давлений на этапе мощных тектонических стрессовых напряжений при процессах обдукции серпентинитовых масс на эпиконтинентальный фундамент;

— индекс-минералы высоких давлений: алмаз, муассанит и др. логично рассматривать как устойчивые, метастабильные акцессории толеитовой ассоциации, сохранившиеся как реликтовые ксенокристы от исходных гранатовых перидотитов — родоначальной матрицы толеитов.

Редкие находки в связи с офиолитами алмазов во всем мире и, наоборот, размещение богатых месторождений только среди кимберлитов и коматитов (В. Австралия), однозначно указывают на необходимость проведения дальнейших работ в направлении поисков на Малом Кавказе таких пород — носителей промышленных содержаний алмаза. Именно в данном направлении в последние годы под руководством М.А. Сатиана (1989) проводятся поиски алмазов в связи с ультращелочными дайкоподобными образованиями в Ерахсе (Вединская офиолитовая зона).

В последнее время появилось сообщение Акимова, 1984 о находке кимберлитоподобных пород у Пушкинского и Лысогорского перевалов (Севано-Амасийская офиолитовая зона), которое требует проверки.

Поделочные (цветные) камни

Гранаты. В офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ) эозитическую группу минералов со. гавляют гранаты — демантоид, альмандин и уваровит, относящиеся к кальциево-железис. о-хромистым разновидностям.

1. Гранаты альмандин-гроссулярового ряда известны вдоль Присеванской (Амасия-Севано-Акеринская полоса) зоны (Геворкян, Каминский и др., 1978). Изометричные ромбододекаэдрические и частью корродированные кристаллы граната ассоциируют с хромшпингелигами, магнетитом, муассанитом и др. Большинство гранатов генетически связаны с гацбургитовой (демантоид, уваровит) и глаукофанальмандиновой (квазиэклогитовой) или габбро-амфиболитовой субформациями. Альмандины содержат около 22% пироповой молекулы и нередко обогащены гроссуляровым компонентом. Зерна альмандина трещиноваты и потому ювелирный интерес к ним низок. Однако альмандины могут служить абразивами и добавкой к связкам-пастам либо для изготовления алмазного инструмента.

2. Гранаты андрадитового ряда — демантоид выявлен в восточной части Присеванской зоны (Памбак, Дара), где сопряжен с блоками рассланцованных серпентинитовых пластин, насыщенных прожилками хризотил-асбеста и других метасоматических минералов. Демантоид обычно заволочен в асбестовую "рубашку". Наряду с изолированными хорошо ограненными кристаллами (до 2 мм) встречены его желваковые формы (до 1 см), слипшиеся в агрегаты м/з масс.

3. Уваровит — существенно хромовая разновидность (4,5-11,7%) представлен в двух сообществах. Среди хромовых и хром-магнетитовых руд уваровит представлен в форме сплошных прожилок (до 2-3 см). Такой гранат непрозрачен и ювелирного интереса не представляет. В другом случае уваровит встречен спорадически в сериях оперяющих трещин 3-го и 4-го порядка, рассекающих апосерпентиниты. Одиночные зерна кристалла уваровита (2-4 и 8-10 мм) отличаются красивой изумрудно-зеленой окраской и являются ограниченным материалом (Дара, Сатанахач). Впервые предлагается возможность использования уваровита из Армении в качестве драгоценного камня.

"Гранатовая" специализация офиолитовой ассоциации Армении, как ожидается, представляет промышленный интерес и заслуживает дальнейшего изучения (Геворкян и др., 1989).

Яшмоиды, фтанитоиды, силициты, офиокальциты.

В связи с кремнисто-карбонатной серией офиолитовой ассоциации Армении описаны различные типы яшмоидов (Геворкян М.Р. и др. 1989).

— полосчатые яшмы с ритмичным чередованием тонких микрополос (2–5мм) красных "сургучных" и марганцовистых бурых до черного. Структура породы органогенно-микрозернистая и реликтовая. Бурый гидроматит равномерно пигментирует полости скелетов, а трещинки заполнены м/з массами кварца, халцедона, гидрослюды, хлорита, гематита;

— яшмовые брекчии обнаружены в виде крупных выходов в ряде участков южного склона Севанского хребта. Мощные блоки (3–5м) включают угловатые обломки "сургучных" яшм, сцементированных кварц-халцедоновым веществом, пигментированным ярко-красным гематитом;

— силициты — кремнистые породы с глобулярной структурой (экзгалайационные кремни). Морфология тел (0,5–0,3м) пластообразная, линзовидная, чаще это тонкие пропластики среди радиоларитов, расцветки от мясо-красного до ярко-желтого, зависящие от соотношений в кремневом веществе окислов железа, алюминия и щелочей;

— фтанитоиды слагают маломощные (0,2–0,5 и реже до 1,5м) линзы и прослои среди радиоларитов и др. силицитов. Это фактически зеленоватые, серо-зеленые яшмы, у которых окраска сгущается к центру линз, а слоистость тонкая, горизонтальная. По сравнению с яшмовыми радиоларитами в них повышено содержание: марганца, титана, кобальта, хрома, никеля; колебания примесей этих пигментов определяют фактуру камня. Переходы к яшмам и силицитам — резкие.

Среди яшмоидов преобладают массивные кирпично-красные и "сургучные" разновидности. Наиболее значительны по запасам месторождения яшмоидов в Присеванской офиолитовой зоне (участки Дара, Гюней и др.). Массивные плотные яшмы обладают красиво декорированными и легко шлифуемыми поверхностями, что позволяет рекомендовать их как ценное камнесамоцветное сырье. Яшмоиды можно рекомендовать как высокодекоративный, но, к сожалению, все еще мало используемый материал для изготовления изделий.

Офиокальциты (офиокарбонат) — существенно карбонатная порода, пронизанная тонкими прожилками серпентинитовой массы. Крупные выходы связаны с олистостромовыми выходами (Базумский

хребет, г. Чак-чак) в той же кремнисто-карбонатно-й серии. Порода обладает высокими декоративными свойствами и может быть рекомендована как материал для облицовок и небольших подделок.

Заключение

1. Выдвинуто представление о петролого-тектонической формации (ПТ-формации) как о группе пород, образованной в связи с конкретными факторами состояния (температура, давление, химические потенциалы щелочей, кислорода, водорода) и связанной 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 случая с сильно метаморфизованными и неравновесными минеральными парагенезисами ультрамафит-мафитовых пород офиолитовой ассоциации, поэтому нами предложена оригинальная методика сопоставления пород и минералов из офиолитовых поясов Армении (Малый Кавказ) с типоморфными и градуированными парагенезисами геологически достоверных ассоциаций из других регионов. Однако там, где это допустимо, были приложены принятые диаграммы "состав - условие состояния".

2. Верхнефанерозойская (мезо-кайнозойская) история земной коры Армении (Малый Кавказ) представляется как сложное и многоступенчатое развитие по латерали и вертикали ПТ-формаций ассоциированных магматических и метаморфических пород, которые сформировались в ходе поступательного геодинамического процесса сближения и сочленения окраины Иранского мезоконтинента, как части Афрорафии, Центрально-Армянского мегаблока с Сомхето-Карабахско-Кафанской палеостровной дугой, развитой на окраине палеоокеана Мезо-Тетис и Евразийской (Скифской) плиты. Зоной такого сочленения признается Зангезурская шовная зона.

3. Такой геодинамический процесс сопровождается многократным тектоническим скучиванием, а на некоторых участках растяжением толщ, и прохождением основных стадий развития: палеоокеанической, переходной и континентальной (табл.1). Соответственно развивались определенные ПТ-формации.

Палеоокеаническая стадия представлена ПТ-формациями офиолитовой ассоциации пород — фрагментами палеоокеанической коры

Мезо-Тетиса, имеющими в пределах Армении (Малый Кавказ пятнисто-полосовое распространение вдоль Присеванской (Амация-Севано-Акеринской), Вединской (Приараксинской) и шовной Зангезурской зон. Офиолитовые члены ассоциации подвергались тектоническому обдущиванию на метаморфический фундамент эопалеозоя, далее — выдавливанию, растаскиванию чешуй, пластин и накоплению мощных флишево-олистоострововых толщ, которые в современном залегании опрокинуты на "ребро" и зажаты между средней юрой и верхним мелом. Они сопровождаются хромовым, хризотил-асбестовым и наложенным золото-ртутным оруденением. Детальными петролого-геохимическими исследованиями установлены малая глубина их преобразования и метаморфизма, геохимическая контрастность офиолитовой ассоциации от их океанических аналогов и более полная "стратификация" большинства членов триады.

Переходная (средиземноморская) стадия представлена формациями, характерными для палеостровной дуги (Сомхето-Карабахско-Кафанской), в корнях которой также залегает офиолитовая ассоциация пород. Этой стадии свойственно наращивание лавовых и осадочных толщ и становление "незрелового" корового магматизма с преобладанием в его петрохимическом стиле натрия над калием. Именно с переходной — "островодужной" стадией связано известное оруденение меди и полиметаллов. На этой же стадии (поздний этап — верх. мел.-миоцен.) возникли активные окраины с тенденцией калиевого метасоматоза, магматического замещения и внедрением впоследствии гранитоидов с связанным медно-молибденовым и золото-сульфидным оруденением.

Далее, на завершающей неоконтинентальной стадии (миоцен — верхн. четвертичный) формирования коры ярко выражено образование вулканических формаций с отчетливой тенденцией колебания уровней щелочности расплавов. Здесь же прослеживается динамика очагов магматизма и метаморфизма в условиях тесного взаимодействия активных — "горячих" участков коры и верхней мантии, размещенных вдоль упомянутой Зангезурской (Базумо-Зангезурской) шовной зоны, с которой кроме прочего связываются современные мощные сейсмические явления.

4. На основе изложенной геотектонической модели нами специально прослежены все ПТ-формации и петролого-геохимические процессы, включая поведение редких элементов, на палеоокеанической и частью — "островодужной" стадиях развития коры:

— на палеоокеанической стадии в результате унаследованного развития крупного палеоокеанического бассейна (Тетис-1) сформировалась изученная нами офиолитовая ассоциация, включающая аллохтонные флишево-олистоостроморфные серии — парагенезисы пород: гарцбургитовой (мантийной); габброидной (расслоенной) базальт (диабаз) — кератофир — кремнистой (океанической) и габбро-амфиболитовой и глаукофан-альмандиновой (квазиэклогитовой) ПТ-формаций, которые локализованы вдоль упомянутых полосовых зон (табл.2).

Изучение петрологии и геохимии пород офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ) привело нас к следующим выводам:

— в основании ассоциации залегают породы гарцбургитовой ПТ-формации — лепцолиты и гарцбургиты, уверенно сопоставимые по многим признакам с палеоокеанической мантией. Они подвержены дунитизации, сопровождаемой обособлением хромитовых руд. Характерными процессами являются серпентинизация, оталькование, куммингтонитизация и миглократные процессы обратной регенерации с образованием полнокристаллических пироксен-оливиновых пород;

— выше располагается габброидная ПТ-формация, включающая клинопироксеновые, троктолитовые, вебстеритовые и габбро-анортозитовые породы расслоенного или полосчатого комплекса, границы которых с гарцбургитами преимущественно тектонические. Полный разрез данной ультра-кальбазитовой (калбазитовой) серии представлен: перидотитами, гарцбургитами, клинопироксенитами, меланоклазовыми габброидами, а сверху налегают лейкократовые, пегматоидные и др. габбро, анортозиты и плагногранофиры. Петрологические особенности ультра-кальбазитового комплекса не противоречат его образованию по механизму кристаллизационной дифференциации в сочетании с магматическим замещением и метасоматическими процессам;

— завершает офиолитовый разрез толща базальт (диабаз) — кератофир — кремнистой ПТ — формации, сложенная из переслаивающихся толентовых диабазов и их серпентинизированных разновидностей с кремнисто-фтанитовыми породами, яшмоидами, силицитами, радиоляритами, граувакками и рифтогенными известняками, слагающими зачастую олистоострому.

5. Вышеуказанные соотношения отчетливо фиксируются также по геохимическим признакам поведения петрогенных и редких элементов в породах офиолитовой ассоциации (табл.3).

По данным микросондового изучения породообразующих минералов: пироксенов, графитов, шпинелей, ильменитов и их сопоставления с градуированными аналогами составов минералов из других реи ионов следует, что породы офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ) и их минеральные парагенезисы сформировались и подверглись преобразованиям на достаточно малых глубинах при давлениях около 15 кбар, что отвечает глубине около 45–50 км.

Таким образом, петролого-геохимические признаки пород и минералов офиолитовой ассоциации позволяют сделать следующие выводы:

— на палеоокеанической стадии породы ассоциации гетерогенны по исходному веществу. Дунит-гарцбургит-лерцолитовый комплекс (гарцбургитовая ПТ-формация) океанической мантии и их палеоаналогов — офиолитов представляют остаток от выплавления континентальных платобазальтов (траппов) из метаморфически базифицированных сиалических континентальных эклогитов. Геохимические индикаторные признаки подтверждают вещественное родство между породами "гранитного" слоя континентов: плагиогранофирами, платобазальтами и гарцбургитовым комплексом офиолитов. Дуниты же представляют продукты метасоматоза гарцбургитов;

— расслоенный (полосчатый) комплекс габброидной ПТ-формации является продуктом дифференциации толентов океанического типа, общий геохимический стиль которых он сохраняет. А сами толенты и породы расслоенного комплекса имеют более симатический характер, установившийся в ходе дифференциации и метаморфической базификации гранатовых перидотитов;

— породы офиолитовой ассоциации отвечают фациям метаморфизма малых глубин, т.е. не ниже верхов гранулитовой. Метаморфогенные образования обладают четкой латеральной зональностью и соответствуют фациям глаукофановых сланцев и коровых (альмандинных) эклогитов;

— офиолиты с различными вариантами геологических несогласий перебиваются породами островодужной ассоциации, представленной андезитовой, тоналитовой и плагиогранитной ПТ-формациями. Породы данной ассоциации являются продуктами почти полного плавления пород расслоенного комплекса, диабазов и фтанитов офиолитовой ассоциации (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации). Особенно примечателен толентовый характер вулканизма, многократно описанный (Лордкипанидзе, 1985, Мелконян, 1984 и мн. др.) в

литературе для юрско-меловой Сомхето-Карабахско-Кафанской зоны. Именно в пределах этой зоны, а также к югу от нее продолжались мощные излияния толеитовых базальтов, андезитов, трахиандезитов и липаритов, ассоциированных с подстилающими в разрезе аллохтонными флишево-олистостромовыми сериями офиолитов.

б. Автор в составе коллектива сотрудников ГЕОХИ РАН участвовал под руководством А.С.Павленко в разработке новой концепции *вещественного преобразования океанической коры в континентальную* (1975–77). Материалы по Армении были также привлечены для подтверждения данной концепции.

Сущность концепции состоит кратко в следующем:

— выявленные в складчатых областях современных континентов фрагменты слабо измененной океанической коры геологического прошлого — гипербазиты офиолитовых поясов представляют собой, как правило, аллохтонные образования, тектонически выжатые в верхние горизонты земной коры и потому не испытавшие вещественных преобразований под влиянием глубинного метаморфизма, т.е. не ниже верхов гранулитовой фации;

— преобразование океанической коры в континентальную протекают в условиях не только латерального тектонического преобразования, но и при существенном участии процессов метаморфической дифференциации вещества палеоокеанов (эвгеосинклиналей) и интенсивном тектоническом скупивании;

— петрологические аспекты такого преобразования состоят в формировании континентальной коры и верхних горизонтов верхней мантии фанерозойских складчатых областей из вещества океанической коры: низкокальциевых океанических толеитов, граувакк и пелитов с повышенными содержаниями SiO_2 , K_2O и др. осадков в ходе последующей осадочной, метаморфической и палингенной дифференциации. При этом постоянно действующими факторами являются потоки планетарных глубинных флюидов (H, C, и др.);

— в океаническую стадию, в условиях растяжения, толеит, залегающий на ультрамафитах (гарцбургиты, метадуниит, лерцолит), частично расщепляется на кальмафитовый слоистый комплекс (парадунииты, верлиты, клинопироксениты) и анортозиты, габбро-алливалиты, плагиогранофиры, образуя "базальтовый" слой. Этот процесс сопровождается сбросом SiO_2 , FeO, Na_2O , которые фиксируются в кремнистых породах (силициты, фтаниты и т.д.) и спилитах офиолитового чехла;

— в ранний этап переходной стадии в связи с началом тектонических сжатий возникает рельеф островных дуг, желобов и краевых морей. Продолжается наращивание коры за счет продуктов андезитобазальтового вулканизма, терригенных и флишоидных серий, приобретающая переходный облик. Вулканы возникают за счет палингенеза пород океанического чехла в подошвах глубинных шарьяжей в условиях эпидот-амфиболитовой и глаукофан-эклогитовой фации метаморфизма. Возникают алмадинские коровые эклогиты, которые наращивают верхнюю мантию, а реститовые амфиболиты — "базальтовый" слой.

Далее продолжают различные процессы корообразования в условиях наращивания тектонических сжатий и скупивания, при этом возникают локальные участки с мощной корой, происходят "перемешивания" вещества, изохимический метаморфизм в амфиболитовой фации и палингенез с образованием плагиогранитоидов (автохтонных и параавтохтонных) плутонов. Продолжается петрохимическая дифференциация вещества, что в итоге приводит к возникновению "гранитного" слоя и дальнейшему его наращиванию. Процесс развивается в условиях образования глубинного срыва между разнородными массами новой континентальной коры и смежными океаническими структурами, далее следует сдвиг коры, гранулитовый метаморфизм базальтового слоя — эклогитизация (гроспидитовая субфация), калиевая гранитизация вышележащих слоев — выплавление гранитнощелочно-гранитоидной формации пород и т.д. (табл. 4, рис. 2).

Таким образом, реализация концепции преобразования океанической коры в континентальную по указанной схеме нашла практически полное подтверждение на примере истории эволюции земной коры и развития изученных нами петролого-тектонических формаций пород офиолитовой ассоциации — фрагментов палеоокеанической коры даже на сравнительно небольшом, но весьма типичном участке литосферы в пределах Армении (Малый Кавказ).

Теперь становятся вполне объяснимыми многие "тайны" офиолитов — совместное и неизменное развитие "триады" офиолитов, открытой Штейнманном; соотношения ультрамафитов (гипербазитов) и мафитов (габброидов); совместное развитие базальтовых (диабазовых) и кератофир-кремнистых (силициты, фланиты, яшмы и пр.) образований и их роль в дальнейших мантийных процессах формирования континентальной коры.

7. Офиолитовая ассоциация Армении (Малый Кавказ) вмещает самые различные типы полезных ископаемых. Определенная их часть парагенетически связана с ней: хромиты, платина, алмаз, асбест, тальк, магнезит, марганец, серпентиниты, жадеиты, яшма, офиокальцит, опал, демантоид, алмандин, хромдиопсид, хризолит, корунд (рубин) и мн. др., а другая часть связана с поздними наложенными гидротермальными процессами: медь, золото, висмут, теллур, мышьяк, ртуть, сурьма, серебро и др.

В работе показаны результаты по прогнозной оценке и свойствам некоторых видов парагенных с офиолитами полезных ископаемых, которые изучались непосредственно автором: алмазы, гранаты (демантоид, алмандин, варовит), яшмоиды, фтанитоиды, силициты, офиокальциты.

Алмаз. Вслед за случайной находкой В.С.Шмаковым (ГЕОХИ РАН, 1972) двух крупных кристаллов, под руководством автора были предприняты планомерные поиски и организованы научно-исследовательские работы с целью выяснения критериев алмазоносности офиолитовых поясов Армении (Малый Кавказ). В итоге проведенных работ (1972-77) были обнаружены более трех десятков мелких кристаллов (0,3+0,5мм) в аллювии бассейна р.Дзорагет и его притоков, затем — три кристалла в коллювии серпентинитов Джильского массива (СВ оз.Севан) и позднее более 9 кристаллов в бассейне р.Веди (Лунев и др., 1980).

Все обнаруженные кристаллы были всесторонне и детально изучены. Таким образом, была принципиально решена проблема присутствия алмаза в офиолитовых поясах Армении (Присеванский и Вединский), а вероятным источником определены породы гарцбургитовой ПТ-формации.

Для объяснения алмазоносности гипербазитов последней предложены две гипотезы:

— возникновение высоких давлений необходимых для кристаллизации алмаза на этапе мощных тектонических стрессовых напряжений при процессах обжатия серпентинитовых масс на эпиконтинентальный фундамент;

— индекс-минералы высоких давлений: алмаз, муассанит и др. логично рассматривать как устойчивые, метастабильные акцессории толеитовой ассоциации, сохранившиеся как реликтовые ксечокристы от исходных гранатовых перидотитов — родоначальной матрицы толеитов.

Тем не менее перспективы поисков промышленных месторождений алмазов на Малом Кавказе, как и во всем мире, связываются не с гипербазитами из офиолитовых поясов, а с обнаружением выходов кимберлитов или коматиитов, тем более, что в последние годы появились для этого обнадеживающие предпосылки (Акимов, 1984, Сатиан, 1989).

Гранаты. В офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ) экзотическую группу минералов составляют гранаты-демантоид, альмандин и уваровит. Большинство гранатов генетически связаны с гарцбургитовой (демант ид, уваровит) и глаукофан-альмандиновой либо габбро-амфиболитовой (альмандин) ПТ-формациями. Гранаты ассоциируют с хромшпинелидами, магнетитом, муассанитом и др. Альмандин содержит 22% пироповой молекулы и нередко обогащен grossularовым компонентом. Демантоид встречается в форме кристаллов (до 2мм), желваков и заволочен в кризотил-асбестовую "рубашку". Уваровит-существенно хромовый (до 11,7%), представлен в двух сообществах среди хромитовых и хром-магнетитовых руд. Особенно ценны одиночные зерна (2-4 и реже до 8-10мм изумрудно-зеленой окраски).

"Гранатовая" специализация офиолитовой ассоциации, как ожидается, представляет промышленный интерес в качестве высокоценного ювелирного и абразивного материала.

Яшмоиды, фтаниитоиды, силициты и офиокальциты. В связи с кремнисто-карбонатной серией офиолитовой ассоциации известны различные типы указанных пород, среди которых наибольшими запасами представлены различные яшмоиды в Присеванской полосе. Массивные яшмы различных расцветок от сурьечно-красных, бурых, черных, марлициевых разновидностей до серо-зеленых и серых обладают красиво декорированными, легко шлифуемыми поверхностями и рекомендуется как ценное камнесамоцветное сырье, тоже самое можно сказать о офиокальцитах-офиокарбонатах пронизанных прожилками серпентинитовой буро-зеленой массой.

Все эти породы рекомендуются для применения как материал для облицовок и небольших поделок.

Основные работы, опубликованные по теме диссертации

1. К вопросу о соотношении щелочно-земельных и щелочных базальтовых серий. Соавторы - А.С.Павленко, Л.З.Филипов. Сборник трудов "Проблемы геохимии" М 1965, с.350-365&
2. Поведение редкоземельных элементов при образовании щелочно-земельных и щелочных комагматических базальтоидных пород

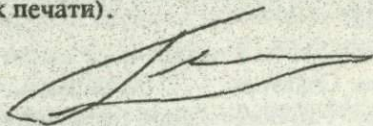
- Центральной Армении. Соавторы — А.С.Павленко, Ю.А.Юбалашев, Н.В.Туранская. Ж."Геохимия", №2, 1966, с.197-210.
3. О влиянии щелочности и температуры на распределение молибдена и олова при кристаллизации базальтовой магмы. Ж."Геохимия", №12, 1968, с.1514-1518.
 4. К физико-химической характеристике магматических процессов на этапах эволюции интрагеосинклиналей. Сб. тезисов докладов XVII научно-технической конференции профессорско-преподавательского состава ЕрПИ, Ереван, 1970.
 5. Об алмазоносности территории Армении. Сб. тезисов докладов IV Республиканской конференции молодых научных работников. Секция наук о Земле, Ереван, 1973.
 6. Геолого-тектонические предпосылки прогноза алмазоносности территории Армении. Сб. тезисов докладов XX научно-технической конференции профессорско-преподавательского состава ЕрПИ, Ереван 1973.
 7. К вопросу об алмазоносности гипербазитовых поясов Армении. Соавторы — А.С.Павленко, А.Т.Асланян, Э.Х.Гулян, С.А.Паланджян, О.С.Егоров. Ж."Геохимия", №3, 1974, с.366-379.
 8. К геохимии альпинотипных гипербазитов Армении в связи с проблемой их алмазоносности. Соавторы — С.А.Павленко, В.И.Лебедева, Н.П.Лактионова, Л.П.Орлова, Л.И.Мартirosян. Сб. трудов Всесоюзного совещания-1 по алмазам, Мирный, 1974.
 9. К минералогии гипербазитов Армении в связи с проблемой их алмазоносности. Соавторы — С.А.Павленко, С.А.Паланджян, М.Т.Бояджян, Л.И.Мартirosян. Сб. трудов Всесоюзного совещания-1 по алмазам, Мирный, 1974.
 10. Новый политип муассонита, обнаруженный в Армении. Соавторы — Г.А.Гуркина, Ф.В.Каминский. Сб. научных трудов "Магматизм и металлогения Армянской ССР" Записки Армянского отделения всесоюзного минералогического общества, выпуск 7, изд.АН Арм.ССР, 1974, с.106-111.
 11. Критерии глубинности альпинотипной офиолитовой ассоциации. Соавторы — А.С.Павленко, Л.И.Мартirosян. Сб. тезисов докладов XVIII научно-технической конференции профессорско-преподавательского состава ВТУЗСВ Закавказья. Секция геология, горное дело, Ереван, 1975.

12. О находке и исследовании первых кристаллов алмаза в Армении. Соавторы — Ю.А.Дуденко, Ю.А.Клюев, В.И.Непша. Доклады АН Арм.ССР, том 61, №3, 1975, с.67-69.
13. Некимберлитовые первоисточники алмазов. Соавтор — Ф.В.Каминский. Известия АН Арм.ССР, сер.наук о Земле, №2, 1976, с.32-40.
14. Тектоно-плутонические формации в связи с формированием континентальной коры в г.ределах Центральной Армении и Гарца. Соавтор — А.С.Павленко. Сб.научных трудов ЕрПИ, 1976, с.17-34.
15. Новые находки алмазов в ультрамафитах Армении. Соавторы — Ф.В.Каминский, Б.С.Лунев, Б.М.Осовецкий, Н.Д.Хачатрян. Доклады АН Арм.ССР. №3, XIII, 1976, с.176-182.
16. Некоторые геолого-тектонические предпосылки алмазоносности альпинотипных гипербазитов Армении. Соавторы — А.Т.Вегуни, С.А.Паланджян. Известия высших учебных заведений. Сер. геология и разведка. М., №3, 1976, с.103-106.
17. Мелкие алмазы из рыхлых отложений Армении. Соавторы — Г.Б.Бабаян, А.П.Бобриевич, З.В.Бартошинский, Б.С.Лунев, Б.М.Осовецкий, М.И.Самойлович. Сб. научных трудов Армгеолобщества. т.1, Ереван, 1977, с.191-206.
18. Геохимические критерии глубинности пород офиолитовой ассоциации. Соавторы — А.С.Павленко, Л.И.Мартirosян. Известия высших учебных заведений. Серия геология и разведка, №9, депонет №1859-77, М., 1977.
19. Минералогические критерии алмазоносности пород офиолитовой ассоциации Армении. Соавторы — А.П.Бобриевич, Б.С.Лунев, А.С.Павленко, И.Д.Хачатрян. Известия высших учебных заведений. Сер. геология и разведка, №10, 1977.
20. Особенности формирования офиолитовой ассоциации Севано-Амасийского тектонического шва Армении. Соавтор — А.С.Павленко. Тезисы докладов III-го семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1977, с.1752-754.
21. Геохимическая дискриминация континентальной и океанической коры в пределах Армении. Соавтор — А.Т.Вегуни. Тезисы докладов IV-го семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1978, с.1974-75.
22. Офиолитовые формации пород Армении и Гарца (ГДР). Сб. тезисов докладов XXV-ой конференции ЕрПИ, Ереван, 1978.

23. Гранаты и хромшпинелиды в алмазоносных ультрамафитах Армении. Соавторы — Ф.В.Каминский, А.С.Павленко, К.А.Шепелева. Известия Академии наук Арм.ССР. Сер. науки о Земле, №1, 1978, с.39-46.
24. Глубинные ксенолиты-включения из кайрозойских орогенных вулканов Армении. Соавторы — Ю.С.Геншафт, А.К.Юханян. Сб. тезисов докладов XXVII-ой научно-технической конференции ЕрПИ. Секция горно-металлургическая, 1980.
25. Геохимические различия континентальной и океанической коры в пределах Армении. Соавтор — А.Т.Вегуни. Известия высших учебных заведений. Сер. геология и разведка, №11, 1980.
26. Глубинные включения Гегамского вулканического нагорья. Соавтор — А.К.Юханян. Сб. тезисов докладов VII-го семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1981.
27. Глубинные ксенолиты из лав Гегамского вулканического нагорья. Соавтор — А.К.Юханян. Сб. тезисов докладов XXVIII-ой научно-технической конференции ЕрПч, 1981.
28. Формации континентальной офиолитовой и базальтоидной ассоциации пород Армении. Сб. тезисов докладов XXVIII-ой научно-технической конференции ЕрПИ, 1981.
29. Петрогенезис вулканических пород глубинных включений Гегамского нагорья. Сб. тезисов докладов VII-го семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1981.
30. Тектоно-магматические формации фанерозоя Армении. Соавтор — А.К.Юханян. Сб. докладов XXIX-ой научно-технической конференции ЕрПИ, Секция горное дело, геология, 1982.
31. Минералого-петрографические особенности глубинных включений и их количественные соотношения в вулканических комплексах Армении. Там же, 1982.
32. Ксенолиты и мегакристаллы в лавах Гегамского нагорья. Соавторы — Ю.С.Геншафт, А.К.Юханян. Сборник научных трудов "Физико-химические исследования продуктов глубинного магматизма", Москва, ИФЗ АН СССР, "Наука", 1982, с.6-38.
33. Особенности формирования базальтоидных серий Армении. Соавтор — А.С.Павленко. Там же, 1982, с.74-84.
34. Модель формирования петролого-тектонических формаций фанерозоя Армении (Малый Кавказ). Сб. тезисов докладов IX семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1983.

35. Геодинамическая модель формирования континентальной коры фанерозоя Армении (Малый Кавказ). Сб. тезисов докладов XX научно-технической конференции ВТУЗОВ Закавказья. Секция геология, горное дело, 1983.
36. Петролого-геохимические процессы формирования континентальной коры фанерозоя Армении (Малый Кавказ). Доклады XXVII-Международного геологического конгресса, Москва, т. III, 1984, с. 209-210.
37. Петролого-геохимические процессы формирования континентальной коры Армении (Малый Кавказ) в фанерозое. Известия высших учебных заведений, Серия геология и разведка, №2, М., 1985, с. 22-70.
38. Об особенностях эндогенного режима Армянского вулканического нагорья. Соавторы — Ю.С. Генцафт, А.К. Юханян, А.Т. Вегуни, А.Я. Салтыковский. Ж. "Геотектоника", №2, 1985.
39. Петрологические особенности процессов в коре Армянского вулканического нагорья. Соавторы — А.К. Юханян, А.Т. Вегуни. Сб. тезисов докладов VI Всесоюзного вулканологического совещания — "Вулканизм и связанные с ним процессы", Петропавловск-Камчатский, 1985.
40. Минералы-самоцветы и поделочные камни офиолитовой ассоциации Армении. Соавторы — В.Б. Сейранян, М.Р. Геворкян. Сб. тезисов докладов I-го Всесоюзного совещания по геммологии. Черно-голова Московская обл., 1985.
41. Основные черты петролого-геохимических процессов при формировании континентальной коры Армении (Малый Кавказ) в верхнем фанерозое. Известия Академии наук Арм.ССР, Сер. науки о Земле, XI, №1, 1987, с. 3-9.
42. К конвергентности магматических членов формаций офиолитовой ассоциации Малого Кавказа. Сб. тезисов докладов X Всесоюзного литологического совещания, Ереван, 1988. Сб. тезисов докладов XIV-го семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1988.
43. Геохимическая инверсия ультрамафит-мафитов офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ). Сб. научных трудов "Геодинамика Кавказа", М., "Недра", 1989, с. 1822-180
44. Яшмоиды и фтанитоиды из офиолитовой ассоциации Армении. Соавторы — Ф.В. Каминский, М.Р. Геворкян и др. Сб. тезисов до-

- кладов II-го Всесоюзного совещания "Геммология-2", Черноголовка Московская обл., 1989, с.219-221.
45. Гранаты из офиолитовой ассоциации Армении. Там же.
46. Офиокальциты из офиолитовой ассоциации Армении Там же.
47. Особенности петрологии и геохимии пород палеоокеанической коры магматических пород офиолитовой ассоциации Армении (Малый Кавказ). Соавторы — М.Р.Геворкян, И.Э.Казарян, М.А.Аветисян, Сб. тезисов докладов XVI-го семинара "Геохимия магматических пород", Москва, ГЕОХИ, 1991.
48. Краткий очерк региональной геологии Армении. Соавтор — А.Т.Асланян. Всемирная энциклопедия региональной геологии. США, (на англ.яз.), 1975.
49. 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.
50. О роли офиолитового меланжа при формировании современных сейсмогенных обстановок на территории Армении (Малый Кавказ). Соавтор — К.М.Джугарян. Сб. тезисов докладов X-го всемирного международного семинара. "Еартквек прогностик", Каир, 2-9.01.1996 (принят к печати).



ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ОГИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Гарцбургитовый комплекс HD		Полосчатый комплекс СА		Вулканогенно-осадочный комплекс ВЗ			Индекс-минералы
Ультрамафиты	Реакционные ультрамафиты	Ультракальмафиты		Базиты БВ	Средние ТН	Сиалиты СА	
Серпентиниты		Пренит-пумпелиитовые, хлорит-рокиит-треколлитовые породы		Зеленые, лавсонитовые сланцы			HC, Lw, ZO ₁
Гарцбургит HRZ I	Лерцолит Вебстерит LRC WBST I	Илинопироксенит СРУ		Габброамфиболиты GBAM	Тоналитамфиболиты TNAM	Пегматитовые СИ ПЛGN	Pl, Ma, HB ₁
Метадунит DNT I	Верлит VRL II Троктолит TRKT II	Эвкрит EVKR I Габбро-алливалиты GBALL Паранортосит ANRT I ГРPH	Верлит VRL I Габбро-алливалиты GBALL Парадунит PAR DNT II	Глаукофановые сланцы GFSH			GI
Оливиновый гарцбургит HRZ II Сивинит DNT III	Вебстерит WBST II	Норит NRT Гиперстен. анортосит ANRT III Троктолит TRKT III		Гиперстенные сланцы HPSH		Амфиболиты	Gr ₁
Тальковые ультрамафиты		Амфиболовые анортоситы ANRT V		Амфиболовые гранулиты A GN			Gr ₂
Войкариты VKR		Эпидотовый пироксенит		Поизитовые амфиболиты ZCAM			HB ₂ ZO ₂
РОДИИТИТЫ				Куммингтонитовые сланцы			Ku, Akt, Hgr
НАДТИТЫ, АЛЬБИТИТЫ							Gd, Ad

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

Номер	Na	K	Li	Rb	Sr	Ba	Ti	Cr	V	Co	Ni	Cu	Количество анализов
I	659	263	3,5	2,68 (15)	3,13	10,7	127	2046	54,4	73,6	1955	8,51 (16)	27
	472	232	3,5	2,45 (19)	3,35 (13)	10,2	118	2079	54,7	54,7	2057	5,88 (15)	24
II	1393	451	5,9	1,0	36	18	614 (15)	1739	108	53	479	89(7)	19
	815	458	5,4	0,8	35	18,5	377 (13)	1832	103	53	507	43(5)	17
	17600	1416	2,4	2,8	230	27	2125 (2)	1193	248	46	288	115(2)	3
	140	350	0,1	0,55	25,5	5,6	210	2750	72	50	2650		2
III	275	84	9,3	2,45	30,5	14,7	525	1000	74	98	1500	60	2
	6033	1242	3,13	4,3	552	39	820	1133	111	36	414	14,4	3
IV	41333	8(11)	3,8	13,7	470	375	681	311	96	28	37	14	3
V	4004	313	17	3,2 (10)	242 (9)	27 (12)	1130 (10)	797 (12)	148 (12)	45 (12)	236 (12)	22(5)	11
	19056	2063	12 (16)	2,9	396 (16)	54 (16)	777 (14)	710 (16)	166 (16)	26 (16)	175 (16)	17(5)	16
			6,5 (15)		452 (14)	24 (13)							
VI	28834	3500	4,5	4,0	192	80	4229 (15)	292 (15)	293 (15)	52 (15)	91(14)	29(7)	19
VII	20695	1782	4,6	4,2	157	29	2190 (10)	197	223	58	42	39(9)	11
	21120	4940	12,4	12,8	253	197	4800	216	167	34	51		5
VIII			2,5 (3)										
			27 (2)										
IX	55000	300	0,3	0,1	6,5	18	1200	13	49	8	16		1
	22797	8370	12,9	25	195	306 (14)	2362	108	121	26	30	81	14
X						214 (13)							

Примечание: I — мелаузиты и гарцбургиты; II — верлиты и троктолиты расслоенного комплекса; III — анортозиты; IV — гиперстеновые гнейсы и сланцы; V — плагиоперидотиты, габбро-пориты; VI — амфиболиты аподиабазовые; VII — диабазы, габбро-диабазы; VIII — андезиты, андезит-базальты; IX — ксратофиры; X — туфопесчаники, граувакки, яшмы. В скобках количество анализов.

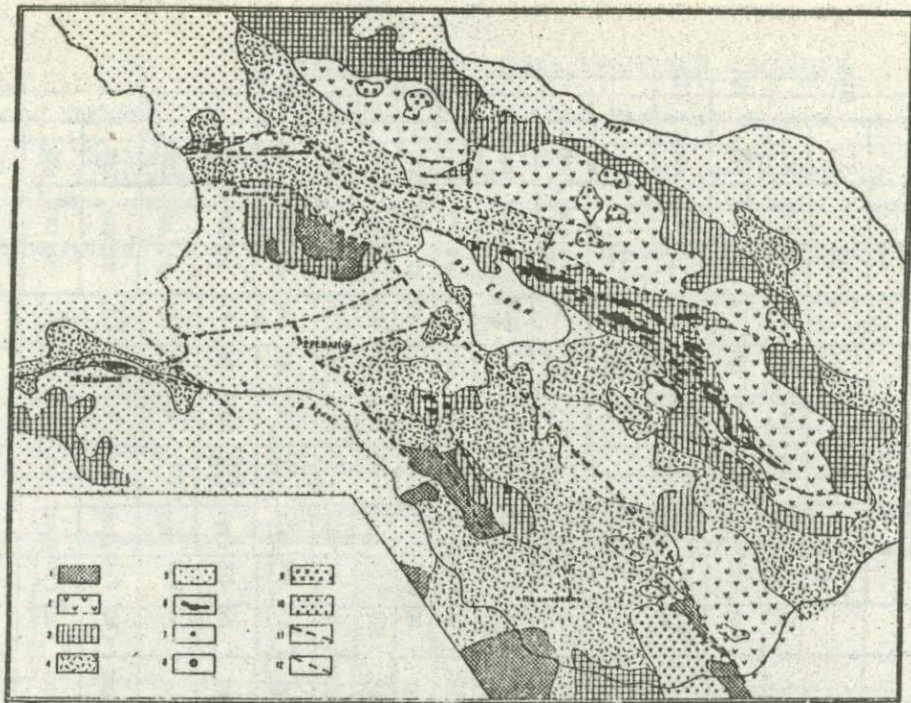


Рис. 1. Схема распространения офиолитов на Малом Кавказе (по данным А.А.Габриеляна, Р.А.Аракеляна и С.А.Палаванджяна, 1971).

Условные обозначения: возраст структурных этажей — 1—байкальский-варисский (до альпийское основание); 2—юра-нижний мел (неоком); 3—алб маастрихт; 4—верхний мел-палеоцено; 5—палео-четвертичный; 6—участок офиолитов; 7—участок офиолитов, закрытые скважинами; 8—галечка и шкерболиты и табрилиты в коньякских конгломератах; 9—мелкозернистые гранитоиды; 10—третичные гранитоиды; 11—тектонические швы; 12—наиболее крупные тектонические нарушения.

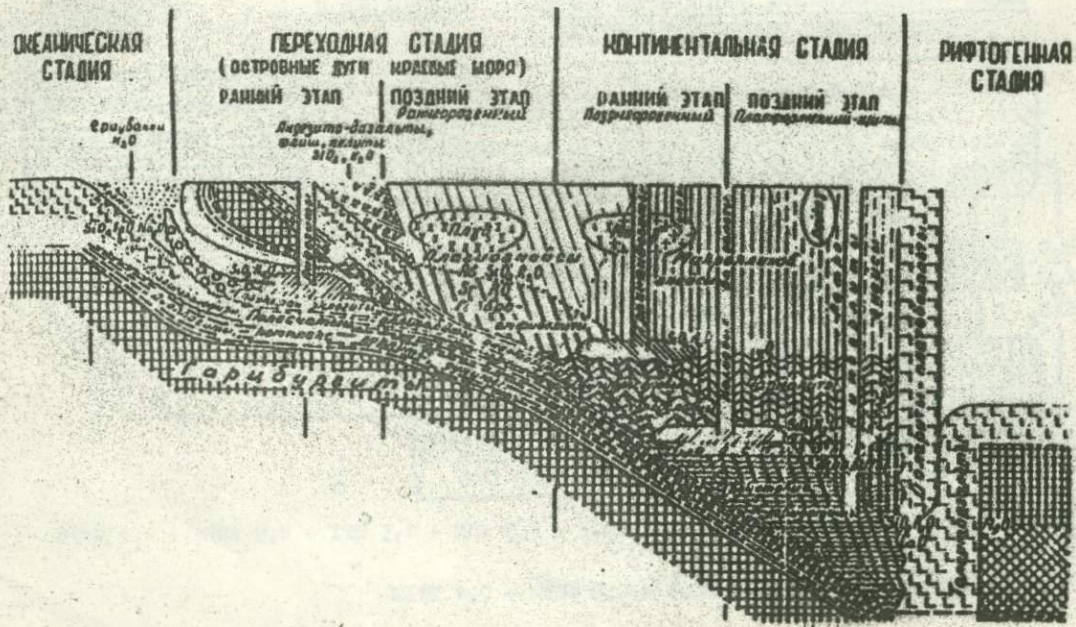


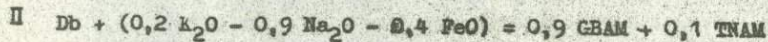
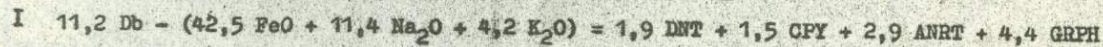
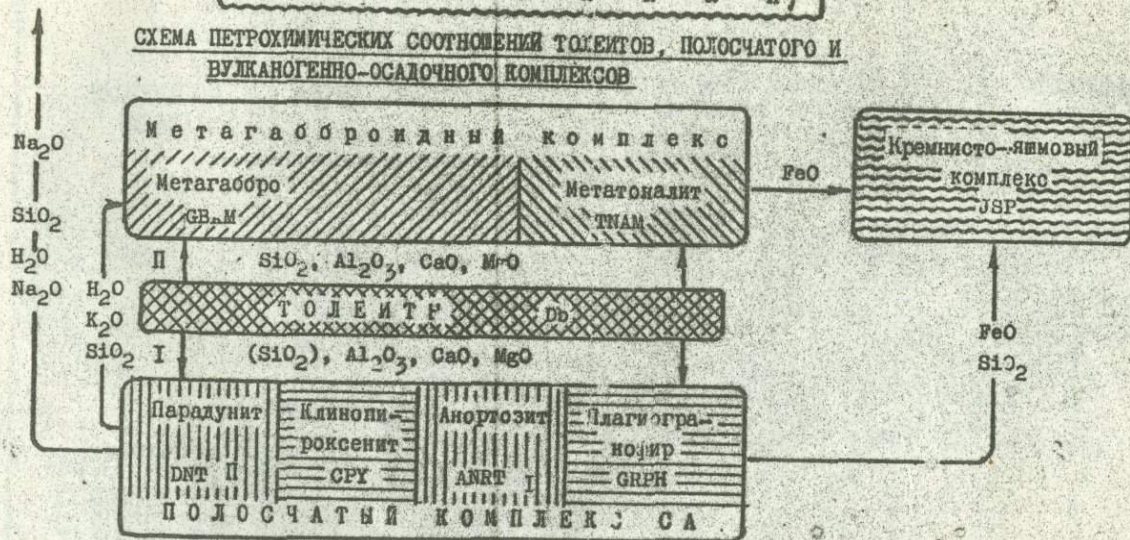
FIG. 2

СХЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ОБИЛИТОВ

Табл. 4

Г Р А У Б Е А К К И,

СХЕМА ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЙ ТОЛЕИТОВ, ПОЛОСЧАТОГО И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО КОМПЛЕКСОВ



1926