

В.И.ГУГУШВИЛИ

ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЙ
ПРОЦЕСС
В ДРЕВНИХ ОСТРОВНЫХ
ДУГАХ И ИНТРАДУГОВЫХ
РИФТАХ

* МЕЦНИЕРЕБА *
1980

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
აქად. ა. ჯანელიძის სახ. ბიოლოგიური ინსტიტუტი
შრომები, ახალი სერია, ნაკვ. 68

3. გუგუშვილი

**პოსტკლასიკური პროცესი და სუსარგებლო ნაგახთა
საბედობის უორმირება ინფრაკლადურ კადორიჭვებში
და კუნძულთა კადებში**

(კავკასიის აჭარა-თრიალეთის ზონის მაგალითზე)

ბომბცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1980

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE
Труды, новая серия, вып. 68

В. И. ГУГУШВИЛИ

**ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС И
ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ДРЕВНИХ
ОСТРОВНЫХ ДУГАХ И ИНТРАДУГОВЫХ
РИФТАХ**

(НА ПРИМЕРЕ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ ЗОНЫ КАВКАЗА)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1980

553 (С41)
ББК12 26.325(2Г)

УДК 553 (47.922) Г 933

Вследствие изучения поствулканических процессов в древней островодужной андезитовой серии и в рифтогенной толеит-щелочнобазальтовой была установлена информативность поствулканических метасоматитов как образований, отражающих геодинамические обстановки их формирования; определены генетические взаимоотношения различных метасоматических и рудных формаций в условиях единой гидротермальной системы на примерах Аджаро-Триалетской зоны и других регионов. Выявлены закономерности вертикальной метасоматической зональности в фоновых пропилитах толеит-щелочнобазальтовой серии и причины отсутствия таковой в андезитовых толщах. Ведущая роль в этом отведена тепловому режиму в различных геодинамических обстановках. Установлены: сходство поствулканических преобразований в интрадуговых и океанических рифтах; зависимость метаморфизма и метасоматоза от глубинности мантийного диапиризма и тепловых режимов; взаимоотношения метаморфизма срединно-океанических хребтов а также регионального метаморфизма активных континентальных окраин и магматизма; петрогенетическая сущность различия между постмагматическим метасоматозом и домагматическим метаморфизмом.

Редактор М.А.Беридзе

Г $\frac{20801}{М 607(06)-80}$ 20-80

© Издательство
"Мецниереба", 1980

В В Е Д Е Н И Е

Поствулканические процессы—обязательные спутники вулканизма. Их продукты — метасоматиты и руды—очень широко распространены в земной коре. Имея огромное экономическое значение, они давно стали предметом кропотливого исследования геологов, петрологов, минералогов и геохимиков.

В вулканических толщах Аджаро—Триалетии поствулканический процесс проявился во всем многообразии. Наиболее широкое распространение имеют пропилиты, вторичные кварциты и аргиллизиты. С основными среднекремнекислыми интрузивными телами связаны внутринтрузивные и приконтактные преобразования, выраженные в пропилитизации, полевошпатово—серпичитовом метасоматозе, грейзенизации, скарнообразованиях и аргиллитизации. С отмеченными метасоматическими формациями генетически связано медно—полиметаллическое, серноколчеданное и магнетитовое рудообразование, имеются касситерит—молибденитовые проявления. Важную роль играют также нерудные бентонитовые и агат—халцедоновые месторождения.

Как показали исследования последнего десятилетия в области петрологии, геодинамическое развитие земной коры четко отражено в характере и направленности вулканической и интрузивной деятельности. Именно вулканизм и интрузивный магматизм наиболее информативны для расшифровки геодинамических режимов различных областей земной коры. Определенные успехи были достигнуты в выявлении зависимости регионального метаморфизма с развитием активных континентальных окраин (Miyashiro, 1961; Miasiro, 1976), а также в определении роли геодинамических режимов в процессе рудообразования (Силлитоз, 1974; Соукинс, 1974 и др.). На этом фоне естественно возникла проблема зависимости поствулканического метасоматоза от геодинамических режимов и обстановок, и для этой цели соответствующим объектом оказалась Аджаро—Триалетская складчатая зона, которая в процессе развития претерпела воздействие различных геодинамических режимов, что определило сложный характер вулканической деятельности в этом регионе. Детальное изучение поствулканических метасоматитов, развитых по меловым и палеогеновым вулканическим толщам Аджаро—Триалетии позволило заключить, что различные геодинамические обстановки отражаются на характере и направленности гидротермальной деятельности. Последняя так же, как и магматизм, может служить индикатором геодинамического режима. Эта особенность четко выражена в характере пропилитизации и сопряженными с ней процессами. В предлагаемой работе, на примере Аджаро—Триалетии мы попытаемся показать специфику пропилитизации в интравулканых рифтах и островодужных областях и сопоставить ее с данными по пропилитизации в других регионах в аналогичной геодинамической обстановке. В работе с петрогенетических позиций сопоставляются пропилиты, метаморфиты океанического дна и региональные метаморфиты, на основании геодинамических режимов их формирования; уста-

новлены их взаимоотношения с магматизмом и вулканической деятельностью. Определены генетические взаимоотношения пропилитизации с сопряженными гидротермальными метасоматическими процессами и выявлена сущность этих взаимоотношений. Изучена гидротермальная минерализация пустот, сопряженная с пропилитизацией, выявлены ее генетические взаимоотношения с фоновым процессом. Определены основные петрогенетические факторы пропилитизации.

Исследован характер вертикальной метасоматической зональности пропилитизации в интрадуговых рифтах и в островодужных зонах. Выявлены петрогенетические, физико-химические и геодинамические факторы, определяющие зональность. Детально изучена петрохимия процесса на основании привноса-выноса основных петрогенных элементов.

Как уже отмечалось, помимо пропилитов в Аджаро-Триалетской складчатой зоне широко распространены и другие метасоматические преобразования: вторичные кварциты, полевошпатово-серпичитовые метасоматиты, аргиллизиты и др. С ними связаны серноколчеданные и медно-полиметаллические оруденения. В работе предпринята попытка выявить петрогенетические и физико-химические закономерности формирования этих пород и руд, выявить их генетические взаимоотношения. Поставлена задача определения зависимости направленности гидротермального процесса от геодинамического режима и характера магматической деятельности.

В процессе работы над поставленной проблемой постоянно, в продолжение долгих лет, оказывал помощь академик Г.С.Дзоценидзе и мне хочется почтить его память глубокой благодарностью.

Трудно переоценить соучастие и полезные советы на завершающем фоне работы Н.С.Схиртладзе. Очень большое значение имело обсуждение широкого круга вопросов геологии и геодинамического развития региона с Ш.А.Адамия. Основные положения работы неоднократно обсуждались с В.П. Логвиновым, В.Г.Гогшвили, И.П.Шербанем и В.Л.Русиновым. Автор считает своим долгом выразить всем им свою искреннюю признательность.

1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ И ВУЛКАНИЗМ В ЕЕ ПРЕДЕЛАХ

Аджаро-Триалетская складчатая зона является северо-западной частью Малого Кавказа. Она расположена на юге Грузии и распространена от берегов Черного моря до г.Тбилиси. Восточнее Тбилиси ее складки постепенно затухают и сливаются со структурами Закавказского срединного массива. С севера зона ограничена Грузинской, а с юга Артино-Болнисской глыбой (см.рис.1).

Протяженность зоны 300 км, ширина 70-40 км. Она сложена в основном мел-палеогеновыми вулканическими образованиями. Подчиненную роль играют верхнеэоцен-неогеновые терригенные осадки и меловые карбонатные отложения.

Аджаро-Триалетская складчатая зона издавна привлекала внимание геологов. Геологическое строение ее различных районов описано в работах Б.Ф.Мейфферта (1923,1933), С.С.Кузнецова (1937), И.В.Качаравы (1961) и многих других. Однако описание геологического строения Аджаро-Триалетии в целом, основанное на оригинальном исследовании и обобщении материала предшествующих авторов, произведено П.Д.Гамкрелидзе (1949). По его данным, Аджаро-Триалетский трог зародился в апте на Закавказском срединном массиве, развился в геосинклиналичную структуру и в мио-плиocene сформировался в складчатую зону. Им были выявлены глубинные разломы, вдоль которых произошло формирование трога, а также целый ряд региональных дизъюнктивных и пликтивных структур субширотного простирания. П.Д.Гамкрелидзе (1949) произвел первое детальное стратиграфическое расчленение палеогеновой вулканической толщи в Аджаро-Триалетской зоне.

70-е годы ознаменовались привлечением идей новой глобальной тектоники к изучению геологического строения и геодинамического развития Кавказа в целом и Аджаро-Триалетской зоны в частности. Новая концепция постпалеозойского геологического строения Кавказа и геодинамического развития Аджаро-Триалетской складчатой зоны отражены в работах Ш.А.Адамия с соавторами (1974, 1974₁, 1977,1977₁), И.П.Гамкрелидзе (1976), Г.С.Закариадзе и М.Б.Лордкипанидзе (1975). С юра до верхнего мела Кавказ рассматривается ими как активная континентальная окраина островодужного типа по отношению к Анатолийско-Малокавказскому океаническому бассейну. В связи с замыканием последнего, обусловленного поддвижением Афро-Аравийской плиты под Восточноевропейскую, Кавказ перешел на постколлиззионную раннеорогенную стадию развития.

Аджаро-Триалетский трог был заложен в мелу (в конце апта) на Закавказском сиалическом блоке (бывшей основной дуге) и до конца мела развивался, как и другие части Кавказского раннеорогенного бассейна, с характерной для этой обстановки, в основном, сиалическим вулканизмом базальт-андезит-риолитового состава.

С раннего палеогена начинается интенсивное растяжение Аджаро-Триалетского трога. Оно выразилось в формировании турбидитов (палеоцен-нижнеэоценовый флиш), за которыми последовал интенсивный базальтовый вулканизм, завершившийся формированием базальт-деленитовой бимодальной серии пород. Наиболее интенсивное растяжение трога произошло в среднем эоцене. Оно определило мощный толеит-базальтовый вулканизм в западной и центральной Аджаро-Триалетии и формирование "безграничной" центральной части Черноморской впадины. Латеральная зональность, установленная в среднеэоценовой толще Г.С.Закариадзе и М.Б.Лордкипанидзе (1975) и выраженная центральной толеитовой зоной с внешними щелочно-базальтовыми зонами, позволила рассматривать среднеэоценовый Аджаро-Триалетский трог, вместе с центральной "безграничной" зоной Черного

моря, как рифтогенную структуру, относящуюся к типу интрадуговых рифтов (см. рис.2). Тогда как западная и центральная части Аджаро-Триалетского трога в среднем эоцене преобразовалась в типично рифтовую структуру с характерным для нее толеит-базальтовым вулканизмом, ее восточное окончание оставалось на островодужной стадии развития, выраженной андезитовой вулканической деятельностью. Следовательно, с запада на восток происходит постепенное ослабление рифтинга. Соответственно, М.Б.Лордкипанидзе по признаку интенсивности рифтинга подразделяет Аджаро-Триалетскую зону на три сегмента: западный с толеитовыми вулканистами в центральной зоне и щелочными базальтами в периферических, центральный, состоящий лишь из базальтовых вулканистов, и восточный, характеризующийся андезитовым вулканизмом островодужного типа.

С верхнего эоцена по всей зоне рифтинг прекращается, трог испытывает складчатость, после чего он продолжает свое орогенное развитие с характерной для этой обстановки, андезит-шононитовой вулканической деятельностью (Закариадзе, Лордкипанидзе, 1975).

Вулканическая активность в Аджаро-Триалетии известна с верхнего мела, однако меловой вулканизм здесь значительно слабее палеогенового. Обнажения меловых вулканистов имеются в основном в восточной части зоны в пределах Триалетского хребта (географическое районирование Аджаро-Триалетии показано на рис. 1). Меловые вулканические породы слагают ядра антиклинальных структур и в пределах зоны являются наиболее древними отложениями. Возраст меловой вулканической толщи апт-нижний турон. Максимальная мощность пород в естественных обнажениях порядка 1000 м. Лишь в северной части хребта, в окрестностях с.Хведурети, по данным бурения, мощность толщи достигает 1900 м (И.Гамквелидзе, 1976). Меловая вулканическая толща сложена дифференцированной серией от базальта через базальтовые андезиты до дацитов и риолитов. По данным М.Б.Лордкипанидзе основные породы аптско-альбского возраста, по своим петрохимическим свойствам соответствуют островодужным толеитам. За меловой вулканической толщей следует турон-датская известковая свита, мощность которой на разных участках колеблется от 300 до 1000 м. Выше залегает палеогеновая флишевая и вулканическая толща.

Палеогеновая вулканическая деятельность по всей Аджаро-Триалетии началась отнюдь не одновременно и интенсивность ее весьма неравномерна. В западной части трога вулканизм начался значительно раньше и длился гораздо дольше. По данным М.Б.Лордкипанидзе (1977), в западном и центральном сегментах зоны палеогеновая толща состоит из трех комплексов: нижнего, среднего и верхнего. Нижний базальтовый комплекс сформирован на первой стадии растяжения трога и представлен, в основном, лавами и массивной вулканокластической слабощелочных и толеитовых роговообманковых и оливниновых базальтов. Мощность комплекса 1000 - 2000 м. Средний комплекс (мощность порядка 1000 м) очевидно формировался в период ослабления интенсивности растяжения и представлен дифференцированной

серией пород — базальт-трахиандезит-дакрит. Верхний базальт-толеитовый комплекс (мощность 4000 м) сформирован в условиях максимального растяжения и в западном сегменте характеризуется очень четкой латеральной петрохимической и геохимической зональностью: южная зона состоит из субщелочных базальтов, центральная — низкокальциевых роговообманковых толеитов, северная — высококальциевых щелочных базальтов. Во всех трех зонах базальты составляют 85–90% всей массы пород. Восточнее в центральном сегменте выклинивается толеитовая зона, и комплекс сложен базальтовыми лавами и пирокластикой. Уменьшается мощность пород и интенсивность вулканической деятельности. В восточном сегменте зона испытала наименьшее растяжение, она характеризуется андезитовой вулканической активностью. Еще более сокращается мощность палеогеновой толщи и за пределами г. Тбилиси она и вовсе выклинивается, замещаясь терригенными осадками.

Верхнеэоценовая вулканическая толща в западной части Аджаро-Триалетской зоны занимает относительно небольшую площадь. Она сформирована в наземно-мелководных условиях. М.Б.Лордкипанидзе и Г.С.Закаридзе (1974) относят ее к кальцевой шшонитовой серии. В составе толщи преобладают породы средней кислотности — шшониты, трахиандезиты и высококальциевые роговообманковые андезиты. Судя по условиям и характеру вулканизма с верхнего эоцена происходит полное вырождение рифта, и Аджаро-Триалетская зона продолжает свое орогенное развитие.

В силу того, что в палеогене Аджаро-Триалетский трог на различных участках развивался по-разному, наблюдается дифференциальное ослабление рифтинга с запада на восток, соответственно изменился и характер вулканической деятельности. Поэтому с запада на восток меняется состав и строение вулканических комплексов, слагающих вулканическую толщу, и они подразделяются на разные свиты. В западной Аджаро-Триалетии нижний базальтовый комплекс представлен перангской свитой, которая состоит из лав и вулканокластиков роговообманковых и оливковых базальтов, к востоку она редуцируется и, начиная с Месхетии, латерально переходит в флишевую толщу (нижняя часть) и в слоистую туфогенную свиту, по составу аналогичную перангской, известную под названием ликанской. Возраст ликанской свиты — низы среднего эоцена.

Средний дифференцированный комплекс представлен нагваревской свитой, которая продолжается вплоть до восточной части Триалетского хребта и далее замещается андезитовой грубослоистой толщей. В районе Месхетии нагваревская свита состоит преимущественно из лав, и здесь М.Г.Татишвили (1974) выделил ее под названием — Квабисхевской.

Верхний базальтовый комплекс слагается чидильской свитой, подобно другим утоняющейся в восточном направлении. Свита массивная и сложена базальтовыми лавами и грубообломочной вулканокластикой. В восточной Триалетии она вырождается в грубослоистую андезитовую свиту, которая в верхней части становится тонкослоистой.

Верхнеэоценовая вулканическая толща расположена в западной части зоны - в Аджарии, Месхетии и Гурии. В Аджарии и Месхетии она подразделяется на две свиты - адигенскую и наадигенскую. Обе - андезит-шононитового состава и отличаются друг от друга по текстурно-структурному признаку. В отличие от адигенской, наадигенская свита характеризуется грубослоистым строением и большей мощностью (2000 м), тогда как мощность адигенской свиты 500 м. В Гурии верхнеэоценовые вулканиты являются составной частью зенобанской вулканогенно-терригенной свиты. Они представлены трахандезитовыми и трахитовыми туфами, мощность которых не превышает 450 м. Верхнеэоценовая толща в целом занимает относительно небольшую площадь и выклинивается в верхнеэоценовые терригенные осадки.

Стратиграфическое расчленение палеогеновой вулканической толщи произведено Ш.А.Адамия, М.Б.Лордкипанидзе, Н.Ш.Салуквадзе в Аджарии, И.В.Качарав, Н.И.Мревлишвили, М.Г.Татишвили и Р.Л.Шубладзе в Месхетии, З.Д.Вольским, И.П.Гамкрелидзе и Г.Ш.Надарейшвили в Гурии и Имеретии, Г.А.Микадзе и Д.В.Папав в районе Тriaлетского хребта (см. табл. I).

Палеогеновую вулканическую толщу прорывает множество интрузивных тел разного размера. Все эти тела либо среднекремнекислого диоритового и сиенит-диоритового, либо основного габброидного и габбро-монцититового состава. Первые на основании кали-аргонового определения абсолютного возраста датируются верхним эоценом (в среднем 34-36 млн. лет). Вторые средним эоценом - 41-42 млн. лет (Рубинштейн и др., 1973). Среднеэоценовые интрузивы по петрохимической природе и минеральному составу аналогичны породам верхнеэоценовой вулканической толще, основные - среднеэоценовой. Следовательно, первые являются комагматами верхнеэоценового андезит-шононитового вулканизма, вторые среднеэоценового толеит-базальтового. Комагматичную природу Аджаро-Тriaлетских интрузивных тел с вмещающей палеогеновой толщей впервые выявил Г.С.Дзоценидзе (1949). Позднее Г.С.Закариадзе и М.Б.Лордкипанидзе (1973) на богатом материале подтвердили это предположение. Большинство интрузивных тел, исходя из их полнокристаллической структуры и высокотемпературного приконтактного изменения - роговики, грейзены, полевошпатовые метасоматины, вероятно, формировались на завершающей стадии среднеэоценового вулканизма - габброидные и габбро-монцититовые тела и верхнеэоценового вулканизма - диоритовые и сиенит-диоритовые.

Таблица I
 Общая стратиграфическая схема палеогеновых вулканических образований
 Аджаро-Триалетия

Возраст свят	Адхария /свят/	Мехетия /свят/	Имеретия /свят/	Гурия /свят/	Зап. Триалетия Боржомский Р-н /свят/	Вост. Триалетия ^х /свят/
Олигоцен (?)	Намадгенская	Нацашген- ская				
Верх. эоцен	Адигенская	Адигенская		Зенобская	Терригенные породы	Терригенные породы
Ср. эоцен	Чидильская	Диврская	Чидильская	Чидильская (чадрекель- ская, сахма- ройская, на- поцхварская, гурийская подсвят)	Чидильская	Верх. слоистая (по П. Д. Гамк- релидзе)
				Нагваревская	Нагварев- ская	Нагваревская
		Квабис- хевская	Нагварев- ская	Ликанская	Ликанская	Ликанская
Нижний эоцен- палеоцен	Перангская					

^х Расчленение палеогенового комплекса условное, так как он полностью сложен сложными породами, которые трудно разделить на свят.

2. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ В АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЕ

Меловая и палеогеновая вулканические толщи подвержены интенсивным поствулканическим и постмагматическим изменениям, что выразилось в образовании целого ряда метасоматических и рудных формаций. Здесь широко распространены пропилиты, вторичные кварциты, полевошпатово-серицитовые метасоматиты, грейзены, скарны, аргиллизиты. Имеются медно-полиметаллические, серноколчеданные, магнетитовые, молибденит-касситеритовые месторождения и рудопроявления. Кроме того, очень широко распространены амигдалоиды и гидротермальные жилы, формирование которых обусловлено отложением различных минералов в геологические пустоты из гидротермальных растворов.

Геологические пустоты—это трещины и поры, межпаровые пространства в шаровых лавах, межблочочные пространства в агломератах и т.п. Гидротермальный минерогенез пустот, естественно, происходит в иных физико-химических условиях, чем метасоматическое преобразование пород и характеризуется специфической минералогией.

Большинство из перечисленных метасоматических формаций характеризуется взаимопереходами и явлениями телескопирования, и мы вслед за Д.В. Рундквистом и И.Г. Павловой (1974) выделяем ту или иную ассоциацию пород в отдельную формацию, ориентируясь на ее внутренние зоны.

Распределение метасоматических формаций в Аджаро-Триалетской зоне показано на рис. 3. Пропилиты пользуются региональным распространением. Вторичные кварциты занимают обширную площадь (50 км²) и геометризуются в форме линзовидного тела в пропилитах. В приконтактовой зоне среднекремнекислых тел, прорывающих трахиандезит-трахитовые и андезитовые вулканические толщи, развиты полевошпатовые и серицитовые метасоматиты и грейзены. Очень широко распространены аргиллизиты. Причем они встречаются в совершенно различных геологических и петрогенетических условиях. Они развиты в приконтактовых зонах малых интрузий, формируя внутренние зоны во вторичных кварцитах. Приурочены к зонам дробления в низкотемпературных пропилитах, замещают и телескопируют последние в самых верхах метасоматической колонки. Аргиллизиты телескопируют также полевошпатово-серицитовые метасоматиты и грейзены. Все перечисленные формации взаимосвязаны: прослеживается взаимосвязь между полевошпатово-серицитовыми метасоматитами и пропилитами, грейзенами и пропилитами, пропилитами и вторичными кварцитами. Четкие генетические и пространственные взаимоотношения наблюдаются между рудами и метасоматитами. Медно-полиметаллические руды тяготеют к серицитовым метасоматитам, серноколчеданные — ко вторичным кварцитам. Молибденит-касситеритовая минерализация тесно связана с грейзенами. Безрудны лишь региональные пропилиты. С экономической точки зрения интересны крупные залежи Асканских бентонитов, которые являются аргиллизитами, развитыми по трахитоидным туфам, а также агат-халцедоновая минерализация, генезис которой связан

с выполнением пустот.

3. ФОРМАЦИЯ ПРОПИЛИТОВ

В Аджаро-Триалетской складчатой зоне пропилитизация наиболее широко распространенное гидротермальное изменение. Она создает зеленокаменный фон как в палеогеновой, так и в меловой вулканических толщах. Пропилитизированы также интрузивные тела и их приконтактовые зоны.

Основная отличительная черта пропилитов от других метасоматических формаций - ее зеленокаменная минералогия. Зеленокаменный облик определяется минеральным составом пропилитов, которые в больших количествах содержат хлорит, эпидот, клиноцоизит, пренит, актинолит. Кроме того, в состав пропилитов входят альбит, цеолиты, кварц, карбонаты, серицит и перит.

Пропилитизация в Аджаро-Триалетии по существу региональный процесс. Она распространена повсеместно. Однако не следует думать, что палеогеновая и меловая вулканические толщи полностью и равномерно пропилитизированы. Наоборот, пропилитизация, особенно ее высокотемпературные фации, развита крайне неравномерно. Интенсивно измененные участки тяготеют к районам вулканических центров и зонам дробления. Немаловажную роль играет и литологический фактор. Лавы, туфолавы и плотные туфы менее проницаемы для растворов и изменены слабее агломератовых и крупнообломочных туфобрекчий. Имеются случаи, когда породы с благоприятным литологическим фактором изменены слабо. Встречаются участки совершенно не подверженные пропилитизации. Следовательно, исходя из вышесказанного пропилитизация в Аджаро-Триалетии процесс региональный лишь в том смысле, что он характерен для регионов в целом. Однако интенсивность процесса крайне неравномерна.

Для среднеэоценовой базальтоидной толщи характерна вертикальная метасоматическая зональность, тогда как в верхне- и среднеэоценовых андезитовых формациях она не наблюдается и пропилиты представлены низкотемпературными приповерхностными фациями.

3.1. Распространение пропилитизации в меловой и палеогеновой вулканических толщах Аджаро-Триалетии

Для четкого представления распространения и масштабов пропилитизации в вулканических толщах Аджаро-Триалетской зоны мы приводим материал по опорным разрезам различных участков зоны.

Опорные геологические разрезы составлены по профилям, наиболее полно отражающим как геологию определенного участка региона, так и петрографию изверженных и пропилитизированных пород. По каждому из них вычерчены геологические профили, на которых выражена стратиграфическая последовательность свит и характер пропилитизации. Для каждого разреза приводится краткое литологическое и петрографическое описание извержен-

ных пород. Опорные разрезы группируются по сегментам, отражающим геодинамическое развитие зоны, с целью иллюстрации влияния геодинамических режимов на развитие проциллитизации.

В западном сегменте зоны опорные разрезы в палеогеновой вулканической толще составлены по ущельям рек Аджарисцхали, Нагваревисцхали, Схалты, Чаквисцхали и Кинтриши (Аджария); по ущ.р.Губазеули (Гурия). В центральном сегменте - по ущельям рек Кершава (Имеретия), Абастумнисцхали, Цинубнисцхали и Уравели (Месхетия), по ущелью рек Куры и Гуджаретисцхали (Боржомский район), по ущельям притоков рек Храми-Уачков, Хабара, Хандрас и др. (Цалкский район), по ущелью реки Дзама (Карельский район). В восточном сегменте разрезы составлены по ущельям рек Дрис-Хеви, Тана и Тедзами. Характеристика пород и процессов изменения в меловых вулканитах приводится по опорным разрезам в ущельях рек Зварула и Дзама (центральный сегмент) и в ущелье реки Тедзами (восточный сегмент).

Опорные разрезы западного сегмента

Западный сегмент - зона наиболее интенсивного рифтинга в среднем эоцене. Среднеэоценовая вулканическая толща здесь обнажена полностью от самой нижней перангской свиты до чидильской включительно. В чидильской свите отмечена латеральная зональность с толеитами в центральной зоне и субщелочными и щелочными базальтами по периферии. Именно со становлением чидильской свиты связано максимальное растяжение трога. После замыкания рифта с верхнего эоцена зона продолжает островодужное развитие, выраженное в андезит-шошонитовой вулканической деятельности, вследствие чего здесь формируются адигенская и наладигенская свиты в Аджарии и Зенобанская свита в Гурии.

В Аджарии из-за неблагоприятных рельефных условий и сильной задернованности мы не имели возможности составить опорный разрез по одной линии, так что приводимые данные основаны на материалах разных разрезов и обобщены в сводной литологической колонке (см.рис.4) и сводном геологическом профиле (см.рис.5).

Наиболее древние вулканические породы обнажены в ядре Перангской антиклинали в ущ.р.Нагваревисцхали, известные под названием перангской свиты. Свита представлена лавами и лавовыми брекчиями пироксен-роговообманковых и оливниновых базальтов. Породы имеют мандельштейновую текстуру. В целом эта свита проциллитизирована относительно слабо, по основной массе базальтов развита хлоритизация, с участием эпидот-полизитовых масс, характерна интенсивная пиритизация; по плагиоклазу в некоторых случаях развита пренитизация. В перангской свите наиболее интересны амигдалоиды. Поры выполнены в одних случаях относительно низкотемпературными барифобными минеральными ассоциациями: цеолитом (ломонтит, анальцим), халцедоном и хлоритом, либо высокотемпературными актинолит

+ кварц, кварц + эпидот + хлорит и кварц + пренит + карбонат. Имеются амигдалоиды, состоящие из карбоната и кварца.

Породы вышележащей нагваревской свиты обнажены в ущ.р.Кинтриши, в окрестностях с.Чахати, в ядре Чахатской антиклинали. Свита представлена дифференцированной серией пород: щелочной базальт-трахиандезит-деленит. На этом участке она, в основном, состоит из пирокластике: слоистые туфы и туфобрекчии, изредка лавовые брекчии в нижней части, чередующиеся с известковыми слоями. Породы значительно изменены. Плагноклаз, как правило, альбитизирован, часто замещен эпидотовыми массами. Иногда по плагноклазу вместе с эпидотом образуется кварц (Т обр. 360°-380°С на основании данных декрипитации и гомогенизации, см.табл. 2). Пироксены замещены эпидот-хлоритовыми и хлоритовыми массами. Основная масса обломков пород замещена эпидотом и хлоритом, участками окварцована. Как по основной массе, так и по фенокристаллам наблюдается крапленность пирита.

Примечательно, что на участках, где чередуются вулканические и карбонатные породы, в пропилитизированных базальтоидах резко уменьшается роль эпидота, цоизита и пренита и преобладающее развитие имеет карбонат, ассоциирующийся с высокотемпературным кварцем и хлоритом. Мощности нагваревской свиты порядка 1100 м. В ущ.р.Кинтриши за нагваревской свитой следует чидильская. Здесь она представлена в основном лавами, лавовыми брекчиями и массивными туфобрекчиями щелочных базальтов, с подчиненным участием андезитов. Чидильская свита на этом участке формирует северную зону щелочных базальтов, латеральной зональности, выявленной М.Б.Лордкипанидзе и Г.С.Закариадзе (1978). Низы свиты относительно слабо изменены. Плагноклаз часто свеж и лишь слабо альбитизирован. Пироксен и оливин также большей частью не изменены и лишь в некоторых случаях замещены хлоритом. По основной массе развит хлорит, ассоциирующий с эпидот-цоизитовыми массами и кварцем. Стратиграфически выше картина несколько меняется - возрастает роль пирокластике и интенсивность изменения. Плагноклаз и феррические минералы уже существенно изменены. Значительную роль начинает играть пренит, характерна пренитизация по плагноклазу и по основной массе. По-прежнему большая роль принадлежит хлориту, который замещает основную массу и феррические минералы. С возрастанием количества пренита уменьшается роль эпидота, последний лишь кое-где просвечивает в основной массе.

Так же, как в перангской свите, здесь очень интересны амигдалоиды. Крупные поры заполнены цеолитами (ломонтит, анальцит), карбонатом, хлоритом и халцедоном. Однако есть поры, заполненные актинолитом в ассоциации с высокотемпературным кварцем.

Другой разрез в чидильской свите составлен нами несколько южнее, в верховьях р.Кинтриши. Свита здесь определенно толентового состава и представлена крупнообломочными брекчиями и псефитовыми туфами, кото-

Таблица 16

Полевозитово-серпичитовые метасоматыты (Аджария).

Оксиды	Исходная I 2516	Измененные										Атомы	Миграция						
		II 2504	III I4II	IV I428	V 2500	VI 2508	VII 2509	VIII 2514	Миграция										
									II	III	IV		V	VI	VII	VIII	IX	X	
SiO ₂	54,00	63,62	72,12	58,37	66,82	72,29	71,31	64,54	+16,19	+22,03	+5,04	+27,74	+38,53	+27,25	+13,75				
TiO ₂	0,69	0,66	0,65	0,50	0,63	0,57	0,51	0,66	-0,14	-0,26	-0,43	-0,17	-0,31	-0,48	-0,18				
Al ₂ O ₃	16,73	16,61	16,15	19,39	15,86	14,48	15,69	17,01	-3,47	-9,09	+5,86	-4,81	-9,91	-11,40	-3,76				
Fe ₂ O ₃	3,15	1,83	1,14	3,47	2,10	1,41	2,00	3,65	-2,92	-4,45	+0,35	-2,32	-3,73	-2,78	+0,39				
FeO	4,60	3,60	0,72	1,80	2,16	1,25	1,26	1,08	-2,75	-9,07	-6,56	-5,75	-7,80	-7,91	-8,23				
MnO	0,14	сл.	0,03	0,23	0,23	сл.	сл.	сл.	-0,32	-0,26	+0,18	-0,32	-0,32	-0,32	-0,32				
MgO	3,45	1,49	0,74	2,06	0,85	0,80	0,81	2,17	-8,31	-11,43	-6,01	-10,70	-10,95	-11,06	-5,95				
CaO	5,42	0,64	-0,45	1,66	0,70	0,28	0,62	0,40	-14,07	-14,70	-11,19	-13,87	-15,06	-14,21	-14,76				
Na ₂ O	4,40	4,70	0,30	3,00	сл.	0,50	2,50	2,70	+0,15	-21,90	-8,09	-23,26	-20,77	-11,40	-10,20				
K ₂ O	2,40	5,30	4,70	4,60	6,60	4,80	2,80	4,10	+9,02	+5,73	+6,96	+13,70	+7,39	+0,39	+4,70				
P ₂ O ₅	0,13	0,36	0,07	0,24	0,29	0,20	0,43	0,23	+0,48	-0,16	+0,23	+0,34	+0,14	+0,59	+0,19				
H ₂ O	0,30	0,10	0,49	0,25	0,25	0,82	0,12	0,12	+0,97	-19,61	-5,59	+7,13	+12,75	-1,28	-11,20				
н.п.п.		1,16	2,39	4,35	4,16	4,08	2,48	3,82	-3,74	+2,22	-1,11	-5,46	-5,46	+7,93	-3,46				
сумма	100,12	100,30	99,95	99,92	101,07	100,26	100,38	100,08	баланс	-60,96	-20,36	-17,76	-15,52	-24,68	-39,03				
d _γ	2,75	2,57	2,34	2,60	2,64	2,57	2,45	2,49											

I - Трахандезит, верх. эоцен, Аджарская свита, окр. с. Мериси, ум.р. Лоднари,
 II - кв-сер-пт, III - кв-сер-пт (гр-ка-кл), IV - кв-сер-пт, V - аб-квп-кв-пт,
 (кл-сер), VI - кв-сер-пт, VII - кв-сер-аб-пт, (грс), VIII - кв-сер-пт.

II - калинаг-альбитовая фация
 III - УШ - серпичитовая фация

рые сечет крупное субвулканическое тело толеитового состава. По составу и расположению этот участок представляет центральную толеитовую зону вышеупомянутой латеральной зональности. Туфобрекчии интенсивно пропилитизированы. По плагиоклазу формируется альбит, эпидот, иногда пренит. Основная масса замещена эпидотом, хлоритом, кварцем, карбонатом и пиритом. По пироксену и оливину развиты эпидот, карбонат и хлорит. Здесь, как и в нагваревской свите, в которой туфобрекчии чередуются с известковыми слоями, вместо эпидота, формируется карбонат, ассоциирующийся с высокотемпературным кварцем.

Следующий разрез в Чидильской свите был сделан несколько южнее по ущелью р. Чаквиспкали. Здесь свита состоит из роговообманковых и оливиновых субщелочных базальтов с подчиненным участием андезитов и отражает южную субщелочную зону и сложена массивными лавобрекчиями и крупнообломочными туфобрекчиями. В резко подчиненном количестве участвуют пачки толстослоистых псефтитовых туфов. В самых низах свиты наблюдается слабая эпидотизация роговой обманки. В целом чидильская свита, мощность которой в ущ. р. Чаквиспкали порядка 1500 м, подвержена хлорит-альбитовой пропилитизации. Плагиоклаз альбитизирован и серицитизирован. Феррические минералы-оливин, роговая обманка и пироксен-замещены хлоритом. По основной массе развита хлоритизация, серицитизация, иногда карбонатизация. Характерна пиритизация породы.

Верхи чидильской свиты обнажены в ущ. р. Аджариспкали, в окрестностях с. Цхмориси. Они подвержены значительной цеолитовой пропилитизации. Основная масса замещена ломонитом, в то время как плагиоклаз альбитизирован. На фоне интенсивного изменения основной массы роговая обманка лишь слабо хлоритизирована. Наблюдается интенсивная пиритизация. По зонам дробления формируются аргиллизиты. Мощность аргиллитизированных зон 5-10 м. Аргиллитизация выражена каолинизацией, гидрослюдицей и окварцеванием. Внутренние зоны аргиллизитов сложены гидрослюдой и серицитом с кварцем, к флангам преобладают каолининовые массы. По аргиллизитам развита равномерная пиритовая вкрапленность.

Породы Адигенской верхнеэоценовой свиты хорошо обнажены в ущ. р. Аджариспкали, на участке от районного центра Кеда до с. Махунцета. Адигенская свита сложена туфами андезитового и трахиандезитового состава. Преобладают роговообманковые андезиты. Свита в основном состоит из слоистых псаммитовых и псефтитовых туфов, редко встречаются туфобрекчии и лавы. Пропилитизация имеет цеолитовую направленность. Именно на этом участке (окр. с. Кведа Агара) наблюдается чередование пропилитов трансильванского типа (по Коржинскому, 1961) с цеолитовыми пропилитами. Первые характеризуются совершенно свежим плагиоклазом при интенсивно хлоритизированной и карбонатизированной основной массе. В цеолитизированных же пропилитах плагиоклаз и основная масса замещены цеолитами (ломонитом, тошонитом и натролитом), а хлоритизация играет значительно подчиненную

роль. Следует отметить, что для цеолитизированных туфов, даже для наиболее измененных разновидностей характерна свежесть роговой обманки и широксена.

Чередование цеолитовых и трансильванских пропилитов наблюдается также в окрестностях сс.Цхмориси и Вайо. Как цеолитовые, так трансильванские пропилиты характеризуются значительной пиритизацией.

Мощность адигенской свиты на участке с.Цхмориси до с.Дологани (ущ.р.Аджарисцкали) порядка 500 м.

Самая верхняя нададигенская свита хорошо обнажена в ущелье р.Схалта и в верховьях р.Аджарисцкали. По составу она аналогична адигенской и состоит из тех же роговообманковых и субщелочных андезитов. Однако мощность ее достигает 2000 м и сложена она массивными и грубослоистыми, часто грубообломочными брекчиями и псефитовыми туфами. Свита подвержена цеолитовой пропилитизации, аналогичной наблюдаемой в адигенской свите, однако здесь не были обнаружены пропилиты трансильванского типа. В верхах нададигенской свиты резко возрастает роль аргиллитизации, которая приобретает фоновый характер. Аргиллитизиты в верхах свиты телекопируют пропилитизированные породы.

В Гурии, в ущелье р.Губазеули составленный нами опорный разрез наиболее четко отражает картину пропилитизации в западном сегменте. По схеме латеральной зональности этот район относится к северной-щелочной зоне. Стратиграфическая последовательность пород в этом разрезе, а также пространственные взаимоотношения зональности пропилитов показаны на рис.4 (литологическая колонка II) и на геологическом профиле этого разреза (рис.6).

Наиболее древние обнажения здесь породы нагваревской свиты, представленные слоистыми пестроцветными мелко- и среднеобломочными базальтовыми туфами. Мощность обнаженной части свиты не превышает 150 м.

Выше следует мощная чидильская свита, которую в Гурии Г.Ш.Надарейшвили (1974) подразделял на целый ряд подсвит (см.рис.6). Самая нижняя гадрекильская подсвита имеет базальтовый и андезит-базальтовый состав, с преобладанием роговообманковых базальтов и представлена чередованием мощных лавовых покровов и грубообломочных массивных брекчий. Мощность подсвиты - 1800 м. За ней следует бахмаройская подсвита, в отличие от массивной гадрекильской она имеет слоистый облик и сложена псефитовыми туфами и туфобрекчиями базальтового состава, мощность свиты 400-500 м. Выше залегает напцхварская подсвита, состоящая из массивных грубообломочных брекчий и лав лимбургитов, лимбургитовых трахибазальтов, оливиновых трахибазальтов, оливиновых базальтов и роговообманковых базальтов. Туфобрекчии преобладают под лавами. Лавы, в основном, шаровые. Мощность подсвиты порядка 1500 м. Самая верхняя подсвита чидильской свиты - гурийская (мощность 1000 м). Она состоит из чередования лав и пирокластолитов трахитового, трахиандезитового, трахибазальтового и базанитового состава, подчиненную роль играют лимбургиты и оливиновые базальты. Подсвита имеет ярко выраженный щелочной харак-

тер. Над чидильской свитой согласно залегает верхнеэоценовая зенобанская свита, которая коррелируется с адигенской свитой Аджарии. Ее нижняя часть состоит из вулканогенных разнообломочных брекчий-конгломератов трахитового и трахиандезитового состава, трахитовых туфов и туффитов, вулканомиктовых карбонатных брекчий и брекчий-конгломератов. Мощность вулканогенной части зенобанской свиты 350-450 м. Выше следуют терригенные верхнеэоценовые осадки.

Общая мощность палеогеновой вулканической толщи в разрезе по р. Губазеули порядка 5000 м. Здесь наиболее полно выражена вертикальная метасоматическая зональность пропилитизации, хорошо прослеживающаяся в едином разрезе.

В базальтовых туфах нагваревской свиты плагиоклаз альбитизирован и замещен эпидотовыми массами. Асбест большей частью свеж, изредка хлоритизирован. Основная масса изменена- замещена хлорит-эпидотовыми массами, альбитизирована, иногда окварцована. Породы подвержены значительной пропилитизации. Эпидот-хлоритовое изменение хорошо выражено во всей гадрекильской подсвите. Значительно изменены и лавы и пирокластита. Массивный облик подсвиты, мощные покровы, чередующиеся с массивной грубообломочной пирокластикой, свидетельствуют о близости вулканического центра.

В базальтах гадрекильской подсвиты плагиоклаз замещен либо эпидотом и альбитом, либо пренитом. Примечательно, что там, где плагиоклаз преимущественно пренитизирован, эпидот-цоизитовые массы играют второстепенную роль. Феррические минералы (пироксен, роговая обманка) замещены эпидотом. По основной массе пород развита эпидотизация, окварцевание, хлоритизация и альбитизация. Наблюдается значительная пиритизация. Измененные подобным образом породы иногда чередуются с пирокластолитами, где на первый план выходит карбонатизация и окварцевание (кварц высокотемпературный, T образования 380°C), в данном случае эпидот начинает играть второстепенную роль, а то и вовсе исчезает. В низах гадрекильской подсвиты в пропилитизированных базальтах наблюдается замещение пироксена актинолитом. Иногда актинолит развит и по плагиоклазу. Кроме того наблюдается замещение эпидотом и хлоритом основной массы, альбитизация плагиоклаза и значительная пиритизация всей породы. В окрестностях с. Зоти гадрекильская свита сечется крупным интрузивным телом. Зотская интрузия имеет габбро-монцитный состав и значительно пропилитизирована. Пропилитизированные интрузивные породы обладают унаследованной панидиморфной и гипидиоморфной структурой. Пироксен и роговая обманка замещены эпидотом и актинолитом, иногда цоизитом. Полевые шпаты альбитизированы, серицитизированы, окварцованы и карбонатизированы, в некоторых случаях частично замещены эпидотом. Характерна интенсивная пиритизация. Зотская интрузия обрамлена контактными роговиками, состоящими из пла-

гидроклаза, биотита и роговой обманки, либо из двуминерального парагенезиса - плагиоклаза + роговой обманки. На контактовые роговики наложена высокотемпературная пропилитизация, выраженная в замещении их эпидотом и актинолитом и кварцем.

В приконтактной зоне Зотского интрузивного массива развита та же высокотемпературная пропилитизация, что и в чадрекильской подсвите в целом. Однако в радиусе 200-300 м вокруг интрузии она имеет свою специфику. Если в удалении от интрузивного массива базальты и их туфы даже в интенсивно измененных разновидностях всегда наследуют первичную порфировую структуру, то в приконтактных ореолах в наиболее измененных участках первичная структура исходных пород совершенно стерта. Для пропилитизированных приконтактных ореолов характерна приуроченность к зонам дробления серицитолитов. Мощность зон серицитизации около десятка метров. Вместе с кварцем и серицитом в их составе значительное участие принимают эпидот-цоизитовые и карбонатные массы и пирит.

Вышележащая бахмаройская подсвита состоит, в основном, из слоистой базальтовой пирокластике. Базальты представлены роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми разновидностями. В нижних частях подсвиты наблюдается эпидотизация по пироксену и иногда по основной массе. Плагиоклаз замещается альбитом лишь частично. Основная масса интенсивно хлоритизирована и пиритизирована, участками замещена карбонатом. По зонам дробления развита карбонатизация. К верхам бахмаройской подсвиты роль эпидотизации постепенно уменьшается.

Вышележащая напоцхварская подсвита состоящая, в основном, из лимбургитовых и оливниновых базальтов подвержена, в основном, хлорит-альбитовой пропилитизации.

В лимбургитовых базальтах пироксен большей частью свеж, основное стекло хлоритизировано. Единичные кристаллы плагиоклаза замещены пренитом, поры заполнены хлоритом. Характерна пиритизация. Более интенсивно изменены оливниновые базальты, которые преобладают в верхней части напоцхварской подсвиты и, в основном, представлены шаровыми лавами. Плагиоклаз в них, как правило, альбитизирован, однако фемические минералы пироксен и оливин большей частью свежи. Основная масса хлоритизирована и пиритизирована. Пору выполнены цеолитом (β - леонгардит, анальцит) и хлоритом, иногда карбонатом. Межшаровые пространства минерализованы теми же цеолитами, хлоритом, монтмориллонитом и карбонатом, иногда адуляром.

Гурийская подсвита, следующая в восходящем разрезе за напоцхварской, имеет ярко выраженный щелочной - трахит-трахандезитовый состав, где подчиненную роль играют базальтоидные породы (трахибазальты, оливниновые базальты и лимбургиты). В самых низах гурийской подсвиты, в трахандезитовых туфобрекчиях еще наблюдается альбитизация плагио-

клаза, тогда как в цементе и частично в основной массе появляется анальцит. Выше цеолиты (ломонтит, анальцит, натролит) постепенно вытесняют альбит, по фемическим минералам и основной массе вместе с хлоритом развита гидрослюда, которая в верхах гурийской подсвиты играет преобладающую роль, в некоторых случаях наблюдается слабая карбонатизация. К зонам дробления в трахитовых туфах приурочены аргиллизиты, состоящие из монтмориллонит-гидрослюдистых минеральных ассоциаций, с участием анальцита. Следует отметить, что и в данном случае, на фоне интенсивного изменения фемические минералы (пироксены и роговая обманка) большей частью остаются свежими.

Вулканические породы верхнеэоценовой зенобанской свиты также подвержены значительному изменению. Они состоят из туфов и туфобрекчий трахитового, трахандезитового и базальтового состава, кроме того участвует базальтовый материал, перекрытый из нижележащей среднеэоценовой вулканической толщи - оливиновые и лимбургитовые базальты. Верхнеэоценовая вулканическая свита подвержена цеолитовой пропилитизации. Особенно интенсивно изменен цемент туфобрекчий и туфоконгломератов. Цемент представлен мелкозернистой пирокластикой, которая почти полностью цеолитизирована, неизменными остались лишь кристаллы фемических минералов, пироксена и роговой обманки. Что касается валунов и туфоконгломератов, состоящих из оливиновых базальтов, то для них характерна анальцитизация плагноклаза и карбонатизация основной массы. Плагноклаз в некоторых случаях подвержен замещению гидрослюдистокаслинитовыми массами. В цементе помимо цеолита, преимущественно анальцита, участвуют хлоритовые массы и много пирита.

Опорные разрезы центрального сегмента

Центральный сегмент зоны охватывает Имеретию, Месхетию и часть Тriaлетского хребта вплоть до водораздела рек Дзама и Тана. Он состоит из палеогеновых и частично меловых отложений. Меловая вулканическая толща обнажается лишь в ущельях рек Зварула и Дзама. Палеогеновая вулканическая толща состоит из ликанской, нагваревской (квабисхевской) и чидильской свиты. В отличие от западного сегмента здесь отсутствует толейтовский вулканизм, и чидильская свита представлена субщелочными базальтами, что является свидетельством ослабления рифтинга. В направлении от западного к центральному сегменту уменьшается мощность палеогеновой толщи.

Опорный разрез в Имеретии составлен по ущелью р. Кершавета, через Зекарский перевал и далее продолжен по ущелью р. Абастумани (см. рис. 7). Он расположен восточнее предыдущего и несмотря на то, что среднеэоценовая вулканическая толща обнажена здесь почти полностью, исключая верхи чидильской свиты, ее мощность не превышает 2500 м.

Низы толщи представлены ликанской свитой, состоящей из базаль-

товых слоистых туфов и туфобрекчий. Ликанская свита по составу аналогична перантской и отличается от последней слоистой текстурой. Ликанские базальты представлены оливковыми, пироксен-роговообманковыми и роговообманковыми разновидностями. Мощность свиты - 700 м. За ликанской свитой следует нагваревская. Она представлена дифференцированной серией пород базальт-андезит-андезито-дацит и состоит из чередования лавовых покровов, лавовых брекчий и туфобрекчий. Мощность свиты - 500 м. За ней следует массивная чидильская свита, состоящая из грубообломочных массивных туфобрекчий базальтового состава. Верхняя часть чидильской свиты размита, и ее видимая мощность не превышает 1300 м.

Для ликанских базальтовых туфов характерной чертой, особенно в низах свиты, является пренитизация плагноклаза; пироксен, роговая обманка и оливин, часто не изменены, лишь изредка хлоритизированы и замещены эпидот-цоизитовыми массами. Основная масса обладает гиалопилитовой структурой. Она состоит из основного стекла с микролитами плагноклаза и микрокристаллами пироксена. Стекло хлоритизировано, замещено эпидот-цоизитовыми массами, иногда участками окварцовано. Порода в целом пиритизирована. В верхах ликанской свиты, вместо пренитизации развивается альбитизация по плагноклазу, все меньшую роль играют эпидот-цоизитовые массы, преобладает хлоритизация и карбонатизация. Ликанская свита сечется прожилками кварца, пренита и ломонтита.

По породам нагваревской свиты развита хлорит-альбитовая пропитизация. Плагноклаз замещается альбитом, основная масса хлоритизирована, иногда карбонатизирована. Фемические минералы: пироксен и роговая обманка частично хлоритизированы, однако большей частью они остаются свежими. Интересные явления наблюдаются в некоторых шлифах (Г 385) из базальтов квабисхевской свиты - альбитизация наложена на предварительно цеолитизированный плагноклаз. Остаточный цеолит оказался ломонтитом ($N_g = 1,519$, $N_p = 1,512$). Хлорит-альбитовым изменениям подвержены и низы чидильской свиты, которые обнажены в мульде синклинали в районе Зекарского перевала, однако в ее верхах постепенно начинает преобладать цеолитизация. Если фенокристаллы плагноклаза еще альбитизированы, то по основной массе чидильских базальтов развита цеолитизация, вместе с хлоритизацией и пиритизацией. Цеолит представлен и анальцимом, β -леонгардитом, натролитом. Низы чидильской свиты секутся множеством гидротермальных жил, состоящих из β -леонгардита и кальцита. Для самых верхних горизонтов характерна цеолитизация всей породы за исключением фемических минералов.

Еще один разрез в Имеретинской части центрального сегмента составлен в северной части зоны, в ущ. р. Зварула (см. рис. 8, кол. I). Здесь вместе с палеогеновой толщей обнажается меловая вулканическая. Она роговообманково-андезитового состава и представлена грубослоистыми

туфами и туфобрекчиями. В верхней части толща становится более тонко-слоистой и состоит из псаммитовых туффитов с карбонатным цементом. По зонам дробления и межобломочным пространствам развита интенсивная цеолитизация. Меловые вулканические образования слагают ядро и крылья антиклинальной структуры. Мощность их не превышает 500 м. В целом толща подвержена хлорит-альбитовому замещению. По плагиоклазу развит альбит, иногда вместе с хлоритом. Основная масса хлоритизирована, цеолитизирована (гейландит, β - леонгардит), карбонатизирована (кальцит). Туфобрекчии сцементированы цеолитами (гейландит, β -леонгардит) и хлоритом. Характерна интенсивная пиритизация.

В некоторых случаях в меловых породах наблюдается альбитизация предварительно цеолитизированного плагиоклаза. Замещенный гейландитом ($N_g' = 1,498$, $N_p' = 1,496$) плагиоклаз по краям замещается альбитом ($N_g' = 1,542$, $N_p' = 1,533$) - /см.рис.9, пл.507,523/.

В восходящем разрезе за меловой вулканической толщей следуют верхнемеловая карбонатная свита, нижнепалеогеновый флиш и палеогеновая вулканическая толща. Последняя здесь, относительно, маломощна (1200м), Она состоит из пироксеновых базальтовых туфов и туфобрекчий. Ее верхняя часть значительно размита. Толща подвержена интенсивной пропилитизации. В нижней части толщи породы подвержены хлорит-альбитовым изменениям. Плагиоклаз замещен альбитом, частично - хлоритом. Основная масса хлоритизирована. Пироксен, как правило, свеж, изредка слабо хлоритизирован. Характерна интенсивная пиритизация породы. Выше альбитизация уступает анальцимовому замещению. Свежим остается лишь пироксен, все остальное: плагиоклазы и основная масса и цемент туфов почти полностью замещены анальцимом, хлоритом и гидрослюдистыми массами. Порода интенсивно пиритизирована.

Месхетия, расположенная в южной части центрального сегмента, подразделяется на две структурно-морфологические единицы. Ее северная часть представлена южным склоном Ахалцихско-Имеретинского хребта. Она гипсометрически резко возвышена над южной частью - Ахалцихской депрессией. Соответственно, здесь разная степень обнаженности и денудации пород палеогеновой толщи. Составленные для Месхетии два опорных разреза отражают геологическое строение и характер пропилитизации в ее северной и южной части. Первый разрез, составленный по ущелью р. Цинубани (приток р.Куры), пересекает южный склон Ахалцихско-Имеретинского хребта (см.рис.4, колонка IV, рис.10). Второй, по ущелью р.Уравели (приток р.Поцхов-чай) расположен в Ахалцихской депрессии (см. рис.11).

Разрез по ущ.р.Цинубани начинается у ее слияния с речкой Дземретискали, где на терригенном флише согласно залегают породы ликанской свиты. Мощность ликанской свиты здесь порядка 1100 м. Она представлена оливиновыми и пироксен-роговообманковыми базальтами и сос-

тоит из слоистых, в верхней части грубослоистых туфов и туфобрекчий. За ней следует мощная квабисhevская свита. В отличие от других разрезов здесь она почти полностью состоит из лав. В 1974 г. М.Г.Татишвили выделил ее как свиту лавовых покровов. Эта свита представлена дифференцированной серией пород базальт-андезит-базальт-андезит-андезит-дацит-делленитового состава. Мощность квабисhevской свиты 1500 м. За ней следует гуркельский горизонт - стратиграфический аналог чидильской свиты. Он представлен туфогравелитами, туффитами, туфами и имеет слоистую текстуру. Состав его, в основном, базальтовый, определенную роль играет также андезитовый, андезит-дацитовый и делленитовый материал, который, по данным М.Г.Татишвили (1974) является продуктом размыва нижележащей квабисhevской свиты. Мощность Гуркельского горизонта порядка 300 м.

Базальтовые туфы и туфобрекчи ликанской свиты подвержены интенсивной пропилитизации. В самых низах свиты наблюдается некоторая эпидотизация плагиоклаза, однако, в основном, он замещен альбитом. В основной массе преобладает хлорит. Характерна интенсивная пиритизация породы. Стратиграфически выше эпидот исчезает, и по плагиоклазу развит лишь альбит, иногда вместе с соссиритовыми массами. Примечательно, что роль цемента играет анальцит вместе с ломонитом. Ликанская свита на этом участке подвержена сильному дроблению. По зонам дробления развита цеолитизация (ломонит, анальцит). В ликанской свите некоторые туфы подвержены значительной цеолитовой пропилитизации. Наблюдается замещение плагиоклаза и основной массы анальцитом и ломонитом ($\sqrt{=1,514}$). Пироксен и основная масса замещены также хлоритом и гидрослюдой, характерна интенсивная пиритизация. Цеолитовая пропилитизация некоторых слоев ликанской свиты кажется несколько неожиданной, тем более что вышележащая квабисhevская свита подвержена более высокотемпературному хлорит-альбитовому замещению. Лавы квабисhevской свиты пропилитизированы относительно слабо, лишь плагиоклаз подвержен частичной альбитизации. Кое-где по основной массе и фемическим минералам развита хлоритизация. В основной массе рассеяны зернышки пирита. По зонам дробления наблюдается значительная цеолитизация (ломонит, томсонит, анальцит, натролит). Выше андезит-дацитовые и делленитовые покровы уже интенсивно цеолитизированы и цеолитизация тоже, в основном, тяготеет к зонам дробления. Однако она распространяется и значительно дальше этих зон, породы метасоматически замещаются цеолитами: 3-леонгардитом, гейландитом и анальцитом. Кроме того, по основной массе наблюдаются явления хлоритизации, гидрослюдизации и монтмориллонитизации. По зонам дробления в верхах квабисhevской свиты андезит-дацитовые и делленитовые породы замещаются гидрослюдой и монтмориллонитом, пустоты выполнены халцедоном, преобладающим в центральной части этих зон. Появляется гейландит и эрионит, а также кальцит. Именно к

таким зонам приурочено Мескетское агат-халцедоновое месторождение, о котором более детально будет говориться ниже.

В цеолитовой пропилитизации, развитой по гуркельскому горизонту, значительную роль играют и аргиллитизация, выраженная в замещении пород монтмориллонитом и гидрослюдой. Цеолиты в гуркельском горизонте наиболее низкотемпературны и представлены низкотемпературным анальцимом, гейландитом и клиноптиллолитом.

Если на вжном склоне Ахалцихе-Имеретинского хребта палеогеновая вулканическая толща обнажена по всей мощности, то в Ахалцихской депрессии она обнажена лишь с квабискевской свиты. В разрезе по р. Уравели (см. рис. II) самые древние обнажения это породы квабискевской свиты, сложенной преимущественно лавами оливковых базальтов, андезитобазальтов, трахиандезитов и дацитов. За ней следует чидильская свита, которая в отличие от предыдущего разреза, где она составляет маломощный слоистый гуркельский горизонт, представлена массивной свитой, сложенной из чередования грубообломочных туфобрекчий, лавовых брекчий и шаровых лав, в основном базальтового состава. Мощность чидильской свиты 1600 м.

В квабискевской свите пропилитизация выражена исключительно хлорит-альбитовой фацией. Процесс относительно слабоинтенсивен. Плаггиоклаз альбитизирован. Его альбитизация крайне неравномерна, иногда в одном шифе вместе с полностью альбитизированным плаггиоклазом встречаются лишь частично альбитизированные, либо совершенно свежие кристаллы. В некоторых же случаях наряду с альбитизированным плаггиоклазом встречается и частично хлоритизированный. Основная масса базальтов, обладающая гиалопилитовой текстурой, хлоритизирована и карбонатизирована. В трахиандезитах и дацитах роль хлорита резко падает, однако плаггиоклаз и частично основная масса, по сравнению с базальтами, здесь альбитизированы интенсивнее. Хлорит-альбитовая пропилитизация развита и в базальтах чидильской свиты. Она представлена теми же парагенезисами, что и в квабискевской свите. Нередко цемент туфов сложен анальцимом. Пропилитизация в целом выражена неравномерно. Вместе с интенсивно пропилитизированными туфами и туфобрекчиями встречаются значительно слабее измененные разновидности. К верхам свиты основная масса замещается цеолитами, анальцимом, β -леонгардитом, натролитом, а затем и плаггиоклаз полностью цеолитами. Основная масса, наряду с цеолитами, замещена хлоритом, гидрослюдой и карбонатом. На всех уровнях развита перитизация. В Уравельском разрезе по всей мощности зоны дробления и амигдалонды, а также межшаровые пространства в пиллоу-лавах и межобломочные пространства в грубообломочных брекчиях заполнены цеолитами. Причем на нижних уровнях палеогеновой толщи преобладают ломонтит и анальцим в ассоциации с карбонатом. Выше их место занимает β -леон-

гарцит, гейландит и низкотемпературный анальцит.

Восточную часть центрального сегмента занимают западные районы Триалетии—Боржомский, Цалкский и Карельский, тогда как восточное окончание Триалетского хребта представлено восточным сегментом зоны. Последний в среднем эоцене характеризовался отличным от остальной Аджаро—Триалетии геодинамическим режимом.

В Боржомском районе составлено два опорных разреза: по ущ.р.Курь от Боржоми доТашискари и по ущ.р.Гуджаретисцкали (см.рис.8, кол.П, рис.12). В первом над мощной флишеидной толщей залегает слоистая вулканогенная свита Ликани. Г.П.Лобжанидзе (1957) делит ее на две части: нижнюю, где вместе с туфогенными слоями участвуют мергелисто-карбонатные прослои, и верхнюю — в основном туфогенную, более толсто-слоистую. Она состоит из грубослоистых туфобрекчий. Мощность нижней части 400 м, верхней порядка 1400 м. Ликанская свита базальтового состава и представлена роговообманково—пироксеновыми известково-щелочными базальтовыми туфами. В нижней части значительную роль играют мергели, аргиллиты, карбонатные туфопесчаники. Средняя мощность Ликанской свиты 1800 м. Над ликанской свитой залегает свита лавовых покровов, известная под названием Квабисхевской. Квабисхевская свита на этом участке состоит из чередования лавовых покровов и пачек туфов и туфобрекчий. Причем по мощности пачки пирокластического материала преобладают над покровами, тогда как несколько юго-западнее в районе Ахалцихской депрессии наблюдается значительное преобладание лав, и пирокластика содержится в явно подчиненном количестве. В Квабисхевской свите имеется всего десять покровов. В Боржомском районе так же, как в Ахалцихской депрессии, квабисхевская свита представлена дифференцированным рядом пород от базальтов до андезит—дацитов (делленитов). Мощность свиты порядка 700 м. Над квабисхевской свитой в мульде синклинали в районе сс. Ахалдаба—Ташискари обнажается чидильская свита, представленная массивными грубообломочными брекчиями пироксеновых базальтов. Верхи свиты размыты и ее мощность не превышает 500 м.

Другой разрез вдоль ущелья р.Гуджаретисцкали и по ее притокам аналогичен первому по литологическому составу и стратиграфической последовательности, а также по мощности отдельных свит. Лишь чидильская свита, обнаженная в мульде синклинали севернее р.Гуджаретисцкали, размыта в меньшей степени и ее мощность достигает 800 м. Кроме того, квабисхевская свита в полосе Бакуриани—Митарби—Гуджарети полностью сложена пирокластикой и представлена гомодромно дифференцированной серией от базальтов до дацитов.

Породы среднеэоценовой вулканической толщи подвержены значительной пропилитизации. Здесь, как в западной и центральной Аджаро—Триалетии, в пропилитах наблюдается вертикальная метасоматическая зональ-

ность. Породы ликанской и квабисхевской свиты подвержены в основном хлорит-альбитовой пропилитизации, начиная с чидильской пропилитизации носит цеолитовый характер.

Здесь, как и на других участках, в среднеэоценовой толще пропилитизация развита крайне неравномерно. Встречаются полностью измененные участки в туфобрекчиях и лавах, однако имеются и сравнительно свежие и даже вовсе неизмененные породы. Даже в полностью пропилитизированной породе сохраняется первичная порфирировая структура и очертания первичных фемических минералов и полевых шпатов. Структура первичной породы стерта лишь на участках очень интенсивной цеолитизации. Наиболее полно измененные разновидности, например, базальтов (шл.р.379), подверженных хлорит-альбитовой пропилитизации, характеризуются первичной порфирировой структурой. Плаггиоклаз преимущественно альбитизирован, лишь кое-где имеются неизмененные останцы, часто наряду с альбитизацией он несколько хлоритизирован. Пироксен и роговая обманка почти полностью хлоритизированы, иногда частично карбонатизированы. Часто в хлоритовой и карбонатовой массе просвечивают останцы пироксена и роговой обманки. Изредка встречаются совершенно свежие кристаллы авгита и роговой обманки. Основная масса, как правило, полностью изменена, замещена хлорит-альбитовыми массами и интенсивно пиритизирована. Пиритизация характерна для породы в целом.

Менее измененные разновидности базальтов также обладают первичной порфирировой структурой, кое-где сохранена и структура основной массы. Плаггиоклаз альбитизирован лишь частично и значительную роль играют останцы основного лабрадора, слабее хлоритизированы и карбонатизированы пироксен и роговая обманка. Появляется значительное количество совершенно свежих кристаллов авгита и роговой обманки. Но в основной массе развита хлорит-альбитовая минерализация. Пиритизация выражена значительно слабее.

Аналогично пропилитизированы и крупнообломочные туфобрекчия, лишь цемент обломков состоит почти полностью из хлорита и карбоната.

Что касается мелкозернистых алевро-псаммитовых туфов, которые играют значительную роль в ликанской свите, особенно в ее нижних горизонтах, то они почти полностью хлоритизированы, карбонатизированы и интенсивно пиритизированы. Мергелистые и известковые породы, чередующиеся пропилитизированными туфогенами практически не изменены.

Некоторые слои алевроитовых и алевро-псаммитовых туфов ликанской и квабисхевской свиты интенсивно хлоритизированы и одновременно цеолитизированы - подвержены анальцим-натролитовому замещению. Любопытная картина наблюдается и в базальтовых покровах квабисхевской свиты (шл.р.379). Эта порода, в основном, подвержена хлорит-альбитовой пропилитизации, однако в некоторых случаях наблюдается альбитизация по предварительно цеолитизированному плаггиоклазу (см. рис.13), остаточ -

ный цеолит оказался ломонтитом ($N_g = 1,520$, $N_p = 1,512$).

Следовательно, в данном случае, хлорит-альбитовой пропилитизации предшествовало цеолитовое замещение.

Как уже отмечалось, метасоматическая цеолитизация – приповерхностный процесс и происходит он на глубинах не более одного километра. В данном случае же литостатическая нагрузка значительно превышает этот предел. Поэтому цеолитизация здесь, по-видимому, сингенетична вулканизму, тогда как наложенная альбитизация эпигенетическое поздне-среднеэоценовое явление.

Внутри чидильской свиты можно наблюдать переход от хлорит-альбитовой зоны в цеолитовую. В цеолитовой зоне основную роль играют цеолиты и такие вторичные минералы, как хлорит, гидрослюда и каолинит, явно подчиненного значения. Не исключено, что ассоциирующиеся с цеолитами глинистые минералы, являются продуктами регрессии, связанной с остыванием и раскислением раствора. Цеолитизация в чидильских туфобрекчиях проявилась в замещении фенокристаллов плагиоклазов и основной массы обломков пород. Вместе с цеолитизацией, выраженной в замещении анальцимом, натролитом и ломонтитом, наблюдается некоторая хлоритизация и карбонатизация фемических минералов и основной массы. Цемент обломков представлен хлорит-гидрослюдистыми массами и цеолитами, среди которых главную роль играют анальцим и ломонтит. Порода в целом интенсивно пиритизирована. Пирит развит по основной массе обломков, участвуя и в цементе туфобрекчий.

Юго-восточнее от Боржомского района, на южной периферии Аджаро-Триалетской складчатой зоны, в Цалкском районе, в среднеэоценовой вулканической толще нами изучено несколько литологических разрезов (см. рис. 8, кол. III, I4, I5). Нижние части среднеэоценовой толщи (ликанская и квабисхевская свиты) обнажены в ущ. речки, текущей от г. Иурис-Кеди к югу до с. Арджеван-Сарван. У этого села среднеэоценовые породы погружаются под молодые лавы. Западнее, в ущ. р. Хачков (приток Храми) и в его притоках обнажается вышележащая чидильская свита, которая также перекрывается молодыми лавами. Общая мощность обнаженной части палеогеновой вулканической толщи порядка 3000 м. Ликанская свита и здесь представлена слоистыми туфами базальтового состава. В нижней части свиты цемент туфов карбонатный. С туфами чередуются известковые и мергелистые прослои. Туфы в основном псаммитовые и алевро-псаммитовые и лишь в верхах свиты наблюдается укрупнение материала. Состав базальтов, по данным Г. А. Микадзе (геол. отчет, 1975), известково-щелочной – пироксен-рогово-обманковый. Мощность ликанской свиты порядка 700 м. За ликанской, следует квабисхевская свита, которая, как в ущ. р. Гуджаретисцкали, представлена туфобрекчиями и состоит из гомодромно дифференцированного ряда от базальтов до дацитов. Мощность квабисхевской свиты до 800 м. Над ней залегают массивные грубообломочные базальтовые брекчии чидиль-

ской свиты. Южнее с. Арджеван-Сарван туфобрекчии чидильской свиты перекрываются молодыми плиоцен-четвертичными лавами. Разрез продолжается в ущ. р. Хачков и ее притоках Хандрас и Хабара. Здесь обнажена чидильская свита (мощность - 1500 м), к югу также перекрытая молодыми лавами. Чидильская свита состоит, главным образом, из пироксеновых базальтов, с подчиненным участием роговообманковых базальтов. Примечательно, что в ущельях р. Хачков и ее притоков чидильскую свиту сечет множество малых интрузивных тел, штоков и жил диоритового, габбро-диоритового и габбрового состава. Породы среднеэоценовой толщи довольно интенсивно пропилитизированы. Фоновая пропилитизация здесь, в основном, хлорит-альбитовая, лишь самые верхи чидильской свиты подвержены цеолитизации. Ликанская и квабисхевская свиты изменены значительно слабее чидильской. Мергелистые и известковые слои, чередующиеся с туфами ликанской свиты, практически не изменены. Пропилитизация в базальтовых туфах выражена в альбитизации плагиоклаза, хлоритизации пироксена, роговой обманки и основной массы. Характерна пиритизация. В ликанской свите в большом количестве встречаются вулканокласты халцедона. Туфобрекчии квабисхевской свиты тоже пропилитизированы, причем в более кислых дифференциатах этой свиты - андезит-дацитах альбитизация по плагиоклазу и основной массе превалирует над хлоритизацией. Особенно интенсивно пропилитизирована чидильская свита, обнаженная в ущ. р. Хачков и в ее притоках. Вместе с фоновой хлорит-альбитовой здесь хорошо выражена высокотемпературная эпидот-хлоритовая и актинолитовая пропилитизация, развитая в приконтактных зонах диоритовых и габбро-диоритовых тел. Сами тела тоже пропилитизированы. Для них характерна эпидотизация и замещение актинолитом пироксенов и роговой обманки. Плагиоклаз альбитизирован, частично серицитизирован, иногда окварцован. Порода интенсивно пиритизирована. Мощности зоны приконтактной пропилитизации несколько десятков метров. В отличие от фоновой хлорит-альбитовой пропилитизации, в приконтактной зоне породы подвержены более сильному изменению. На наиболее интенсивно измененных участках порода полностью замещена эпидот-хлоритовыми массами, карбонатизирована, окварцована и пиритизирована, отсутствуют следы первичной структуры. В удалении от контактов сохраняется порфиновая структура базальтов, но плагиоклаз альбитизирован полностью и иногда замещен эпидотом. Пироксен и роговая обманка замещаются актинолитом и эпидотом. По основной массе развит альбит, хлорит, карбонат. Наблюдается значительная пиритизация. В ущ. р. Хачков чидильскую свиту сечет интрузивная порода, резко отличающаяся лейкократовым обликом от других интрузий этого района. Она вскрыта шурфом и имеет кварцево-диоритовый состав. Сама порода пропилитизирована-подвержена хлоритизации, замещению эпидотом, серицитом, пиритом. Обладает приконтактными роговиками с наложенной серицитизацией. В удалении от контактов породы чидильской свиты (базальтовые туфобрекчии)

карбонатизированы, интенсивно пиритизированы и замещены эпидотом. Зона приконтактового изменения этой интрузии сечется кварцевыми жилами.

В целом в Цалкском районе чидильская свита подвержена фоновой хлорит-альбитовой пропилитизации. Однако и здесь, как и в Боржомском районе, в ряде случаев наблюдается замещение альбитом предварительно цеолитизированного плагиоклаза. Эти явления хорошо видны в шлифах $ZI03, ZI04$, где фенокристаллы плагиоклаза часто полностью замещены альбитом и цеолитом, причем мутные массы метасоматического альбита как бы обволакивают прозрачные островки цеолита - ломонтита ($N_g = 1,523$, $N_p' = 1,514$) внутри кристалла (см. рис. I6, I7), что указывает на более раннее происхождение цеолита.

Восточнее, в Карельском районе, нами были изучены разрез мел-палеогеновых вулканических серий в бассейне р. Дзама: в ущ. р. Ткемлованисцкали и ее правого притока Абухало и в ущ. р. Сатибе. В ущ. р. Абухало обнажен терригенный флиш, не представляющий особого интереса, так как карбонатные туфопесчаники, песчаники и глины почти не изменены.

Лишь туффиты, имеющиеся в верхах флиша подвержены хлорит-альбитовой пропилитизации. Она выражена в альбитизации и в хлоритизации и карбонатизации по основной массе.

В ущ. Ткемлованисцкали, в окрестностях с. Ципловани, в ядре антиклинали обнажены меловые туфы андезитового состава. Они чередуются с мергелями и известняками. Общая мощность меловых образований 50 м. Нижняя часть этой пачки, датируемая сеноманом, сложена в основном мелкозернистыми алевролитовыми и алевропсаммитовыми туфами, чередующимися с мергелями и туфопесчаниками с примесью пирокластического материала. Верхняя часть пачки, датируемая нижним туроном, сложена псаммитовыми туфами и туфобрекчиями андезит-базальтового состава, над которыми залегают турон-маастрихтские известняки, южнее перекрывающиеся породами карбонатного флиша. Меловые вулканы пропилитизированы. Фенокристаллы плагиоклаза замещены альбитом, основная масса хлоритизирована, карбонатизирована и пиритизирована. Пропилитизация развита крайне неравномерно. Наряду с измененными встречаются совершенно свежие участки. Наиболее полный разрез палеогеновых вулкаников обнажается в ущ. р. Сатибе. Они слагают мульду синклинали структуры и представлены грубосложными и массивными туфобрекчиями базальтового состава. Базальтовые туфобрекчии ущ. р. Сатибе представлены авгит-роговообманковыми разновидностями, с плагиоклазом битовнитового ряда. Видимая мощность пород 500 м. Туфобрекчии пропилитизированы. Плагиоклаз альбитизирован и хлоритизирован. Феррические минералы - авгит и роговая обманка - хлоритизированы и карбонатизированы. По основной массе также развита хлоритизация, альбитизация и карбонатизация. Порода, в целом, пиритизирована. В зонах дробления и трещинах развиты цеолиты-ломонтит, анальцим,

карбонаты и хлориты. По-видимому, большая часть пород среднеэоценовой толщи здесь смыта эрозией, так как даже самые верхи обнаженной толщи не проявляют цеолитовой пропилитизации.

Опорные разрезы в восточном сегменте

Восточный сегмент охватывает восточное окончание Триалетского хребта, восточнее водораздела рр. Дзама и Тана. В этом сегменте обнажено несколько выходов меловой вулканической толщи. Аджаро-Триалетская зона на этом участке не претерпела рифтинга и в продолжение всего среднего эоцена пребывала на островодужной стадии развития. Опорные разрезы составлены по ущ. рр. Дрисхеви и Тана, по ущ. р. Хведурети и по ущ. р. Тедзами и ее притока р. Шавцкала.

В ущельях рр. Дрисхеви и Тана среднеэоценовая вулканическая толща обнажена по всей мощности (см. рис. 8, кол. У, 18). Она состоит из двух частей: нижней слоистой, аналога ликанской свиты, и верхней грубослоистой, занимающей стратиграфическое пространство квабисхевской и чидильской свиты. Среднеэоценовые вулканы перекрыты верхнеэоценовыми терригенными породами. Общая мощность вулканической толщи 900 м. В ущ. р. Дрисхеви в верхах карбонатного флиша появляются прослойки туфов по составу соответствующие роговообманковому андезиту. Слоистые ликанские туфы также андезитового состава и представлены алевро-псаммитовыми разновидностями. За ними следуют туфобрекчии, псеффитовые и псаммитовые туфы. Они толстослоисты и состоят из андезитово-андезит-базальтовой вулканокластике. В верхних частях разреза с ними чередуются два маломощных (3 м) андезитовых покрова.

Среднеэоценовая вулканическая толща на этом участке почти полностью пропилитизирована. Пропилитизация в ликанских литокластических туфах выражена замещением ломонтитом порфирированных вкрапленников плагиоклаза и основной массы. Роговая обманка большей частью хлоритизирована — по основной массе развиты анальцит, хлорит и гидрослюдисто-каолинитовые массы. Цемент породы состоит из ломонтита, иногда с карбонатом, характерна пиритизация, которой подвержены как обломки пород, так и цементирующая масса. Алевролитовые прослойки, в основном, замещены хлорит-гидрослюдистыми и цеолитовыми массами и подвержены мелкозернистой пиритизации.

Залегающие над ликанской свитой грубослоистые псаммитовые и псеффитовые туфы, также подвержены цеолитовой пропилитизации. Крупные обломки пород изменены сравнительно слабее. В отличие от туфов ликанской свиты здесь более значительную роль играет гидрослюдисто-каолинитовые массы, которые вместе с цеолитом слагают цемент туфов. Возрастает роль анальцита, замещающего основную массу обломков псаммитовых и псеффитовых туфов. Среднеэоценовая толща сечется множеством прожил-

ков. Последние сложены цеолитами, пренитом и карбонатом. В нижней части толщи преобладают пренит-ломонтит-карбонатные прожилки, выше пренит исчезает, и трещины и зоны дробления заполнены ломонтитом и кальцитом (см.рис.8, кол.У).

В ущ.р.Хведурети, южнее с.Трехви, в ядре антиклинальной структуры обнажена меловая вулканическая толща. Она состоит из слоистых туфов, туфобрекчий, изредка покровов андезитового и базальтового состава. В нижних частях преобладают роговообманковые, в верхних - авгит-роговообманковые базальты и андезиты. Меловая толща пропилитизирована (см.рис.8, кол.IV). Для этого участка характерно чередование интенсивно цеолитизированных пород с хлорит-карбонатными пропилитами. Последние характеризуются свежими фенокристаллами плагиоклаза, авгита и роговой обманки и интенсивно измененной основной массой. Это, вероятно, аналогичные аджарским пропилитам трансильванского типа. В нижних частях разреза цеолит представлен ломонтитом. Ломонтитом замещается плагиоклаз, а также и основная масса, которая одновременно хлоритизирована и замещена гидрослюдай. Характерна значительная приритизация всей породы. Кроме того, низы толщи секутся ломонтит-кальцитовыми прожилками. Выше роль ломонтита уменьшается и появляются анальцит и натролит. В верхней части разреза преобладают гейландит, ассоциирующийся с кальцитом и анальцитом. За вулканической толщей мела следует 400-метровая свита карбонатного мела турон-датского возраста, которую трансгрессивно перекрывают среднеэоценовые туфы, интенсивно замещенные клиноптилолитом. Мощность последних примерно 150 м.

В восточном сегменте были составлены еще два опорных разреза по ущ.р.Тедзами и его притока р.Шавцкала. Здесь обнажены как меловая, так и палеогеновая толщи, однако, последняя, в отличие от предыдущего разреза, характеризуется значительной мощностью - порядка 2 км.

Меловая толща обнажена в ядрах двух антиклинальных структур. Первая находится в окрестностях с.Чкопмани, вторая южнее Рмонского монастыря. Меловые отложения с вышележащей палеогеновой толщей имеют тектонические контакты. Мощность вулканоогенного мела в ущ.р.Тедзами порядка 1000 м. Меловые вулканы представлены гомогенно дифференцированной серией пород базальт-андезит-риолитового состава.

Нижняя часть толщи (альб) состоит из лав базальтового и андезитового состава, выше развиты андезитовые туфы и туфобрекчии, а верхи разреза (нижний турон?) занимают риолитовые микробрекчии. Наиболее ярко выраженный процесс в Тедзамских разрезах - цеолитовая пропилитизация (см.рис.8, кол.УI, УII, I9). Материал представлен по двум разрезам в меловых и палеогеновых отложениях. I - по ущ.р.Тедзами в Чкопманской антиклинали и II - в пределах Рмонской антиклинали, по ущ.р.Тедзами и р.Шавцкала. Меловая вулканическая толща в обоих разрезах интенсив-

но пропилитизирована. В нижней части толщи пропилитизация, развитая по базальтам и андезитам, проявилась в замещении плагиоклаза и основной массы породы анальцимом, ломонитом, кальцитом и хлоритом, а также монтмориллонитом. Авгит и роговая обманка хлоритизированы и карбонатизированы. Цемент туфов состоит из анальцима, монтмориллонита и карбоната (кальцита). В верхней части толщи, наряду с цеолитизацией, значительную роль начинает играть гидротермальная аргиллитизация. Риолитовые туфы интенсивно аргиллитизированы. Неизменными остались лишь фенокристаллы кварца, основная масса же замещена каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдай. В цементе вместе с названными минералами участвуют халцедон и мелкозернистые скопления кварца. Эти породы секутся цеолитовыми прожилками, где основную роль играют: β -леонгардит, гейландит, томсонит, анальцим. В одном случае имеется клиноптилолит и апофилит.

В окрестностях с. Чкопшани, в базальтах, к зонам дробления и аргиллитизации, выраженной в замещении породы монтмориллонитом и гидрослюдай и к аргиллитизированным контактам андезитовых жил (по Г.Ш.Надарейшвили, это кольцевые дайки) приурочено агатхалцедоновое месторождение. Халцедон и горный хрусталь аметистовой разновидности образуют гнезда и жилы в монтмориллонитовой массе, вместе с ними ассоциируется кальцит и морденит. Замещение халцедоном наблюдается и стратиграфически выше, в риолитовых туфах, где он метасоматически замещает основную массу обломков пород и участвует в цементе туфов. Некоторая халцедонизация замечена в мергелях, в самых низах турон-датской карбонатной толщи. Кроме того, в меловой толще по зонам дробления и пустотам широко развита цеолитизация (см. главу о минерализации пород).

В южном крыле Чкопшанской антиклинали, над меловыми вулканитами несогласно залегает среднеэоценовая вулканическая толща (см. рис. 19) (мощность - 1700-1900 м), сложенная сложными андезитовыми туфами. Породы представлены роговобманково-пироксеновыми разновидностями и интенсивно пропилитизированы. Пропилитизация цеолитового типа. Толща, в основном, состоит из литокластических туфов. Обломки пород в туфах замещены цеолитами, среди которых главную роль играют анальцим и ломонит; хлоритизация здесь явно подчинена и на первый план выходит замещение монтмориллонитом и гидрослюдай. Характерна пиритизация. Цемент туфов представлен глинисто-цеолитовыми массами. Трещины и зоны дробления выполнены ломонитом, анальцимом, монтмориллонитом и кальцитом.

3.2. Фациальный и минералогический анализ зональности.

Из описания опорных разрезов следует, что пропилитизация в палеоэоценовой вулканической толще носит региональный характер. В западном и центральном сегменте Аджаро-Триалетской складчатой зоны пропилиты, развитые по среднеэоценовым породам, проявляют довольно четкую верти-

кальную зональность. В восточном сегменте несмотря на значительную мощность меловых и палеогеновых вулканитов и в верхнеэоценовой вулканической толще западного сегмента зональность отсутствует. Прежде чем, объяснить причину этого явления, следует познакомиться с характером вертикальной метасоматической зональности, с минеральным и фаціальным составом зоны, их взаимоотношениями, с миграцией вещества в процессе их становления и с петрогенетическими и физико-химическими закономерностями их формирования.

Наиболее высокотемпературные, одновременно глубинные зоны (> 3 км) представлены актинолитовой, эпидот-хлоритовой и пренитовой фацией, промежуточные зоны (< 3 км > 1 км) - хлорит-альбитовой фацией и приповерхностные зоны (< 1 км) - цеолитовой и трансильванской. Следует отметить, что взаимопереходы между фациями не всегда четкие и, как видно из описания опорных разрезов, на определенных промежутках низкотемпературные фации как-бы телескопируют высокотемпературные, что, по-видимому, связано с постепенным остыванием растворов и регрессией процесса во времени.

Рассматривая фации различных метасоматических формаций, мы будем выделять типоморфные парагенезисы - ассоциации минералов, представляющие лицо фации, отражающие суть физико-химических условий ее формирования. В составе фации вместе с типоморфными парагенезисами могут участвовать и реакционные минералы. Этот термин заимствован нами у Д.В.Рундквиста и И.Г.Павловой (1970). Он обозначает минералы, которые хотя и участвуют в составе фации, но не отражают условий ее формирования, поскольку они образовались вследствие изменения физико-химических параметров: падения температуры раствора, перепада давления, местного прогрева локального участка породы и т.д. При минералогической характеристике фаций реакционные минералы приводятся в скобках.

Зональность в пропилитах наиболее полно выражена в западной части Аджаро-Триалетского трога, где палеогеновая вулканическая толща достигает наибольшей мощности. В восточном, а также в меридиональном направлении на юг и на север, вместе с утонением толщи исчезают высокотемпературные и глубинные зоны, и их место занимают промежуточные и приповерхностные зоны.

Высокотемпературные фации пропилитов, как это видно из описания опорных разрезов, лучше представлены в перангской и нагваревской свитах и в низах чидлильской свиты в Аджарии и Гурии. Они характеризуются следующими типоморфными парагенезисами: I акт-эп-цо-кв-пт, II акт-эп-хл-кв-пт, III - акт-эп-аб-кв-ка-пт, IV эп-цо-хл-аб-кв-пт, V эп-цо-кв-пт, VI пр-эп-кв-аб-пт, VII пр-хл-пт, VIII ка-кв-пт.

Актинолит, эпидот и цоизит замещают как феррические минералы, так полевые шпаты и основную массу. Хлорит развит по основной массе и феррическим минералам (оливин, пироксен, амфиболы, биотит). Пренит фор-

мируется в основном по полевым шпатам. Примечательно, что с возрастанием роли пренита уменьшается количество эпидота, цоизита и кварца, причем, когда начинает преобладать пренит, кварц совершенно исчезает. Следует обратить внимание еще на одно любопытное явление: там, где туфы и туфобрекчи чередуются с известковыми слоями в пропилитизированных породах эпидот и цоизит вытесняются карбонатом, который вместе с кварцем и пиритом образует типоморфный парагенезис породы (УШ). Кварц, участвующий в типоморфных парагенезисах высокотемпературных пропилитов, в том числе ассоциирующийся с карбонатом всегда высокотемпературен, то же касается альбита (см. табл. 2).

В ряду вертикальной зональности следующая по глубинности фация-хлорит-альбитовая. Переход от эпидот-хлоритовой фации к хлорит-альбитовой постепенный. Постепенно уменьшается количество эпидота за счет хлорита, исчезает кварц. Есть случаи, когда переход в хлорит-альбитовую фацию от высокотемпературных фаций совершается через промежуточную интенсивную пренитизацию по плагиоклазу. Такая картина наблюдается в чидильской свите Аджарии (разрез по ущ. р. Кинтриши) и в Гурии (разрез по р. Губазеули). Здесь эпидот постепенно вытесняется пренитом, исчезает кварц, а выше наблюдается переход в хлорит-альбитовую фацию. Хлорит-альбитовая фация очень широко распространена во всей палеогеновой толще, она возможно уступает лишь цеолитовой. Эта фация характеризуется довольно выдержанным парагенезисом: I хл-аб-пт, реже встречаются парагенезисы II хл-аб-ка-пт, III хл-аб-сер-пт и IV хл-аб-сер-ка-пт. Карбонат и серицит всегда играют резко подчиненную роль.

При фоновой хлорит-альбитовой пропилитизации, даже в случае наиболее полного изменения породы всегда сохраняется первичная порфирировая структура. Полевошпатовая фаза, в интенсивно пропилитизированных разновидностях полностью альбитизирована. Фемические минералы и основная масса замещены хлоритом. Встречаются пропилитизированные породы, в которых плагиоклаз одновременно альбитизирован и серицитизирован, а хлоритизированный фемический минерал замещается также карбонатом. Некоторая карбонатизация характерна и для основной массы.

За хлорит-альбитовой зоной в ряду вертикальной зональности следует цеолитовая зона, которая состоит из цеолитовой и трансильванской (хлорит-карбонатовой) фации. Цеолитовая зона выявлена как в рифтогенных, так и в островодужных толщах. Если в глубинных и промежуточных зонах фоновой пропилитизации сохраняется первичная порфирировая структура пород, то в цеолитовой зоне, в наиболее измененных участках таковая часто отсутствует. Полностью цеолитизированный плагиоклаз сливается с основной массой. Иногда по плагиоклазу формируется адуляр. Неизменными остаются лишь кристаллы фемических минералов (роговой обманки и авгита). В верхах палеогеновой толщи Аджарии и Месхетии

приповерхностная зона пропилитизации представлена двумя фацциями: цеолитовой и хлорит-карбонатовой. Последняя – трансильванская по Коржинскому (1961) характеризуется значительной карбонатизацией и хлоритизацией основной массы, роговой обманки и авгита, и совершенно неизменным плагиоклазом.

В западном сегменте цеолитовая зона развита по верхам чидильской свиты и по верхнеэоценовой толще. В центральном сегменте она спускается ниже и охватывает большую часть чидильской свиты. В восточном сегменте цеолитизирована вся среднеэоценовая и меловая толща.

Цеолитовая зона пропилитов, по сравнению с промежуточной и глубоинной, имеет менее зеленокаменный облик. Хлориты, придающие породам зеленую окраску, здесь играют второстепенную роль и превалируют минералы гидрослюда. В верхах цеолитовой зоны наблюдается интенсивная аргиллитизация, возрастает содержание каолинита, монтмориллонита и иллита.

Переход от хлорит-альбитовой зоны в цеолитовую постепенный. На их границе развиты породы с альбитизированными фенокристаллами полевых шпатов и цеолитизированной – замещенной ломонитом и томсонитом основной массы.

Цеолитовая зона на разных участках региона неоднородна по составу минеральных парагенезисов.

В Аджарии по андезитам, трахиандезитам и их туфам, в адигенской и нададигенской свитах развиты следующие типоморфные парагенезисы: I лом-том-грс-хл-пт, II лом-грс-ка-пт, III лом-нат-грс-пт, IV лом-скц-хл-грс-пт, V ан-нат-хл-пт (каоил.).

В южной Гурии гурийская подсвита чидильской свиты по трахитам развиты: I ад-лом-хл-пт, II нат-лом-ан-ад-грс-пт, III ан-ад-грс-хл-пт.

В северной Гурии (верхний эоцен – верхи среднего эоцена) по трахитам и трахитовым и трахиандезитовым туфам формируются парагенезисы: I ан-стб-том-ка-хл-грс-пт, II ад-це-хл-ка-хл-грс-пт, III ан-нат-том-стб-ка-грс-пт, IV мон-ил-хл-пт (ан-нат-том).

В Месхетии, по андезито-базальтам двирской (чидильской) свиты: I ге-мо-хл-пт, II том-лом-х-пт, III лом-кц-хл-пт, IV ан-кц-ге-пт, V кл-мон-пт.

По андезитам адигенской свиты: I ге-том-пт, II ге-ан-грс-пт.

В Имеретии нерасчлененная палеогеновая толща (ущ.р.Зварула) по андезитовым туфам: I ан-ка-пт, II ан-хл-грс-пт, III ан-ка-хл-пт, IV ан-грс-пт, V ан-каоил-грс-хл-пт, VI ан-нат-хл-грс-пт.

В районе Триалетского хребта по андезитам среднеэоценовой толщи развиты следующие типоморфные парагенезисы: I лом-ан-хл-пт, II лом-грс-хл-пт, III ан-грс-хл-пт, IV ан-хл-пт, V лом-хл-пт.

В верхней части цеолитовой зоны в ряде случаев наблюдается теле-

скопление аргиллизитами и постепенный переход в гидротермальные аргиллизиты. Аргиллизиты тяготеют к зонам дробления. В Аджарии преобладают аргиллизиты каолинового типа, состоящие из минеральной ассоциации: као-грс-кв-сер-пт. В северной Гурии и Месхетии преобладают монтмориллонитовые аргиллизиты, состоящие из мон-ил-хл-пт и мон-х-грс-пт.

3.3. Внутринтрузивные и приконтактовые пропилиты

В палеогеновой вулканической толще западного и центрального сегмента была отмечена строгая вертикальная зональность в пропилитах. Последовательность зональности определялась фактором глубинности. Однако в Аджаро-Триалетии, как и в других регионах, на фоне приповерхностного процесса на уровне цеолитовой зоны появляются локальные участки, в которых выражена актинолитовая и эпидот-хлоритовая пропилитизация. Такие участки всегда ограничены районами распространения интрузивных тел и, по образному выражению М.М.Васильевского (1973), именуется "горячими пятнами".

В Аджаро-Триалетии интрузивные тела разного состава внедрены в палеогеновую толщу на разных уровнях, следовательно, они кристаллизовались под разным литостатическим давлением и соприкасались с вмещающими породами разного состава.

Важно подчеркнуть, что габброидные и габбромонцонитовые интрузии не встречаются выше среднеэоценовой базальтовой толщи, комагматами которой они являются. Одновременно среднекремнекислые диоритовые и сиенитовые тела секут и верхнеэоценовые трахандезит-андезитовые и трахитовые породы. Габбро-монцонитовые интрузии характеризуются приконтактовой и внутринтрузивной высокотемпературной пропилитизацией. Среднекремнекислые тела, секущие комагматичные им верхнеэоценовые породы, также подвержены внутринтрузивной пропилитизации, однако в их приконтактных зонах развиты совершенно другие процессы: полевошпатовый метасоматоз, серицитизация, грейзенизация и аргиллитизация, о которых будет идти речь в последующих главах работы.

Как внутринтрузивная, так и приконтактовая пропилитизация хорошо выражены в Зотской габбромонцонитовой, Кабурской и Хачковской габброидных интрузиях. Первая находится в западном сегменте и в ущ.р. Губазеули (Гурия), прорывает роговообманковые базальты чидильской свиты. Внутринтрузивная пропилитизация по габбро Зотской интрузии выражена следующими минеральными ассоциациями: I акт-эп-кв-аб-ка-хл-пт, II акт-эп-ка-аб-кв-пт, III акт-эп-сер-кв-пт, IV акт-эп-цо-аб-кв-пт, V эп-цо-ка-хл-аб-кв-пт, VI акт-эп-цо-аб-пт, VII акт-эп-аб-пт, VIII акт-эп-хл-пт.

Пропилитизация распространяется и за пределами самого интрузивного тела. Она наложена как на приконтактовые роговики, так и на вмещающие базальты. Роговики представлены плагиоклаз-пироксен-роговообман-

ковыми и плагиоклаз-биотит-роговообманковыми разновидностями. По ним развиты следующие типоморфные парагенезисы пропилитов: I акт-эп-кв-аб-пт, II эп-кв-аб-пт, III эп-кв-пр-пт.

Приконтактовая пропилитизация, наложенная на базальты, выражена парагенезисами: I акт-эп-пр-хл-кв-пт, II акт-эп-пр-хл-кв-пт, III акт-эп-пр-цо-хл-аб-кв-пт, IV акт-эп-хл-аб-пт, V акт-эп-цо-кв-аб-хл-пт, VI акт-эп-цо-аб-кв-пт, VII акт-цо-пр-аб-пт, VIII - акт-эп-пр-цо-хл-кв-сер-пт.

В приконтактовом ореоле пропилитов по зонам дробления развита серицитизация. Серицитизированные зоны представлены типоморфными парагенезисами: I кв-сер-хл-пт, II кв-сер-ка-хл-пт, III сер-кв-ка-цо-пт, IV сер-кв-ка-эп-цо-пр-пт.

VIII парагенезис пропилитов и IV - серицитолитов составляют внешние зоны, связанные взаимопереходами.

По минеральному составу внутриинтрузивные пропилиты аналогичны приконтактовым. Разница лишь в том, что первые характеризуются значительной серицитизацией полевошпатовой фазы, тогда как в приконтактовых пропилитах серицитизация приурочена к зонам дробления и не характерна для собственно пропилитизированных участков.

Как видно из описания опорного разреза в ущ.р.Губазеули, приконтактовая пропилитизация Зотского интрузивного массива происходила на уровне глубинной эпидот-хлоритовой фоновой пропилитизации, и пропилитизированные ореолы интрузии отличаются от фона лишь по структурно-текстурным признакам и по интенсивности изменения.

Что касается приконтактовой пропилитизации Хачковского и Кабурского габброидных интрузивных тел, то здесь она наложена на фоновое хлорит-альбитовое изменение. Внутриинтрузивный процесс аналогичен зотскому, те же парагенезисы развиты и в приконтактовой зоне. Типоморфные парагенезисы пропилитов представлены следующими ассоциациями: I акт-эп-хл-аб-кв-пт, II эп-аб-ка-хл-пт, III эп-аб-кв-хл-пт, IV эп-аб-кв-пт.

Типоморфные парагенезисы зоны серицитизации: I кв-сер-ка-пт, II сер-кв-пт.

В данном случае высокотемпературная пропилитизация формирует т.н. "горячие пятна" на фоне среднетемпературной хлорит-альбитовой зоны и приконтактовые пропилиты отличаются от фоновых как по структурно-текстурному признаку, так и по составу.

"Горячие пятна" в Аджаро-Триалетии имеются и на менее глубинных уровнях.

Высокотемпературная пропилитизация развита по интрузивным телам Аджарии - Мериское, Намонастревское, Чалатское, Учамбское, Схалтинское и Верхнеаджарисцхальские интрузии. Эти тела внедрены в Адигенскую свиту, подверженную цеолитовой пропилитизации. Высокотемпературные парагенезисы, развитые по интрузивным телам, представлены: I акт-эп-хл-

аб-кв-пт, II эп-хл-аб-кв-пт, III эп-хл-пр-кв-пт.

Интрузивные тела имеют, в основном, средний диорит-сиенит-диоритовый состав и пропилитизированы относительно слабо и неравномерно. Первичная гипидиоморфная и панидиоморфная структура сохранена полностью. По полевым шпатам развита альбитизация, пренитизация, иногда окварцевание. Пироксен-роговая обманка и биотит частично замещаются хлоритом, эпидотом, актинолитом. Изредка наблюдается карбонатизация полевошпатовой фазы и фемических минералов. Характерна некоторая пиритизация. Измененные подобным образом участки интрузивных тел перемежаются с совершенно свежими участками. Примечательно, что тепловое воздействие интрузивов распространено также на измененные приконтактовые ореолы и на фоне низкотемпературной цеолитовой пропилитизации в районах распространения интрузивных тел появляются неравновесные эпидот и цоизит.

"Горячие пятна", подобные вышеописанным, имеются также в Гурии, в верхах чидильской свиты (гурийская подсвита) по интрузивным телам Вакиджварской группы. Высокотемпературная пропилитизация, развитая по этим интрузиям, аналогична Аджарским как по характеру, так и по минеральным парагенезисам.

3.4. Петрохимия процесса пропилитизации

Петрохимия пропилитизации изучалась методом сопоставления свежих (исходных) и измененных пород. Сопоставление производилось на основании петрохимических пересчетов по атомно-объемному методу (Казицин, Рудник, 1968). По результатам пересчета воспроизводилась картина миграции основных петрогенных компонентов в процессе пропилитизации, что играет немаловажную роль для понимания сущности процесса.

Высокотемпературные фации пропилитов актинолитовая и эпидот-хлоритовая, как фоновые, так и формирующие "горячие пятна" в отношении миграции основных петрогенных элементов проявляют следующие тенденции. Фоновые пропилиты характеризуются тенденцией привноса кремнезема, трехвалентного железа, алюминия и кальция. Остальные элементы ведут себя различно. В процессе высокотемпературной фоновой пропилитизации замещение преобладало над выщелачиванием, что выражено в положительном балансе миграции вещества, определяющем соотношение привноса-выноса основных петрогенных элементов, рассчитанных в интрамилях (табл. 3-4, см. рис. 20).

Привнос кремнезема минералогически выражен в формировании кварца. Привнос железа, алюминия и кальция - в значительной эпидотизации и хлоритизации породы. Кварц высокотемпературен по данным гомогенизации и декрипитации газово-жидких включений; его T образования $350-400^{\circ}C$. Близкие температуры дают эпидотовый ($360-470^{\circ}$) и альбитовый термометры ($380-450^{\circ}$).

Таблица 3

Пропилиты актинолитовой и эпидот-хлоритовой
фации (Гурья)

Окислы	Ис-ходная	Измененные					Миграция									
		II	III	IV	У	У1	УП	УП1	УП2	УП3	УП4	УП5	УП6	УП7		
SiO ₂	И-2543 51,30	Г-156 46,82	Г-158 47,85	Г-170 46,25	Г-173 48,17	И-2532 55,25	И-2472 49,73	И-2474 50,92	Атомн	II	III	IV	У	У1	УП	УП7
TiO ₂	0,46	0,75	0,63	0,68	0,52	0,62	0,77	0,50	Si	+ 0,60	- 1,06	- 7,76	+ 0,79	+ 23,23	+ 5,09	+ 11,33
Al ₂ O ₃	17,57	16,01	19,31	17,23	19,14	17,12	17,82	17,40	Ti	- 1,54	+ 8,61	+ 0,93	+ 8,52	+ 3,02	+ 4,24	+ 4,18
Fe ₂ O ₃	3,27	8,96	3,67	5,49	4,33	3,27	4,10	3,55	Al	+ 12,14	+ 1,26	+ 4,62	+ 2,65	+ 0,42	+ 2,19	+ 1,23
FeO	4,14	2,16	3,96	1,44	3,78	3,40	2,60	3,60	Fe	- 3,92	+ 0,12	- 5,63	- 0,22	+ 1,04	- 7,47	- 0,45
MnO	0,17	0,18	0,10	0,10	0,14	0,14	0,14	0,24	Mn	+ 0,18	- 0,02	- 0,03	+ 0,06	+ 0,09	+ 0,11	+ 0,32
MgO	5,46	5,06	4,29	4,77	4,05	5,24	4,60	5,16	Mg	- 0,23	- 3,49	- 1,92	- 4,34	- 0,39	- 2,09	+ 9,12
CaO	9,41	8,86	10,39	12,60	9,17	7,63	12,04	10,02	Ca	+ 0,10	+ 4,37	+ 13,36	+ 1,03	+ 4,71	+ 10,70	- 4,36
Na ₂ O	2,70	2,70	4,20	2,20	4,80	2,60	2,50	2,18	Na	+ 1,43	+ 9,18	- 1,52	+ 12,52	+ 1,14	- 0,17	- 1,06
K ₂ O	0,60	3,20	0,35	1,20	0,30	0,30	сл.	0,30	K	+ 9,17	- 0,74	- 2,12	- 0,92	- 0,89	+ 1,96	- 0,89
P ₂ O ₅	0,17	0,60	0,21	0,08	0,25	0,20	0,21	0,09	P	+ 1,16	+ 1,26	- 0,06	+ 0,35	+ 0,25	+ 0,26	- 0,03
H ₂ O	0,62	0,70	0,18	0,63	0,42	0,08	0,14	0,94	O	+ 29,303	+ 43,545	- 12,99	+ 0,049	+ 97,56	+ 45,10	+ 57,88
п.п.п.	3,88	3,90	4,56	7,23	4,66	3,96	5,18	4,86	OH	+ 0,29	- 8,97	- 1,44	- 4,80	- 10,97	- 9,90	+ 5,01
сумма	33,75	33,70	39,70	39,90	39,73	39,81	39,83	39,76	омакс	+ 39,773	+ 59,413	- 13,82	+ 15,823	+ 130,05	+ 51,20	+ 82,38
d ₄	2,55	2,72	2,70	2,65	2,72	2,77	2,72	2,78								

I - базальтовый туф, ср. эоцен, чиндильская свита, окр. Бахмаро, II - эп-хл-сб-пр, III - эп-цо-пр-хл-сб-пр, IV - эп-пр-ка-хл-пр, V - эп-хл-сб-кв-пр, VI - эп-пр-сб-хл-кв-пр, VII - акт-эп-пр-цо-кв-пр, VIII - акт-эп-хл-кв-пр.

Химические анализы, приведенные в этой и других таблицах, производились в хам. лабораториях Геологического института им. А.Джанашидзе АН ГССР и Управления геологии при СМ ГССР. Аналитики: Бугианишвили В.К., Мтцулишвили К.Ш., Кобишвили В.И., Савозидзе М.Д., Кобишвили К.М., Арешидзе Р.Ш., Джабуа Н.Д., Герсони Э.Д., Абесаидзе Т.Г., Насишвили Т.Н., Бесияшвили Л.М., Зсарики Л.К., Джабуа С.И., Мазушвили М.Н.

(продолжение)

Оксиды	Измешенные										Иммиграция									
	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	
H-2479	51,85	47,08	52,56	50,12	50,44	57,42	51,13	50,25	51,05	H-2548	+16,00	+3,04	+15,92	+8,61	+6,97	+28,28	+11,41	+1,42	+2,49	
SiO ₂	0,70	0,46	0,42	0,70	0,77	0,62	0,33	0,43	0,44	H-2547	+0,57	+0,50	-0,04	+0,55	+0,65	+0,38	-0,23	-0,08	-0,06	
TiO ₂	18,07	16,00	17,05	16,53	17,72	16,53	18,79	20,01	20,01	Fe	+7,23	+0,31	+2,61	+1,13	+3,96	+0,93	+8,52	+8,96	+8,49	
Fe ₂ O ₃	5,13	7,70	3,89	4,53	6,05	3,32	5,43	5,00	4,63	Fe	+4,79	+10,16	+1,87	+3,22	+4,14	+0,68	+5,11	+3,66	+2,85	
FeO	2,14	0,54	2,88	3,50	2,50	2,60	2,34	3,06	3,06	Fe	-3,79	-7,57	-2,19	-0,73	-3,16	-2,82	-3,41	-2,13	-2,18	
MnO	0,10	0,14	0,14	0,14	0,14	0,10	0,21	0,17	0,14	Mn	-0,15	+0,10	+0,10	+0,10	+0,10	-0,01	+0,26	+0,14	+0,06	
MgO	5,04	0,47	4,74	7,14	3,92	3,89	3,47	5,67	3,85	Mg	+0,44	-19,08	-1,25	+8,76	-4,85	-4,76	-6,44	+1,40	-5,84	
CaO	9,96	9,61	10,50	10,38	13,28	8,74	11,18	8,22	9,09	Ca	+4,41	+3,34	+5,87	+5,12	+13,03	+0,13	+7,51	-2,63	-0,39	
Na ₂ O	3,00	0,50	1,60	1,80	1,80	2,20	3,40	2,50	2,70	Na	+3,59	-10,66	-4,27	+4,24	-3,33	-1,04	+5,46	-0,12	+0,80	
K ₂ O	0,50	0,50	0,50	0,30	0,30	0,40	нет	0,80	0,50	K	+0,15	+6,70	-0,18	-0,30	-0,92	-0,54	+1,59	+0,72	-0,29	
P ₂ O ₅	0,18	0,07	0,07	0,13	0,26	0,16	0,23	0,04	0,16	P	-0,07	-0,06	-0,06	+0,06	+0,38	+0,14	+0,32	-0,15	-0,09	
H ₂ O	0,09	1,23	0,24	0,40	0,14	0,04	0,12	0,77	0,78	O	+84,685	+21,97	+68,98	+64,075	+62,11	+83,515	+75,936	+43,615	+43,015	
И.п.п.	3,03	8,20	4,79	4,32	3,78	3,66	3,18	3,31	3,42	OH	-10,76	+10,63	-8,02	-5,05	-9,88	-11,70	-10,23	+1,05	-7,22	
сумма	99,79	100,09	99,77	99,79	100,10	99,68	99,81	100,23	99,83	сумма	+106,80	+18,87	+78,84	+80,72	+89,20	+93,28	+36,86	+55,85	+41,66	
d ₄	2,82	2,81	2,76	2,77	2,72	2,76	2,77	2,62	2,60											

IX - вн-по-пр-хл-кв-пг, X - вн-пр-хл-кв-пг, XI - вн-по-хл-кв-пг, XII - вн-по-пр-сб-пг, XIII - вн-хл-сб-кв-пг, XIV - вн-по-хл-сб-кв-пг, XV - вн-пр-кв-сб-пг, XVI - вн-по-кв-пг, XVII - вн-по-пр-хл-сб-пг (грс).

Профильты актинолитовой и эпидот-хлоритовой фации (Гурья)

ОКСИДЫ	Исход- ная	И з м е н е н н ы е							М и г р а ц и я									
									Атомы									
		II	III	IV	V	VI	VII	II	III	IV	V	VI	VII	VIII				
	Г-271	Г-55	Г-147	Г-179	Г-267	Г-280	Г-282											
SiO ₂	47,55	50,05	48,27	48,48	50,70	46,42	56,45	Si	+ 9,87	+ 7,90	+ 8,60	+11,19	+ 9,01	+21,24				
TiO ₂	0,87	0,47	0,68	0,60	0,62	0,80	0,70	Ti	- 0,67	- 0,27	- 0,41	- 0,40	+ 0,03	- 0,29				
Al ₂ O ₃	17,12	17,45	18,27	17,40	16,00	17,82	18,41	Al	+ 2,56	+ 5,96	+ 3,49	+ 1,66	+ 7,21	+ 3,73				
Fe ₂ O ₃	6,82	9,78	5,09	4,30	6,76	8,53	6,64	Fe ⁺⁺⁺	+ 5,80	- 2,55	- 4,00	+ 0,28	+ 4,62	- 0,28				
FeO	2,42	0,36	3,96	3,24	1,44	0,50	0,50	Fe ⁺⁺	- 4,00	+ 3,44	+ 1,96	- 1,82	- 3,65	- 3,75				
MnO	0,17	0,17	0,14	0,14	0,18	0,14	0,10	Mn	+ 0,01	- 0,04	- 0,04	+ 0,03	- 0,03	- 0,14				
MgO	5,06	2,32	4,64	3,57	4,44	2,67	1,27	Mg	- 9,27	- 0,57	- 4,49	- 1,66	- 7,33	-13,19				
CaO	9,29	8,10	7,54	6,63	8,62	11,72	3,32	Ca	- 2,28	- 3,94	- 5,72	- 0,98	+ 9,24	-14,92				
Na ₂ O	1,20	2,80	4,80	4,20	4,40	1,00	6,90	Na	+ 7,69	+17,52	+14,68	+15,15	- 0,42	+25,95				
K ₂ O	2,90	1,80	0,35	4,00	0,20	4,90	1,30	K	- 3,10	- 7,55	+ 3,96	- 8,03	+ 7,54	- 4,76				
P ₂ O ₅	0,19	0,43	0,23	0,62	0,23	0,60	0,37	P	+ 0,50	+ 0,10	+ 0,92	+ 0,09	+ 0,94	+ 0,36				
H ₂ O	1,53	1,50	0,65	0,50	1,10	0,67	1,06	O	+19,11	+18,52	+11,13	+15,78	+33,81	+22,93				
п.л.п.	4,79	5,16	5,35	6,14	5,10	4,13	2,98	OH	+ 0,34	-13,17	-15,62	- 6,15	-12,29	- 7,27				
сумма	99,91	102,39	99,97	99,82	99,69	99,90	100,00		+26,56	+25,94	+14,46	+21,81	+48,67	+29,60				
α ₄	2,33	2,47	2,46	2,46	2,40	2,58	2,34											

I - базальтовый туф, ср. эоцен, Чидильская свята, ум. р. Губазеули, II - эб-эл-цо-хл-пт (грс), III - акт-эл-эб-кв-кв-пт, (лом- в прожилках), IV - эл-цо-ка-хл-пт, (анал-цеол-грс), V - эл-хл-эб-пт, VI - эл-хл-эб-пт, VII - акт-эл-кв-эб-хл-пт (грс).

Высокотемпературная пропилитизация "горячих пятен" имеет ту же тенденцию преобладания замещения над выщелачиванием, что также выражается в положительном балансе миграции вещества. Однако в отличие от фоновых пропилитов, здесь наблюдается четкая тенденция привноса лишь для кремнезема (табл.5, рис.2I). Остальные петрогенные элементы ведут себя различно, не проявляя определенной тенденции. Зоны серицитизации, связанные с зонами дробления в приконтактных высокотемпературных пропилитах (см.табл.5, рис.2I), характеризуются тенденцией привноса калия и кремнезема.

Положительный, либо отрицательный баланс миграции вещества в гидротермальном процессе во многом зависит от поведения кремнезема. Последний во всех аллюмосиликатных породах превалирует над остальными петрогенными элементами и даже сравнительно небольшой процент его привноса или выноса предопределяет тенденцию замещения или выщелачивания.

Хлорит-альбитовая фация, формирующая промежуточную зону в пропилитах, в отличие от высокотемпературной, характеризуется отрицательным балансом миграции вещества и, следовательно, тенденцией выщелачивания. Для этой фации характерен вынос кремнезема и полное отсутствие кварца. Остальные петрогенные элементы, не проявляя определенной тенденции, ведут себя различно (см.табл.6-9, рис.22-24).

Приповерхностная цеолитовая фация пропилитов формируется вследствие наиболее интенсивного выщелачивания и характеризуется очень высоким отрицательным балансом миграции вещества (см.табл.10,рис.22-24). Цеолитовая пропилитизация в целом проявляет тенденцию выноса кремнезема и титана, привноса или выноса щелочей в зависимости от состава преобладающего в породе цеолита.

Пропилиты трансильванского типа, чередующиеся с цеолитовыми, в целом тоже характеризуются значительным выщелачиванием и отрицательным балансом привноса-выноса основных петрогенных элементов. Как и в случае цеолитовых пропилитов, выносятся кремнезем. Специфической чертой этой фации является тенденция значительного привноса кальция и трехвалентного железа и выноса щелочных металлов натрия и калия (табл.10). Такой характер миграции вещества минералогически выражен в интенсивной карбонатизации и хлоритизации.

Гидротермальные аргиллизиты, широко распространенные в цеолитовой зоне, характеризуются наиболее интенсивным выщелачиванием. Все основные петрогенные элементы проявляют тенденцию выноса, за исключением железа, что выражается в значительной пиритизации аргиллитизированных зон (табл.11, см.рис.25).

Как видим, пропилиты характеризуются внутриформационным перераспределением основных петрогенных элементов с тенденцией привноса в

Таблица 5

Прямоугольные метасоматы Зотской ангоры

Оксиды	Исход.						Измененные											Атомы						Миграция					
	Иван	II	III	IV	У	УI	УII	УIII	УIV	УV	УVI	УVII	УVIII	УIX	УX	УXI	УXII	УXIII	УXIV	УXV	УXVI	УXVII	УXVIII	УXIX	УXX				
SiO ₂	50,00	55,85	53,46	47,90	54,70	50,30	3306	3308	3312																				
TiO ₂	0,54	0,42	0,35	0,51	0,60	0,75	0,40																						
Al ₂ O ₃	17,00	15,31	11,58	17,92	16,18	16,00	18,79	17,40																					
Fe ₂ O ₃	5,23	1,59	6,59	5,64	10,58	4,37	5,47	3,57																					
FeO	3,24	3,42	2,88	3,60	0,54	4,32	4,32	1,62																					
MnO	0,18	0,14	0,28	0,14	сл.	0,14	0,14	0,10																					
MgO	5,30	2,94	3,17	4,76	2,94	6,75	5,89	1,75																					
CaO	8,08	6,52	8,16	8,84	0,55	8,39	8,95	5,75																					
Na ₂ O	3,50	1,70	0,20	3,30	0,30	2,60	2,80	4,50																					
K ₂ O	2,60	2,80	2,30	1,30	3,70	1,70	0,30	1,30																					
P ₂ O ₅	0,35	0,39	0,23	0,23	0,57	0,94	0,06	0,18																					
H ₂ O	0,23	1,03	0,60	0,42	1,45	0,37	0,24	0,35																					
п.п.п.	3,57	7,61	9,88	5,08	7,35	3,70	3,01	2,39																					
сумма	99,82	99,72	99,68	99,70	100,14	99,73	99,74	99,95																					
d ₁	2,41	2,46	2,68	2,72	1,93	2,65	2,66	2,68																					

I - базальт, ср. эоцен, Мидьянская свита, ур. Р. Губазеули, II - кв-сер-хл-лт,
 III - сер-кв-хл-лт (грс), IV - ап-хл-кв-сер-лт, V - кв-сер-лт (грс),
 VI - акт-ап-пр-хл-кв-лт (грс), VII - акт-ап-пр-лт, VIII - акт-ап-пр-хл-аб-лт.

ОКСИДЫ	И з м е н е н и е								АТОМЫ	М И Г Р А Ц И Я							
	XVII		XVIII		XIX		XX			XXI		XXII		XXIII		XXIV	
	XVII	XVIII	XIX	XX	XIX	XX	XXI	XXII		XXI	XXII	XXIII	XXIV	XXIII	XXIV	XXIII	XXIV
	3371	3375	3379	3382	3387	3388	3391										
SiO ₂	50,04	52,31	51,22	68,05	74,20	49,04	40,93	Si	+23,67	+13,80	+50,78	+69,03	-23,42	-18,12	-18,49		
TiO ₂	0,54	0,35	0,65	0,27	0,15	0,82	0,67	Ti	- 0,25	+ 0,30	- 0,47	- 0,69	+ 0,24	+ 0,28	+ 0,28		
Al ₂ O ₃	15,83	9,57	14,96	14,10	1,22	13,40	19,66	Al	-17,30	- 2,08	- 6,54	44,83	-17,07	+ 9,76	+ 9,64		
Fe ₂ O ₃	5,00	9,59	5,02	0,51	12,97	3,09	4,89	Fe ^{...}	+10,43	+ 0,42	- 8,55	+15,47	- 4,90	- 0,28	- 0,08		
FeO	2,34	0,72	2,16	0,54	0,36	2,34	4,14	Fe ^{...}	- 4,89	- 1,80	- 5,42	- 5,78	- 2,66	+ 2,14	+ 3,23		
MnO	0,18	0,32	0,10	0,05	2,15	0,10	0,14	Mn	+ 0,38	- 0,15	- 0,26	+ 4,30	- 0,20	- 0,07	- 0,06		
MgO	3,73	1,69	6,57	1,35	1,74	8,33	6,98	Mg	-12,15	+ 6,66	-14,04	-12,47	+ 5,59	+ 7,03	+ 7,07		
CaO	7,18	9,49	13,04	4,97	1,10	10,94	6,41	Ca	+ 7,17	+15,82	- 7,51	-17,93	+ 2,37	- 3,69	- 3,70		
Na ₂ O	0,20	0,30	2,90	2,20	0,10	1,00	0,20	Na	-14,82	- 1,62	- 5,66	-15,93	-12,57	-15,45	-15,23		
K ₂ O	4,30	3,00	0,30	3,10	0,20	1,40	3,80	K	+ 2,56	- 7,02	+ 1,96	- 7,38	- 4,47	+ 4,16	+ 4,14		
P ₂ O ₅	0,39	0,28	0,18	0,05	нет	0,51	сл.	P	- 0,06	- 0,32	- 0,61	- 0,72	+ 0,14	- 0,72	+ 0,71		
H ₂ O	0,52	0,40	0,73	0,30	1,90	2,19	0,90	O	+22,60	+45,69	+45,54	+61,67	-69,70	-17,79	-22,52		
п.п.п.	9,58	11,64	1,95	4,56	3,70	6,59	10,98	OH	+ 3,67	+ 9,11	- 3,71	+28,76	+25,36	+11,38	+11,38		
сумма	99,58	99,66	99,78	100,05	99,79	99,75	99,70	баланс	+21,01	+78,80	+45,52	+73,48	-101,30	-21,36	-46,15		
d _r	2,70	2,75	2,62	2,52	2,55	1,98	2,50										

XVII - сер-хл-ка-кв-пт (грс), XVIII - сер-кв-ка-пт (грс), XIX - акт-эл-пр-
 цо-хл-аб-кв-пт, XX - кв-сер-кв-пт, XXI - кв-сер-гидроокислы железа и марганца,
 XXII - акт-эл-хл-аб-пт (грс), XXIII - сер-грс-ск-пт.

Таблица 6

Продукты хлорит-альбитовой фации (Алдарья)

Оксиды	Исходная	Измененные										Магдальца									
		II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Атомы	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
SiO ₂	58,23	59,65	55,85	54,74	59,01	58,12	47,50	45,34	43,34	47,11	51	- 6,30	- 6,60	-18,52	+ 4,36	- 1,26	-31,34	-33,60	-45,72	-32,32	
TiO ₂	0,57	0,63	0,55	0,55	0,35	0,50	0,85	0,70	0,53	0,83	Ti	+ 0,04	- 0,04	- 0,10	- 0,43	- 0,14	+ 0,53	+ 0,27	- 0,13	+ 0,49	
Al ₂ O ₃	17,80	17,90	18,75	17,80	17,90	17,05	16,20	16,01	15,18	17,05	Al	- 3,26	+ 2,94	- 3,50	+ 1,13	- 2,71	- 6,006	- 5,22	-10,64	- 3,39	
Fe ₂ O ₃	4,00	3,47	3,69	6,54	2,37	4,25	5,82	0,35	3,16	5,32	Fe	- 1,51	- 0,63	+ 4,32	- 0,45	- 0,44	+ 3,44	- 7,39	- 2,01	+ 2,47	
FeO	2,08	1,36	3,38	1,00	2,59	1,22	5,30	7,74	2,08	5,40	Fe	- 1,81	+ 2,32	- 2,57	+ 1,23	- 1,85	+ 7,02	+12,91	- 0,22	+ 7,25	
MnO	0,14	0,07	0,07	0,25	0,14	0,10	0,21	0,14	0,63	0,10	Mn	- 0,17	- 0,16	+ 0,21	- 0,004	- 0,09	+ 0,15	± 0,002	+ 1,04	- 9,55	
MgO	3,32	2,07	3,83	4,23	3,26	2,37	3,50	3,57	4,09	4,00	Mg	- 5,54	+ 2,02	+ 2,60	- 0,05	- 0,87	+ 0,45	+ 1,01	+ 2,30	+ 2,43	
CaO	7,88	2,04	6,52	5,09	4,51	3,05	8,43	9,38	14,60	7,29	Ca	-17,26	- 3,85	- 8,96	- 9,54	-13,99	+ 1,12	+ 6,32	+17,37	- 2,09	
Na ₂ O	2,40	5,00	2,80	4,70	4,30	4,40	2,10	2,90	2,20	4,42	Na	+11,94	+ 2,07	+10,49	+10,24	+10,31	+ 1,77	+ 2,75	- 1,60	+10,12	
K ₂ O	1,10	4,70	1,60	0,50	2,00	4,70	1,60	2,20	2,60	1,72	K	+11,36	+ 1,71	- 2,17	+ 3,19	+12,27	+ 1,61	+ 3,85	+ 4,72	+ 2,02	
P ₂ O ₅	0,29	0,29	0,25	0,36	0,25	0,32	0,50	0,39	0,3	0,23	P	- 0,04	- 0,09	+ 0,10	- 0,08	+ 0,06	+ 0,45	+ 0,24	+ 0,12	- 0,14	
H ₂ O	0,70	0,57	0,56	1,18	0,33	0,51	0,92	0,80	0,62	0,34	O	-34,42	- 8,59	-37,50	- 0,45	-16,41	-53,87	-60,45	-89,32	-50,13	
ш.п.п.	0,30	1,73	1,98	3,10	2,39	2,03	6,73	9,52	10,72	5,58	OH	- 2,98	- 2,53	+ 5,63	- 6,56	- 3,47	+ 3,64	+ 1,92	- 1,97	- 6,58	
сумма	99,69	99,65	100,19	100,32	99,76	99,56	100,11	99,89	100,43	100,07	вал.	-49,96	-10,94	-49,97	- 0,21	-20,63	-74,59	-77,37	-126,0	-74,57	
d _r	2,68	2,51	2,69	2,53	2,72	2,60	2,64	2,71	2,57	2,64											

I - Вулканит, ср. зона, Чидильская свита, ул. р. Адмарискам, II - об-хл-пт (грс),
 III - об-хл-ка-пт (грс), IV - об-хл-пт, V - об-хл-пт (грс), VI - об-хл-сер-пт, (грс),
 VII - об-хл-ка-пт, VIII - об-хл-ка-пт (грс), IX - об-хл-ка-пт, X - об-хл-ка-пт (грс, сер).

(Продолжение)

Оксиды	Изменения										Микроанализ									
	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	Атомы	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	Атомы
	801	805	902	903	905	1233	1296	1304	1309		801	805	902	903	905	1233	1296	1304	1309	
SiO ₂	59,02	58,09	45,16	49,60	53,53	51,00	36,87	60,31	61,15	Si	- 0,56	-16,56	-43,19	-22,14	-16,33	-20,86	-11,81	+ 4,12	- 1,40	
TiO ₂	0,77	0,60	0,70	0,70	0,55	0,65	0,55	0,45	0,50	Ti	+ 0,38	- 0,06	+ 0,17	+ 0,27	- 0,07	+ 0,14	- 0,09	- 0,25	- 0,19	
Al ₂ O ₃	14,96	15,13	16,53	15,13	15,83	19,50	17,40	15,49	15,67	Al	-13,46	-13,46	- 7,48	- 8,09	- 7,51	+ 4,77	+ 4,21	- 7,79	- 3,57	
Fe ₂ O ₃	4,22	3,54	8,06	5,60	3,99	2,36	2,53	0,50	3,08	Fe	+ 0,30	- 1,67	+ 7,16	+ 3,94	- 0,22	- 3,77	- 3,25	- 7,10	- 2,22	
FeO	2,52	2,70	4,14	3,78	3,06	3,96	1,98	1,98	1,62	Fe	+ 0,90	+ 0,76	+ 4,03	+ 3,90	+ 2,04	+ 4,14	- 0,46	- 0,26	- 1,24	
MnO	0,07	0,07	0,14	0,10	0,14	0,07	0,17	0,10	0,07	Mn	- 0,16	- 0,18	- 0,02	- 0,08	- 0,008	- 0,16	+ 4,78	- 0,09	- 0,16	
MgO	2,17	2,17	4,19	7,37	4,83	1,90	2,70	2,09	2,65	Mg	- 4,77	- 5,52	+ 2,39	+18,94	+ 5,58	- 5,78	- 5,07	- 5,02	- 3,29	
CaO	5,38	5,94	8,63	8,63	9,08	6,00	5,00	4,71	3,50	Ca	- 7,48	- 7,37	+ 0,53	+ 2,37	+ 2,81	- 5,61	- 9,08	- 9,28	-13,21	
Na ₂ O	3,20	3,60	3,10	2,60	3,20	3,30	4,60	3,10	2,70	Na	+ 3,90	+ 4,32	+ 2,60	+ 1,16	- 1,13	+ 4,53	+10,22	+ 3,51	+ 0,77	
K ₂ O	1,90	2,83	1,60	1,00	1,30	3,00	1,50	3,00	3,00	K	+ 2,64	+ 4,94	+ 1,36	- 0,31	+ 0,57	+ 6,43	+ 1,10	+ 6,44	+ 5,85	
P ₂ O ₅	0,32	0,13	0,20	0,23	0,23	0,43	0,36	0,31	0,19	P	+ 0,05	- 0,39	- 0,23	+0,006	- 0,13	+ 0,31	+ 0,11	+ 0,04	- 0,25	
H ₂ O	1,06	0,23	1,77	0,32	1,94	0,79	0,67	0,43	0,84	O	-89,07	-69,03	-69,59	-28,69	-29,29	-39,79	-42,22	-26,66	- 35,23	
п.п.п.	3,94	4,91	5,53	3,56	3,54	6,79	5,29	6,81	4,64	OH	+ 6,15	- 8,87	+17,15	- 6,78	+10,90	+ 1,47	- 1,18	+ 4,93	+ 1,67	
сумма	99,53	99,94	36,57	99,28	99,62	93,75	99,62	99,28	99,61	баланс	-101,18	-113,10	-85,10	-36,12	-33,01	- 53,80	-63,91	-47,28	-58,38	
d _v	2,64	2,42	2,52	2,77	2,62	2,66	2,54	2,66	2,53											

I - вб-ка-ка-пт (лом), II - вб-ка-пт (грс), III - ка-вб-пт (грс),
 IV - ка-ка-вб-пт, V - ка-вб-пт (лом), VI - ка-вб-ка-пт (сер, грс),
 VII - вб-ка-ка-пт (ка, сер), VIII - ка-вб-ка-пт (грс).

Пропилиты хлорит-альбитовой фации (Гурма)

ОКСИДЫ	Исходная I	Измененные						АТОМЫ	М и г р а н и я					
		II	III	IV	V	VI	VII		У	У	У	У	У	
		Г-64	Г-80	Г-84	Г-87	Г-99	УП		Г-290	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	49,18	45,30	51,92	45,00	44,65	53,02	46,83	Si	- 9,64	- 3,95	-14,49	-13,70	+ 9,03	- 3,38
TiO ₂	0,57	0,50	0,60	0,60	0,65	0,60	0,90	Ti	- 0,13	- 0,03	+ 0,01	+ 0,12	+ 0,06	+ 0,67
Al ₂ O ₃	12,20	15,66	17,05	16,33	15,13	17,45	16,20	Al	+10,14	+10,05	+10,37	+ 7,61	+15,19	+13,15
Fe ₂ O ₃	5,49	8,32	6,13	7,77	8,75	5,26	7,56	Fe	+ 5,29	+ 0,24	+ 3,74	+ 5,74	- 0,47	+ 4,29
FeO	1,24	2,16		1,80	1,62	0,39	2,60	Fe	+ 1,91	- 2,58	+1,03	+ 0,71	- 1,77	+ 2,99
MnO	0,17	0,21	0,17	0,25	0,21	0,21	0,17	Mn	+ 0,08	- 0,03	+ 0,14	+ 0,07	+ 0,08	+ 0,01
MgO	8,15	6,27	2,73	4,42	7,10	1,98	5,37	Mg	- 6,97	-20,93	-14,42	- 4,47	-22,89	- 9,70
CaO	13,84	8,85	3,32	8,97	8,08	2,98	7,08	Ca	-13,29	-28,76	-13,84	-15,82	-28,96	-17,44
Na ₂ O	0,40	3,10	6,80	3,80	3,80	6,30	1,80	Na	+13,02	+28,13	+15,73	+15,99	+28,33	+ 7,01
K ₂ O	3,80	2,70	2,70	2,40	1,00	4,00	4,10	K	- 5,39	- 4,20	- 4,72	- 8,95	+ 0,59	+ 1,34
P ₂ O ₅	0,32	0,43	0,60	0,46	0,32	0,37	0,85	P	+ 0,23	+ 0,48	+ 0,26	- 0,01	+ 0,10	+ 1,17
H ₂ O	1,36	1,25	1,33	0,59	3,70	0,88	1,42	O	-11,18	-32,84	-35,19	- 4,42	- 2,58	+ 4,64
п.п.п.	3,26	5,27	5,61	7,61	5,16	6,12	5,36	OH	- 1,82	- 2,34	-13,13	+37,48	- 8,02	+ 1,87
сумма	99,98	100,27	98,96	100,00	100,17	99,56	99,84	баланс	-17,74	-56,76	-64,46	+20,35	-11,31	+ 6,62
d _в	2,48	2,53	2,25	2,39	2,43	2,46	2,55							

Г - базальтовый туф, ср. зонен, Гурьинский подсвета, Ум.р. Губазеули,
 П - аб-хл-пт (грс-ан), Ш - хл-эб-пт (грс), IV - аб-хл-на-пт (нат-
 лом), У - хл-эб-пт (грс), VI - аб-хл-пт (грс-кв), VII - аб-хл-пт (це-грс).

Таблица 8

Проценты хлорит-альбитовой фазы (Гурья)

Описание	Источ- ник I	Измененные							Миграция							
		II Г-70	III Г-73	IV Г-78	V Г-185	VI Г-201	VII Г-295	VIII Г-302	Атомы	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	Г-324 47,77	45,97	44,02	45,37	47,46	46,48	49,45	43,31	Si	-16,98	-18,06	-18,78	-6,70	-13,55	-7,15	-21,19
TiO ₂	0,87	0,70	0,70	0,65	0,80	0,80	0,70	0,70	Ti	-0,49	-0,44	-0,58	-0,58	-0,03	-0,06	-0,46
Al ₂ O ₃	13,39	15,48	16,00	17,25	13,40	14,84	18,86	12,42	Al	+1,90	+4,80	+6,88	-1,92	+0,09	+12,27	+6,18
Fe ₂ O ₃	6,73	8,05	8,12	7,45	6,50	5,23	4,33	7,56	Fe	+1,11	+1,75	-0,04	-1,07	-3,32	-5,68	+0,51
FeO	2,16	1,98	1,62	1,80	3,96	4,41	2,16	2,50	Fe	-0,84	-1,47	-1,23	+3,68	+4,32	+0,04	+0,35
MnO	0,14	0,21	0,21	0,17	0,14	0,25	0,14	0,14	Mn	+0,11	+0,13	+0,03	-0,03	+0,02	-0,02	-0,02
MgO	9,52	5,79	5,35	3,79	6,25	7,56	3,14	12,12	Mg	-17,39	-18,33	-24,75	-14,40	-10,38	-25,97	+6,75
CaO	8,84	9,06	10,80	9,31	9,52	7,27	5,85	10,95	Ca	-1,91	+3,64	-1,33	+0,72	-6,26	+15,62	+3,69
Na ₂ O	2,24	3,00	3,00	4,80	3,40	3,59	5,70	0,70	Na	+2,48	+2,97	+10,98	+5,30	+5,61	+15,62	+6,41
K ₂ O	2,60	3,20	1,50	1,00	3,40	0,89	2,50	2,30	K	+1,01	-4,16	-5,90	+2,24	-6,18	-1,10	-1,66
P ₂ O ₅	0,49	0,55	0,64	0,60	0,54	0,79	0,65	0,41	P	+0,02	+0,24	+0,12	+0,06	+0,06	+0,23	-0,26
H ₂ O	1,18	1,18	1,72	1,40	0,62	1,56	0,20	1,80	O	-49,72	-39,00	-52,17	-30,36	-40,36	-43,19	-42,36
п.п.п.	3,60	4,82	6,54	6,28	4,18	6,24	5,80	4,94	OH	-2,07	+7,75	+1,47	-10,67	+4,64	-18,10	+6,73
сумма	99,53	99,99	100,22	99,87	100,02	99,91	99,75	99,85	сбаланс	-82,79	-59,98	-85,28	-53,65	-69,32	-84,19	-60,52
d _v	2,70	2,45	2,54	2,44	2,59	2,50	2,47	2,50								

I - базальтовый туф, ср. зона, Гурьинская подовита, ул.р. Губеевца,
 II - аб-хл-ит (грс), III - аб-хл-ит, IV - аб-хл-ит (ан-це-каол),
 V - аб-хл-ит (грс), VI - аб-хл-ит (ан-це-каол), VII - аб-хл-ит
 (грс-ан), VIII - аб-хл-ит (грс).

Таблица 9

Пропелиты хлорид-альбитовой фации (Мехстелья)

Оксиды	Исходная			Измененные			Исходная			Измененные			Атомы													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	O	OH	баланс	
SiO ₂	390	227	232	519	264	273	362	575 ^a	575																	
TiO ₂	48,66	47,00	46,55	52,81	54,47	53,51	58,10	57,46	56,43																	
Al ₂ O ₃	0,87	0,97	1,15	0,47	0,67	0,80	1,50	0,62	0,65																	
Fe ₂ O ₃	16,83	14,36	17,68	18,19	19,04	17,00	16,15	15,64	15,84																	
FeO	4,99	8,28	4,41	5,19	4,22	7,66	3,21	3,46	2,78																	
MnO	3,24	2,52	4,32	4,04	4,86	1,44	5,56	5,04	5,58																	
MgO	0,05	0,14	0,14	0,11	0,11	0,07	0,14	0,17	0,14																	
CaO	4,68	4,72	4,10	2,46	2,29	2,21	2,24	2,00	2,56																	
Na ₂ O	6,41	7,78	7,00	7,60	5,86	5,28	3,91	3,62	4,28																	
K ₂ O	4,80	3,20	3,70	4,50	3,60	3,50	3,80	3,10	5,20																	
P ₂ O ₅	1,80	0,90	1,64	2,20	2,30	2,20	3,60	4,20	3,90																	
H ₂ O	0,16	0,18	0,01	0,21	0,12	0,21	0,30	0,30	0,28																	
п.п.п.	1,43	4,53	1,88	2,30	2,52	6,12	0,55	0,80	0,65																	
сумма	6,19	5,39	7,28	0,26	0,28	0,18	0,75	1,40	1,27																	
	100,11	99,97	99,86	100,94	100,34	100,19	99,81	99,81	99,96																	
d ₄	2,45	2,47	2,54	2,53	2,65	2,26	2,62	2,53	2,57																	

I - базальтовый туф, ср. эоцен, Джакская свита, ум.р. Кзыбскем,
 II - аб-хл-пт (ан), III - аб-хл-пт (ан), IV - Андезит-Ованит, Мех-
 биская свита, ум.р. Кзыбскем, V - аб-хл-пт, VI - аб-хл-пт (це),
 VII - Андезит, P - мезоклевская свита, ум.р. Кзыбскем, VIII - аб-хл-
 пт (грс), IX - аб-хл-пт (грс-це).

(продолжение)

Пропилиты пелитовой и трансильванской фации (Алжир)

Оксиды	И з м е н е н и е								Атомы	М и г р а ц и я									
	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI		XVII	XVIII	XIX	XX	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI
SiO ₂	756	789	870	802	773	808	812	817	882	Si	-29,96	-18,19	-33,32	+31,80	+30,63	-25,23	-39,78	-46,69	-15,34
TiO ₂	53,03	56,08	46,00	55,17	45,88	44,32	40,22	38,66	47,23	Ti	-0,75	-0,43	-0,30	+0,007	-0,75	-0,05	-0,41	+0,06	+0,43
Al ₂ O ₃	21,51	17,22	15,13	16,00	20,06	13,74	17,22	16,18	16,18	Al	+2,45	-7,07	-9,81	-2,85	+6,54	-9,19	+0,65	-0,75	-0,70
Fe ₂ O ₃	4,15	3,34	5,63	3,18	5,40	4,38	9,33	6,76	6,36	Fe	+0,46	-0,68	+4,41	+0,0007	-5,36	+2,65	+12,47	+6,99	+6,36
FeO	3,06	2,52	3,24	3,42	4,60	3,06	2,52	4,50	3,96	Fe	-4,86	-5,69	-3,83	-2,79	-0,69	-3,46	-4,88	-0,66	-1,28
MnO	0,03	0,10	0,14	сл.	0,21	0,35	0,07	сл.	0,14	Mn	-0,27	-0,13	-0,03	-0,33	+0,13	+0,50	-0,16	-0,33	+0,007
MgO	3,86	2,17	7,97	2,57	4,27	3,22	1,53	5,23	5,15	Mg	-1,28	-6,63	+15,47	-3,71	+2,21	-0,79	-7,98	+6,40	+7,41
CaO	6,27	7,29	8,63	6,28	8,86	17,60	16,03	14,24	9,75	Ca	-0,96	+2,18	+7,07	+2,36	+8,43	+36,92	+30,50	+24,26	+13,37
Na ₂ O	1,40	2,80	3,20	2,60	сл.	1,68	1,60	1,60	1,51	Na	-17,42	-10,86	-8,01	-9,74	-23,49	-14,42	-15,09	-15,31	-15,26
K ₂ O	0,98	0,52	1,63	2,60	сл.	0,52	1,00	0,48	0,52	K	-5,63	-6,89	-3,24	+0,62	-8,43	-6,58	-4,98	-6,81	-6,57
P ₂ O ₅	0,25	0,23	0,23	0,20	0,18	0,59	0,48	0,20	0,23	P	+0,17	+0,15	+0,18	+0,16	+0,09	+1,08	+0,80	+0,14	+0,24
H ₂ O	1,62	0,90	1,56	0,08	1,68	0,39	0,49	0,58	3,02	O	-66,24	-63,43	-52,80	-11,31	-55,00	-34,51	-49,60	-62,72	+13,13
п.п.п.	3,39	6,49	5,59	6,76	6,02	9,21	9,11	9,80	4,86	OH	+18,67	+8,46	+20,45	-4,05	+23,32	+17,35	+3,34	+4,76	+51,11
	0,33	0,19	0,36	0,40	0,36	0,28	0,25	0,30	0,42										
сумма	100,33	100,39	100,06	99,96	97,80	99,70	100,35	100,31	100,23	бэл.	-105,64	-109,22	-64,35	-29,83	-83,64	-51,75	-75,14	-90,82	+52,92
d ₄	2,24	2,33	2,49	2,72	2,51	2,77	2,71	2,64	2,81										

IX - лом-хл-пт, X - лом-хл-пт, XI - лом-хл-пт (во), XII - ху-це-(грс),

XIII - хл-ка-пт, XIV - хл-пт (грс), XV - ка-хл-пт, XVI - ка-хл-пт,

XVII - ка-хл-пт.

IX-XII - пелитовая фация

XIII-XVII - трансильванская фация.

Таблица II

Содержание гидротермальных артефактов в пробах лавы Аджары

Оксиды	Исходная		Измененные										Атомы	М. П. Р. В. И. И. К.									
	И	М	П	Ш	III	IV	У	VI	УП	УЕ	IX	X		П	III	IV	У	VI	УП	УЕ	IX	X	
SiO ₂	54,17	60,40	57,82	63,62	44,47	50,47	58,48	55,86	54,17	62,00	Si	-11,45	-11,51	-18,23	-55,85	-45,70	-71,92	-34,59	-23,39	-16,34			
TiO ₂	0,57	0,50	0,57	0,50	0,62	0,70	0,50	0,50	0,46	0,66	Ti	-0,36	-0,17	-0,45	-0,15	-0,05	-0,71	-0,43	-0,41	-0,12			
Al ₂ O ₃	20,09	16,20	14,45	16,88	14,46	17,05	22,79	17,74	11,48	17,22	Al	-24,08	-27,50	-26,74	-30,53	-24,80	-29,31	-23,58	-37,52	-23,91			
Fe ₂ O ₃	3,06	3,55	4,34	4,81	4,63	2,24	1,93	3,21	5,35	3,90	Fe	-0,21	+1,71	+1,39	+1,68	-3,07	-4,77	-1,37	+3,64	+0,04			
FeO	0,72	1,80	0,28	0,14	0,28	2,30	0,90	4,50	0,90	0,90	Fe	-4,05	-1,88	-1,32	-1,88	+2,82	-0,63	+7,17	-1,88	-0,03			
MnO	0,10	0,07	0,14	0,10	0,70	0,07	0,05	0,10	0,10	0,10	Mn	-0,11	+0,06	-0,06	+1,24	-0,12	-0,19	-0,06	-0,04	-0,06			
MgO	26,6	2,76	2,25	0,68	1,08	4,17	0,64	2,33	2,41	1,28	Mg	-1,17	-2,77	-9,50	-7,81	-7,64	-10,32	-3,55	-2,25	-7,21			
CaO	6,77	5,64	6,16	3,16	13,59	9,89	1,57	4,59	8,63	3,10	Ca	-6,87	-4,65	-13,49	+14,41	+3,26	-19,84	-10,80	+2,22	-14,45			
Na ₂ O	5,20	1,80	2,90	с.л.	0,50	1,00	2,60	2,40	2,00	3,60	Na	-22,36	-16,14	-31,46	-29,00	-26,73	-28,25	-19,33	-29,38	-21,91			
K ₂ O	4,00	2,60	1,00	с.л.	0,80	1,40	3,60	2,00	1,90	3,60	K	7,27	-12,45	-15,92	-10,08	-11,56	-8,30	-9,78	-9,41	4,61			
P ₂ O ₅	0,07	0,27	0,36	0,32	0,29	0,25	0,05	0,23	0,13	0,20	P	+0,41	+0,69	+0,46	+0,44	+0,33	-0,11	+0,28	+0,11	0,23			
H ₂ O	1,38	0,65	0,56	0,38	1,88	1,85	2,51	0,36	0,50	0,17	O	-88,65	-93,25	-133,66	-166,15	-152,58	-246,40	-140,01	-129,37	-116,12			
л.п.п.	2,20	3,45	8,20	8,76	13,82	10,65	5,44	0,53	11,41	4,45	OH	-17,41	-18,55	-22,72	+3,19	+1,43	-0,93	-22,95	-19,76	-25,93			
сумма	100,89	99,91	99,73	99,82	99,68	100,94	99,65	99,98	99,94	99,74	Заванс	-177,41	-186,47	-271,71	-280,48	-264,41	-421,69	-258,99	-247,43	-230,42			
дс	2,58	2,60	2,71	2,36	2,53	2,46	1,65	2,40	2,68	2,45													

I - Фрагменты, верх. эоцен, джигенская свита, Ум.р. Аджаро-цхана, II - каоли-грос-пг.
 III - каоли-грос-кв-пг, IV - грос-каоли-пг, V - ка-грос-сер-кв-пг, VI - лом-каоли-грос-пг,
 VII - лом-сер-грос-пг, VIII - лом-кв, IX - каоли-грос-пг, X - сер-грос-каоли-кв-пг.

(продолжение)

Оксиды	З а м е р с я н н ы е										М и г р а ц и я										
	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	
SiO ₂	832	883	901	1299	1306	1317	1318	1322	1336	Аромн	51	-13,61	-21,35	-60,73	-5,13	+10,38	-46,35	-42,16	-7,19	-41,88	-15,70
TiO ₂	0,50	0,60	0,66	0,70	0,75	0,70	0,50	0,55	0,40	Ti	0,37	+0,37	-0,28	+0,04	-0,23	+0,86	+0,03	-0,11	-0,33	-0,55	
Al ₂ O ₃	17,22	19,83	15,13	14,79	13,59	16,88	17,40	14,60	17,27	Fe	-21,82	-16,17	-24,32	-31,12	-33,07	-25,53	-26,25	-27,63	-27,63	-20,33	
Fe ₂ O ₃	6,25	3,63	7,86	2,33	2,08	6,68	1,86	3,02	3,99	Fe	+4,888	-2,30	+9,25	-2,88	-3,19	+5,03	-3,93	-3,93	-1,07	-0,23	
FeO	0,72	2,16	4,54	1,26	0,72	1,28	5,58	3,06	2,52	Fe	-0,33	+2,58	+8,67	+0,71	-0,34	+0,68	+8,96	+5,00	+5,00	+3,66	
MnO	ca.	ca.	0,14	0,10	0,07	0,14	0,10	0,10	0,14	Mn	-0,26	-0,26	+0,07	-0,06	-0,11	+0,02	-0,07	-0,04	+0,07	+0,05	
MgO	1,85	1,37	5,07	1,20	1,30	4,11	3,62	3,22	4,39	Mg	-4,883	-6,86	+9,10	-7,52	-6,97	+2,00	+0,63	+1,00	+3,25	-3,04	
CaO	1,79	3,47	12,11	3,02	2,60	6,17	5,27	4,80	6,62	Ca	-17,71	-13,45	+13,43	-14,69	-15,53	-6,56	-9,51	-8,81	-10,00	-3,97	
Na ₂ O	2,80	3,90	1,38	0,40	2,10	3,70	4,00	2,90	3,65	Na	-17,53	-12,79	-24,03	-29,56	-21,08	-14,02	-13,44	-16,34	-15,07	-16,67	
K ₂ O	3,90	3,80	1,02	3,60	2,70	2,00	0,80	1,20	1,00	K	+3,16	+0,23	+0,19	+0,04	-7,14	-9,72	-13,55	-11,81	-12,97	-10,55	
P ₂ O ₅	0,09	0,20	0,16	0,11	0,07	0,49	0,25	0,36	0,23	P	+0,01	+0,23	+0,19	+0,04	-0,03	+0,82	+0,31	+0,63	+0,27	+0,19	
H ₂ O	2,93	1,93	12,37	4,74	3,31	6,04	5,19	5,68	3,71	O	-99,04	-110,34	-142,45	-110,87	-81,68	-143,61	-153,73	-84,30	-148,92	-89,83	
п.п.п.	99,64	99,85	99,96	99,67	99,89	99,74	100,11	100,30	99,96	OH	-24,45	-22,57	-24,03	-21,20	-18,35	-15,10	-22,37	-21,73	-24,55	-23,64	
сумма										белманс	138,22	-212,43	-247,18	-227,16	-177,99	-251,32	-275,24	-172,62	-269,71	-179,49	
d _b	2,55	2,46	2,77	2,44	2,54	2,42	2,32	2,69	2,31												

XI - сер-грс-квал-кв-лт (ан), XII - грс-квал-кв-лт (ан), XIII - сер-грс-квал-кв-лт-кв-лт,
 XIV - кв-грс-квал-лт, XV - квал-грс-кв-лт, XVI - квал-грс-кв-лт, XVII - квал-грс-квал-кв-лт,
 XVIII - сер-грс-квал-кв-лт, XIX - квал-кв-лт (ан), XX - кв-квал-лт (ан).

высокотемпературных (глубинных) фациях и выщелачивания в промежуточной и особенно в приповерхностных фациях. Интенсивность процесса (степень изменения породы) возрастает от высокотемпературных глубинных фаций к приповерхностным. Для каждой фации характерна определенная тенденция миграции основных петрогенных элементов, что является важным критерием фациального подразделения пропилитов.

3.5. Физико - химические условия и основные петрогенетические факторы пропилитизации

Основываясь на минеральном составе пропилитов и на характере миграции вещества в процессе пропилитизации, оперируя экспериментальными данными, моделирующими гидротермальное минералообразование, а также данными термометрии и барометрии процесса (табл.2), мы попытались восстановить физико-химические условия пропилитизации. Как показали исследования Редера (*Roeder*, 1972), основанные на богатейшем материале по химическому анализу вытяжек газово-жидких включений, эндогенные гидротермальные растворы имеют, в основном, щелочно-хлоридный и щелочно-карбонатный состав. Именно он определяет основной кислотный фон эндогенных растворов. По данным Х.Л.Барриса и У.Дж.Эрвиста (1968) в щелочно-хлоридных растворах при температурах 400° анион гидролизуется слабее катиона, что, естественно, приводит к нарушению кислотно-основного равновесия в пользу последнего и раствор, нейтральный в обычных условиях, в данном случае будет иметь щелочную реакцию. Используя эти и некоторые другие данные, о которых еще пойдет речь, Г.Б.Наумов и В.А.Дорофеева (1975), исходя из стабильного состава эндогенных растворов, рассмотрели теорию кислотно-основного взаимодействия Д.С.Коржинского не меняя ее сути с температурных позиций. Ниже мы попытаемся рассмотреть кислотно-основное взаимодействие в процессе формирования Аджаро-Триалетских пропилитов аналогичным образом.

Температурные условия формирования эпидот-хлоритовых и актинолитовых пропилитов, по данным гомогенизации и декрипитации газово-жидких включений в кварце и по эпидотовому термометру, - $350-470^{\circ}\text{C}$, что соответствует температурным условиям щелочной реакции щелочно-хлоридных растворов. Высокотемпературные пропилиты формируются с выносом кремнезема и в их типоморфном парагенезисе всегда участвует кварц (T° образования 360°C). По экспериментальным данным Кеннеди (*Kennedy*, 1944, 1950), резкое падение растворимости кремнезема происходит именно при этой температуре. Фоновые хлорит-альбитовые и цеолитовые пропилиты, состоящие из безкварцевых типоморфных парагенезисов, характеризуются выносом кремнезема. Следовательно, их формирование происходит в температурном интервале повышенной растворимос-

ти кремнезема, который по эксперименту Кеннеди приходится на 340–200°C. На растворимости кремнезема в гидротермальном процессе и его экспериментальном моделировании мы умышленно заостряем внимание. Дело в том, что в геологически возможных условиях растворимость кремнезема по причине незаряженности частиц SiO_2 и H_2O не зависит от ионной силы раствора, а определяется главным образом, температурой (Alexander, 1954; Loveling, 1960; Холанд, 1970). Поэтому с учетом характера миграции кремнезема в метасоматическом процессе, присутствие либо отсутствие кварца в типоморфном парагенезисе, может служить термометром гидротермального минералообразования. Вышеотмеченный температурный интервал 340–200°C характерен для хлорит-альбитовой и цеолитовой фации пропилитов. Температурная граница раздела хлорит-альбитовой и цеолитовой зоны, определяется температурой фазового перехода альбит-анальцим, который по экспериментальным данным Кумбса и др. (Coombs et al., 1959) приходится на 280–300°C.

Хлорит-альбитовая фация в отличие от эпидот-хлоритовой характеризуется тенденцией выщелачивания и формируется в более низкотемпературных условиях. По данным Х.Л.Барнса и Э.Дж.Эрнста (1968), с падением температуры в щелочно-хлоридных растворах возрастает активность анионов, следовательно, хлорит-альбитовая фация сравнительно с эпидот-хлоритовой образуется в более кислой среде, на стадии возрастающей кислотности.

Формирование цеолитовых пропилитов происходит при температурах ниже 300°C в приповерхностных условиях. Превалирующие в их составе цеолиты, анальцим, натролит, ломонтит и др., а также адуляр являются минералами щелочной среды (Coombs et al., 1959; Сендеров, Хитаров, 1970).

Как известно, остывание щелочно-хлоридно-карбонатных растворов ниже 300°C способствует понижению активности хлор-аниона за счет возрастания активности уголекислоты (Барнс, Эрнст, 1968). Так как последняя значительно слабее соляной, то растворы, за счет гидролиза сильных щелочей, приобретают щелочную реакцию. Ощелачиванию раствора в приповерхностной зоне способствовал и фактор давления. Можно ожидать, что на этом уровне давление нагрузки было ниже парциального давления CO_2 . По данным Г.Б. и В.Б.Наумова (1977) падение общего давления ниже значения парциального давления уголекислого газа приводит к возгону уголекислоты и повышению щелочности раствора. Из вышесказанного следует, что цеолитовую пропилитизацию можно отнести к стадии возрастающей щелочности.

В процессе пропилитизации основными минералами термометрами являются эпидот, минералы кремнезема (кварц, халцедон), альбит и цеолиты. Довольно четкими минералами барометрами для фоновой пропилитиза-

ции является также эпидот, альбит и цеолиты. Эпидот характерен для фонового процесса, происходящего на глубине примерно 3 км, верхняя граница альбитизации, примерно, на километровой глубине, выше которой развита цеолитизация. Однако в зонах прогрева, связанных с внедрением интрузий, эпидот образуется и на значительно меньших глубинах, а цеолит в зонах разломов и других пустотах (участки перепада давления) отлагается и на значительно большей глубине. В целом же для фонового метасоматического процесса эти минералы довольно четко маркируют уровни глубинности, которые одновременно являются и температурными уровнями, так как литостатические нагрузки регулируют температурный режим процесса.

Как видно из описания опорных разрезов, амигдалоиды и зоны дробления на уровнях фоновой эпидот-хлоритовой и хлорит-альбитовой пропилитизации, состоят, преимущественно, из цеолитов, тогда как на приповерхностных цеолитовых уровнях к зонам дробления приурочены, главным образом, аргиллизиты, состоящие, в основном, из каолинита и гидрослюда, либо монтмориллонита и гидрослюда. Кроме того, в ряде случаев наблюдается замещение по восстановлению и телескопирование цеолитовых пропилитов аргиллизитами. Смена цеолитов по восстановлению аргиллизитами, вероятно, является следствием вскипания инфильтрующего по зонам дробления раствора и его расщепления на щелочную и кислотную составляющие. В условиях щелочной среды формировались цеолиты, в нейтральной и кислой - аргиллизиты (монтмориллонит, каолинит).

Исходя из унифицированного щелочно-хлоридного и карбонатного состава гидротермальных растворов, а также из того, что поствулканические изменения, в основном, наложены на магматические породы, которые также унифицированы по составу, гидротермальные метасоматиты формируются в определенные формации и фации в зависимости от состава исходных пород, температуры растворов, давления, pH и ξh растворов, в некоторых случаях специфика их состава, интенсивности их циркуляции и геологических условий процесса. Следовательно, образование той или иной метасоматической формации, их фациальное расчленение, взаимоотношения различных формаций и их фаций зависит от перечисленных факторов, которые в силу этого именуются нами основными петрогенетическими факторами. Они контролируют кислотно-основное взаимодействие процесса и характер миграции вещества.

Для пропилитов основными петрогенетическими факторами являются температура раствора, состав исходных пород, давление нагрузки и интенсивность циркуляции раствора. Температурный диапазон пропилитизации от 450 до 200°C. Пропилиты формируются по основным и средним породам. Для кислых пород пропилитизация не характерна. Это хорошо подтверждается на примере процесса изменения в меловой и палеогено-

вой вулканической толщах Юго-Восточной Грузии, где в единой метасоматической колонке по основным и средним породам развита низкотемпературная хлорит-карбонатная пропилитизация, а по чередующимся с ними кислым дацит-липаритовым туфам - аргиллитизация и окварцевание. Аргиллитизация выражена в замещении основной массы (кислое стекло) иллитом и монтмориллонитом. Каждая из фаций (зон) пропилитов формируется в определенном температурном интервале. Температура фонового процесса контролируется термоградиентом и давлением нагрузки. Эпидот-хлоритовая и актинолитовая зона пропилитов формировалась в температурном диапазоне от 450 до 350°C. Остывая от 350 до 300°C раствор несколько раскислялся, и формировалась хлорит-альбитовая зона. При дальнейшем остывании и ощелачивании раствора происходила цеолитизация и формирование цеолитовой зоны пропилитов.

Щелочно-хлоридные растворы на ранней щелочной стадии приводят к формированию высокотемпературных пропилитов, с одной стороны, и полевошпатовых метасоматитов - с другой. Это, по-видимому, зависит от ряда факторов и в первую очередь от состава исходных пород и интенсивности циркуляции растворов. Так, в приконтактной зоне Зотской интрузии с вмещающими базальтами происходит образование пропилитов. Когда же исходными породами являются трахиты или андезиты, вмещающие среднекремнекислые интрузии, тогда в приконтактной зоне формируются полевошпатовые метасоматиты (Гугушвили, 1974). В первом случае растворы, преобразуя базальты, пересыщаются основаниями и металлами и в процессе переотложения этих компонентов формируются пропилиты. Во втором случае из менее основных андезитов и трахитов растворы выносят основания и металлы, вследствие чего формируются полевошпатовые метасоматиты с локальными зонами базификации. Здесь, по-видимому, немаловажную роль играет и более интенсивная циркуляция раствора в приконтактной зоне среднекремнекислых интрузий, так как в случае фонового процесса по средним породам, когда интенсивность циркуляции раствора заведомо слабее, происходит опять-таки пропилитизация.

3.6. Геодинамическая обстановка пропилитизации

Аджаро-Гриалетская зона, начиная со среднего мела и вплоть до верхов палеогена, пребывала на различных стадиях геодинамического развития.

В мелу ее восточная часть находилась на островодужной стадии. Со среднего эоцена западный и центральный сегмент трога претерпели рифтинг, одновременно западнее формируется Черноморская впадина, тогда как восточный сегмент продолжал островодужное развитие. С верхнего эоцена по всей зоне происходит отмирание рифта и трог полностью преобразовывается в островную дугу.

Различные геодинамические обстановки были выражены в соответствующей вулканической деятельности. Островодужные вулканические серии в целом имеют среднекремнекислый известково-щелочной состав. Меловая вулканическая толща представлена дифференцированной серией пород от базальта до риолита. Средне- и верхнеоценовые толщи андезит-шошнитового состава. Одновременно среднеоценовая рифтогенная серия характеризуется толеитовым и щелочно-базальтовым составом. Различные геодинамические обстановки характеризуются определенными тепловыми режимами. Наиболее высокие термоградиенты установлены в зонах рифтинга, что объясняется их связью с малоглубинными мантийными участками (Горшков, 1974). Высоким тепловым потоком обусловлено и выплавление толеит-базальтовых магм рифтогенного типа. Относительно низкие термоградиенты в верхних этажах островодужных зон определяются большой глубиной выплавления магмы и формирования андезитовых магматических очагов (100 км и более, Федотов, 1974).

Пропилитизация так же, как и характер вулканической деятельности, отражает тепловой режим региона и является индикатором геодинамической обстановки. В рифтогенных зонах, в условиях высокого термоградиента, для фоновой пропилитизации характерна вертикальная метасоматическая зональность, с высокотемпературной эпидот-хлоритовой и актинолитовой зоной на больших глубинах. Тогда как таковая отсутствует в пропилитизированных островодужных сериях.

Хорошим примером является пропилитизация в меловой вулканической толще. Она подвержена лишь цеолитовой пропилитизации. Между тем к концу палеогена она находилась под трехкилометровой литостатической нагрузкой и на нее, по всей вероятности, воздействовали и палеогеновые растворы, так как перекрывающая меловую толщу палеогеновая интенсивно пропилитизирована, однако ни в меловой, ни в палеогеновой толщах не наблюдается фоновых высокотемпературных зон пропилитов. Другим примером может служить верхнеоценовая вулканическая толща, которая несмотря на значительную мощность (2,5-3 км) подвержена лишь цеолитовой пропилитизации. Тогда как в зоне интенсивного рифтинга фоновая высокотемпературная зона выражена очень четко. Следовательно, формирование фоновых высокотемпературных зон пропилитов, в первую очередь, зависит от теплового режима.

Характер зональности - хороший барометр интенсивности рифтинга. Как видно из описания опорных разрезов, зональность пропилитизации в разных сегментах Аджаро-Триалетии проявилась по-разному. Наиболее четко и полно она представлена в западном сегменте - в Аджарии и южной Гурии (опорные разрезы по ущ. рр. Нагваревисцкали, Кинтриши, Аджарисцкали, Чаквисцкали и Губазеули). Здесь зональность четко соответствует глубинности до трехкилометровой глубины; развиты высокотем-

пературные (глубинные) фации пропилитов - актинолитовая и эпидот-хлоритовая, выше от 3 до 1 км промежуточная хлорит-альбитовая и от глубин порядка 1 км цеолитовая и трансильванская фации.

В центральном сегменте (опорные разрезы в ущельях рр. Абастумани, Цинубанискали, Хачков) хотя и наблюдается вертикальная зональность в пропилитах, но на фоне более глубинных и высокотемпературных фаций имеются реликты продуктов цеолитовой пропилитизации. Последнее выражается в альбитизации предварительно цеолитизированного плагиоклаза, либо в наличии туфов, подверженных цеолитовой пропилитизации на относительно большой глубине, соответствующей уровню хлорит-альбитовой пропилитизации, тогда как над ними залегают породы, подверженные хлорит-альбитовому замещению (Цинубанский разрез). Этот район расположен восточнее и отражает ослабления рифтинга с запада на восток.

В восточном сегменте в андезитовой среднеэоценовой толще не наблюдается зональности, и пропилиты, несмотря на значительную мощность палеогеновых вулканитов, представлены единственной цеолитовой фацией (опорный разрез в ущелье р. Тедзами; мощность палеогеновой вулканической толщи до 1900 м). Как уже отмечалось, под палеогеновой вулканической толщей и довольно мощной толщей карбонатного мела (500-1000 м) залегают вулканическая толща мела мощностью до 1000 м, которая также подвержена только цеолитовой пропилитизации.

Итак, формирование фоновой высокотемпературной зоны пропилитов определяется высоким термоградиентом и интенсивностью рифтинга. Однако сам факт зональности, по-видимому, зависит от характера вулканизма и от взаимоотношения вулканизма и поствулканического процесса.

В западном сегменте, в зоне наиболее интенсивного рифтинга и, соответственно, вулканизма, в процессе становления среднеэоценовой толщи происходила интенсивная дегазация системы в гидросферу и атмосферу, лишь к концу среднего эоцена вместе с прекращением рифтинга, ослаблением вулканизма и закрытием каналов прекратилась дегазация и начался интенсивный метасоматоз, который и определил довольно строгую зональность в метасоматитах. В центральном сегменте, в зоне ослабления рифтинга, в среднеэоценовой толще все еще наблюдается вертикальная зональность пропилитизации. Однако явления остаточной низкотемпературной и малоглубинной пропилитизации на уровне высокотемпературных зон, свидетельствуют о существовании сингенетичного вулканизма процесса, что совершенно не характерно для среднеэоценовой толщи западного сегмента. Что касается зональности, то она и здесь, по-видимому, определилась к концу среднего эоцена. Следовательно, наиболее интенсивный процесс в центральном сегменте связан с закрытием рифта и ослаблением вулканической деятельности.

В среднеэоценовой вулканической толще восточного сегмента и верх-

неоценовой толще отсутствие зональности и высокотемпературной зоны определено низким тепловым потоком, однако сам факт цеолитовой пропилитизации по всей толще, мощность которой достигает 3 км, свидетельствует о том, что пропилитизация в данном случае синвулканический процесс и происходила она синхронно с вулканической деятельностью, так как цеолиты-заведомо барифобные минералы и образование их на больших глубинах, в условиях высокой литостатической нагрузки весьма маловероятно.

ВЫВОДЫ

1. Пропилитизация в меловой и палеогеновой вулканических толщах имеет региональное развитие и, являясь фоновым процессом, определяет зеленокаменный облик пород.
2. Интенсивность процесса контролируется структурным и литологическим факторами, а также районами вулканических центров. Поэтому изменение пород неравномерно и наряду с сильно измененными, встречаются слабоизмененные и совершенно незатронутые изменением участки.
3. В Аджаро-Триалетской складчатой зоне с интрузивными телами связана локальная-внутриинтрузивная и приконтактовая пропилитизация. В высокотемпературной зоне фоновых пропилитов она отличается от последних лишь текстурно-структурными признаками. В низкотемпературной и промежуточных зонах внутриинтрузивная и приконтактовая пропилитизация формирует "горячие пятна" на фоне более низкотемпературного изменения.
4. Фоновые пропилиты обнаруживают генетическую связь со вторичными кварцитами и аргиллизитами. Генетические взаимоотношения выявлены между внутриинтрузивной пропилитизацией и другими приконтактовыми процессами: полевошпатовым метасоматозом, грейзенизацией, аргиллитизацией и скарнообразованием.
5. В рифтогенных щелочно-базальт-толеитовых сериях выявлена вертикальная метасоматическая зональность пропилитизации, тогда как в островодужных известково-щелочных среднекремнекислых вулканических сериях таковая отсутствует. Здесь пропилиты представлены лишь цеолитовой и хлорит-карбонатной (трансильванской) и приповерхностными фациями.
6. Вертикальная метасоматическая зональность в фоновых пропилитах рифтогенной палеогеновой толщи определяется температурой раствора, которая контролируется глубиной зон. Наиболее глубинная эпидот-хлоритовая и актинолитовая зона (глубже 3 км), в промежутке глубин от трех до одного километра формируется хлорит-эпидотовая зона и в приповерхностных условиях глубина менее одного километра - низкотемпературные цеолитовая и хлорит-карбонатная зоны.

7. Формирование высокотемпературных эпидот-хлоритовых и актинолитовых фоновых пропилитов определяется высоким тепловым потоком в рифтовых зонах. Сам факт зональности обусловлен позднесреднеэоценовым возрастом процесса. Пропилитизация в рифтовой зоне связана с ослаблением вулканизма и рифтинга, тогда как в островодужных условиях она является синвулканическим процессом и происходит параллельно с вулканической активностью. Свидетельством синхронности вулканизма и пропилитизации в островодужной обстановке может служить барифобный-цеолитовый характер процесса по всей мощности трехкилометровой толщи. Отсутствие высокотемпературных зон пропилитизации в островодужной обстановке обусловлено относительно низким тепловым потоком, в верхних структурных этапах островодужных зон.

8. В процессе пропилитизации выявлены три стадии кислотно-основного взаимодействия: ранняя щелочная, возрастающей кислотности и поздняя щелочная. Стадциальность контролируется температурным фактором, определяющим кислотный фон щелочно-хлоридных и углекислых растворов. В приповерхностных условиях важную роль играет также соотношение литостатического давления с парциальным давлением углекислоты. На ранней щелочной стадии формировались наиболее глубоинные актинолитовые и эпидот-хлоритовые пропилиты, образования которых от 360 до 470°C относятся промежуточная хлорит-альбитовая фация, а к позднещелочной стадии-цеолитовые и трансильванские пропилиты, формирующиеся при температуре ниже 300°C при парциальном давлении углекислого газа, превышающем общее давление.

9. Пропилитизация обусловлена внутрiformационным перераспределением основных петрогенных элементов с тенденцией к замещению в глубоинной зоне и с тенденциями к выщелачиванию в промежуточной и приповерхностной зонах. Характер миграции вещества отражается на минеральном составе зон. Привнос кремнекислоты и кальция в высокотемпературной зоне выражен в окварцевании и эпидотизации. Промежуточная хлорит-альбитовая и приповерхностная цеолитовая зоны характеризуются выносом кремнезема и бескварцевыми парагенезисами. Дифференциальное движение щелочей определяет образование той или иной разновидности цеолита в цеолитовой зоне.

10. Положительный, либо отрицательный баланс миграции вещества в гидротермальном процессе, во многом зависит от поведения кремнезема. Последний во всех алмосиликатных породах превалирует над остальными петрогенными элементами и даже сравнительно небольшой процент его привноса или выноса, предопределяет тенденции замещения или выщелачивания.

11. Пропилитизация, как и характер вулканической деятельности, отражает геодинамический режим развития региона. В среднем эоцене с запада на восток наблюдается дифференциальное ослабление рифтинга,

что выразилось в постепенном выклинивании в этом направлении толеитовой зоны. По мере ослабления рифтинга с запада на восток редуцируется и высокотемпературная зона пропилитов.

4. ФОРМАЦИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ И СЕРНОКОЛЧЕДАННЫХ РУД

Вторичные кварциты формируют обширное (50 км²) поле, геометризующееся в линзообразное тело в верхнеэоценовой пропилитизированной вулканической толще. Оно расположено в южной Аджарии, в верховьях рр. Тбети и Дидгеле (см. рис. 26). Вторичные кварциты с востока ограничены крупным разломом, вдоль которого они соприкасаются либо со среднеэоценовыми базальтами, либо с верхнеэоценовыми андезитовыми туфами. Переход от вторичных кварцитов в пропилитизированные породы отмечен окварцеванием последних, кроме того они сравнительно с фоновыми пропилитами более интенсивно хлоритизированы, карбонатизированы и пиритизированы. Одновременно пропилитизированные породы, соприкасающиеся с вторичными кварцитами вдоль разлома, ничем не отличаются от фоновых и представлены бескварцевыми парагенезисами. Следовательно, данный разлом должен быть моложе процессов изменения.

Аджарские вторичные кварциты характеризуются типичным для этой формации минеральным составом: кварц, диаспор, алунит, диксит, рутил, каолинит, гидрослюда, серицит. Большую роль играет пирит, который рассеян в породе и, кроме того, формирует скопления в виде гнезд, жил, а также тел изометричной формы. Эти скопления достигают значительных масштабов, формируя серноколчеданные месторождения, известные под названием Цабланского.

Наличие таких типоморфных минералов как диаспор, алунит и рутил, а также серноколчеданного оруденения, позволяет нам, следуя классификации Н.И.Наковника (1968), отнести эту формацию ко вторичным кварцитам. Как вторичные кварциты эти породы впервые определил Г.С.Дзоценидзе (1960). Им же было установлено, что формирование аджарских вторичных кварцитов и серноколчеданных руд синхронно и сингенетично с вулканической деятельностью. Подтверждением служило наличие гальки и обломков пиритизированных вторичных кварцитов в перекрывающих и окружающих поле вторичных кварцитов пропилитизированных туфобрекчиях. Эта работа Г.С.Дзоценидзе и ряд других, часть из которых написана в соавторстве с Г.А.Твалчрелидзе (Дзоценидзе, 1969; Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965, 1965¹, 1967, 1976) сыграли большую роль в разработке, ныне признанной теории синвулканического рудогенеза.

4.1. Фациальный и минералогический анализ и геологические условия формирования вторичных кварцитов и серноколчеданных руд

Адjarские вторичные кварциты представлены двумя фациями: кремнеземной и аргиллитовой. Последняя тяготеет к зонам дробления. По минеральному составу эти две фаии различаются нечетко, так как сплошь и рядом они состоят из одних и тех же типоморфных парагенезисов. Основное различие состоит в том, что в кремнеземной фаии отмечено значительное преобладание кварца над минералами глин и глинозема, тогда как последние резко преобладают в аргиллитовой. Кроме того, аргиллитовая фаия характеризуется значительно более интенсивной пиритизацией и именно к ней приурочены известные здесь серноколчеданные оруденения.

Зоны интенсивной аргиллитизации тяготеют, в основном, к двум субмеридиональным зонам дробления. Эти зоны как бы залечены минералами глин и отличаются белыми и светло-желтыми оттенками от пород кремнеземной фаии серых тонов.

Первая зона дробления, аргиллитизации и оруденения развита в районе Гудна (см.рис.26,27) и обнажается в ущельях притоков р.Тбети, речек Гуднис-геле, Швависсакени, Саранцкуна и Зекара. На участке Зекара мощность зоны аргиллитизированных пород порядка 600 м (см.рис.27). Она тяготеет к трем параллельным зонам дробления, с которыми связаны внутренние зоны метасоматической колонки, мощность которых порядка 300 м. С севера на юг мощность зоны аргиллитизации утоняется и в ущ.р.Швависсакени мощность аргиллитизированных пород не превышает 300 м при 100-метровой мощности внутренней зоны. Серноколчеданное оруденение тяготеет именно к внутренним зонам аргиллитизированных пород. В целом, как отмечалось выше, аргиллизиты проявляют тенденцию к более интенсивной пиритизации, чем породы кремнеземной фаии. Оруденение не образует единого тела по всей внутренней зоне аргиллитизитов, а представлено разобщенными друг от друга телами изометричной формы. Эти тела, с диаметром 0,3-1 метра представлены сплошным пиритом, либо это просто интенсивно пиритизированные участки в аргиллизитах.

На участке Гудна аргиллизитовая фаия состоит из следующих парагенетических ассоциаций. Внутренние зоны со скоплением пирита сложены диакситом, диаспором, пиритом и кварцем в подчиненных количествах, встречаются совершенно безкварцевые участки, характерно присутствие рутила. В некоторых случаях участвует алуниит, который вытесняет диаспор. Определение минерального состава зоны по рентгенометрическим данным приведено на таблице 12.

Таблица 12

РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ
ИЗ АРГИЛЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Дифрактограмма	Дебаэграммы				
	Обр.426	Обр.413	обр. 232	обр.263	По Гуниава/1968/
Диапор	Диапор	Кварц-диккит	Кварц-диккит	Алунит	
4,4074	5 4,69	6 <u>7,2287</u>	5 <u>7,3718</u>	5 5,48	
3,2467	5 4,30	6 4,2418	10 3,3854	9 4,89	
2,8097	7 3,27	4 3,7131	4 2,3136	2 3,49	
2,5546	2 2,58	10 3,3657	5 <u>1,9600</u>	4 3,27	
2,3110	10 2,38	3 2,4344	6 1,8369	9 2,989	
2,1264	3 2,17	7 <u>2,3268</u>	3 <u>1,6463</u>	10 2,949	
2,0723	6 2,03	5 2,293	9 1,3842	2 2,811	
1,7994	5 1,99	4 2,1149	2 <u>1,3151</u>	3 2,791	
1,7843	2 1,93	6 <u>1,9814</u>	1 1,2796	2 2,689	
1,7276	3 1,77	6 1,8104	2 1,2626	4 2,417	
1,6571	2 1,75	7 <u>1,6365</u>	1 1,1929	2 2,315	
1,6287	2 1,69	5 1,5420	3 1,1753	9 2,233	
1,5088	10 1,64	6 1,4522	6 1,1789	5 2,081	
1,4835	6 1,49	9 1,3744	5 1,1513	1 1,964	
1,4749	5 1,45	5 <u>1,3172</u>	2 1,1399	9 1,883	
1,4275		3 1,2855	6 1,0802		
1,3957		4 1,2552	8 1,0419		
1,3721		2 1,2313	5 1,0133		
		3 1,1966	8 0,9877		
		6 1,1789	Подчеркнуть линии диккита		
		5 1,1513			
		2 1,1399			
		6 1,0802			
		8 1,0419			
		5 1,0337			
		5 1,0133			
		Подчеркнуть линии диккита			

Условия съемки: УРС-55-А, напр. 40 к, θ А-10 А, Экс.- I н,
Изм. Fe, D, камеры 57,3. D - образца 0,40.

Химический состав фракции диаспора:

SiO_2	-	11,45
TiO_2	-	0,93
Al_2O_3	-	69,62
Fe_2O_3	-	0,43
SO_3	-	0,41
п.п.п. + влага	-	16,56

Сумма - 99,39%

аналитик В.Бугианишвили

Термограмма диаспора представлена на рис.28.

Формирование внутренней зоны происходило в процессе привноса алюминия, титана, трехвалентного железа и выносе остальных петрогенных элементов с тенденцией выщелачивания, выраженной в отрицательном балансе миграции вещества (табл.13, рис.29). Во внешней зоне, граничащей с центральной, полностью отсутствуют диаспор и рутил, иногда участвует алунит, увеличивается содержание кварца. Характерна значительная пиритизация — встречаются очень интенсивно пиритизированные участки. В отличие от центральной, она формируется с инертным поведением кремнезема и с тенденцией выщелачивания остальных петрогенных компонентов (см.рис.29). В самой внешней зоне вместе с каолинитом и кварцем участвует гидрослюда и серицит, опять-таки характерна пиритизация. Далее постепенное увеличивается количество кварца и прослеживается переход в кремнеземную фацию. Кремнеземная фация характеризуется значительным преобладанием кварца над другими минералами и относительно слабой пиритизацией. В ее минеральном составе участвует гидрослюда, серицит, иногда карбонат, либо каолинит и гидрослюда. В одном случае вместе с каолинитом был обнаружен даже диаспор (шлиф № 1261). Однако в удалении от зон дробления кремнеземная фация почти монокварцитового состава, либо вместе с кварцем в подчиненных количествах присутствует каолинит-пятнами перистой текстуры рассеянный в монокварцитовой массе.

Формирование кремнеземной фации обусловлено привносом кремнезема и выносом остальных петрогенных элементов. Несмотря на значительное замещение породы кремнеземом, эта фация характеризуется тенденцией выщелачивания, выраженной в отрицательном балансе, "привноса-выноса" компонентов (табл.13, см.рис.29).

На участке Гудна, в ущельях рек Швависсакени и Саранцкуна, вторичные кварциты секутся малыми субвулканическими телами и жилами андезитового состава. Эти тела сами интенсивно изменены и трудно различимы на фоне вторичных кварцитов. Однако характер изменения в них несколько отличен от фонового. Отчетливо видны реликты порфировой структуры. Кое-где наблюдаются почти неизмененные фенокристаллы плагиоклаза. Фемические минералы и основная масса обычно полностью изменены.

Таблица 13

Вторичные кварциты Аджары

Оксиды	Измененные										Миграция									
	Исход- ная I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Атомы	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
	251	236	237	414	416	228	410	412	419	241										
SiO ₂	52,96	57,95	56,60	57,60	54,20	52,82	47,66	43,82	36,22	65,19	Si	+10,39	+11,27	+9,86	-3,42	-44,85	-24,07	-21,08	-36,13	+35,85
TiO ₂	0,44	0,57	0,53	0,60	0,39	1,90	1,40	0,79	1,02	0,26	Ti	+0,24	+0,19	+0,30	-0,14	+3,33	+1,71	+0,75	+1,35	-0,35
Al ₂ O ₃	17,88	17,75	16,70	18,18	18,03	27,84	25,67	35,58	26,36	16,32	Al	-1,47	-3,18	-0,0009	-2,17	+40,37	+18,26	+59,26	+34,11	-3,98
Fe ₂ O ₃	3,32	2,35	0,86	0,61	1,12	18,24	6,17	0,15	0,95	0,53	Fe	-2,04	-4,93	-5,47	-4,53	+35,75	+4,77	-6,36	-4,60	-6,00
FeO	4,04	0,90	0,72	0,35	1,46	0,36	0,72	0,24	0,24	0,45	Fe	-7,06	-7,40	-8,26	-5,92	-8,14	-7,54	+57,78	-8,44	-8,00
MnO	0,30	0,01	0,02	сл.	0,09	нет	0,03	-	-	-	Mn	-0,66	-0,63	-0,68	-0,48	-0,68	-0,62	-0,68	-0,68	-0,68
MgO	3,52	1,13	0,26	нет	2,00	0,15	1,12	0,08	сл.	0,92	Mg	-7,61	-12,98	-14,02	-6,43	-13,36	-9,91	-13,70	-14,02	-10,29
CaO	5,60	0,91	1,52	0,18	2,90	нет	0,27	0,06	0,18	0,15	Ca	-13,48	-11,64	-15,53	-8,12	-16,04	-15,33	-15,86	-15,48	-15,60
Na ₂ O	3,01	4,20	1,00	0,10	4,13	нет	1,00	0,45	0,10	нет	Na	-4,42	-10,37	-15,09	+4,81	-15,60	-10,82	-13,20	-15,04	-15,60
K ₂ O	3,19	3,20	4,00	нет	2,74	нет	сл.	-	-	-	K	-0,17	+2,90	-10,88	-1,97	-10,88	-10,88	-10,88	-10,88	-10,88
P ₂ O ₅	0,47	0,18	0,18	0,17	0,74	0,31	0,49	0,27	0,26	0,04	P	-0,66	+0,65	-0,69	+0,53	-0,29	-0,04	-0,43	-0,42	-0,97
SrO	0,54	1,92	0,47	0,73	0,31	0,44	0,23	0,20	0,50	0,31	O	-5,79	-21,23	-43,14	+3,50	-26,63	-21,32	+50,76	-83,49	+16,81
H ₂ O	0,84	2,34	1,50	0,62	0,51	0,55	4,95	0,56	0,20	4,04	OH	+25,96	+12,04	-4,11	+77,70	-5,15	+66,43	-4,69	-11,10	+22,06
п.п.п.	3,64	1,50	2,78	5,70	5,45	7,70	9,27	14,60	10,42	5,90	Белая	-8,77	-46,61	-107,71	+53,38	-64,18	-9,36	+81,67	-164,83	+2,35
сумма	99,7899	99,39	98,57	99,90	99,50	99,34	99,22	99,67	99,14	99,14										
	3,02	5,30	6,56	2,72	11,44	0,11	1,36	10,61	3,56											
	3,45	5,93	7,50	5,22	13,08	0,13	1,56	12,13	3,94											
d	2,66	2,60	2,65	2,62	2,53	2,92	2,44	2,74	4,88	2,70										

I - амлези, верх. зона, Аджарский сьнта, окр. Гудна, II - сер-кв-кв-грос-пг,
 III - кв-сер-грос-кв-пг, (кв), IV - кв-кв-пг, V - дик-грос-кв-пг, VI - дик-ру-пг,
 VII - дик-двас-пг, VIII - дик-двас-пг, IX - дик-двас-пг, X - кв-кв-грос-пг,
 П - X армилитовая фация.

Превалирует окварцевание, замещение гидрослюдисто-серицитовыми массами, значительную роль играет карбонатизация. Порода интенсивно пиритизирована. В приконтактной зоне этих тел развиты аргиллизиты, аналогичные по составу внешним зонам описанных выше метасоматических колонок со значительным участием карбоната.

Другой участок серноколчеданного оруденения — участок Гома расположен в ущ.р. Дид-геле и на правом ее берегу, на склоне горы Гома (см. рис. 26, 30, 31). Оруденение и здесь, как и на участке Гудна, приурочено к внутренним зонам аргиллитовой фации, которая проявляет латеральную зональность подобно аргиллизитам на участке Гудна. В отличие от Гудна здесь оруденение значительно беднее и вместо сплошных пиритовых тел имеются лишь интенсивно-пиритизированные зоны. Мощность аргиллитовой фации на данном участке (400–450 м), мощность внутренних зон, приуроченных непосредственно к зонам дробления, менее — 200 м. Внутренняя зона состоит из диккита, диаспора, алунита, пирита, в подчиненном количестве участвует кварц, характерен рutil. В соседней с ней внешней зоне отсутствует диаспор и увеличивается содержание кварца; в самой внешней зоне, которая состоит из каолинита, гидрослюды (серицита), кварца и пирита, наблюдается возрастание количества кварца, а пирита значительно меньше, чем во внутренних зонах. Далее наблюдается постепенный переход в породы кремнеземной фации вторичных кварцитов. Миграция вещества в процессе формирования вторичных кварцитов здесь совершенно аналогична вышеописанной.

Если разрез, приведенный на рис. 30, составлен в субмеридиональном направлении вкрест простирания пород и вкрест зональности в аргиллизитах, то разрез на рис. 31 составлен в субширотном направлении на том же участке, и вдоль одной из зон аргиллизитов. Она прослежена на 700 м и постепенно с увеличением количества кварца за счет минералов глин и разубоживания пиритом, переходит в кремнеземную фацию вторичных кварцитов. На рис. 31 показано взаимоотношение вторичных кварцитов с трахиандезит-трахибазальтовым комплексом лав, лавовых брекчий и туфобрекчий, слагающих вершину г. Гома. Этот комплекс, по данным Ш.А. Адамия и др. (1974₂) датирован верхним эоценом. Примечательно, что гомский комплекс, который перекрывает вторичные кварциты, совершенно не затронут окварцеванием и аргиллитизацией. Эти породы изменены относительно слабо и большей частью сохраняют свежий облик. Для них характерна лишь карбонатизация и хлоритизация, развитие, преимущественно, по основной массе. В некоторых случаях (шл. 1266, см. рис. 32, 33) в гомских лавовых брекчиях встречаются вулканокласты кварцита. На участке Гудна, в ущ. речки Швависсакени, вторичные кварциты секутся жилами трахиандезитов, совершенно аналогичных гомским. Они также подвержены лишь хлоритизации и карбонатизации. Приведенные данные однозначно свидетельствуют о том, что формирование аджарских вторичных кварцитов — процесс синхронный с верхнеэоценовым вулканизмом и вто-

ричное окварцевание моложе гомского комплекса.

Как известно, с верхнего эоцена после закрытия и отмирания рифта Аджаро-Триалетская зона продолжает орогенное развитие. Геодинамическая обстановка соответствует современному средиземноморскому типу, что выразилось в вулканической деятельности андезит-шошонитового состава и мелководном характере седиментации. Именно в этой геодинамической обстановке, сингенетично с андезитовым вулканизмом, в мелководном бассейне, в условиях вулканических островов, происходило формирование вторичных кварцитов и серноколчеданное рудообразование.

4.2. Петрогенетические и физико-химические аспекты формирования вторичных кварцитов и их рудогенерирующая роль

Как видно из данных по миграции вещества, внутренние зоны аргиллитовой фации формировались с привнесом глинозема, титана и железа и выносом остальных петрогенных элементов. Одновременно для кремнеземной фации вместе с привнесом кремнезема характерен вынос остальных петрогенных элементов, в том числе алюминия, титана и железа. По-видимому, эти элементы как наименее подвижные (первые два из них занимают два последних места в ряду подвижности Коржинского, 1953) отлагаются в зонах дробления, образуя минералы глинозема диаспор, алунит, диккит; минерал титана-рутил и серноколчеданное оруденение. Остальные более подвижные компоненты щелочи и основания, по-видимому, выпариваются из зоны изменения.

Кремнеземная фация формируется с привнесом кремнезема. Источником кремнезема, возможно, были отчасти внутренние зоны аргиллитов, где аргиллитизации сопутствовало его выщелачивание. Не исключено, что кремнезем выносился из подстилающих кварциты пород в процессе пропилитизации последних. Как видно, из предыдущей главы, формирование цеолитовых пропилитов сопровождалось значительным выносом кремнезема, растворимость которого, как известно, в низкотемпературных условиях резко падает (Kennedy, 1944, 1950). Следовательно, на верхних уровнях с остыванием раствора могли возникать условия отложения кремнезема и кремниевого метасоматоза.

Аджарские вторичные кварциты относятся к каолинит-диаспоровому типу и представляют собой наиболее низкотемпературную разновидность формации. Его верхний температурный предел устойчивости по термодинамическим расчетам 200-250°C (Щербань, Боровикова, 1977). Формирование зональности в аргиллитовых зонах обусловлено нейтрализацией кислых растворов от диаспоровых и диккит-алунитовых внутренних зон к внешним - каолинит-гидрослюдисто-серицитовым. Последнее подтверждается термодинамическим анализом аналогичной зональности, произведен-

ным И.П.Щербанем и Г.А.Боровиковой (1977).

Итак, вторичные кварциты Аджарии образовались при воздействии восходящих низкотемпературных растворов, которые в зонах дробления производили преимущественно аргиллитизацию, а в целом окварцевание. Причем формирование вторичных кварцитов в мелководном бассейне верхнего эоцена происходило, по-видимому, в островных (субаэральных) условиях, о чем свидетельствует наличие гальки кварцитов в окружающих породах (Дзоценидзе, 1960), а также участие в парагенезисе алуниита-минерала-индикатора высокого окислительного потенциала и субаэральных условий (Велинов и др., 1976). Островные, субаэральные условия должно быть благоприятствовали вскипанию интенсивной циркуляции и быстрому остыванию гидротермальных растворов, не исключено и участие грунтовых вод. Все эти факторы обусловили формирование вторичных кварцитов. Одновременно в окружающих остров подводных условиях происходила приповерхностная пропилитизация.

Серноколчеданное рудообразование генетически связано с формированием вторичных кварцитов. Кремнеземная фация, особенно монакварциты, относительно слабо пиритизированы. Если учесть тот факт, что в исходных андезитах $FeO + Fe_2O_3 = 6\%$, а в монакварцитах лишь 0,93%, а также большой объем пород кремнеземной фации, то железа, вынесенного в процессе ее формирования, было бы вполне достаточно для образования данного серноколчеданного месторождения. В пропилитизированных породах под вторичными кварцитами к зонам дробления тоже приурочены аргиллизиты, хотя они и пиритизированы, но в них нет значительного серноколчеданного оруденения, что объясняется отсутствием выщелачивания и переотложения больших количеств железа в процессе пропилитизации. Последнее косвенно свидетельствует о генетической связи серноколчеданного оруденения со вторичными кварцитами, в процессе формирования которого происходит выщелачивание из вмещающих пород железа и его переотложение в аргиллизитовые зоны.

ВЫВОДЫ: 1. Аджарские вторичные кварциты относятся к наиболее низкотемпературному диаспор-каолинитовому типу.

2. Формирование их кремнеземной фации обусловлено привнесением кремнезема и выщелачиванием остальных петрогенных элементов, в том числе наиболее инертных-алюминия и титана, которые с железом переотлагались во внутренние зоны аргиллизитов, что выразилось в формировании диаспора, алуниита, рутила, а также пиритового оруденения. Остальные более подвижные элементы: щелочи и основания выносились из зоны изменения.

3. В процессе формирования вторичных кварцитов имело место переотложение кремнезема из внутренних зон аргиллизитов в зоны окварцевания. Кроме того, кремнезем, по-видимому, выносился и из нижележа-

щих пород в процессе их пропилитизации в этом проявились генетические взаимоотношения пропилитов и вторичных кварцитов.

4. Формирование латеральной зональности в аргиллизитах обусловлено постепенной нейтрализацией кислых растворов от внутренних диапоровых зон к внешним диаксит-алунитовым и гидрослюдисто-серицитовым.

5. Формирование вторичных кварцитов происходило в субаральных условиях синхронно с андезитовой вулканической деятельностью на орогенной стадии развития Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

5. ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПУСТОТ И ФОРМИРОВАНИЕ АГАТ-ХАЛЦЕДОНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гидротермальный процесс выражен как в метасоматическом замещении, так и в гидротермальной минерализации пустот. Восходящие гидротермальные растворы, метасоматически видоизменяя породу, отлагают минералы в пустотах, которые встречаются на пути их следования. Минерализованные пустоты — это гидротермальные жилы и амигдалоиды, а также минерализованные межшаровые, межглибовые и межобломочные пространства в шаровых лавах, агломератах и туфобрекчиях. В строении меловой и палеогеновой вулканической толщи принимают участие мощные покровы pillow лав, агломераты и грубообломочные туфобрекчии. Обе толщи были подвержены воздействию интенсивной дизъюнктивной тектоники и обильно промывались гидротермальными растворами, что, естественно, способствовало значительной минерализации пустот. Этот процесс играет существенную роль. Гидротермальные образования подобного рода очень широко распространены как в палеогеновой, так и в меловой вулканических толщах. Минерализация пустот происходила одновременно с метасоматическим преобразованием пород, однако гидротермальные растворы, отлагающие в пустотах минералы, по физико-химическим параметрам (в первую очередь P, T) отличаются от тех порций раствора, которые по соседству производили метасоматическое замещение. Поэтому гидротермальные жилы и амигдалоиды по минеральному составу отличаются от фоновых гидротермальных метасоматитов.

Амигдалоиды, гидротермальные жилы и минерализованные межшаровые и межобломочные пространства состоят, в основном, из цеолитов, карбонатов, монтмориллонита, адуляра и минералов кремнезема (кварца, халцедона, кристобаллита, опала). Встречаются также высокотемпературная минеральная ассоциация актинолит — эпидот — пренит — кварц.

Выполняющие пустоты минеральные ассоциации подобно пропилитам, проявляют довольно четкую вертикальную температурную зональность.

Палеотермометрия минерализованных пустот определялась методом гомогенизации и декрипитации газовой-жидких включений в минералах, по рентгенометрическим температурным критериям, по минеральным парагенезисам температуры образования которых, на сегодняшний день, хорошо изу-

чена. В ряде случаев для установления палеотемператур, мы пользовались результатами экспериментов, моделирующих гидротермальное минералообразование.

Декрипитация и гомогенизация производилась по газожидким включениям в кварце и карбонатах. Температуры по рентгенометрическим критериям определялись по эпидоту и цеолитам. Мы пользовались эпидотовым термометром К.Г.И.Стренса (Strens, 1964). Причем в ряде случаев термометрия по эпидоту контролировалась температурой гомогенизации и декрипитации газожидких включений парагенетически сосуществующим с эпидотом кварца. Надежными минералами-термометрами являются цеолиты: ломонтит, β -леонгардит и анальцит. Для минералов группы ломонтита был установлен рентгенометрический критерий, позволивший различать между собой высокотемпературные (собственно ломонтиты) и низкотемпературные (β -леонгардиты) разновидности. Этим критерием явились, в частности, интенсивности пика 3,5 Å, который для ломонтита равен 7 условным единицам, а для β -леонгардита - 4 (см.рис.34). По рентгенометрическим данным определяются также низкотемпературные и высокотемпературные разновидности анальцита. Высокотемпературный анальцит ($a=13,71$ Å), по экспериментальным данным (А.Г.Хундадзе и др., 1970), формируется при температуре 250-300°C, а низкотемпературный ($a=13,64$ Å) - в интервале 120-170°C. Отмеченные рентгенометрические температурные критерии были установлены Р.А.Ахвледиани. Эталонные дифрактограммы ломонтита, β -леонгардита и анальцита приведены на рис.34. Достоверность полученных выводов подтверждается существованием ассоциации ломонтита с высокотемпературным анальцитом и пренитом, с одной стороны, и низкотемпературного анальцита и β -леонгардита - с другой. С низкотемпературным анальцитом в парагенетических соотношениях находится и низкотемпературный кальцит, температура образования которого 100-150°C (данные гомогенизации).

В таблице 14 приводится перечень минеральных ассоциаций из минерализованных пустот меловых и палеогеновых вулканических толщ, по которым определялась термометрия процесса.

5.1. Распределение и характер зональности минеральных ассоциаций пустот выполнения в палеогеновой вулканической толще

Минеральные ассоциации, выполняющие пустоты в палеогеновой вулканической толще, проявляют вертикальную температурную зональность. Она хорошо прослеживается по основным опорным разрезам.

В Аджарии в разрезе по ущельям рек Кинтриши и Нагваревисцкали в перангской и нагваревской свитах нами описаны амигдалоиды, состоящие из высокотемпературной ассоциации: актинолит-эпидот-кварц, эпидот-пренит-кварц, актинолит-кварц. Температура их образования по эпидоту и

1	2	3	4	5	6	7
10	е 20	кц - β-ле	Андезитовый туф, ср. эоцен	Гидротермальная жила	120-170	На основании гомогенизации газовой-железых включений в кальците
11	е 58	β-ле-том	Базальт, альб.	" " "	120-170 по леонтердату	Обоснование Т формирования прилюдата в тексте, 22000-верхняя температурная предея устойчивости томоснита по экспериментальным данным Дюбенцова и др. (1969, 1972).
12	е 59	β-ле-эпофидит	Базальт, альб	" " "	120-170	На основании Т формирования леонтердата, обоснование в тексте.
13	р 199, р200, р 207, р203	β-ле-мон-кц-х	Базальт-ларовые лавы, ср. эоцен, чидальская осыта	Минерализация межверовых пространств	120-170	" " " " "
14	3/68, 5/68, 186/69, 190/69	ге-х-кц-эр-мон	Дельонит	Минерализация зон дробления	150-230 по геологическому плану, 117- по кальцитовой дозе	Область стабильности гейналита по Э. З. Сейдеру и Н. И. Хитгару (109, 1970), 150, 230 по 117- по кальцитовой дозе, минеральная кристобалиты в трещинах.
15	р 126	мон-эн-β-ле	Андезитовые туфобрекчи, ср. эоцен.	Минерализация межверовых и обломочных пространств и зон дробления	120-170	На основании содержания неокотепературного энальцита и леонтердата, обоснование в тексте
16	е 91	кцт	Андезитовые туфы, ср. эоцен сеюман-верхи альфа	Гидротермальная жила	120-100	Т формирования киндолитиз по Э. З. Сейдеру и Н. И. Хитгару (109, 1970).
17	х 51	кцт	Андезитовые туфы, ср. эоцен	Цемент туфов	" " "	" " " " " " "
18	е 11	кв-мор	Андезитовые агломератовые туфобрекчи, жел.	Минерализация межверовых и межобломочных пространств	150-230	Т область стабильности морданита Э. З. Сейдеров и Н. И. Хитгаров (109, 1970).
19	р 534, р553 р 563	ан-мон	" " "	" " "	120-170	На основании рентгенометрических критерий энальцита, обоснование в тексте.
20	Г 199, Г 200 Г 207, Г 212	β-ле-мон-ад-кц	Базальтовые ларовые лавы, ср. эоцен, чидальская осыта.	Минерализация межверовых пространств	120-170	На основании участия в ассоциациях β- леонтердата.

гомогенизации и декрипитации газовой-жидких включений в кварце 470 - 370°C. Примечательно, что на том же стратиграфическом уровне встречаются и низкотемпературные халцедонсодержащие ассоциации ломонтит-анальцим-халцедон-кальцит, халцедон-кальцит-хлорит, а также поры, выполненные исключительно халцедоном. Стратиграфически выше чидильскую свиту секут ломонтит-кальцитовые прожилки, температура образования которых по ломонтитовому термометру 250-280°C. Еще выше, в верхах чидильской свиты и в верхнеэоценовой толще, широко распространены гидротермальные жилы и амигдалоиды анальцима и анальцим-натролита. Анальцим представлен низкотемпературной разновидностью - 120-170°C. Встречаются также прожилки β -леонгардита и кальцита.

В разрезе по ущ.р.Губазеули-Бахвисцкали (Гурия) /см.рис.4/, где среднеэоценовая толща достигает огромной мощности (5000 м). В ее нижней части, в породах гадрекильской подсвиты (чидильская свита) имеются кварц-актинолитовые и кварц-эпидотовые минеральные ассоциации, температура образования которых определенных по эпидоту и кварцу (гомогенизация и декрипитация газовой-жидких включений) соответствует 470 - 350°C. Стратиграфически выше в шаровых лавах (напоцхварская подсвита), в межшаровых пространствах установлена минеральная ассоциация β -леонгардит-монтмориллонит-кальцит-адуляр сформированная при температуре 120-170°C. Еще выше, в верхах среднего и в верхнем эоцене пустоты выполнены низкотемпературными ассоциациями анальцим-монтмориллонита и анальцим-кальцита (120-170°C).

В Месхетии по р.Цинубани палеогеновая вулканическая толща обнажена по всей мощности (см.рис.4). Ликанскую свиту (низи комплекса) секут прожилки и минерализованные зоны дробления, представленные ассоциациями β -леонгардит-анальцим-кальцит и β -леонгардит-монтмориллонит-кальцит. Температура формирования этих ассоциаций определенная, на основании участка низкотемпературного анальцима и β -леонгардита, - 120-170°C. Стратиграфически выше квабисхевскую свиту секут β -леонгардит-кальцитовые прожилки. Еще выше, в верхах квабисхевской свиты (делленитовый горизонт, по Татишвили) минерализованные зоны дробления интенсивно монтмориллонитизированы, а трещины и пустоты выполнены халцедоном (β -кристобаллит, тридимит), кальцитом, эрионитом и гейландитом. Нижний температурный предел формирования этой ассоциации 117°C (точка перехода β -кристобаллита в тридимит).

Гуркельский горизонт (стратиграфический аналог двирской и чидильской свит) характеризуется минеральной ассоциацией анальцим-гейландит-кальцит (с низкотемпературным анальцимом), а также интенсивной клиноптилолитизацией. Нижний температурный предел формирования клиноптилолита менее 100°C.

В разрезе, составленном вдоль ущ.р.Кури, в районе Аспиндза (см.рис.4), где обнажаются, в основном, породы двирской (чидильской) свиты, в

минералообразованных пустотах также наблюдается вертикальная температурная зональность. В низах свиты базальтовые туфобрекчии секутся ломонтит-кальцитовыми прожилками, с температурой формирования 250-300°C. Там же имеются высокотемпературные минерализованные зоны дробления с ассоциацией гейландит-кальцит-пренит-хлорит. Выше базальтовые туфобрекчии секутся десмин-анальцим-хлоритовыми прожилками, содержащими высокотемпературный анальцим (Т 250-300°C). Еще выше обнажены шаровые лавы с межшаровыми пространствами, выполненными халцедоном, β -леонгардитом и кальцитом. Температура их формирования по β -леонгардиту 120-170°C.

Высокотемпературные минеральные ассоциации пустот выполнения характерна для палеогеновой вулканической толщи, обнаженной в ущ.р.Тана (см.рис.8). Здесь температуры их формирования колеблются от 300°C и более (для пренит-кальцитовых и пренит-ломонтитовых ассоциаций) до 250-300°C (для ломонтитсодержащих гидротермальных жил). В целом для этого разреза характерна высокая температура гидротермальной минерализации пустот по всей его мощности, хотя в самых верхних горизонтах, отсутствие пренитсодержащих ассоциаций указывает на некоторое остывание растворов в приповерхностной зоне.

Обилие цеолитовой минерализации в пустотах выполнения свидетельствует о барифобной природе этих минералов.

Наряду с цеолитами хорошим термометром гидротермального процесса являются минералы кремнезема. Наблюдаются две генерации: определенно высокотемпературная, в ассоциации с актинолитом и эпидотом, и низкотемпературная, в ассоциации с цеолитами, монтмориллонитом и кальцитом. Первая ассоциация характерна для больших глубин (Губазеульский разрез, жная Гурия, см.рис.4). Здесь кремнезем представлен кварцем. Он вместе с эпидотом и актинолитом метасоматически замещает основную массу породы. Встречаются также высокотемпературные кварц-эпидот-актинолитовые и кварц-актинолитовые гидротермальные жилы. Температура образования кварца определена методом декрипитации и подтверждается гомогенизацией газовой-жидких включений - 350-370°C. Температуры по эпидоту равны 360-470°C.

Другая, низкотемпературная разновидность кремнезема - халцедон широко распространена в Месхетии. Здесь на приповерхностных уровнях в зонах дробления и оглинения в ассоциации с цеолитами (гейландит, эрионит), кальцитом и монтмориллонитом наблюдается очень богатая халцедоновая минерализация (группа агатовых месторождений Месхетии). Температура образования халцедона по взаимопереходу его модификации β - кристаболит-тридимит равна 270-117°C. Преобладают низкотемпературные разновидности кремнезема (150-117°C). Факт существования пространственно разобщенных высоко- и низкотемпературных разновидностей минералов кремнезема (кварца и халцедона) в минерализованных пустотах подтверждает

ранее обсуждавшуюся (глава 3) зависимость растворимости кремнезема от температуры раствора. Тяготение же высокотемпературных разновидностей кварца к глубинным уровням, низкотемпературного халцедона к приповерхностным, подтверждает существование вертикальной температурной зональности в распределении минеральных ассоциаций пустот выполнения в палеогеновой вулканической толще.

В Аджарии, в низах палеогеновой толщи (опорный разрез по уч.р. Нагвареви) отличалось сосуществование амигдалоидов, состоящих из высокотемпературной минеральной ассоциации — актинолита, эпидота, пренита и кварца, с одной стороны, и амигдалоидов с низкотемпературной минерализацией — халцедона, анальцима и ломонтита — с другой. Однако здесь не было обнаружено амигдалоидов, в которых наблюдалось бы сонахождение низко- и высокотемпературных минералов, следовательно, низкотемпературные, барифобные ассоциации, по-видимому, отлагались в свободных пустотах.

Формирование высокотемпературных мицдалин, возможно, происходило одновременно с фоновой высокотемпературной пропилитизацией, тем более, что по минеральному составу продуктов они аналогичны. Что касается амигдалоидов с барифобной низкотемпературной минерализацией, то их формирование, вероятно, обусловлено остыванием растворов к концу поствулканической деятельности и регрессией процесса. Дело в том, что в условиях высокой литостатической нагрузки остывшие гидротермальные растворы уже не могли производить метасоматическое преобразование пород в нижних горизонтах толщи и лишь отлагали низкотемпературные барифобные минералы в свободные пустоты.

В западном сегменте зоны, в пропилитизированной палеогеновой вулканической толще, с хорошо выраженной зональностью пропилитов, зоны дробления на глубинных и промежуточных уровнях, характеризуются цеолитовой минерализацией, тогда как на приповерхностных уровнях в зонах дробления превалирует аргиллитизация (каолинитизация, монтмориллонитизация, гидрослюдизация). Это явление можно объяснить вскипанием восходящего раствора с возгоном углекислоты, что привело к его расщеплению на две порции щелочную и кислую и обусловило цеолитовое минералообразование в нижней части и аргиллитизацию в верхах палеогеновой толщи.

5.2. Формирование палеогеновых агат-халцедоновых месторождений

Продуктом гидротермальной минерализации пустот являются значительные по масштабу и экономически эффективные Мескетские агат-халцедоновые месторождения. Как уже отмечалось, халцедонообразование — довольно широко распространенный процесс в верхах палеогеновой вулканической толщи. Оно связано с остыванием восходящих гидротермальных растворов на приповерхностных уровнях, что способствовало отложению из них кремнезема и формированию агат-халцедоновых месторождений. В

Месхетии известно несколько таких месторождений, размещенных в верхах квабисхевской и в двирской свитах. Наиболее значительные из них шурдойская и памачская группы месторождений известны также менее значительные агат-халцедоновые проявления в окрестностях с.Рустави, в ущ.р.Цинубани (см.рис.35). Халцедоновая минерализация имеется и в верхнеэоценовой толще (адигенская свита), в окрестностях с.Млаше, где халцедон цементирует псефитовые туфы и туфобрекчи андезитового состава и образует в них прожилки и гнезда изометрической формы.

Следует отметить, что агат-халцедоновая минерализация в Месхетии всегда тяготеет к верхам палеогеновой толщи.

Наиболее крупное месторождение известно в окрестностях с.Шурдо, в смоляно-черных делленитовых лавах, которые, по данным М.Г.Татишвили (1974), составляют агатоносный горизонт, прослеживающийся примерно на 30 км при средней мощности до 0,5 км. Этот горизонт совместно с вышележащей туфогенной свитой завершает разрез среднеэоценовых отложений в полосе между меридианами Абастумани и Ацкури. Так называемый агатоносный горизонт из чередующихся маломощных потоков пехштейновых лав почти на 85-90% состоит из кислого вулканического стекла. Кроме того, в его строении принимают участие отдельные покровы, экзрузии и дайки, сравнительно лучше раскристаллизованных розовато-серых делленитов.

Халцедоновая минерализация приурочена к зонам дробления в смоляно-черных делленитах. Эти зоны подвержены интенсивному оглинению-монтмориллонитизации и цеолитизации (гейландит-эрионит), а также некоторой карбонатизации и замещению гидрослюдистыми массами. Мощность зон минерализации от 2 до 30 м. Для них характерна определенная горизонтальная зональность. В центральных частях развита минеральная ассоциация халцедон-эрионит-гейландит с подчиненным количеством монтмориллонита. Затем роль монтмориллонита постепенно возрастает, а халцедона и цеолитов снижается; к флангам превалирует минеральная ассоциация монтмориллонит-гидрослюда-карбонат-пирит с амигдалоидами халцедона. В самой крайней зоне полностью сохранена исходная структура и текстура делленитов и встречаются неизмененные участки. В делленитах, граничащих с зонами дробления, прослеживается лишь слабая гидрослюдизация по трещинкам скальвания.

Хрупкие и пористые деллениты, подверженные значительному дроблению, представляли собой исключительно благоприятную среду для проникновения и циркуляции гидротермальных растворов, что привело к их интенсивному гидротермальному изменению и формированию халцедоновой минерализации.

Другое значительное агат-халцедоновое проявление известно под названием Памачской группы месторождений (участки Орали, Борбало и Зиарети). Агат-халцедоновая минерализация здесь приурочена к межглы-

бовым пространствам в агломератовых туфах и к зонам дробления в них. Туфы андезит-базальтового состава и относятся к среднеэоценовой двирской свите. Агатопоявление приурочено к ее верхним горизонтам. Халцедон ассоциируется с цеолитами (гейландит, морденит) и с кальцитом.

Еще одно агатопоявление расположено в окрестностях с. Рустави. Оно приурочено к межшаровым пространствам пиллоу лав-плаггиобазальтов. Межшаровые пустоты выполнены минералами кремнезема: халцедоном, кварцем, горным хрусталем (аметистом) в ассоциации с кальцитом и доломитом. Характерно полное отсутствие цеолитизации. Оторочки вокруг межшаровых пространств замещены монтмориллонитом, халцедоном, карбонатными массами и интенсивно лимонитизированы.

Агатоносная зона линейного простираания прослеживается также в грубообломочных агломератовых туфах и туффитах верхнеэоценовой Адигенской свиты на западе Месхетии, вдоль левобережья р. Кваблиани. Агатовая минерализация приурочена к оглиненному (монтмориллонитизированному) цементу агломератовых туфов (промышленного значения не имеет).

Месхетские агатовые месторождения и процесс агатообразования изучались Н.А. Аркадьевым (1965) и Б.Н. Шароновым (1965). По их данным Месхетские агатовые месторождения являются низкотемпературными приповерхностными гидротермальными образованиями, формирующимся по тектоническим зонам дробления, либо текстурным пустотам (межшаровые пространства).

Упомянутые авторы считают, что агатовые месторождения пространственно связаны с эффузивами среднего ряда основности. Месхетские агатопоявления они датируют миоценом, так как, по их мнению, халцедонообразование генетически связано с внедрением жил и штоков "розовых" андезитов и андезито-дацитов, которые они считают аналогами андезитов миоценовой гюдердзской свиты. Кремнезем, по мнению этих авторов, выщелачивался из вмещающих месторождений андезитов в процессе их изменения и переотлагался в виде халцедоновой минерализации.

Мы вполне согласны с Н.А. Аркадьевым и Б.Н. Шароновым, что агат-халцедоновые месторождения Месхетии являются приповерхностными низкотемпературными гидротермальными образованиями и вмещающие породы играли значительную роль как источник кремнезема в процессе халцедонообразования. Что же касается состава вмещающих пород и возраста халцедонообразования, то мы придерживаемся другого мнения. Агат-халцедоновые месторождения не всегда развиты в породах среднего ряда основности - андезитах, как это утверждают авторы. Таковыми отнюдь не являются деллениты, в которых расположено наиболее крупное Шурдойское месторождение, содержащие, по данным М.Г. Татишвили (1974), от 61 до 70% SiO_2 . Именно эти породы Н.А. Аркадьев (1965) и Б.Н. Шаронов (1965) описывали как смоляно-черные и розовые андезиты. Памачская группа месторождений приурочена к туфобрекчиям и агломератам андезит-базальтового состава,

а вмещающие породы Руставского месторождения – плагиобазальтовые лавы.

Н.А.Аркадьев и вслед за ним Б.Н.Шаронов возраст халцедонообразования считают миоценовым, основываясь на генетической связи халцедоновых месторождений с розовыми андезитами (делленитами), которые они рассматривают как секущие тела миоценового возраста. Однако не все розовые деллениты, секущие тела, М.Г.Татишвили (1974), а вслед за ним и мы, наблюдали чередование покровов "розовых" делленитов, со "смоляно-черными", так что как "розовые", так и "смоляно-черные" деллениты являются эоценовыми образованиями. Кроме того, в районе месторождения, в домиоценовых песчаниках приабонского яруса и в олигоценовых конгломератах было обнаружено большое количество халцедоновых галек (Лалиев, 1964). Поэтому мы не видим основания датировать процесс халцедонообразования миоценом.

Н.А.Аркадьев (1965) и Б.Н.Шаронов (1965) источником кремнезема для халцедонообразования считают вмещающие породы, из которых в процессе аргиллитизации выносились кремнекислота и переотлагалась в виде халцедона. Мы не отрицаем значительной, возможно даже определяющей роли выщелоченного из шурдойских делленитов кремния в процессе их оглинения и переотложение его в виде халцедона, тем более, что это подтверждается данными миграции вещества (табл.15, см.рис.36). Однако памачские андезито-базальтовые туфобрекчии и тем более руставские базальты при слабом оглинении и цеолитизации (замещение высококремнеземными цеолитами – морденит, гейландит) не могли освободить достаточного, для агатообразования, количества кремнезема. Следовательно, в данном случае источник кремнекислоты следует искать вне вмещающих пород. Для этого мы детально изучили миграцию вещества в процессе пропилитизации. Эоценовая серия Месхетии подвержена хлорит-альбитовой и цеолитовой пропилитизации, происходящей со значительным выщелачиванием кремнезема (табл.9).

Как известно, эоценовая серия Месхетии очень богата цеолитами. Цеолиты-ломонтит, гейландит, сколецит, шабазит, морденит, анальцит, натролит, эрионит, десмин слагают гидротермальные жилы – выполняют межпоровые пространства лав, участвуют в цементе брекчии, выполняют пустоты и миндалины в лавах и т.д. Цеолитовая ассоциация Месхетии детально была изучена Г.В.Гвахария (1951) и Т.В.Батияшвили (1972). Мы тоже располагаем богатым материалом по цеолитам Месхетии как в породах, подстилающих агатоносные свиты, так и в самом агатовом горизонте.

Наиболее распространенными цеолитами, пространственно связанными с нижними и средними уровнями палеогеновой вулканической толщи Месхетии и подстилающими агат-халцедоновые месторождения, являются ломонтит, гейландит и десмин. По данным Э.Э.Сендерова и Н.И.Хитарова (1970), эти цеолиты равновесны с растворами, насыщенными кремнеземом. Следовательно,

Гидротермальные аргилиты в районе Мешетского агатового месторождения (окр. с. Шурдо)

Оксиды	Исходная	Изменные							Атомы	М-и-Г-р-а-д-м-я								
		П	Ш	У	У	У	У	У		У	У	У	У	У	У	У	У	У
	301	3/68	5/68	5/68р	6/68	186/69	549	1926		П	Ш	У	У	У	У	У	У	У
SiO ₂	61,12	64,42	58,40	55,58	65,96	62,75	63,67	60,05	Si	-19,68	-37,84	+4,19	-41,72	+4,19	-9,03	+10,47	-29,88	
TiO ₂	0,53	0,53	0,25	0,28	0,21	0,24	0,35	0,30	Ti	-0,45	-0,58	-0,54	-0,54	-0,56	-0,53	-0,29	-0,50	
Al ₂ O ₃	14,27	14,09	15,49	15,32	11,66	13,40	12,58	13,74	Al	-7,49	-6,64	-8,41	-6,66	-8,41	-5,54	-3,44	-8,83	
Fe ₂ O ₃	3,16	1,30	2,33	2,33	0,12	0,71	0,08	3,60	Fe	-3,59	-2,37	-2,34	-2,34	-5,20	-4,30	-5,26	-0,49	
FeO	1,80	1,62	0,54	0,54	0,63	0,54	3,42	нет	Fe	-0,91	-2,64	-2,28	-2,63	-2,28	-2,48	+3,29	-3,42	
MnO	0,14	0,10	0,03	0,03	ст.	ст.	0,14	нет	Mn	-0,11	-0,23	-0,22	-0,22	-0,27	+0,009	-0,05		
MgO	нет	1,02	1,06	2,89	0,80	1,21	0,90	1,66	Mg	+2,81	+2,73	+2,59	+7,53	+2,59	+3,73	+3,15	+4,49	
CaO	3,01	1,80	4,16	3,78	3,81	4,22	3,54	3,31	Ca	-3,76	+0,38	+1,53	-0,25	+1,53	+2,03	+1,57	-0,89	
Na ₂ O	3,52	4,15	0,85	0,66	2,21	0,92	2,70	3,00	Na	-0,62	-12,66	-13,27	-13,27	-6,21	-11,82	-3,23	-4,95	
K ₂ O	2,80	4,18	1,03	0,76	2,47	1,51	3,86	3,10	K	+1,75	-5,84	-6,42	-6,42	-1,28	-4,13	+3,43	-0,94	
P ₂ O ₅	0,01	0,08	0,05	0,09	0,09	0,07	-	0,09	P	+0,11	+0,05	+0,11	+0,11	+0,15	+0,10	-0,02	+0,12	
H ₂ O	3,30	1,29	7,86	9,15	4,26	5,16	3,31	3,31	O	-75,08	-78,87	-74,83	-74,83	-9,18	-27,98	+16,26	-82,22	
п.п.п	6,30	5,33	7,64	8,41	7,62	9,08	5,61	7,55	OH	-34,10	40,68	+56,65	+56,65	+11,62	+21,21	+1,77	-9,95	
сумма	100,16	99,71	99,69	99,82	99,84	99,81	100,10	99,99	баланс	-141,13	-103,81	-84,59	-84,59	-13,33	-39,00	+27,72	-137,50	
дс	2,27	1,84	1,72	1,74	2,16	2,06	2,34	1,81										

I - деленит, ср. золен, квабисхевская свита, окр. с. Шурдо, П - мон-грс-х-пт(ге),
 Ш - мон-грс-ка-пт, (ге), У - мон-грс-пт, У - мон-грс-ка-х-пт, У - мон-жа-ге-пт,
 УП - мон-грс-ге-пт, УШ - мон-грс-пт.

восходящие гидротермальные растворы были насыщены кремнеземом уже в зоне подстилающей агатоносный горизонт. Однако это вовсе не отрицает факта выщелачивания и переотложения кремнезема в процессе монтморилло-нитизации деленитов – вмещающих пород Шурдойского месторождения, на что указывал Н.А. Аркадьев и Б.Н. Шаронов. Более того, большие масштабы Шурдойского месторождения, а оно является наиболее крупным в Месхетии, обусловлены именно этим явлением. Следует лишь отметить, что вместе с кремнеземом, который выносился непосредственно из вмещающих пород месторождения, существовал и другой источник кремнезема – мощная вулканическая толща, подстилающая агатоносный горизонт, из которой кремнекислота выносилась в процессе ее пропилитизации. Этот источник, по-видимому, являлся основным при формировании памачских и руставских месторождений. О высокой кремнекислотности восходящих растворов свидетельствует также наличие высококремнистых цеолитов в гидротермальных жилах и минерализованных пустотах развитых в подстилающих месторождения породах.

По наблюдениям Ц.Ш. Каргаретели (1974), на Шурдойском месторождении в порах деленитов наблюдается концентрическое чередование цеолитов с минералами кремнезема – халцедоном и кварцем. Эти чередования, по-видимому, свидетельствуют о некотором колебании температуры растворов и активностей щелочей и кремнезема в процессе гидротермальной деятельности.

5.3. Гидротермальная минерализация пустот в меловой вулканической толще

Гидротермальный парагенезис пустот в палеогеновой вулканической толще сингенетичен и синхронен с фоновой пропилитизацией, и его палеогеновый возраст не вызывает сомнения.

Минерализация пустот в палеогеновой вулканической толще проявляет довольно четкую вертикальную зональность. По иному обстоит дело в меловой толще, которая подстилает интенсивно измененную палеогеновую. Здесь, естественно, могут сосуществовать меловое и палеогеновое гидротермальное минералообразование.

В меловой вулканической толще ведущую роль в минерализации пустот играют цеолиты. Эти бариформные минералы могут быть продуктами как мелового, так и палеогенового процесса. Учитывая высокую литостатическую нагрузку на меловую вулканическую толщу в палеогене и низкий термоградиент в восточном сегменте зоны, можно предполагать, что палеогеновое гидротермальное минералообразование проявилось лишь в цеолитизации пустот. Однако в меловой вулканической толще, подверженной интенсивной цеолитовой пропилитизации, должны быть гидротермальные жилы и амигдалоиды мелового же возраста. Ниже мы попытаемся подразделить минералообразование пустот в меловой толще на меловое и палеогеновое. Для этого

рассмотрим распределение минеральных ассоциаций, формирующих амигдалоиды и гидротермальные жилы в меловой и палеогеновой вулканической толще на примере Тедзамских спорных разрезов (см. рис. 8, кол. У1, УП). В низах палеогеновой вулканической толщи амигдалоиды состоят исключительно из высокотемпературных цеолитов ломонтита и анальцима ($T=250-300^{\circ}\text{C}$). В том же разрезе, в верхах меловой толщи амигдалоиды и гидротермальные жилы состоят как из низкотемпературных, так и из высокотемпературных минеральных ассоциаций. К первым относятся кварц-низкотемпературный анальцим-кальцит ($120-170^{\circ}\text{C}$), β -леонгардит-кальцит ($120-170^{\circ}\text{C}$), β -леонгардит ($120-170^{\circ}\text{C}$), гейландит-монтмориллонит-кварц ($120-170^{\circ}\text{C}$), клинотиллонит ($100-120^{\circ}\text{C}$). Одновременно на тех же уровнях в меловой толще по соседству с низкотемпературными амигдалоидами встречаются высокотемпературные разновидности анальцим-кальцит ($250-300^{\circ}\text{C}$) и ломонтит-кальцит ($285-300^{\circ}\text{C}$). В низах вулканогенного мела здесь развиты исключительно высокотемпературные гидротермальные прожилки, представленные ломонтит-кальцит-монтмориллонитом ($235-285^{\circ}\text{C}$) и анальцим-монтмориллонитом ($250-300^{\circ}\text{C}$). Кроме того, в меловых туфобрекчиях встречаются вулканокласты, сложенные ломонтитом и кальцитом ($T=285-300^{\circ}\text{C}$). Описанное распределение высокотемпературных и низкотемпературных ассоциаций в меловой и палеогеновых толщах Тедзамского разреза позволяет сделать следующий вывод: низкотемпературные цеолитовые прожилки и амигдалоиды в верхах мела (учитывая наличие высокотемпературных амигдалоидов в низах палеогена того же разреза), вероятно, позднемеловые и являются продуктами меловой поствулканической деятельности. Высокотемпературные прожилки в верхах мела, находящиеся по соседству с отмеченными низкотемпературными ассоциациями, по-видимому, представляют собой продукты палеогеновой гидротермальной деятельности. Наличие ломонтит-кальцитовых вулканокластов в меловой толще свидетельствует о меловой относительно-высокотемпературной ($285-300^{\circ}\text{C}$) гидротермальной активности в низах меловой толщи. Следовательно, и в меловой толще существует вертикальная температурная зональность минерализации пустот.

Кроме цеолитов и карбоната в меловой вулканической толще Тедзамского ущелья значительную роль играет агат-халцедоновая минерализация. В окрестностях с. Чюкиани в меловых базальтовых андезитах она формирует экономически рентабельное и ныне разрабатываемое агат-халцедоновое месторождение. Скопления халцедона приурочены к зонам дробления и аргиллитизации, выраженной в замещении породы монтмориллонитом и гидрослюдай. Халцедон, аметист и горный хрусталь образуют гнезда и жилы в монтмориллонитизированной массе. В ассоциации с названными минералами участвуют морденит, гейландит и кальцит. Халцедон замещает и вышележащие риолитовые туфы. Некоторая халцедонизация наблюдается и в самых низах турон-датской карбонатовой толщи. Учитывая низкотемпературную природу халцедонообразования и его тяготение к верхам меловой вулканической толщи, можно полагать, что халцедон подобно низкотемпературным

жилам и амигдалоидам цеолитов является продуктом меловой поствулканической активности. Последнее подтверждается следующими геологическими данными. В смежном районе (см.рис.37), в низах палеогеновой толщи ущ. р. Сарван, в вулканокластолитах нами было обнаружено большое количество обломков халцедона (см.рис.38). Так как в низах палеогена неизвестна халцедоновая минерализация, можно думать, что этим обломки выброшены извержением из меловых минерализованных зон. Кроме того, в ущелье р. Тана, примерно на том же стратиграфическом уровне, Г.А.Микадзе была найдена галька халцедона, андезитов и мергелистых известняков. Последняя в большом количестве содержит верхнемеловую микрофауну (см.рис.39).

Heterohelix globulosa (Ehrenb) - $K_2 t+m_1$, *Globotruncana* sp. - $K_2 t+m$, *Heterohelix striata* (Ehrenb) - $K_2 con+m$, *Globotruncana Laparenti Brotz* - $K_2 t+m$, *Heterohelix moremani* (Cushman) - $K_2 con+m$, *Globigerinalli noides* Esheri (Kaufman) $K_2 con$ (определения Д.Г.Ахвледиани).

Из всего вышесказанного следует, что халцедонообразование является позднемеловым процессом.

ВЫВОДЫ

1. Распределение в пространстве минеральных ассоциаций, выполняющих пустоты, хорошо отражает вертикальную температурную зональность в среднеэоценовой вулканической толще Аджаро-Триалетии.

2. Гидротермальная минерализация пустот сингенетична и синхронна фоновой пропилитизации и завершающей ее гидротермальной аргиллитизации, однако вследствие особой физико-химической обстановки минеральные ассоциации пустот выполнения отличаются от фоновых продуктов метасоматического преобразования толщи.

3. Характер миграции вещества в процессе пропилитизации и гидротермальной аргиллитизации, состоящей в выносе из исходных пород значительного количества кремнезема и щелочей, обусловил образование цеолитовой ассоциации в зонах перепада давления (трещины, поры, межшаровые и межглыбовые пространства) и цеолит-халцедоновой ассоциации на малых глубинах, где наряду с падением литостатического давления быстро падала и температура раствора, что способствовало выпадению низкотемпературных минералов кремнезема.

4. Сосуществование высокотемпературных актинолит-эпидот-пренит-кварцевых амигдалоидов и более низкотемпературных ломонтит-анальцим-халцедон-кальцитовых амигдалоидов в нижних частях среднеэоценовой толщи в Аджарии свидетельствует об эволюции гидротермального раствора во времени. Низкотемпературные амигдалоиды являются более поздними и их формирование обусловлено остыванием гидротермальной системы на завершающем этапе гидротермальной деятельности.

5. Источником кремнезема для агат-халцедоновых месторождений Месхетии были породы среднеэоценовой толщи, из которых в процессе пропилитизации и гидротермальной аргиллитизации выносилась кремнекислота, которая с остыванием раствора в структурно-благоприятных условиях переотлагалась в виде агат-халцедоновой минерализации.

6. В минеральных ассоциациях пустот выполнения наиболее значительную роль играют цеолиты, что свидетельствует о барифобной природе этих минералов. Последнее иллюстрировалось и на примере пропилитизации, где цеолитизация тяготеет к приповерхностным уровням.

7. В региональных пропилитах к зонам дробления на глубине приурочены цеолиты, а на приповерхностных уровнях - аргиллитизиты, где основную роль играет каолинит. Последнее свидетельствует об определенном кислотно-основном взаимодействии в процессе гидротермальной минерализации пустот и зон дробления. Цеолиты образуются в щелочных условиях, каолинит в слабокислых. Такое разделение, по-видимому, обусловлено вскипанием гидротермальных растворов и возгоном кислотных компонентов, а также его дифференциацией на кислые и основные порции.

8. Относительно низкотемпературные палеогеновые гидротермальные растворы в условиях высокой литостатической нагрузки не производили метасоматических преобразований в меловой вулканической толще восточного сегмента. Палеогеновая гидротермальная деятельность в меловых вулканах проявилась лишь в формировании цеолитовых амигдалоидов и гидротермальных жил.

9. Тедзамское агат-халцедоновое месторождение является, вероятно, продуктом меловой поствулканической деятельности. Об этом свидетельствует наличие вулканокластов и гальки халцедона в низах палеогеновой толщи совместно с гальками мергеля, содержащей верхнемеловую микрофауны.

6. ФОРМАЦИИ ПРИКОНТАКТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ РУДНЫЕ И НЕРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Палеогеновую вулканическую толщу на разных уровнях прорывает множество относительно крупных и малых интрузивных тел основного-габброидного и габбро-монцонитового и среднекремнекислого -диоритового и сленит-диоритового состава. Первые являются комагматами среднеэоценовой толеит-щелочнобазальтовой толщи и кали-аргоновым методом датируются средним эоценом, вторые, датируемые верхним эоценом, комагматы верхнеэоценовой андезит-шононитовой толщи. Все они подвержены внутриинтрузивной пропилитизации, однако разнятся по характеру приконтактового метасоматоза. Габбро-монцонитовые тела, внедренные в базальтоидную толщу, характеризуются приконтактовой высокотемпературной пропилитизацией, тогда как приконтактный процесс среднекремнекислых интрузий проявился в полевошпатовом метасоматозе, серицитизации и аргиллитизации. Прикон-

тактовые процессы генетически связаны с внутриинтрузивной пропицитизацией. Они представляют особый экономический интерес, так как приконтактовая серицитизация в Аджаро-Триалетской зоне является рудогенерирующим процессом, с которым связано формирование медно-полиметаллических месторождений, а аргиллизиты, формирующие внешнюю зону метасоматической колонки приконтактового изменения Вакиджварской интрузии, представляют собой значительное месторождение бентонитовых глин.

6.1. Полевошпатовые и серицитовые метасоматиты аджарских и Триалетских интрузий и медно-полиметаллическое рудообразование

Аджарские относительно крупные интрузивные тела Мерисское и Намонастревн-Чалатское (см. рис. 26) обрамлены мощным ореолом полевошпатовых и серицитовых метасоматитов, среди которых последние играют резко преобладающую роль. Состав интрузивных тел, в основном, диоритовый и сиенит-диоритовый с подчиненным участием монцитов. Их кали-аргоновый абсолютный возраст - верхнеэоценовый и секут они верхнеэоценовые андезитовые и трахиандезитовые туфы и туфобрекчи. В районе распространения этих интрузий имеется довольно крупное медно-полиметаллическое жильное месторождение, известное под названием Мерисского рудного узла. Так как его генетически всегда связывали с интрузивными телами, естественно, с давних пор был проявлен интерес к сопряженным с ними гидротермальным преобразованиям.

Прежде чем перейти к описанию фактического материала, расскажем вкратце об истории изучения приконтактовых метасоматитов на этом участке. Еще в 1929 году И.Ф. Григорьев (1929) писал, что у выходов Мерисской интрузии, в некотором удалении от контакта, ореолом располагается широкая (0,5-1 км) зона осветленных и окремненных пород со значительным количеством вновь образованного левверьерита, каолинита и серицита. Позднее В.Р. Надирадзе (1955), описывая те же приконтактовые гидротермальные явления, отмечал, "что общехарактерным для измененных пород является сильное окремнение, серицитизация, пиритизация, хлоритизация и импрегнирование пиритом, что является характерным для пропицитов". В.Р. Надирадзе указывал на заметный привнос калия и вынос щелочных земель в процессе приконтактового гидротермального изменения. Д.С. Белянкин, В.П. Петров и В.П. Еремеев (1935), изучив количественную сторону минерального состава серицитоцитов, установили, что приконтактовые метасоматиты Мерисской интрузии состоят на 60% из серицита, на 30% из кварца, а на долю каолиновых минералов остается не более 5%. Т.В. Иваницкий (1963) мерисские приконтактовые метасоматиты относил к "пиритизированным пропицитам", состоящим из "кварца, серицита (возможно гидрослюда), эпидот-цоизита и тонкочешуйчатых выделений глинистого минерала." Он также отметил привнос К и уменьшение содержания Na в процессе формирования

этих пород.

Изучив приконтактовые метасоматиты Мерисского интрузива, мы классифицировали их в полевошпатово-серицитовые метасоматиты, объединив в одну формацию генетически взаимосвязанные приконтактовые калишпатиты, альбититы и серицитолиды (Гугушвили, 1969). Эти породы и по минеральному составу и по петрохимическому характеру процесса в корне отличаются от пропилитов и являются самостоятельной формацией, характеризующейся полевошпатово-серицитовым составом, тогда как для пропилитов обязательным условием является зеленокаменный минеральный состав, обусловленный значительным участием эпидота-цоизита, пренита и хлорита.

6.1.1. Геологические условия образования, фациальный и минералогический анализ полевошпатово-серицитовых метасоматитов, петрогенетические и физико-химические аспекты их формирования

Полевошпатово-серицитовые приконтактовые метасоматиты формируют обширный ореол (в среднем 0,5 км). Серицитовые метасоматиты значительно преобладают над полевошпатовыми. Последние развиты в виде маломощной зоны непосредственно у контакта интрузивных тел и представлены калишпат-альбит-кварцевым типоморфным парагенезисом, характерно преобладание калишпата. За полевошпатовой зоной следует зона серицитолидов. Именно они, в основном, и составляют мощный ореол вокруг интрузивных тел. Типоморфный парагенезис внутренних зон серицитолидов кварц-серицит-пирит. Однако они либо телескопируются каолинит-гидрослюдистой минерализацией, либо в их составе в небольшом количестве участвуют хлоритовые и эпидот-цоизитовые массы. К зонам дробления в серицитолидах приурочены альбититы. Мощность альбититовых зон - первые десятки метров. Типоморфный парагенезис внутренних зон - альбит-кварц-пирит, во внешних зонах отмечено возрастание роли серицита. Последний постепенно полностью вытесняет альбит. Серицитизация телескопирует и приконтактовые полевошпатовые зоны и накладывается на экзоконтакты интрузивных тел. Следует отметить, что как полевошпатовый метасоматоз, так и серицитизация - очень интенсивный процесс, при котором полностью замещаются первичные породы и, как правило, отсутствуют даже реликты структуры исходных пород.

Сами интрузивные тела подвержены значительным гидротермальным преобразованиям. В контактах Чалатского интрузивного выхода развиты роговообманковые и биотит-роговообманковые кварц-полевошпатовые пегматиты и плагиоклаз-роговообманковые, плагиоклаз-биотитовые роговики с наложенной калишпатизацией и серицитизацией.

Кроме того, сами диориты и сиенито-диориты подвержены полевошпатовому метасоматозу и окварцеванию, выраженными в пертитизации, антипертитизации, мirmekтитизации. Характерна также внутриинтрузивная эпи-

дот-хлоритовая и актинолитовая пропилитизация с типоморфными парагезисами эп-акт-хл-кв-пт. Эпидот и хлорит развиты по плагиоклазу и по фемическим минералам, актинолит - по фемическим минералам, кварц - по плагиоклазу.

Итак, приконтактный метасоматоз Мерисской, Намонастревы-Чалатской интрузии выражен в полевошпатовом и серицитовом метасоматозе. Приконтактная полевошпатовая фация формируется с привнесением калия и кремнезема и выносом остальных петрогенных элементов. Серицитовая фация также формировалась с привнесением калия и кремнезема. Что касается альбититов, то здесь привносились натрий и кремнезем и выносились все другие петрогенные элементы. Формирование щелочных метасоматитов характеризуется тенденцией выщелачивания, что выразилось в отрицательном балансе миграции вещества (табл. I, см. рис. 40). Термометрия процесса изучалась посредством альбитового термометра Барта, основанном на рентгенометрических критериях Кристи, и по данным декрипитации газовой-жидких включений в кварце. Температура образования альбита из альбититовых зон по параметру $\Delta d I_{31}/I_{31} = 0,10-0,11$ (5 измерений) порядка $380-400^{\circ}\text{C}$. Близкие температуры получаются и по данным декрипитации газовой-жидких включений в кварце - 400°C из альбититов (3 определения) и $340-360^{\circ}\text{C}$ из серицитолитов (5 определений). Следовательно, приконтактный метасоматоз аджарских интрузий - довольно высокотемпературный процесс. Переход от калишпатовой приконтактной зоны в серицитолиты, по-видимому, обусловлен остыванием раствора, стимулирующим его кислую реакцию. Это подтверждается известным экспериментом Дж. Хемли (Hemley, 1959), который показал, что при воздействии калиево-хлоридных растворов в температурном интервале $100-500^{\circ}\text{C}$ при постоянном соотношении $KCl/NaCl$ в высокотемпературных условиях устойчив калишпат; с падением температуры равновесным становится мусковит, а при дальнейшем остывании - каолинит. Результаты этого эксперимента отражены на рис. 4. Если вспомнить данные Х.Л. Барнса и У.Дж. Эрнста (1968) о том, что щелочно-хлоридные растворы при температуре порядка 400°C имеют щелочную реакцию, а с остыванием вследствие возрастания активности анионов-кислую, то переход от полевошпатовых метасоматитов в серицитолиты можно рассматривать как следствие кислотно-основного взаимодействия, обусловленного остыванием раствора, где полевошпатовые метасоматиты отражают раннюю щелочную стадию процесса, а серицитолиты стадию возрастающей кислотности. Дальнейшее остывание и раскисление растворов обусловило каолинит-гидрослюдистое телескопирование серицитолитов.

Выше отмечалось тяготение альбититов к зонам дробления. Это явление можно объяснить на основании экспериментальных данных А. Оландера и Х. Лиандера (Olander and Liander, 1958), изучавших систему $KAlSi_3O_8-H_2O$ в высокотемпературных условиях (выше критической точки воды).

Таблица 2
Термометрия по элидогу определенная по диаметре Стресса (Stress) по кварцу (тенные деформации и гомогенизации) и по альбиту (альбитовый термометр Барта) из высокотемпературных пропилитов

# обр.	Типоморфный парагенезис	По элидогу		По кварцу		По альбиту	
		%	Т С°	Т С° лик-рипитации	Т С° гомогенизации	131/131	Т С°
2533	ЭП-ПР-АБ-ХЛ-КВ-ПТ	5,65	470°	370°		0,11	400°
2474	АКТ-ЭП-КВ-ХЛ	5,65	470°		380°	0,11	400°
2547	ЭП-ПР-КВ-АБ-ПТ	5,65	470°				
2534	ЭП-ЦВ-ХЛ-АБ-КВ-ПТ	5,65	470°			0,12	450°
2554	АКТ-КВ				370°		
1147	АКТ-ЭП-АБ-КВ-КВ-ПТ	5,63	360°	340°			
Г-1	ЭП-АБ-КВ-КВ-ПТ	5,63	360°	350°		0,10	380°
2551	ЭП-ХЛ-КВ-ПТ	5,65	470°	380°			
3328	ЭП-АКТ-КВ-АБ-ПТ	5,63	360°	360°			
3341	ЭП-КВ-ХЛ	5,65	470°		370°		
3335	АКТ-ЦО-ПР-АБ-ПТ	5,63	360°	380°			
3355	АКТ-ЭЛ-ЦО-АБ-КВ-ПТ	5,65	470°	360°			
814	КВ-КА-ПТ				370°		
821	КВ-КА-ПТ				360°		
3388	АКТ-ЭП-ХЛ-АБ-ПТ	5,65	470°	340°		0,10	380°
3340	ЭП-ХЛ-КВ-ПТ	5,63	360°	350°			
3333	ЭЛ-ХЛ-КВ-КА-ПТ	5,63	360°	380°			
3096	ЭП-ЦО-КВ-ПТ	5,63	360°		440°		
3034	ЭП-ХЛ-КВ-АБ-ПТ	5,63	360°	350°			
3043	ЭП-КВ-ХЛ-ПТ	5,63	360°	320°			
1035	ЭЛ-ЦО-ПР-КВ-ПТ	5,63	360°	340°			
3309	ЭП-ЦО-ПР-АБ-ПТ	5,60	360°				
3313	ЭЛ-ХЛ-АБ-ПТ	5,63	360°				

Аналитики: Г.А. Ахведиазян, Д.Б. Арсвад

(продолжение)

Оксиды	И з м е н е н н ы е					АТОМЫ	М и г р а ц и я						
	IX 2515	λ 2519	XI 2524	XII 1429	XIII 1414		XIV 2505	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
SiO ₂	64,44	65,35	65,19	55,82	63,17	67,46	Si	+23,19	+32,83	+ 9,27	-33,09	+13,49	+8,07
TiO ₂	0,66	0,43	0,52	0,75	0,61	0,69	Ti	- 0,10	- 0,52	- 0,48	- 0,26	- 0,25	-0,22
Al ₂ O ₃	17,35	14,59	18,52	17,34	15,64	17,42	Al	+ 0,32	+ 6,38	- 1,36	-11,98	- 6,86	- 6,50
Fe ₂ O ₃	3,59	1,57	3,41	10,36	5,32	1,30	Fe ⁺⁺⁺	+ 0,68	- 3,21	- 0,30	+ 9,47	+ 3,72	- 4,21
FeO	1,80	2,52	1,44	0,36	1,44	0,72	Fe ⁺⁺	- 6,50	- 4,68	- 7,59	- 9,87	- 7,20	- 9,10
MnO	0,10	0,07	сл.	0,05	сл.	нет	Mn	- 0,01	- 0,16	- 0,32	- 0,24	- 0,32	- 0,32
MgO	0,52	1,32	0,56	1,20	1,20	0,65	Mg	-11,97	- 8,60	-12,01	-10,36	- 0,47	-11,79
CaO	1,43	3,97	0,34	0,57	0,50	0,34	Ca	-11,78	- 4,11	-14,96	-14,58	-14,20	-14,99
Na ₂ O	1,25	1,25	сл.	6,30	6,30	7,90	Na	-16,85	-16,58	-23,26	+ 1,71	+ 7,82	+12,00
K ₂ O	3,20	3,10	3,70	2,00	4,00	2,20	K	+ 9,20	+ 2,55	+ 9,11	- 3,13	+ 4,64	- 1,89
P ₂ O ₅	0,25	0,18	0,06	0,66	0,25	0,20	P	+ 0,26	+ 0,12	- 0,18	+ 0,84	+ 0,24	+ 0,09
H ₂ O	0,29	0,31	нет	1,00	0,28	0,24	O	+14,00	+26,10	-30,04	-100,04	- 3,16	-32,16
п.л.п.	3,19	5,39	4,24	3,66	1,10	1,04	OH	- 0,34	+ 0,24	- 3,46	+ 8,18	- 0,70	- 1,77
сумма	103,07	100,05	104,40	100,04	99,69	100,16	баланс	+ 0,01	+17,61	-77,58	-163,36	-12,48	-62,78
σ _г	2,64	2,75	2,50	2,04	2,53	2,30							

IX - сер-кв-пт, (грс-кзол-кв), X - кв-сер-пт (кв-грс-каол), XI - кв-сер-пт,
 XII - аб-кв-пт (сер-хл), XIII - аб-кв-пт (сер-грс), XIV - аб-кв-пт (сер-грс).

IX-XI - серицитовая фация
 XII-XIV - альбитовая фация

Ими установлено, что с повышением давления возрастает растворимость натриевых солей. Формирование альбититов происходит при температурах порядка 400°C. Следовательно, перепад давления в зонах дробления должен способствовать повышению активности натрия, обусловившего образование альбита.

В серицитолитах приконтактного ореола в подчиненном количестве иногда участвуют эпидот-цоизитовые и хлоритовые массы. Их участие, по-видимому, является следствием неполного выноса кальция, магния и железа из зоны серицитизации, тем более, что температура процесса вполне соответствует температуре образования этих минералов. За ореолами серицитолитов, в цеолитизированных андезитовых туфах, встречается неравно-весный с цеолитами эпидот. Видимо, он является продуктом базификации полевошпатово-серицитового метасоматоза. Взаимоотношения пропилитизации и щелочного полевошпатового метасоматоза хорошо прослеживаются в самих интрузивных телах. Здесь вместе со значительной калишпатизацией и альбитизацией плагиоклаза заметную роль играет и высокотемпературная актинолитовая и эпидот-хлоритовая пропилитизация. Сосуществование неравновесных калишпата и актинолита или эпидота можно объяснить дифференциальной подвижностью компонентов. Более подвижные щелочные металлы осуществляли калишпатизацию, альбитизацию и серицитизацию как самой интрузии, так и ее приконтактной зоны. Отстающие основания кальция, магний и железо определяли эпидот-хлоритовое и актинолитовое замещение и пиритизацию интрузивных пород.

В процессах преобразования, связанного с данными интрузивными телами, наиболее высокотемпературным, по-видимому, было приконтактовое роговикобразование. Как известно, роговикобразование процесс изохимический, происходящий в высокотемпературных условиях — нижний температурный предел 600°C. С понижением температуры до 400–450°C начались метасоматические преобразования: полевошпатовый метасоматоз, высокотемпературная пропилитизация и с дальнейшим остыванием раствора — серицитизация и каолинитизация.

6.1.2. Геология Аджарских медно-полиметаллических месторождений и характер окolorудного процесса

К Аджарским сиенит-диоритовым и диоритовым интрузивам Мерисскому, Намонастреву-Чалатскому, Учамбскому тяготеет несколько медно-полиметаллических месторождений жильного типа, объединенных под названием Мерисского рудного узла. Большинство и наиболее значительные из них расположены южнее Мерисского и Намонастреву-Чалатского интрузива в районе ореола серицитизации, либо недалеко от него в пропилитизированных верхнеэоценовых и среднеэоценовых вулканитах. Одно рудопроявление известно во вторичных кварцитах. Эти мелкие жильные месторождения обна-

жены в ущельях небольших рек, притоков рр. Акаврета и Дид-геле. Наиболее значительные из них - Вараза (Саджогия), Оболо-Канлы-Кай, Цхалбокела, Верхнала, Велибури, Годердзис-цкали, Лаше и Вайо (см. рис. 26).

Мощность рудных жил колеблется в значительных пределах - от 1,5-3 м до 0,2 м. Жилы большей частью четкообразной формы. Максимальная мощность жил 1,5-3 м измеряется по раздувам, а на участках пережимов их мощность не превышает 0,2 м. Каждое из названных месторождений состоит из нескольких субпараллельных жил. Жилы имеют субмеридиональное либо субширотное простирание и довольно крутые углы падения 70-80°. По простиранию некоторые жилы прослежены почти на 1,5 км (Вараза, Оболо-Канлы-Кай). Другие жилы (м-ние Цхалбокела, Велибури, Вайо, Годердзисцкали) тянутся от первых сотен метров до 0,5 км. По падению большинство жил прослежены на 250-300 м.

Следует отметить, что рудные жилы Мерисского узла имеют либо преимущественно халькопиритовый состав с подчиненным содержанием минералов свинца и цинка, либо свинцово-цинковый состав с подчиненным содержанием минералов меди. Соответственно составу руды меняется минералогия околорудных метасоматитов. С меднорудными жилами связаны хлорит-карбонатные околорудные метасоматиты, где серицит, кварц и сколит играют подчиненную роль. Со свинцово-цинковыми жилами с подчиненным халькопиритом в околорудных метасоматитах преобладает серицит, кварц и сколит (впервые установленный В.Д. Гуниава), тогда как карбоната и хлорита значительно меньше.

Месторождения Вараза, Велибури, Вайо, Лаше преимущественно свинцово-цинковые, Оболо-Канлы-Кай, Цхалбокела, Верхнала - преимущественно халькопиритовые. На участке Годердзисцкали имеются как свинцово-цинковые, так и халькопиритовые жилы.

Геология Мерисского рудного узла, вещественный состав руд и структура рудных полей изучена И.Ф. Григорьевым (1929), В.Р. Надирадзе (1935), Т.В. Иваницким (1963), С.Ш. Саркисяном (1957), Н.М. Джанашидзе и др. (1968). Несмотря на то, что основными рудообразующими минералами являются халькопирит, галенит и сфалерит, рудные жилы Мерисского рудного узла отличаются разнообразным минеральным составом. Т.В. Иваницким (1963) дана сводка по минеральному составу рудных жил, где наряду с собственными определениями некоторых редких рудных минералов, приведены минералы, определенные и его предшественниками. Список редких рудных минералов довольно представительен. Кроме отмеченных трех к главным минералам причислена блеклая руда (тетраэдрит, теннантит); второстепенными минералами являются: марказит, гематит, броньардит, беегерит, молибденит, энаргит, алтаит, золото самородное, серебро самородное, виттихинит, айкинит, бурнотит, висмутин, клаусталит.

Как уже отмечалось, меднополиметаллические рудные жилы тяготеют

к ореолу серицитолитов. На участке месторождения Вараз-Саджогия (см. рис.26,42), рудные жилы, преимущественно, свинцово-цинкового состава секут породы верхнеэоценовой адигенской свиты. Адигенская свита на территории месторождения подвержена фоновой цеолитовой пропилитизации. Околорудные метасоматиты, слагающие зоны мощностью до 150-200 м, представлены, в основном, кварц-серицит-сколитовой минерализацией с подчиненным участием карбоната, хлорита и интенсивной пиритизацией. Во внутренних зонах околорудный процесс проявился более интенсивно; почти отсутствуют реликты исходной породы. К внешним зонам, в связи с ослаблением околорудного процесса, появляются элементы исходных пород: первичная порфирировая структура, туфовая текстура, цеолиты по плагиоклазу и основной массе; наблюдается ослабление пиритизации, которая очень интенсивна во внутренних зонах. На участке Вараса встречается рудная жила, в которой халькопирит, галенит и сфалерит содержатся почти в равных количествах; соответственно, в околорудной зоне этой жилы наряду с кварц-серицитовым изменением значительную роль играет хлорит-карбонатное замещение.

Расположенное западнее месторождение Оболю-Канлы-Кай, в отличие от вышеописанного, является преимущественно меднорудным. Здесь имеется несколько рудных жил субширотного простирания, секущих верхи среднеэоценовой чидильской свиты. На месторождении не наблюдается непосредственной пространственной связи с ореолом серицитизации, но учитывая, что в керне буровой скважины № 27, заданной на этом участке, имеется выход диорита, мы вправе ожидать под меднорудными жилами серицитолитовый ореол диоритовой интрузии (см.рис.26,43). Околорудные метасоматиты меднорудных жил представлены хлорит-карбонатной ассоциацией, с подчиненным участием серицита, сколита и кварца. Так как на этом участке рудные жилы расположены близ друг друга и расстояние между ними не превышает 200 м, то, естественно, их околорудные зоны сливаются, и на этом месторождении общая мощность зон превышает 0,5 км (см.рис. 43). По латерали околорудные метасоматиты постепенно переходят в андезит-базальтовые и базальтовые туфобрекчии чидильской свиты, подверженные цеолитовой и хлорит-альбитовой пропилитизации. Как и месторождение Вараса, здесь внутренние, наиболее измененные зоны не обнаруживают порфирировой структуры исходных пород, характерной для окружающих базальтов, что касается внешних зон, то здесь, несмотря на интенсивное изменение, наблюдаются реликты структуры и текстуры исходных пород.

Северо-западнее от Оболю-Канлы-Кай расположен целый ряд мелких медно-полиметаллических рудопоявлений: Цхалбокела, Верхнала, Велибури и Годердзисцкали, Вайо (см.рис.26,46). Все они непосредственно пространственно связаны с серицитовым ореолом интрузий. Эти рудопро-

явления значительно мельче описанных месторождений, и если рудные жилы последних прослеживаются на 1,5 км, то в данном случае протяженность рудных жил не превышает 0,5 км, а иногда и нескольких сотен метров.

Рудопроявления Цкалбокела и Верхнала являются преимущественно медно-рудными, Велибури и Вайо – свинцово-цинковыми. На участке Годердзисцкали обнаружены как преимущественно халькопиритовые, так и свинцово-цинковые жилы. Составу рудных жил соответствует и характер околорудных метасоматитов – с меднорудными жилами связана преимущественно карбонат-хлоритовая минерализация, со свинцово-цинковыми серицит-сколит-кварцевая. Еще одно рудопроявление – барит-свинцово-цинковое имеется на участке Лаше (ущ.р.Сванетис-геле) во вторичных кварцитах (см.рис. 26). Судя по характеру околорудной минерализации (серицит-хлорит-карбонатный) и по составу руд, оно является частью Мерисского рудного узла.

6.1.3. Источник рудного вещества и основные рудогенетические и петрогенетические факторы формирования медно-полиметаллических руд и околорудных метасоматитов Мерисского рудного узла

За последние десять лет была детально изучена геохимия меди в палеогеновых интрузивах и эффузивах, а также в гидротермальных метасоматитах (Иваницкий, 1969; Иваницкий и др., 1969; Мчедlishvili (канд.дисс), 1974; Гугушвили, Мчедlishvili, 1975).

Позднее мы изучили содержание и миграцию свинца и меди в различных метасоматических формациях не только в районах рудных месторождений, но и в палеогеновой вулканической толще в целом. Данные по содержанию меди и свинца у нас имеются как для свежих исходных пород, так и для всех метасоматических формаций по отдельным фациям и все выводы делаются с учетом этого материала. Как видно из приведенных таблиц (табл.17,19), породы палеогенового комплекса Аджаро-Триалетии, как эффузивные, так интрузивные значительно обогащены медью относительно кларковых содержаний. Так, если кларковое содержание меди для андезитов и диоритов 35 г/т, то для этих же пород палеогенового комплекса содержание меди в среднем равно 203 г/т. Вдвое-втрое превышают кларковые содержания меди в аджаро-триалетских базальтах и габброидах. Фоновые пропилиты характеризуются стабильными содержаниями меди, близкими к вмещающим породам (см.табл.15). В процессе пропилитизации наблюдаются лишь ее незначительные перемещения. То же можно сказать и о полевошпатовых метасоматитах.

Совсем по иному ведет себя медь в процессе приконтактной серицитизации и грейзенизации. Приконтактные серицитолиты и грейзены по

Таблица 17

Среднее содержание меди в свежих породах и гидротермальных метасоматитах Аджаро-Триалетского палеогенового вулканического комплекса х)

Наименование породы	Минеральный парагенезис	Среднее содержание, г/т; в скобках количество анализов
Базальты и их вулканокластолиты		200 г/т
Андезиты, трахиандезиты и их вулканокластолиты		203 г/т
Пропилиты	эп+хл+аб+кв+пт; акт+эп+аб+кв+пт; хл+аб+пт; цеол+ +хл+грс+пт	177,60(20)
Приконтактные серицитолиты Мерисской интрузии	сер+кв+пт	16,34(22)
Приконтактные грейзены Намонастревской и Учамбской интрузии	му(сер)+кв+ту+пт	22,3(13)
Приконтактные метасоматиты малых интрузивных тел Арджеван-Гуджаретского рудного узла	сер+кв+хл+кц+пт	136,63(46)
Из участков богатых серицитом		39,15(13)
Из участков богатых хлоритом и кальцитом		186,84(19)
Приконтактные калишпатиты и альбититы Вакиджварской интрузии	кшп+кв+пт аб+кв+пт	250,92(8)

х) Анализы производились на спектрографе ИСП-28, чувствительность анализа $5 \cdot 10^{-5}$, средняя относительная ошибка определения $\pm 18\%$, аналитик Т.Д.Мchedlishvili. Часть анализов приконтактных метасоматитов Арджеван-Гуджаретского рудного узла были нам представлены Д.А.Касрадзе.

Окислительные метасоматиты мезо-полиметаморфического месторождения
Алдары (ул. Обоно-Канликая)

Таблица 18

Окислительная фаза	Изменения										Атомы	Нигризация								
	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	II		III	IV	V	VI	VII	VIII	IX		
SiO ₂	45,79	47,17	45,14	41,14	43,61	42,90	48,65	46,34	44,13	44,13	Si	+ 5,14	- 0,45	-10,23	- 3,67	-10,88	- 9,73	- 1,35	- 6,83	
TiO ₂	0,75	0,85	0,45	0,50	0,50	0,75	0,98	0,50	0,55	0,55	Ti	+ 0,22	- 0,59	- 0,48	- 0,48	- 0,04	+ 0,49	+ 0,52	- 0,42	
FeO ₂	19,31	17,22	17,05	14,09	16,00	16,18	17,20	17,40	16,88	16,88	Fe	- 5,91	- 6,54	-15,54	- 9,48	-11,26	- 5,76	- 7,26	- 8,73	
Fe ₂ O ₃	1,60	1,30	11,40	8,66	3,13	0,41	5,14	7,61	7,09	7,09	Fe ³⁺	- 0,57	+19,97	+14,51	+ 3,19	- 2,41	+ 7,27	+11,71	+10,73	
FeO	6,84	6,12	0,07	10,98	8,64	7,74	6,07	2,52	5,58	5,58	Fe ²⁺	- 1,44	-15,25	+ 9,72	+ 4,37	+ 1,53	+ 0,26	+ 0,06	- 3,06	
MnO	0,07	0,07	0,07	0,10	0,10	0,14	0,18	0,10	0,15	0,15	Mn	+ 0,002	+0,002	+ 0,07	+ 0,07	+ 0,15	+ 0,26	+ 0,17	+ 0,17	
MgO	3,70	3,38	3,30	2,82	3,06	3,38	5,02	4,40	4,59	4,59	Mg	- 1,11	- 1,45	- 3,28	- 2,32	- 1,64	+ 5,57	+ 2,98	+ 3,17	
CaO	7,17	8,41	8,07	8,52	10,64	12,33	9,79	7,51	8,07	8,07	Ca	+ 3,84	+ 2,82	+ 4,34	+10,48	+13,77	+ 7,94	+ 0,48	+ 2,10	
Na ₂ O	5,03	2,90	4,00	2,20	1,30	1,00	2,80	2,90	2,00	2,00	Na	-10,84	- 5,11	-14,42	-19,17	*20,99	-11,30	-11,36	-15,89	
K ₂ O	0,83	1,30	0,50	0,68	0,90	0,50	1,87	1,32	3,00	3,00	K	+ 1,65	- 1,11	- 0,46	+ 0,29	- 1,17	+ 3,64	+ 1,57	+ 7,18	
P ₂ O ₅	0,24	0,13	0,10	0,10	0,09	0,11	0,09	0,19	0,20	0,20	P	- 0,24	- 0,31	- 0,31	- 0,34	- 0,30	- 0,34	- 0,12	- 0,19	
H ₂ O	0,84	0,57	0,56	0,42	1,25	1,08	1,66	0,40	0,41	0	H	- 5,26	- 2,25	-24,01	-11,58	-38,50	+37,84	-13,11	-17,64	
П.д.п.	7,72	9,83	9,00	8,70	10,69	13,00	1,20	8,68	7,65	04	O	- 4,68	- 4,88	- 7,33	+ 7,71	+ 3,74	+15,07	- 7,99	- 7,80	
сумма	100,33	99,86	100,39	99,49	100,36	100,84	99,84	99,98	100,50	100,50	баланс	-19,19	-15,22	-47,42	-20,94	-68,01	+68,92	-35,27	-37,10	
Δ	2,67	2,69	2,70	2,70	2,72	2,59	2,70	2,60	2,62											

I - пропитанный базальтовый туф, хл-об-ка-пг, ср. эоцен, Чкалыская
завка, участок Обоно-Канликая, II - хл-ка-пг (сер-ск-ка), III - хл-ка-пг,
(сер-об-грос), IV - хл-ка-пг (ка-грос), V - ка-хл-пг (ка-сер-грос), VI -
ка-хл-пг (грос), VII - хл-хл-пг (ка-сер-грос), VIII - ка-хл-пг, (ка-сер-грос-
ск), IX - ка-хл-пг (сер-грос-ан).

Таблица 19

Среднее содержание свинца в свежих породах и гидротермальных метасоматитах Аджаро-Триалетского палеогенового вулканического комплекса^{х)}

Наименование породы	Минеральный парагенезис	Среднее содержание, г/т
Андезиты, трахиандезиты и их вулканокластолиты		9,3
Базальты и их вулканокластолиты		15,3
Пропилиты	хл+аб+пт;цеол+ + хл+грс+пт	14,9(17)
Приконтактные серицитолиты Мерисской интрузии	сер+кв+пт	92,66(4)
Приконтактные грейзены Учамбской интрузии	му(сер)+кв+ту+ +пт	50,5(5)
Приконтактные серицитолиты и грейзенизированные породы Мерисской и Намонастревы-Чалатской интрузии (по Т.В.Иваницкому и др., 1969)	сер+кв+пт, му(сер)+кв+ту+ +пт	97(37)

х) Анализы производились на спектрографе ИСП-28, чувствительность определения $1 \cdot 10^{-4}\%$, ошибка $\pm 12\%$.
Аналитик Н.Д.Гварамдзе.

сравнению с исходными андезитами и базальтами резко, более чем в десять раз, обеднены медью. Первые содержат в среднем 16 г/т меди, вторые — 22 г/т. Следовательно, приконтактная серицитизация и грейзенизация, в которых основная роль принадлежит серицит-мусковитовому замещению, способствовали интенсивному выщелачиванию меди из свежих андезитов и базальтов. Причем вынос меди в расчете на объем серицитизированных пород оказался очень значительным. Объем серицитизированных пород на Мерисском месторождении равен 250 км^3 , и медь, выщелоченная из этого объема пород, в процессе серицитизации составляет 140.000 тонн металла. Такая масса рудного вещества, несомненно, должна играть немаловажную роль в формировании данного месторождения. О значительной рудогенетической роли серицитизации косвенно свидетельствует хлорит-карбонатный состав околорудных метасоматитов меднорудных жил. Их формирование обусловлено привнесом кальция железа и магния, которые выносились из пород в процессе приконтактной серицитизации (табл. 16, 18, см. рис. 45).

Вынос меди в процессе постмагматического изменения пород в районе Мерисского рудного узла отмечался ранее и Т.Д. Мчедlishvili (канд. дисс., 1974), которая допускает здесь возможность вторичного источника меди при формировании медно-полиметаллической минерализации.

Совершенно по-иному ведут себя рудовмещающие вулканиты и коагматичные им интрузивные образования по отношению к свинцу и цинку. Содержание их здесь в пределах кларка, тогда как серицитолиты значительно обогащены этими металлами. В них в 8–10 раз больше свинца и вдвое больше цинка, чем в исходных андезитах и трахиандезитах (Иваницкий и др., 1969), что подтверждается и нашими данными по свинцу (см. табл. 19). Это положение, а также и то, что свинцово-цинковые жилы характеризуются, как и зоны контакта интрузивов, кварц-серицит-сколитовой минерализацией, свидетельствует об исключительно ювенильном источнике свинца и цинка. Миграция вещества в процессе околорудного метасоматоза свинцово-цинковых жил отражена в табл. 20.

Околорудные метасоматиты свинцово-цинковых жил и приконтактные кварц-серицитовые метасоматиты характеризуются значительным привнесом калия. Это явление можно объяснить когерентностью свинца и калия, основанной на близких ионных радиусах этих металлов ($r_{\text{Pb}^{2+}} = 1,32 \text{ \AA}$) и ($r_{\text{K}^+} = 1,33 \text{ \AA}$). В магматических породах тесная геохимическая связь калия со свинцом на основании изоморфного замещения калия свинцом отмечалась В.М. Гольдшмидтом (Goldschmidt, 1954), Тауссоном (1961), а для Мерисской интрузии — Т.В. Иваницким и др. (1966).

По термодинамическим расчетам А.Л. Павлова (1976) с раскислением щелочных восстановительных растворов с распадом тиогидросульфидных комплексов в первую очередь начинает выпадать молибденит (pH—10,7), затем пирит (pH—10,2), халькопирит; сульфиды цинка и свинца выпадают при

Околородные метамозиты меднополиметаллического месторождения Аджарки

(уч. Саджогин)

Оксиды	Имя наварина											Миграция										
	Может I нет	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	Ато- мы	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
748	455	458	459	462	469	473	475	476	490	496												
SiO ₂	52,44	65,49	62,10	57,21	55,52	56,86	67,09	51,93	52,20	53,38	+13,42	+0,33	+40,30	+21,68	+18,58	+14,29	+13,96	+42,41	+5,81	+6,85	+12,23	
TiO ₂	0,32	0,60	0,40	0,60	0,25	0,37	0,57	0,30	0,52	0,62	Si	+0,03	+0,60	+0,14	+0,59	-0,11	+0,11	+0,51	-0,01	+0,44	+0,66	
Al ₂ O ₃	13,82	14,27	16,92	17,87	21,19	18,06	18,11	16,71	16,53	17,57	Al	+3,43	+11,47	+8,23	+11,29	+25,10	+13,78	+14,51	+11,36	+10,96	+15,12	
FeO ₃	9,35	2,53	5,12	6,80	7,53	2,30	1,71	2,54	3,52	3,88	Fe	-12,88	-7,72	-5,15	-5,49	-2,84	-13,47	-14,59	-12,83	-10,83	-9,98	
FeO	5,47	3,01	0,34	1,80	0,70	4,93	-	4,77	3,78	6,48	Fe	-4,94	-11,68	-10,97	-7,67	-10,12	-0,96	-11,68	-0,96	-3,16	+13,14	
MnO	0,10	0,09	0,03	0,06	0,12	0,15	сл.	0,23	0,07	0,28	Mn	-0,02	+6,10	-0,10	-0,07	+0,05	+0,11	-0,22	+0,30	-3,22	+0,42	
MgO	3,99	1,28	2,96	1,43	1,61	3,10	1,23	3,58	2,09	2,58	Mg	-10,09	-3,46	-9,86	-7,85	-8,79	-3,18	-10,38	-0,85	-6,80	-4,67	
CaO	3,58	1,06	1,04	0,64	3,84	0,36	0,50	5,96	7,06	3,58	Ca	-6,76	-6,84	-8,09	+1,17	-8,77	-8,41	-8,14	+7,38	+10,61	+0,71	
Na ₂ O	1,90	1,26	1,18	1,56	0,76	0,18	0,23	1,32	1,36	0,70	Na	-8,49	-2,92	-1,84	+6,10	-5,49	-8,52	-8,25	-2,54	-2,31	-5,70	
K ₂ O	3,20	3,42	4,10	3,80	2,00	5,14	3,70	3,39	3,20	3,63	K	+1,25	+3,49	+1,71	-3,64	+7,08	+5,33	+1,97	+1,19	+2,23	+2,25	
P ₂ O ₅	0,27	0,45	-	0,37	0,25	0,46	-	0,35	0,25	0,29	P	+0,44	-0,58	-0,20	-0,02	+0,46	+0,03	-0,58	+0,21	-0,01	+0,09	
S O ₂	0,13	-	-	-	-	0,46	-	-	-	0,29	S	+15,35	+59,89	+17,85	+38,35	+36,51	+12,84	+61,74	+10,35	+10,71	+32,01	
H ₂ O	0,25	0,40	0,34	0,65	1,33	0,87	2,09	0,23	0,39	0,84	OH	+2,89	+1,78	+6,61	+19,41	+11,24	+6,68	+32,41	+0,76	+2,76	+11,09	
п.п.п.	4,25	5,33	3,78	4,15	4,07	4,87	4,72	4,99	8,71	5,98				+20,01	+70,75	+58,61	+99,71	+20,17	+18,89	+67,37		
сумма	99,44	100,26	101,64	99,93	99,57	100,51	100,13	99,33	99,90	100,23	бал.	-37,08	+90,46									
F	0,50	5,95	0,24	0,52	2,66	1,02	-	0,21	0,22	0,42												
J	0,89	6,81	0,52	0,52	2,66	2,20	-	0,46	нет	нет												
d ₄	2,55	2,68	2,70	2,50	2,65	2,61	-	2,63	2,69	2,74												

I - пропилитизированный андезит-базальт, ад-хл-пл, (ка), ср. эоцен, Чидильская свита, П - кв-сер-пл, (хл),
 Ш - кв-сер-ск-пл (ка), IV - кв-сер-грс-ск-пл, V - кв-сер-грс-ск-пл, (ка), VI - кв-сер-грс-ск-пл, (ка),
 VII - кв-сер-грс, ск-пл, VIII - кв-сер-грс, ск-пл, IX - сер-кв-кв-пл, (хл-ка), X - сер-грс-кв-пл, (ка-хл),
 XI - серкв-ск-пл, (хл-ка).

pH 9,5 - 8,8 - 8,2 соответственно. Исходя из этих данных представляется, что пиритизация и молибденизация наиболее ранние продукты сульфидной минерализации, связанной с кварц-серпичитовым метасоматозом и грейзенизацией. В процессе серпичитизации, сопровождающейся выпадением пирита и молибденита, из вмещающих пород выносилась медь, позднее, с последующим раскислением раствора, она отлагалась в трещинках, формируя халькопиритовые жильные руды. Свинец и цинк начинали выпадать из растворов несколько позднее халькопирита, при pH 8,8-8,2, что и обусловило образование обособленных от медно-рудных, свинцово-цинковых жил.

Последовательность рудоотложения, полученная по расчетным данным, подтверждается и нашим материалом. Серпичит-мусковитовое замещение и грейзенизация сопровождается вкрапленной пиритизацией и молибденизацией (Надирадзе, Хмаладзе, 1969; Гугушвили, 1973). С остыванием и некоторым раскислением раствора перетлагается медь, формируя халькопиритовую руду; далее с последующим остыванием и раскислением раствора отлагаются галенит-сфалеритовые руды. Такая последовательность обусловила образование определенной вертикальной зональности руд на участках Оболю-Канлык-Кай, Вараза, отмеченную Т.В.Иванишвили (1963), где некоторые рудные жилы в нижней части преимущественно халькопиритового состава, а в верхней - свинцово-цинкового. О ней также свидетельствует наблюдаемое в ряде случаев пересечение меднорудных жил свинцово-цинковыми.

Породы, специализированные на медь, характерны не только для Мегресского рудного узла. Высокое содержание меди установлено во всей палеогеновой толще, однако медно-полиметаллические рудопроявления имеются лишь на участках с хорошо развитой серпичитизацией. Например, крупный Вакиджварский интрузивный комплекс с мощным приконтактовым ореолом калишпатитов и альбититов, развитым по трахиандезитам и трахитам, содержащим 200 г/т меди, не обладает значительными медными рудопроявлениями. Сами калишпатиты содержат в среднем 250 г/т меди и так как здесь нет сколько-нибудь значительных медных полиметаллических рудопроявлений, за исключением незначительного участка Корисбуде, то по-видимому, именно серпичитизация является как рудогенерирующим процессом, так и поисковым признаком на руду.

Не наблюдается генетической, либо корреляционной связи медно-полиметаллического оруденения с пропилитизацией. Свежие и пропилитизированные породы мало отличаются друг от друга по содержанию меди (см. табл. 17) и в процессе пропилитизации происходило лишь ее незначительное перераспределение.

6.1.4. Медно-полиметаллические месторождения Триалетского хребта и их взаимоотношения с приконтактовой серпичитизацией

В палеогеновой толще Аджаро-Триалетии приконтактовая серпичитизация везде сопровождается медно-полиметаллическими рудопроявлениями.

Помимо Мерисского рудного узла, примером могут служить Зекарское и особенно Реха-Гуджаретские рудопоявления. Первое из них расположено в приконтактовой зоне Зекарского диорит-габбро-монзонитового интрузивного тела. Зекарская интрузия характеризуется приконтактовой серицитизацией, однако этот процесс здесь выражен значительно слабее, чем в Мериси и рудопоявления, соответственно, убогие.

Реха-Гуджаретское рудопоявление расположено в районе Триалетского хребта в верховьях р.Гуджаретисцкали, по ее левым притокам, продолжаясь через водораздел до верховьев р.Реха. Рудопоявление жильного типа; медно-полиметаллические жилы и зоны околорудного изменения имеют субширотное простирание и тяготеют к малым диоритовым и диорит-сженитовым телам, по составу аналогичным Мерисскому. Оруденение локализовано в ликанской и квабискевской (нагваревской) свитах среднего эоцена (см.рис.46). Малые интрузивные тела характеризуются мощными (до 100 м) измененными контактами, а также роговиковыми зонами, мощностью 7-8 м. Роговики представлены кварц-плаггиоклазовым типом. На них наложена гидротермально-метасоматическая минерализация, выраженная в серицитизации, эпидотизации, карбонатизации и пиритизации. Гидротермально-метасоматические приконтактовые зоны интрузивных тел, развитые по базальтовым и андезитовым туфобрекчиям, состоят из серицит-хлорит-карбонат-кварцевой ассоциации, причем зоны мозаичного строения. Богатые кварцем и серицитом участки перемежаются с участками, где превалирует хлорит-карбонатное замещение. Приконтактовые зоны изменения характеризуются значительной пиритизацией. Рудные жилы имеют аналогичный мерисским состав, и, по данным Т.В.Иванишвили (1963) и Д.А.Касрадзе (канд.дисс., 1969), состоят из халькопирита, пирита, галенита, сфалерита, блеклых руд (теннантит, тетраэдрит), клейофана, марматита, халькозина, борнита, самородного золота.

Рудные жилы расположены вдоль экзоконтактов интрузий и близ них. Примечательно, что состав околорудных зон изменения аналогичен приконтактовым, однако в них по латерали от рудных жил наблюдается четкая зональность (см.рис.47). Непосредственно в околосильной внутренней зоне развита кварц-серицитовая минерализация, причем наблюдается заметное преобладание кварца; мощность этой зоны 8-10 м. В соседней с ней внешней зоне (10-15 м) превалирует серицит, кварц значительно подчинен, появляются карбонат и хлорит, в самой внешней зоне (8 м) возрастает роль карбоната и хлорита, кварц исчезает, и серицит присутствует в явно подчиненном количестве. Все три зоны характеризуются значительной пиритизацией. Подобная зональность отмечалась также Д.А.Касрадзе (1969).

Как в приконтактовых, так и в околорудных зонах Реха-Гуджаретского рудопоявления богатые серицитом участки значительно обеднены медью (см.табл.17) - ее среднее содержание 39,15 г/т, тогда как на

участках хлорит-карбонатовой минерализации содержание меди в среднем-186,84 г/т. Отсюда следует, что и здесь серицитизация являлась основной причиной выноса меди из первичных пород, а хлорит и карбонат удерживали ее большую часть. Особенно наглядно это видно в околорудном процессе - непосредственно примыкающие к рудным жилам серицитолиты разубожены медью, тогда как крайние хлорит-карбонатные зоны характеризуются ее относительно высокими содержаниями.

Вернемся к постмагматическим процессам Зекарской и Реха-Гуджаретских малых интрузий. Сами интрузивные тела, аналогично Мерисской, подвержены высокотемпературной эпидот-хлоритовой и актинолитовой пропилитизации. В их контактах имеются очень маломощные кварц-полевошпатовые -альбититовые и калишпатовые зоны, телескопируемые серицитовым замещением. Внешний, серицитовый ореол здесь сильно отличается от Мерисского. Если в Мерисе он состоит в основном из серицита и кварца, то в случае Зекарской и Реха-Гуджаретских интрузивных тел вместе с кварцем и серицитом значительную роль играет хлорит и карбонат.

Различный минеральный состав измененных ореолов интрузивных тел, в данном случае, можно объяснить составом исходных. Дело в том, что в Мерисе исходные породы имели среднекремнекислый-андезит-трахиандезитовый состав, тогда как вмещающие породы Зекарской и Реха-Гуджаретских интрузий представлены базальтоидами. В процессе серицитизации базальтов растворы быстро насыщались кальцием, магнием и железом и производили хлорит-карбонатное замещение; разгружаясь они продолжали серицитизацию. Возможно, такой ход процесса обусловил причину мозаичного строения приконтактовых метасоматитов, отмеченных интрузивных тел.

Миграция вещества в процессе приконтактового и околорудного метасоматоза Триалетских рудопроявлений отражена на табл.21,22 и на рис.48,49. Как видно из приведенных таблиц, участки и зоны хлорит-карбонатовой минерализации характеризуются тенденцией привноса кальция, магния и железа, а участки и зоны серицитизации и окварцевания-выноса этих компонентов (см.рис.48,49).

По данным кали-аргонового абсолютного возраста Мерисское, Намонастреви-Чалатское и Реха-Гуджаретские интрузивные тела датируются верхним эоценом. Они аналогичны друг другу по петрографическому и петрохимическому составу и комагматичны андезит-трахиандезит-шошонитовой верхнеэоценовой вулканической толще. Следовательно, связанные с этими телами процессы приконтактового метасоматоза и рудообразования увязываются с пострифтовой орогенной стадией развития Аджаро-Триалетской складчатой зоны.

Как известно, именно с зонами субдукции и формирования известково-щелочных магм генетически связано формирование медно-свинцово-цинковых руд (Силлитое, 1974, 1974₁, Соукянс, 1974; Гилд, 1974). Эти авторы,

Околорудные метасоматики Зекарского полиметаллического рудопроизведени.

Оксиды	Исходная	Измененные										Атомы	Миграция								
		II		III		IV		V		VI			VII		У	VI	УП	УШ			
		3198	3204	3209	3215	3248	3250	3253	У	IV	V		VI	УП					УШ		
SiO ₂	49,83	39,23	37,15	63,68	59,85	47,01	51,97	45,45						-20,67	-26,24	-32,47	+21,20	+4,29	-11,47	-1,5D	
TiO ₂	0,65	0,40	0,65	0,35	0,32	0,55	0,77	0,55						-0,44	+0,09	-0,60	-0,66	-0,09	+0,04	-0,11	
Fe ₂ O ₃	14,26	8,35	11,25	18,09	18,09	14,09	14,84	14,26						-16,36	-6,84	+10,56	+10,01	+3,58	-3,96	+3,65	
Fe ₃ O ₄	5,94	5,93	6,13	3,72	3,95	4,49	6,74	3,74						+0,75	+1,19	-4,48	-4,12	-1,99	-0,10	-3,68	
FeO	2,16	3,96	0,80	0,90	2,70	4,32	2,52	4,14						+4,47	-2,83	-2,77	+0,99	+5,57	+0,09	+5,04	
MnO	0,21	0,35	0,35	0,14	0,17	0,10	0,02	0,14						+0,36	+0,36	-0,16	-0,10	-0,22	-0,42	-0,13	
MgO	5,40	15,18	7,10	2,54	4,40	10,56	0,99	8,97						+41,70	+8,45	-11,25	-4,39	+23,82	+12,15	+16,69	
CaO	10,38	12,70	12,41	1,10	0,68	10,16	9,78	9,39						+8,80	+8,01	-25,83	-27,00	+2,08	-26,42	-0,57	
Na ₂ O	2,70	0,25	нет	1,60	нет	2,18	2,95	1,85						-12,23	-13,57	-5,70	-13,57	-1,57	-8,27	-6,64	
K ₂ O	3,20	нет	0,80	3,20	4,00	1,30	0,80	1,10						-10,58	-7,76	-0,22	+2,24	+5,87	-0,62	-3,49	
P ₂ O ₅	0,25	0,28	0,25	0,20	0,30	0,23	0,28	0,21						+0,11	+0,04	-0,12	+0,09	+0,004	-0,01	-0,05	
H ₂ O	0,60	0,57	0,67	0,75	0,62	0,42	1,73	0,67						-21,35	-56,35	+30,75	+13,98	+37,11	-40,13	+13,67	
л.п.л.	4,20	12,49	19,59	3,25	3,94	4,38	6,31	9,26						+0,14	+2,01	+2,33	+0,02	-2,42	+15,76	+2,18	
сумма	99,74	99,69	100,24	99,52	100,15	99,93	99,70	99,93	баланс					-25,29	-93,43	+24,98	-1,31	+64,29	-63,36	+25,06	
d ₄	2,58	2,75	2,77	2,52	2,51	2,83	2,25	2,80													

I - базальтовый туф, ср. эоцен, Чидильская свита, Зекарский перевал, П - ка-хл-грс-пт,
 III - ка-хл-грс-кв-пт, IV - кв-грс-сер-пт, (хл), V - сер-кв-пт (ка), VI - ка-хл-пр,
 грс-сер,пт, VII - сер-грс, ка-пт, VIII - ка, сер-грс, пт.

Таблица 22

Окислорудные метасоматыты Гуджаретского полиметаллического
рудопроизлеия

Окислы	Измещения										Атомы	Миграция								
	Исход- ная I 3131	II		III		IV		V		VI		VII		VIII		IX				
		3141	3145	3149	3151	3155	3161	3162	3163	II		III	IV	V	VI	VII	VIII	IX		
SiO ₂	48,70	51,20	44,43	46,60	49,70	58,53	52,60	55,00	49,57											
TiO ₂	0,70	0,16	0,70	0,70	0,63	0,63	0,55	0,80	0,80											
Fe ₂ O ₃	17,23	3,43	21,35	18,89	19,84	17,00	17,28	20,28	20,99											
FeO	7,07	1,49	3,45	3,90	6,28	9,62	5,29	5,04	6,20											
MnO	2,43	4,95	6,06	0,54	3,15	0,54	1,08	0,36	2,88											
MgO	0,18	2,29	0,18	0,28	0,07	сл.	0,18	0,18	0,14											
CaO	4,63	0,79	7,19	0,47	5,38	0,57	1,42	0,76	3,12											
Na ₂ O	7,50	12,15	5,76	10,79	3,03	1,15	5,86	3,91	5,49											
K ₂ O	3,50	0,30	1,40	0,45	5,10	0,70	3,60	0,25	2,10											
P ₂ O ₅	1,10	0,60	4,50	0,70	0,74	0,14	0,21	0,15	0,18											
H ₂ O	1,80	0,04	сл.	0,14	0,14	0,24	0,68	0,58	0,60											
п.п.п.	4,60	12,24	4,52	12,61	4,85	5,65	9,74	8,62	5,18											
сумма	99,62	99,81	99,54	99,62	99,78	100,58	99,65	99,61	99,75											
д/	2,50	2,68	2,56	2,53	2,36	2,25	2,56	2,36	2,39											

I - базальтовый туф, ср. зонан, чиндильская свита, окр. с. Гуджарети, П - кв-ка-лт (сер),
 III - сер-гр-с, кв-пт (ка), IV - ка, сер-гр-с, кв-г-г, VII - сер-гр-с, кв-пт, IX - сер-гр-с,
 кв-пт (ка).

Оксиды	И з м е н е н и е											М и г р а ц и я													
	Атомн											Атомн													
	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX			
SiO ₂	3165	3166	3170	3172	3175	3184	3186	3190	5,20	+ 5,36	+ 0,33	-14,05	- 9,77	- 1,46	- 2,05	+11,58	Si	- 5,20	+ 5,36	+ 0,33	-14,05	- 9,77	- 1,46	- 2,05	+11,58
TiO ₂	0,63	0,78	0,80	0,83	0,63	0,63	0,53	0,52	1,11	- 3,23	- 2,96	- 2,96	- 3,46	- 3,45	- 3,57	- 3,50	Ti	1,11	- 3,23	- 2,96	- 2,96	- 3,46	- 3,45	- 3,57	- 3,50
Fe ₂ O ₃	18,62	19,49	16,46	16,36	18,27	18,10	16,88	18,79	5,40	+ 2,66	+ 1,65	- 0,35	+ 0,60	+ 0,68	+ 0,09	+10,85	Fe	5,40	+ 2,66	+ 1,65	- 0,35	+ 0,60	+ 0,68	+ 0,09	+10,85
FeO	5,89	7,45	2,18	0,93	3,39	1,74	2,27	5,19	1,98	- 0,27	- 8,92	-11,54	- 7,26	-10,20	- 8,99	- 2,46	Fe	1,98	- 0,27	- 8,92	-11,54	- 7,26	-10,20	- 8,99	- 2,46
MnO	1,80	0,72	7,38	8,19	9,18	5,40	6,66	4,14	1,24	- 3,70	+11,66	+12,90	+13,31	+ 5,84	+ 9,21	+ 4,57	Mn	1,24	- 3,70	+11,66	+12,90	+13,31	+ 5,84	+ 9,21	+ 4,57
MgO	0,18	0,35	0,18	0,25	0,14	0,21	0,18	0,14	3,54	+ 0,31	+ 3,76	+ 0,17	- 0,10	+ 0,05	+0,009	- 0,05	Mg	3,54	+ 0,31	+ 3,76	+ 0,17	- 0,10	+ 0,05	+0,009	- 0,05
CaO	2,74	2,46	3,97	4,72	6,24	3,49	4,25	5,38	6,85	- 8,78	+ 1,28	+ 1,15	+ 4,96	- 4,74	- 1,07	+ 5,06	Ca	6,85	- 8,78	+ 1,28	+ 1,15	+ 4,96	- 4,74	- 1,07	+ 5,06
Na ₂ O	8,16	1,71	10,10	10,13	3,29	6,77	7,63	10,13	2,29	-15,93	+ 9,20	+ 8,34	-11,75	- 2,62	+ 0,81	+10,14	Na	2,29	-15,93	+ 9,20	+ 8,34	-11,75	- 2,62	+ 0,81	+10,14
K ₂ O	0,15	3,10	1,80	2,50	2,10	2,40	3,20	3,30	-16,33	- 3,01	- 7,59	- 4,32	- 7,30	- 5,78	- 1,11	- 0,82	K	-16,33	- 3,01	- 7,59	- 4,32	- 7,30	- 5,78	- 1,11	- 0,82
P ₂ O ₅	2,00	2,00	0,90	1,60	1,30	1,10	1,10	0,45	3,04	+ 2,44	- 0,41	+ 1,84	+ 0,45	- 0,13	+ 0,08	- 1,93	P	3,04	+ 2,44	- 0,41	+ 1,84	+ 0,45	- 0,13	+ 0,08	- 1,93
H ₂ O	0,28	0,15	0,18	0,17	0,21	0,15	0,13	0,16	0,23	- 0,09	+ 0,03	+0,005	+ 0,04	- 0,08	- 0,10	-0,005	O	0,23	- 0,09	+ 0,03	+0,005	+ 0,04	- 0,08	- 0,10	-0,005
п.п.п.	12,48	5,16	9,07	12,70	7,93	8,98	9,87	3,31	- 9,61	- 2,11	- 5,73	-26,35	-27,49	-12,08	-26,26	-26,67	OH	- 9,61	- 2,11	- 5,73	-26,35	-27,49	-12,08	-26,26	-26,67
сумма	99,71	99,82	99,57	99,82	99,82	99,98	99,76	99,65	-48,46	-48,12	+ 0,21	-78,87	-94,88	-68,71	-62,44	+42,96	баланс	-48,46	-48,12	+ 0,21	-78,87	-94,88	-68,71	-62,44	+42,96
d _v	2,56	2,33	2,70	2,62	2,39	2,42	2,56	2,78																	

X - кв-сер-грс, кв-пт-хл, XI - сер-грс, кв-пт,(хл-као), XII - кв-хл-пт (грс),
 XIII - кв-хл-пт (грс), XIV - хл-ка-пт (сер-грс, као), XV - кв-хл-ка-пт,(грс-као),
 XVI - кв-хл-кв-пт,(грс-као), XVII - хл-ка-пт.

рассматривая рудогенез с позиций новой глобальной тектоники, на богатом геологическом материале, наглядно показали основную рудогенерирующую роль геодинамических обстановок субдукции и формирования известково-щелочных магм. В процессе субдукции океанической плиты, содержащей высокое количество меди — 100 + 1,5 г/т, вместе с выплавлением из нее известково-щелочной магмы медь и другие металлы переходили во флюидную фазу, формируя медно-порфировые и меднополиметаллические месторождения. Рифтогенные породы Аджаро-Триалетии, как уже отмечалось, очень богаты медью (до 200 г/т). Богатыми медью оказались и трахиандезит-андезитовые породы верхнего эоцена, а также диориты и сиенит-диориты, сиениты и габбро верхнеэоценовых интрузивов (табл. 23). Отсюда следует, что в процессе субдукции формирования верхне-

Таблица 23

Среднее содержание меди в интрузивных породах Аджарии (по данным Иваницкого и др., 1969), в скобках кларк по Виноградову

Наименование породы	Среднее содержание г/т	Количество анализов
Габбро	299 (100)	10
Габбро-диориты	450	5
Монзониты и калиштовое габбро	108	11
Диориты	256 (35)	7
Сиенит-диориты	137	21
Сиениты	81	38
Гранодиориты	91	8

эоценовой трахиандезит-андезитовой серии медь оставалась в магматическом расплаве и не переходила в флюидную фазу. Об этом косвенно свидетельствует также отсутствие медно-порфировых стратиморфных месторождений в верхнеэоценовой толще Аджаро-Триалетии, а также тот факт, что, по данным Т.Д.Мчедlishvili и М.Ш.Мачавариани (1977) медь в интрузивных и вулканических породах и в основных породообразующих минералах Аджаро-Триалетии находится в неструктурной форме. Эти данные свидетельствуют и о том, что по каким-то причинам медь не перешла во флюидную фазу, и осталась в магме, и содержится в первичных породах, в основном, в неструктурной форме. Следовательно, для формирования медной руды требовался процесс, способствующий растворению и перетолжению меди, каковым и являлась приконтактовая серицитизация.

Приконтактовая серицитизация, по-видимому, является основным рудогенерирующим процессом, и от ее масштабов зависит и масштаб медно-металлических месторождений Аджаро-Триалетии.

Так, с Мерисским и Намонастрев-Чалатским интрузивными телами связана наиболее мощная зона приконтактовой серицитизации и, соответственно, Мерисский рудный узел является наиболее значительным среди медно-полиметаллических месторождений Аджаро-Триалетии. С Зекарской и Реха-гуджаретскими интрузивными телами, где зона серицитизации значительно слабее, связаны сравнительно мелкие медно-полиметаллические рудопроявления. Вне взаимосвязи с зонами серицитизации в Аджаро-Триалетии не существует медно-рудных месторождений.

Совершенно по-иному проявилась геохимия меди по соседству с Аджаро-Триалетской складчатой зоной, в районе Маднеульского медно-колчеданного и полиметаллического месторождения (Южная Грузия). Маднеульское месторождение расположено в меловой вулканической толще, в основном, дацит-липаритового состава. Толща в районе месторождения подвержена интенсивной гидротермальной аргиллизации и окварцеванию. Аргиллизация и окварцевание предшествуют рудообразованию, так как руда цементирует эруптивные брекчии, представленные аналогичными вмещающими гидротермальными аргиллизитами и вторичными кварцитами. Гидротермальные аргиллизиты, непосредственно, примыкающие к рудному телу, по содержанию меди мало отличаются от исходных кислых туфов, которые, в свою очередь, содержат ее в пределах кларка (табл.24). В данном случае ювенильный источник меди вне всякого сомнения, а геохимическое поведение этого металла в гидротермальном процессе и его содержание в свежих породах резко отличается от Аджаро-Триалетского.

Таблица 24

Среднее содержание меди в свежих и гидротермально измененных породах меловой продуктивной свиты вмещающей Маднеульское медно-колчеданное месторождение

Наименование породы	Минеральный парагенезис	Среднее содержание меди, г/т	Количество анализов
Свежие липариты, дациты и их туфы		15	20
Аргиллизиты	квоп-грс-кв-сер	20	10

Анализы производились на атомно-адсорбционном спектрометре С-302, чувствительность определения ошибки $\pm 5\%$.

Аналитик Н. Меунаргия.

Примечательно, что верхнемеловая вулканическая деятельность и медно-колчеданный рудогенез Южной Грузии связан с той же активной континентальной окраиной, что и Аджаро-Триалетская складчатая зона и развет на той же зоне субдукции. Они приурочены к раннеорогенной стадии и геодинамической обстановке активных окраин двух сходящихся плит в зоне бассейна типа современного средиземноморского типа.

В В О Д Ы

1. В приконтактной зоне Мерисской и Намонастреви-Чалатской интрузий сменит-диорит-монцититового и диоритового состава развит мощный (0,5 км) ореол полевошпатовых и серицитовых метасоматитов. С малыми интрузивными телами аналогичного состава в районе Триалетского хребта, прорывающими среднеэоценовую базальтовую толщу, связаны зоны серицитизации и карбонат-хлоритового замещения.
2. В приконтактной зоне аджарских интрузий преобладают серицитолиты, которые в основном слагают ореол вокруг интрузивных тел. Полевошпатовые метасоматиты развиты либо непосредственно в контакте интрузий (калишпатиты), либо тяготеют к зонам дробления (альбититы).
3. Серицитолиты телескопируются каолинит-гидрослюдастой минерализацией, в подчиненном количестве серицитолиты содержат эпидот-цоизитовые массы. За ореолами серицитолитов в цеолитизированных туфах участвует неравновесный цеолитам эпидот.
4. Серицитизация телескопирует приконтактные полевошпатовые зоны и эндоконтакты интрузивных тел. Сами интрузивные тела подвержены калишпатизации, альбитизации и окварцеванию, а также высокотемпературной эпидот-хлоритовой и актинолитовой пропилитизации. В приконтактных зонах интрузий имеются роговообманковые и пироксен-роговообманковые роговики и пегматоидные тела.
5. Роговики - наиболее высокотемпературные образования. Процесс их формирования изохимический, нижний температурный предел 600°C . Наиболее высокотемпературным метасоматическим процессом является полевошпатовый метасоматоз (калишпатизация, альбитизация $400^{\circ}-450^{\circ}\text{C}$). Его можно рассматривать как раннюю щелочную стадию метасоматического процесса. С остыванием растворов происходит серицитизация, которую вместе с каолинизацией можно рассматривать как стадию возрастающей кислотности.
6. Высокотемпературная пропилитизация по интрузивным телам обусловлена дифференциальной подвижностью петрогенных компонентов в растворе. Тогда как более подвижные щелочные металлы определили полевошпатовый метасоматоз и серицитизацию, отстающие кальций, магний и железо способствовали внутриинтрузивной пропилитизации. Замещение эпидотом цеолитизированных пород за ореолом серицитолитов можно рассмат-

ривать как явление дазификации в процессе серицитизации пород в условиях повышенного термоградиента в приконтактной зоне интрузии.

7. Серицитизация является основным рудогенерирующим процессом, определяющим выщелачивание и перестроение меди из специализированных на нее вулканических образований. Объемом серицитизированных пород определяются размеры медно-полиметаллических месторождений.

8. Медно-полиметаллическое рудообразование увязывается с геодинамической обстановкой субдукции и раннеорогенной островодужной стадией развития зоны, так как серицитизация является приконтактным процессом верхнеэоценовых среднекремнекислых интрузивных тел, формирование которых приурочено к пострифтовой орогенной стадии развития Аджаро-Триалетской зоны.

6.2. Полевошпатовые метасоматиты Вакиджварской группы интрузий и Асканское месторождение бентонитовых глин

В Гурии в верхах чидильской свиты (гурийская подсвита), состоящей из пород трахитового и трахиандезитового состава, обнажено несколько выходов сиенит-монцонитовых интрузивных тел, известных под названием Вакиджварской группы. Они на основании кали-аргонового метода датируются верхним эоценом. Эти тела представляют собой единый интрузивный массив, имеющий, в основном, сиенитовый состав и монцонитовое ядро. Отдельные выходы интрузива обнажены в ущельях рр. Бжуки и Натанеби в окрестностях сс. Гоми, Шемонмеди, Вакиджвари и в урочище Коршобуде (см. рис. 50). В этом же районе расположено известное Асканское месторождение бентонитовых глин.

Вакиджварский интрузивный массив обладает мощными измененными контактами. Вокруг него развит обширный ореол полевошпатовых метасоматитов, мощность которого местами превышает 0,5 км. Если в приконтактной зоне Мерисского интрузива преобладающая роль принадлежала кварц-серицитовым метасоматитам, то в данном случае преобладают полевошпатовые метасоматиты (калишпатиты и альбититы), развитые по трахитоидам вмещающей толщи и эндоконтактам сиенитовой интрузии. Они слагают внутренние зоны метасоматической колонки, первые от интрузивного тела. Внешние зоны представлены кварц-серицитовыми метасоматитами, однако последние играют резко подчиненную роль и по мощности не превышают первый десяток метров, самые внешние зоны, по нашим наблюдениям (Гугушвили, 1974), представлены гидрослюдисто-монтмориллонитовыми аргиллизитами.

Породы Вакиджварского интрузивного массива подвержены значительным метасоматическим преобразованиям. Характерна внутриинтрузивная калишпатизация и альбитизация, наблюдаются явления мирмецитизации. Кроме

того, значительную роль играет высокотемпературная пропилитизация, выраженная в замещении породы эпидотом и альбитом, актинолитом, хлоритом, кварцем и пиритом. В приконтактовой зоне интрузивных тел в ущ. р. Натанеби и р. Чачуас-геле Г.С. Закариадзе (1973) описывает выходы пегматитовых тел. Имеются два типа пегматитов. Первый обогащенный лейкократовой составляющей с типоморфным парагенезисом $pi-bi-pl-kшп$, второй меланократовый - $энст-мон, pi-bi-kшп$. Аналогичным составом характеризуются реликты роговиков в приконтактовой зоне калишпатового замещения.

6.2.1. Геологические условия формирования, фациальной, минералогической и петрохимический анализ полевошпатовых метасоматитов

Полевошпатовые метасоматиты развиты по эндоконтактам сиенитовых интрузивных тел и по вмещающим трахитоидным породам. Они телескопируют приконтактовые роговики и пегматитовые тела. Их внутренние зоны состоят из калишпатовой и альбитовой фаши, внешняя зона - из серицитовой. Полевошпатовые метасоматиты значительно преобладают над серицитолитами. Среди полевошпатовых метасоматитов преобладают калишпатиты, альбититы же тяготеют к зонам дробления внутри калишпатовой фаши. Кроме того, в ущелье р. Натанеби, в окрестностях с. Вакиджвари имеются меланократовые (зеленые) зоны мощностью от 0,5 до 1,5 м, сложенные эпидозитами. Типоморфный парагенезис калишпатовой фаши: $kшп-кв-bi-пт$. Однако в ее составе в подчиненном количестве участвуют реакционные минералы: хлорит, серицит, гидрослюда, монтмориллонит. Их образование определено либо регрессией гидротермального процесса: остывание раствора в процессе гидротермального преобразования (серицит, гидрослюда, монтмориллонит), либо перепадом давления по соседству с зонами дробления (альбит), либо неполным выносом железа и магния в процессе калиевого метасоматоза. По рентгенометрическим данным, калиевый полевой шпат представлен моноклинным ортоклазом, в некоторых образцах обнаружен калишпат и со степенью триклинности 0,22 (табл. 25). В калишпатитах различаются два структурных типа. Первый - с унаследованной пилотакситовой структурой основной массы трахитоидов, где лейсты плагиоклазов и основная масса полностью замещены калишпатом, этот тип образован, по-видимому, по трахитам (см. рис. 15). У второго типа вовсе отсутствует унаследованная структура; порода состоит из изометрических хлопьеобразных мелких зерен калишпата и кварца, и, должно быть, образована по широко распространенным стекловатым туфам трахитового состава. В калишпатитах, иногда, в подчиненном количестве участвует биотит. Формирование калишпатитов обусловлено калиевым метасоматозом. Процесс выражен в значительном привносе калия и в выщелачивании остальных петрогенных компонентов (см. табл. 26, рис. 51).

Таблица 25

Рентгеноструктурная диагностика минералов в приконтактовых щелочных метасоматитах Веккиджварского интрузива и в сопряженных с ними аргиллизитах

№	№ обр.	Фация и её минеральный состав	Определенные минералы	Основные линии	Примечание
1	2	3	4	5	6
I	3417	Калишпатовая кшп-кв-пт	кшп	4.24, 3.46, 3.18, <u>2.965</u> , 2.947, 2.925.	По подчеркнутым линиям вычисленная степень триклинности 0,22.
2	3425	Калишпатовая кшп-кв-пт (грс, мон)	кшп грс мон	4.23, 3.33, 3.24, <u>2.99</u> , 2.90 10.03, 4.99, 4.50 16.00, 8.55, 4.50	Подчеркнутая линия определяет моноклинность
3	а-572	Калишпатовая кшп-кв-пт	кшп	4.22, 3.31, 3.23, 3.19 <u>2.99</u> , 2.90.	" "
4	г-345	Калишпатовая кшп-кв-пт	кшп мон	4.24, 4.31, 3.19 2.966 15.68, 8.18, 4.52	Подчеркнутая линия - широкий пик малая триклинность.
5	3418	Калишпатовая кшп-кв-пт (сер, грс, мон)	кшп сер мон	4.23, 3.31, 3.24, <u>2.99</u> , 2.898 9.87, 4.94, 4.49 12.68, 7.69, 5.01, 4.47	Моноклинный калишпат
6	3405	Калишпатовая кшп-кв-пт	кшп кв	4.23, 3.23, <u>2.99</u> , 2.90 3.34	" "
7	3518	Альбитовая аб-кв-пт (хл)	аб хл	4.03, 3.19, 2.96, 2.93, 2.84 14.17, 7.10, 4.72, 3.53	T C ⁰ образования 450 ⁰ метод Барта, по разности пиков альбита 2.96-2.84 = 0,12.
8	3504	Альбитовая аб-кв-пт (сер-хл)	аб хл сер	4.03, 3.19, 2.957, 2.93, 2.846 14.03, 7.10, 4.84 9.94, 5.17, 4.44, 3.37	T C ⁰ образования 400 ⁰ , = 0,11.
9	3493	Альбитовая аб-кв-пт	аб	4.03, 3.19, 2.96, 2.84	T C ⁰ образования 450 ⁰
10	3494	Альбитовая аб-кв-пт (сер)	аб	4.03, 3.19, 2.96, 2.93, 2.84	T C ⁰ образования 450 ⁰ = 0,12.
11	3428	Монтмориллонитовая мон-грс-кв-пт	мон	12.68, 7.69, 5.01, 4.47, 3.34.	
12	Г 341	Монтмориллонитовая мон-грс-пт (кв)	мон кв	17.63, 7.90, 4.44 3.34	
13	3426	мон-грс-хл-х-пт	мон	12.68, 7.69, 5.03, 4.46	
14	3401	Кварцитовая кв-пт (кшп)	кв кшп	3.34 4.23, 3.23, 2.99, 2.90	Моноклинный калишпат
15	3422	Кварцитовая кв-пт (кшп)	кв кшп	3.34 4.23, 3.23, <u>2.99</u> , 2.90	" "
16	3419	Калишпатовая кшп-кв-пт	кшп	4.25, 3.34, 3.24, 2.99	" "
17	3404	Кварцитовая кв-пт (кшп)	кв кшп	3.34 4.23, 3.23, <u>2.99</u> , 2.90	" "

Анализик Р.А. Ахмедович

(продолжение)

Оксиды	Измененные						Атомы	Миграция							
	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI		XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI		
	3515	3485	3480	3477	3481	3504									
SiO ₂	52,10	62,77	56,41	56,55	58,82	65,00	Si	-14,35	+ 1,72	-15,32	- 1,13	- 9,82	- 9,82	+ 7,78	
TiO ₂	0,33	0,24	0,37	0,37	0,45	0,42	Ti	+0,001	- 0,21	+ 0,02	+ 0,09	+ 0,16	+ 0,16	+ 0,12	
Al ₂ O ₃	24,18	18,62	18,72	16,18	20,28	18,17	Al	+14,85	- 6,19	- 6,58	- 9,02	- 2,30	- 2,30	- 7,23	
Fe ₂ O ₃	1,73	1,10	2,83	8,09	1,17	1,18	Fe	- 1,10	- 2,48	+ 0,58	+11,48	- 2,39	- 2,39	- 2,33	
FeO	0,72	0,72	0,72	1,08	0,36	0,36	Fe	+ 0,09	- 0,02	- 0,04	+ 0,90	- 0,75	- 0,75	- 0,74	
MnO	0,07	0,03	0,14	0,18	0,07	ст.	Mn	- 0,21	- 0,30	- 0,08	+ 0,04	- 0,22	- 0,22	- 0,36	
MgO	2,70	1,59	2,22	1,03	1,93	1,00	Mg	+ 4,18	- 0,54	+ 1,62	- 2,22	+ 0,58	+ 0,58	- 2,64	
CaO	2,10	1,55	1,66	1,77	2,30	0,89	Ca	- 2,75	- 4,58	- 4,35	- 3,61	- 2,73	- 2,73	- 6,27	
Na ₂ O	3,10	4,80	4,00	3,20	6,60	10,80	Na	- 4,91	+ 1,92	- 2,06	- 4,22	+ 9,87	+ 9,87	+30,14	
K ₂ O	7,00	6,80	8,20	9,40	4,30	0,60	K	+ 3,10	+ 0,84	+ 4,82	+11,39	- 7,03	- 7,03	-18,19	
P ₂ O ₅	0,25	0,29	0,57	0,50	0,25	0,32	P	- 0,43	- 0,39	+ 0,17	+ 0,13	- 0,48	- 0,48	- 0,32	
H ₂ O	0,27	0,45	0,64	0,30	0,96	нет	O	- 7,73	-12,74	-36,92	+ 1,92	-22,99	-22,99	- 4,72	
п.п.п.	5,27	1,01	3,10	0,94	2,29	1,20	OH	+ 1,99	+ 4,55	+ 7,47	+ 2,57	+12,51	+12,51	- 2,68	
сумма	99,82	99,97	99,58	99,59	99,74	99,74	баланс	- 7,26	-18,42	-50,67	+ 8,32	-25,58	-25,58	-7,44	
αr	2,58	2,40	2,36	2,59	2,36	2,41									

XI - сер-пт (грс), XII - му-сер, кв-пт, XIII - сер-кв-пт (кшп-хл-грс), XIV - сер-кв-пт, XV - сер-кв-пт (кшп-аб-грс-ск), XVI - сер-му, аб-кв-пт, (кшп), XVII - аб-кв-пт(сер).

XI-XV серицитовая фация

XVI альбитовая фация

Альбититы, тяготеющие к зонам дробления, мощность которых достигает 5-10 м, также представлены двумя структурными разновидностями: одна с унаследованной трахитовой структурой, другая образована по стекловатым туфам и состоит из мельчайших изометричных хлопьеобразных зерен альбита и кварца. Типоморфный парагенезис этой фации, альбит, кварц и пирит, реакционные минералы хлорит, серицит, гидрослюда. Альбититы формировались с привнесом натрия и кремнезема и выносом других петрогенных элементов (см. табл. 26, рис. 51). Как уже отмечалось, калишпатовая фация во внешних зонах замещается серицитовой. Однако серицитовая фация в Гурийских щелочных метасоматитах выражена весьма слабо. Она наблюдается лишь во внешних зонах ореола приконтактных метасоматитов и большей частью регрессивно замещается (телескопируется) монтмориллонитом. Со своей стороны серицитизация телескопирует калишпатовую фацию, Некоторая серицитизация наложена на полевошпатовую фазу сиенитов.

Типоморфный парагенезис серицитовой фации представлен серицитом, кварцем и пиритом; реакционные минералы: гидрослюда, альбит, хлорит, монтмориллонит, встречается и калишпат, который в данной обстановке неустойчив и является остаточной фазой.

Формирование серицитовой фации обусловлено привнесом калия и выносом других петрогенных элементов, однако привнос калия менее интенсивен, чем в процессе образования калишпатитов (см. табл. 26, рис. 51). Кварц-серицитовый метасоматоз характеризуется значительным выщелачиванием и высоким отрицательным балансом миграции вещества (см. табл. 26).

Весьма интересными образованиями являются меланократовые (зеленые) зоны эпидозитов, развитые в лейкократовых калишпатитах. Здесь отсутствует какая-либо унаследованная структура, и породу слагают эпидотовые массы. Вместе с эпидотом в подчиненном количестве участвуют актинолит, пренит, хлорит, немного альбита и пирит. Эпидозиты образовались в процессе высокой активности кальция, магния и железа, что подтверждается значительным привнесом этих элементов и выносом остальных петрогенных компонентов (см. табл. 26, рис. 52).

6.2.2. Геологические условия формирования, фациальный, минералогический и петрохимический анализ монтмориллонитовых аргиллизитов

Как уже отмечалось, самые внешние зоны метасоматического ореола Вакиджварского массива принадлежат к монтмориллонитовым аргиллизитам, которые формируют месторождение известных асканских бентонитов. Это утверждение основано на том, что нам удалось проследить постепенный переход приконтактных полевошпатово-серицитовых метасоматитов, в бентонитовые глины в Мтиспирском карьере Асканского месторождения и в ок-

рестностях с.Шемокмеда, где в районе Шемокмедского монастыря прослеживается постепенный переход от выхода сиенитовой интрузии, через полевошпатовые и серицитовые метасоматиты в бентонитовые глины асканского типа.

Минеральный состав асканских бентонитов наиболее детально изучен М.А.Ратеевым и Б.П.Градусовым (1970;1970₁). Они определили взаимопереходы от диоктоэдрической гидрослюда I M, через смещеннослойные минералы, близкие к ректориту в монтмориллонит. Эти взаимопереходы они объясняют эволюцией гидротермальных растворов.

Асканские бентониты иногда наследуют туфовую текстуру исходных пород, либо реликтовую трахитоидную структуру. Большей частью структура исходных пород совершенно стерта. Типоморфный парагенезис асканских бентонитов представлен монтмориллонитом, гидрослюдой I M, ректоритом, кварцем и пиритом. Реакционные минералы - кальцит, каолинит, остаточный альбит и калишпат. Все они участвуют в резко подчиненном количестве.

Монтмориллонитовая аргиллитизация характеризуется тенденцией интенсивного выщелачивания, что выражено в очень высоком отрицательном балансе "привноса-выноса" компонентов (см.табл.27, рис.53). Лишь в некоторых случаях наблюдается незначительный привнос магния и трехвалентного железа.

В Мтиспирском выходе асканских бентонитов имеются зоны и изомеричные гнезда кварцитов. Их типоморфный парагенезис: кварц, каолинит и пирит. Мелкозернистый кварц составляет 80% породы, в подчиненном количестве участвуют остаточные - калишпат и серицит. Кварциты формировались при активном кремневом метасоматозе и интенсивном выщелачивании остальных петрогенных компонентов. Баланс миграции вещества отрицательный (см.табл.27, рис.53). Образование кварцитов, по-видимому, обусловлено выщелачиванием кремнезема из пород, в процессе их монтмориллонитизации и перестроение его с формированием зон кварцитов. Это явление подобно взаимоотношениям монтмориллонитизации и халцедонообразования на Мескетских агатовых месторождениях.

Приконтактовые метасоматиты Вакиджварского интрузивного массива, как полевошпатово-серицитовые метасоматиты, так и монтмориллонитовые аргиллизиты, развиты в зоне приповерхностной фоновой цеолитовой пропилитизации.

Следует отметить, что на участке Цихисубани в монтмориллонитовых аргиллизитах З.Д.Млавия (1964) было обнаружено небольшое сульфидное оруденение, состоящее из маломощных прожилков и гнездообразных тел галенита, сфалерита, халькопирита. Монтмориллонитовая аргиллитизация сопровождалась выщелачиванием меди из вмещающих трахитоидных пород, содержащих медь в среднем до 200 г/т, тогда как монтмориллонитовые аргиллизиты содержат ее в среднем 22 г/т. Кварцитовая фация в

монтмориллонитовых аргиллизитах содержит повышенные количества меди и свинца, в среднем, соответственно, 600 и 100 г/т. Одновременно калишпатиты характеризуются повышенными содержаниями меди в среднем до 400 г/т, серицитолиты же, как и в Мериси, обеднены медью (12 г/т). Следовательно, медь в процессе серицитизации и монтмориллонитизации выносилась из вмещающих пород и аккумуляровалась в кварцитовой фации монтмориллонитовых аргиллизитов.

6.2.3. Петрогенетические и физико-химические факторы полевошпатового метасоматоза и монтмориллонитовой аргиллитизации

Наиболее высокотемпературными проявлениями флюидизма являются пегматиты и роговики, развитые в приконтактной зоне Вакиджварского интрузивного массива, телескопируемые калишпатовым замещением. По минеральным парагенезисам $пк-би-пл-кшп$ и $энст-мон.пк-би-кшп$ они соответствуют породам амфиболитовой фации, нижний температурный предел формирования которой $600^{\circ}C$. Явления постмагматического метасоматоза начнутся с полевошпатового замещения и высокотемпературной внутриинтрузивной пропилитизации. Полевошпатовый метасоматоз хорошо выражен как в самом интрузивном теле (пертитизация и антипертитизация), так и в приконтактной зоне (калишпатовый и альбитовый метасоматоз). Взаимоотношения между внутриинтрузивной калишпатизацией и альбитизацией, с одной стороны, и высокотемпературной внутриинтрузивной эпидот-хлоритовой и актинолитовой пропилитизацией - с другой, по-видимому, те же, что и в Мерисском интрузивном массиве и объясняются дифференциальной подвижностью компонентов. Более подвижные щелочные металлы осуществляют калишпатизацию и альбитизацию, а отстающие основания - кальций, магний и железо-актинолитовое и эпидот-хлоритовое замещение.

В приконтактной зоне Вакиджварского интрузивного массива, в процессе интенсивной калишпатизации и альбитизации высвобожденные основания - магний, кальций и железо - формируют эпидозитовые зоны. Температуры образования эпидозитов и полевошпатовых метасоматитов идентичны (см. табл. 28), что также свидетельствует об их одновременном и сингенетичном формировании.

Как полевошпатовые метасоматиты, так и высокотемпературные пропилиты, видимо, отражают раннюю щелочную стадию процесса, так как эндогенные растворы в высокотемпературных условиях имеют щелочную реакцию. Последнее подтверждается известным экспериментом Дж. Хемли (Hemley, 1959), по данным которого высокотемпературные условия благоприятствуют росту активности щелочных металлов и формированию калишпатов. С остыванием раствора во внешних зонах формируются серицитолиты и монтмориллонитовые аргиллизиты. Серицитизация и аргиллитизация

Таблица 28

Термометрия полевошпатовых метасоматитов (альбитовый термометр) и эпидозитовых зон (эпидозитовый термометр)

№ обр.	Типоморфный парагенез	По альбиту		По андезиту		
		$\Delta d \text{ IZI}/\text{IZI}$	T C°	b(A°)	% P _s	T C°
3518	аб-кв-пт(хл)	0,12	450°			
3504	аб-кв-пт(сер.хл.)	0,11	400°			
3493	аб-кв-пт (хл)	0,12	450°			
3494	аб-кв-пт(сер)	0,12	450°			
3468	эп-пр-аб-пт			5.65	35	470°
3469	эп-акт-хл-пт			5.63	25	360°

отражают, по-видимому, стадию возрастающей кислотности, связанную с остыванием раствора ко внешним зонам.

В Мерисском ореоле развита каолининовая аргиллитизация, в Вакиджварском - монтмориллонитовая. Последняя обусловлена, по всей вероятности, более щелочным-трахитовым составом исходных пород. Благодаря их высокой щелочнометальности они стабилизировали щелочность раствора и препятствовали при остывании его резкому раскислению, что, вероятно, способствовало созданию благоприятной для монтмориллонитизации нейтральной среды.

Итак, щелочной приконтактный метасоматоз и монтмориллонитовая аргиллитизация - единый петрогенетический процесс, связанный с постмагматической деятельностью Вакиджварской интрузии. Взаимопереходы их продуктов обусловлены остыванием раствора. Пространственные взаимоотношения между щелочными метасоматитами и монтмориллонитовыми аргиллитами наблюдаются в Мтиспирском карьере и в окрестностях с.Шемюкмеди, в районе монастыря. В последнем случае имеется переход от сиенита через приконтактные щелочные метасоматиты и монтмориллонитизированные породы.

Гипотеза о гидротермальном происхождении асканских бентонитов была выдвинута А.А.Твалчрелидзе (1931) и обоснована А.А.Твалчрелидзе, Г.С.Дзоендзе и Н.И.Схиртладзе (1959). Нами выявлены петрогенетические взаимоотношения между приконтактными полевошпатово-серицитовыми метасоматитами Вакиджварского интрузивного массива и асканскими бентонитами. Было установлено, что внешние зоны ореола приконтактных метасоматитов представлены монтмориллонитовыми аргиллитами. Эта закономерность в условиях сильной задернованности рельефа может способствовать

правильному направлению поисков новых выходов асканских бентонитов.

ВЫВОДЫ

1. Впервые установлена генетическая взаимосвязь между приконтактовыми метасоматитами Вакиджварского интрузивного массива и монтмориллонитовыми аргиллизитами (месторождение асканских бентонитов). Последние рассматриваются как внешние зоны метасоматической колонки приконтактового изменения Вакиджварского интрузива.

2. Зональность метасоматического процесса контролируется температурным фактором и отражает кислотно-основное взаимодействие метасоматического процесса. Наиболее высокотемпературные фации: калишпатиты, альбититы, эпидозиты и внутринтрузивная калишпатизация и альбитизация, а также высокотемпературная пропилитизация отражают раннюю щелочную стадию процесса, а серицитолиты и монтмориллонитовые аргиллизиты — стадию возрастающей кислотности.

3. В отличие от Мерисского интрузива в приконтактовой зоне которого преобладает кварц-серицитовый метасоматоз, в ореоле изменения Вакиджварского массива превалируют полевошпатовые метасоматиты. Интенсивный полевошпатовый метасоматоз в приконтактовой зоне Вакиджварского интрузивного массива обусловлен длительными высокотемпературными условиями. Последние могут зависеть от больших размеров и, следовательно, более высокой теплоемкости Вакиджварского интрузива сравнительно с Мерисским. Не исключена также возможность влияния состава исходных пород, так как распространенные в Вакиджвари трахиты были породами более щелочными, чем мерисские роговообманковые андезиты и трахиандезиты. Они, естественно, способствовали созданию более щелочной среды метасоматоза, что могло быть причиной предпочтительной калишпатизации в контактах Вакиджварского интрузива.

6.3. Регрессивные приконтактовые аргиллизиты

С крупными интрузивными телами Мериси, Вакиджвари, Намонастревы, Учамба связаны полевошпатово-серицитовые метасоматиты и грейзены, пропилиты и аргиллизиты. С каждым из перечисленных интрузивных тел связан петрогенетический процесс, на определенных стадиях которого формировались разные метасоматические формации, либо их фации. Например, полевошпатовый метасоматоз и высокотемпературная пропилитизация относятся к ранней щелочной стадии, кварц-серицитовый метасоматоз и гидротермальная аргиллитизация к стадии возрастающей кислотности, цеолитизация к поздней щелочной стадии и т.д. Эволюция гидротермального раствора, выраженная в его стадийности, как известно, зависит, в первую очередь, от температуры раствора. Так как с крупными интрузив-

ными телами были связаны мощные гидротермальные системы, характеризующиеся интенсивной циркуляцией медленно остывающих растворов. Гидротермальный раствор по пути следования от источника проходит определенные стадии эволюции и формирует довольно четко разобщенные в пространстве генетические типы гидротермальных метасоматитов. Однако, если по тем или иным причинам, происходит быстрое остывание гидротермального раствора, то на высокотемпературные образования регрессивно накладывается низкотемпературная минерализация и формируются метасоматиты с остаточными высокотемпературными минеральными парагенезисами, телескопированные парагенезисами низкотемпературных фаз. Подобные явления, выраженные в регрессивно наложенной гидротермальной аргиллитизации, наблюдались нами в приконтактных зонах изменения малых интрузий. Эти тела прорывают верхнеэоценовую трахиандезитовую вулканическую толщу в бассейне р. Аджарисцкали (Аджария). Они формируют жилы и штоки сиенит-диоритового и диоритового состава. Мощность жил не превышает 80 м. Площадь выхода штоков равна 0,2–0,5 км². Эти тела обнажены в ущельях притоков р. Аджарисцкали: рр. Схалта, Чирухисцкали, Горджомула, Диокнисисгеле, Табахмелас-геле и др.

Ту же верхнеэоценовую вулканическую толщу прорывает Мерисская интрузия. Как отмеченные малые интрузивные тела, так и крупная Мерисская интрузия обрамлены значительными ореолами (0,2–0,5 км) приконтактных метасоматитов. В контактах Мерисского интрузива, как известно, развиты приконтактные метасоматиты, состоящие из полевошпатовых и кварц-серицитовых метасоматитов. Формирование этих пород происходило при высокой активности щелочных металлов в растворе.

Иные явления наблюдаются в приконтактных зонах отмеченных малых интрузивных тел, хотя сами эти тела характеризуются теми же аутометасоматическими изменениями, что и породы Мерисской интрузии, но в значительно меньших масштабах. И здесь имели место аутометасоматические процессы калишпатизации и альбитизации, а также и высокотемпературной пропилитизации с участием эпидота и актинолита.

Генетические взаимоотношения между внутриинтрузивным полевошпатовым метасоматозом и высокотемпературной пропилитизацией, вероятно, те же, что и в Мерисском интрузиве. В экзоконтактах интрузии развиты плагиоклаз-кварц-биотитовые роговики. Мощность зоны роговиков не превышает десяти метров и они телескопированы калишпатизацией, серицитизацией и каолинизацией.

Приконтактные зоны малых интрузий характеризуются очень интенсивной аргиллитизацией, и осветленные ореолы в основном состоят из каолинита, гидрослюда, кварца и алунита, в подчиненном количестве. Диагностика минералов глин и гидрослуд основана на рентгенометрических и термических данных.

Приконтактные аргиллизиты характеризуются очень интенсивной пиритизацией. Осветленные зоны Схалтинской малой интрузии были описаны как вторичные кварциты с кварц-каолинит-серицитовой минерализацией (Иваницкий и др., 1969), но ввиду преобладающей роли каолинита и отсутствия минерализации типоморфной для вторичных кварцитов эти породы позднее были нами отнесены к типу аргиллизитов (Гугушвили, 1973). Следует отметить, что аргиллизиты Схалтинской и других малых интрузивных тел обладают мозаичным строением: участки с преобладанием кварца перемежаются с участками, где преобладают каолинит-гидрослюдастые массы. Первые характеризуются привносом кремния, вторые его выносом (см. рис. 54). Для обоих характерно интенсивное выщелачивание основных петрогенных элементов. Типоморфные парагенезисы аргиллизитов: 1) кв-као-грс-пт, 2) кв-као-ал-грс-пт.

В аргиллизированных приконтактных ореолах довольно четко видна остаточная минерализация полевошпатового и серицитового метасоматоза, который, по всей видимости, предшествовал аргиллитизации. Так, на приконтактные роговики Схалтинской интрузии наложена калишпатизация, в аргиллитизированных ореолах встречаются зоны альбититов, и значительную роль на отдельных участках играет серицит. В аргиллизитах имеются останцы кварц-серицитовых метасоматитов. Подобно мерисским формированиям этих серицитолитов и альбититов обусловлено привносом щелочных металлов (см. рис. 55).

Итак, для осветленного ореола малых интрузий на фоне интенсивной аргиллитизации, характерна остаточная минерализация более высокотемпературного полевошпатово-серицитового метасоматоза. Следовательно, здесь пространственно сопряжены два различных генетических типа гидротермальных метасоматитов: полевошпатовые и серицитовые метасоматиты и гидротермальные аргиллизиты.

Интенсивная каолинизация кварц-серицитовых метасоматитов в приконтактных зонах малых интрузий, по-видимому, явилась следствием быстрого остывания растворов. Как известно, с падением температуры падает активность кальция в растворах и калишпат замещается мусковитом (серицитом) и далее каолинитом (Hemley, 1959). Постмагматический процесс в контактах малых интрузивных тел начинался полевошпатово-серицитовым метасоматозом, выраженным в калишпатизации, кварц-серицитовом метасоматозе и в формировании альбититовых зон. Однако из-за малого теплового запаса этих тел растворы быстро остывали и раскисляясь производили каолинизацию. Каолинит телескопировал кварц-серицитовые зоны, и типичные кварц-серицитовые метасоматиты уцелели лишь на отдельных участках. Уцелели, видимо, и менее проницаемые зоны альбититов.

Как уже отмечалось, Мерисская интрузия характеризуется приконтактными полевошпатово-серицитовыми метасоматитами лишь очень слабой наложенной каолинизацией. В отличие от аналогичных ей по составу ма-

ных интрузий, это довольно крупное тело, обладающее высокой теплоемкостью. Поэтому в процессе его медленного остывания обеспечивались высокотемпературные условия в продолжении всего петрогенетического процесса, что и обусловило формирование приконтактовых полевошпатово-серицитовых метасоматитов. Когда имеется мощная медленно остывающая гидротермальная система, продукты различных стадий пространственно разобщены. Примером могут служить приконтактовые метасоматиты Вакиджварского интрузивного массива, где в удалении от контактов полевошпатово-серицитовые метасоматиты (калишпатиты, альбититы, серицитолиты) переходят в монтмориллонитовые аргиллизиты. Когда же мы имеем дело с быстро остывающей гидротермальной системой, продукты ранней щелочной стадии сопряжены в пространстве с продуктами кислотного выщелачивания, что и наблюдается в рассматриваемых нами случаях.

ВЫВОДЫ

В приконтактовых зонах малых интрузивных тел бассейна р.Аджарис-чкали аргиллизиты регрессивно наложены и почти полностью замещают раннеобразованные полевошпатово-серицитовые метасоматиты. Тогда как в приконтактовой зоне Мерисского интрузива, который имеет аналогичный малым телам состав и формировался в аналогичных геологических условиях, развиты щелочные кварц-полевошпатовые и кварц-серицитовые метасоматиты.

Причиной полного телескопирования раннеобразованных высокотемпературных образований, по-видимому, можно считать низкий тепловой запас малых интрузий. Его обусловлено быстрое остывание постмагматических растворов, что привело к регрессивному замещению высокотемпературных образований низкотемпературными и к пространственному совмещению различных метасоматических формаций.

7. ГЕОДИНАМИКА, ВУЛКАНИЗМ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС

Вопрос о геодинамическом развитии Аджаро-Триалетской зоны и его взаимоотношений с вулканической деятельностью обсуждался в первой главе. Вспомним основные положения этих взаимоотношения. С позднего мела в связи с замыканием Анатолийско-Малокавказского океанического бассейна и формированием Севано-Акеринского офиолитового шва Кавказ находится на постколлизонной стадии развития. Он представляет собой структуру типа современного Средиземноморского бассейна. К этому периоду относится формирование вулканической провинции на юге Закавказского срединного массива, где от альба до нижнего турона имела место вулканическая деятельность сналического типа. Ее продуктом является дифференцированная серия пород: базальт-андезит-базальт-андезит-риоли-

того состава. В конце мела в Аджаро-Триалетской зоне на смену вулканической деятельности приходит карбонатное осадконакопление и формируется карбонатная толща верхнего мела, затем следует отложение палеоцен-нижнеэоценового флиша (турбидиты), которое знаменует обособление Аджаро-Триалетского трога и начало рифтогенеза. Рифтинг Аджаро-Триалетской зоны связан с продолжающейся в палеогене субдукцией океанической плиты, связанной с замыканием Анатолийско-Малокавказского океанического бассейна, реликты которого еще продолжают жить и после верхнего мела (Лордкипанидзе, геол. отчет, 1977). Субдукция океанической плиты на больших глубинах привела к возмущению мантийного диапира (диапировая модель Карига, 1974) и к раскрытию рифтовой зоны. Рифтовая зона, восточным окончанием которой является Аджаро-Триалетский трог, начинается на Балканах. От Бургасского синклинария Болгарского среднегорья тянется, по-видимому, через весь Черноморский бассейн (его центральная "безграничная часть") и продолжается в Аджаро-Триалетскую зону (Адамия и др., 1978).

В Аджаро-Триалетии с запада на восток происходит постепенное отмирание рифта. По степени интенсивности рифтинга М.Б. Лордкипанидзе (геол. отчет, 1977) подразделяет Аджаро-Триалетскую складчатую зону на три сегмента: западный, охватывающий в основном Аджарию и Гурию, характеризующийся наиболее интенсивным рифтингом, центральный (Имеретия, Месхетия, западная часть Триалетия) - знаменующий ослабление рифтинга и восточный (восточная Триалетия) - отражающий отмирание рифта. Одновременно, в палеогене, отмирание рифта отмечено и по вертикали - снизу вверх. Дело в том, что рифтинг наиболее интенсивно проявился в среднем эоцене. К концу среднего эоцена тенденция растяжения сменилась тенденцией сжатия, что привело к прекращению рифтинга; с верхнего эоцена зона претерпевает раннеорогенное развитие, выраженное в сиалической вулканической деятельности андезит-шошонитового состава.

Различная интенсивность рифтинга по сегментам, с запада на восток, хорошо отражена в среднеэоценовой вулканической деятельности. Среднеэоценовая вулканическая толща наибольшей мощности достигает в западном сегменте (до 7 км). Знаменательным фактом является наличие центральной толеитовой зоны и щелочных и субщелочных базальтов на флангах. В центральном сегменте мощность толщи значительно меньше (4-3 км), состав базальтовый, характерный для рифтогенных зон. Однако здесь выклинивается центральная толеитовая зона, что является признаком ослабления рифтинга. В восточном сегменте происходит дальнейшее утонение среднеэоценовой толщи (максимальная мощность 2 км), ее состав преимущественно андезитовый, рифтинг здесь проявился лишь в формировании турбидитов (палеоцен-нижнеэоценовый флиш). В этом сегменте

происходит отмирание рифта и характер вулканической деятельности отражает раннеэоценовую постколлизионную стадию развития с присущим ей сиалическим вулканизмом.

В процессе описания гидротермальных формаций мы попытались выявить их взаимосвязь с геодинамическим развитием зоны. Гидротермальный процесс также хорошо отражает различные геодинамические обстановки. Зависимость характера гидротермального процесса от геодинамического развития зоны особенно четко выражено в региональных пропилитах. В западном сегменте, в зоне наиболее интенсивного рифтинга, в пропилитизированной среднеэоценовой толще наблюдается четко выраженная температурная зональность по глубинности. Распределение зон в пространстве таково: до трехкилометровой глубины развиты высокотемпературные актинолитовые и эпидот-хлоритовые зоны пропилитов; от трех- до двухкилометровой глубины - промежуточная хлорит-альбитовая зона, а выше одного километра - приповерхностная цеолитовая зона пропилитов. Сам факт зональности в среднеэоценовой толще западного сегмента, принимая во внимание отсутствие зональности в вышележащей, довольно мощной, пропилитизированной верхнеэоценовой толще, свидетельствует о позднеэоценовом-верхнеэоценовом возрасте пропилитизации.

Несколько иная картина наблюдается в центральном сегменте, в зоне ослабления рифтинга. Здесь также выявлена вертикальная температурная зональность фоновых пропилитов. Одновременно, на глубинных уровнях можно наблюдать остаточные явления фоновой метасоматической цеолитизации. Последнее свидетельствует о том, что в центральном сегменте происходила и синхронная со среднеэоценовым вулканизмом пропилитизация, однако наличие зональности говорит о преобладающей роли эпигенетического позднеэоценового процесса.

В восточном сегменте, в отличие от западного и центрального, наблюдается полное отсутствие зональности; пропилиты, даже на участках, где мощность палеогенового комплекса порядка двух километров, представлены лишь приповерхностной цеолитовой фацией. Следовательно, в зоне отмирания рифта пропилитизация сингенетичный и синхронный со среднеэоценовым вулканизмом процесс. Важно подчеркнуть, что в восточном сегменте под трехкилометровой литостатической нагрузкой вулканогенного палеогена и карбонатного мела, меловая вулканическая толща подвержена цеолитовой пропилитизации. Как отмечалось во второй главе, метасоматическая пропилитизация в меловой толще - синхронный и сингенетичный меловому вулканизму процесс.

Палеогеновые растворы в восточном сегменте зоны, вероятно, были относительно низкотемпературны, даже под трехкилометровой литостатической нагрузкой, в другом случае они должны были производить высокотемпературную пропилитизацию в меловой вулканической толще.

Четкая зональность и эпигенетичность пропилитизации в западном сегменте, по-видимому, обусловлена наиболее интенсивным рифтингом. Латеральная зональность с центральной толеитовой зоной свидетельствует о влиянии мантийного диапира с высоким тепловым потоком. Его влияния сказались и на гидротермальном процессе. Во-первых, интенсивное растяжение и интенсивный базальтовый вулканизм, видимо, способствовали интенсивной дегазации водных паров и эманации из открытых трещин и вулканических каналов и атмосферу. Лишь на стадии прекращения рифтинга, ослабления вулканизма и с закрытием каналов начался интенсивный метасоматоз. Формирование высокотемпературных глубинных зон пропилитов также определено влиянием мантийного диапира с высоким тепловым потоком. Большие литостатические нагрузки удерживали высокий тепловой градиент, обусловленный высоким тепловым потоком, что способствовало образованию фоновых высокотемпературных пропилитов и на больших глубинах. Восточнее, в центральном сегменте, отмечено постепенное ослабление рифтинга и вулканической деятельности. Оно способствовало слабой сингенетичной с вулканизмом, пропилитизации, однако наличие зональности, с высокотемпературными фациями на больших глубинах, свидетельствует о влиянии теплового потока, связанного, возможно, с влиянием мантийного диапира и о преобладающей роли позднеэоценовой пропилитизации. Наконец, в восточном сегменте, в зоне отмирания рифта, и сиалической вулканической деятельности в меловой и палеогеновой вулканической толщах развита лишь сингенетичная вулканизму приповерхностная цеолитовая пропилитизация, что обусловлено низким тепловым потоком и слабым растяжением зоны. Отсутствие зональности в верхнеэоценовой вулканической толще свидетельствует об одновременности и сингенетичности пропилитизации с верхнеэоценовым вулканизмом.

Итак, пропилитизация в зависимости от влияния мантийного диапира и интенсивности рифтинга по-разному проявилась на различных участках Аджаро-Триалетской зоны. Она, в основном, эпигенетична по отношению к рифтогенной вулканической деятельности, вследствие чего формировалась вертикальная температурная зональность и представлена, единственно, приповерхностными фациями.

От характера геодинамического развития зоны зависит также формирование Аджарских вторичных кварцитов и серноколчеданное рудообразование. Как известно, формирование вторичных кварцитов генетически связано с пропилитизацией и верхнеэоценовым андезит-шошонитовым вулканизмом. Сам факт локализации вторичных кварцитов в верхнеэоценовой андезитовой толще, его генетическая связь с верхнеэоценовым вулканизмом свидетельствует о том, что вторичные кварциты и связанное с ними серноколчеданное оруденение образовались на пострифтовой, раннеорогенной стадии развития зоны. Кроме того, формирование вторичных кварци-

тов происходило в субааральных-островных условиях. Именно субааральные условия и определили их генезис. Мелководные, островные условия верхнеэоценового моря обусловлены инверсией геотектонического режима и пострифтовой раннеорогенной стадией развития зоны.

В Аджаро-Триалетии значительную роль играют приконтактные метасоматиты. Большинство из них связано с сиалическим среднекремнекислым магматизмом. К верхнеэоценовым интрузивным телам сиенит-диорит-монцититового состава тяготеют щелочные полевошпатовые и серицитовые метасоматиты, грейзены, скарны и аргиллизиты (Гугушвили, 1973; 1974; Гугушвили, Купарадзе, 1975; Гугушвили, 1976). С приконтактной серицитизацией и грейзенизацией генетически связано медно-полиметаллическое рудообразование и касситерит-молибденитовое оруденение, со скарнами-магнетитовое оруденение. Приконтактный метасоматоз сиалических интрузивных тел и связанное с ними рудообразование, как и сам сиалический магматизм, обусловлен пострифтовым, раннеорогенным развитием зоны. Свинец и цинк, а также олово, молибден и железо скарново-магнетитового месторождения имеют эндогенный источник и эти металлы переходили во флюидную фазу в процессе выплавления известково-щелочной среднекремнекислой магмы из погружающейся океанической плиты (гипотеза Силлитое, 1974). По-иному обстоит дело с медью. Как известно, рифтогенные среднеэоценовые базальты и пострифтовые сиалические верхнеэоценовые андезиты, а также сиенит-диориты, сиениты и габбро очень богаты медью - в среднем 200г/т (Иваницкий, 1969; Иваницкий и др., 1969; Гугушвили, Мchedlishvili, 1975). Важно подчеркнуть, что медь в интрузивных и вулканических породах и в их основных породообразующих минералах находится в неструктурной форме (Мchedlishvili, Machavariani, 1977).

В процессе рифтинга и пострифтового развития зоны медь по каким-то причинам оставалась в магматическом расплаве и не переходила во флюидную фазу. Косвенным свидетельством этому является отсутствие стратиморфных, сингенетичных вулканизму, меднопорфировых месторождений в верхнеэоценовой вулканической толще. Формирование медно-рудных жил Аджаро-Триалетских месторождений обусловлено приконтактной серицитизацией, которая способствовала растворению и переотложению меди из первичных рифтогенных и островодужных вулкаников. Так как приконтактная серицитизация связана с пострифтовыми сиалическими интрузиями, то генезис меднорудных жил относится к пострифтовой, раннеорогенной стадии развития зоны. То же самое можно сказать и об источнике железа для серноколчеданного месторождения Аджарии. Оно выносилось из вмещающих верхнеэоценовых андезитов в процессе формирования монокварцитов и переотлагалось в зоны дробления и аргиллитизации.

8. СВЯЗЬ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ РЕЖИМАМИ

Метаморфизм и постмагматический метасоматоз приурочены к деструктивным либо конструктивным границам плит. Их характер и направленность определяются геодинамическими режимами, проявляющимися в различных обстановках.

Региональный метаморфизм мобильных зон происходит на активных континентальных окраинах, метаморфизм океанического дна - в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, постмагматический метасоматоз - в районах вулканической и магматической деятельности.

Зеленосланцевая и цеолитовая фации регионального метаморфизма мобильных зон и зеленокаменный метаморфизм океанического дна по минеральному составу пород и по РТ-условиям формирования очень близки к постмагматическому процессу - пропилитизации. Мы попытаемся сопоставить региональные метаморфиты активных континентальных окраин с океаническими метаморфитами и постмагматическими гидротермальными пропилитами. В основу сопоставления положены петрогенетические условия их формирования в различных геодинамических обстановках, при разных тепловых режимах и их взаимоотношения с вулканической и интрузивной деятельностью.

8.1. Пропилитизация и региональный метаморфизм активных континентальных окраин

Несмотря на большое сходство пропилитов и региональных метаморфитов зеленосланцевой фации удается установить некоторые минералогические и текстурно-структурные различия этих пород. Как было показано В.Л.Русиновым (1972), пропилиты по сравнению с зеленокаменными региональными метаморфитами характеризуются наличием генетической связи с продуктами кислотного выщелачивания - вторичными кварцитами и гидротермальными аргиллизитами - и с рудоотложением. Для пропилитов характерны пиритизация и адуляризация, отсутствие переходов к продуктам более высокой степени метаморфизма (эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации). В пропилитах отсутствуют глаукофан и натровые слюды, не характерен пумпеллит - типоморфные минералы регионального зеленокаменного метаморфизма. Кроме перечисленных критериев различия мы предполагаем существование еще ряда других. В первую очередь это отсутствие сланцеватости в пропилитах, интенсификация процесса в районах расположения вулканических центров, структурный и литологический контроль, неравномерность изменения толщ: присутствие в них реликтовых участков совершенно неизмененных пород.

Пропилитизация-постмагматический процесс. Она развита исключи-

тельно по вулканическим и интрузивным породам, синхронна и сингенетична магматизму.

Иными взаимоотношениями с магматизмом характеризуются региональные метаморфиты мобильных зон. Они образуются как по вулканическим, так и по осадочным породам и по степени интенсивности метаморфизма подразделяются на гранулитовую, амфиболитовую, эпидот-амфиболитовую, пренит-пумпеллитовую, зеленосланцевую и цеолитовую фации. Характерной чертой региональных метаморфитов является наличие спаренных метаморфических поясков. По признаку их расположения от континента к океану они подразделяются на внутренние и внешние и различаются один от другого по $P-T$ -условиям формирования и по составу метаморфитов.

Внешние (от континентов) пояса формировались в условиях низких температур и высоких давлений. Эти условия определяются жадеит-глаукофановым и глаукофановым составом сланцев. Внутренние же пояса, содержащие индекс-минералы андалузит, кианит и силлиманит, формировались в условиях высоких температур и относительно низких давлений (Miyashiro, 1961). Именно во внутренних поясах развиты все перечисленные фации метаморфизма, за исключением жадеит-глаукофановой и глаукофановой. Важно подчеркнуть, что характерной чертой региональных метаморфитов мобильных зон является их неперемнная сланцевая текстура. Региональный метаморфизм характеризуется относительно слабой миграцией вещества и его прогрессивная направленность связана с обезвоживанием минералов в условиях высокого термоградиента (Мясиро, 1976).

Основное петрогенетическое различие между постмагматическим метасоматозом и региональным метаморфизмом мобильных зон заключается в их взаимоотношениях с вулканической и интрузивной деятельностью. Первые генетически и во времени тесно связаны с магматизмом, с остыванием магматических очагов и затуханием теплового потока, обусловившего генерацию магмы. Что касается регионального метаморфизма активных континентальных окраин, то он имеет прогрессивную направленность и обусловлен воздействием теплового потока, которое чаще всего оканчивается генерацией андезитовой магмы. Итак, если постмагматический метасоматоз сопровождается магматической деятельностью и завершает ее, то региональный метаморфизм предшествует последней. В геологической литературе известно множество примеров, когда в одном и том же метаморфическом поясе за эпизодами метаморфизма следуют эпизоды вулканической и интрузивной деятельности. Подобные явления наблюдаются в округе Лейк-Уэлсе, где события регионального метаморфизма, возраст которых - 475-420 млн лет - предшествовали кислому и среднему вулканизму (Read, 1961). Другой пример известен в Герцинской цепи Западной Европы - в Молданубской структурной зоне мигматиты, имеющие возраст 340-320 млн лет, перекрываются нижнекаменноугольной молассой,

которая местами включает мощные трахиандезитовые толщи (Сатон, 1967). Дж. Сатон (1967) приводит в качестве еще одного примера нижнедевонские неметаморфизованные вулканические породы Шотландии, перекрывающие регионально метаморфизованные толщи, испытавшие 420–400 млн. лет назад последний – каледонский этап метаморфизма. В свою очередь отмеченные вулканические породы секутся гранитными интрузиями Глен-Кое и Бен-Невис, возраст которых определен в 410–400 млн. лет. В тихоокеанском кольце, под зоной интенсивного андезитового вулканизма предполагается существование пояса регионального метаморфизма низкого давления (*Miyashiro*, 1972). В герцинском метаморфическом комплексе кристаллического ядра Большого Кавказа эпизод метаморфизма завершается в конце девона – начале карбона, а в среднем карбоне в этой зоне проявляется андезит–дацит–липаритовый вулканизм (Адамия, 1968; 1977).

Можно было бы привести еще много примеров, когда эпизоды регионального метаморфизма предшествуют андезитовому вулканизму. Однако следует отметить, что не каждый из них завершается вулканической деятельностью. Иногда воздействие теплового потока не идет дальше формирования амфиболитовой, либо гранулитовой фации регионального метаморфизма, которые с затуханием теплового потока к земной поверхности постепенно трансформируются в эпидот–амфиболитовую, пренит–пумпеллитовую, зеленосланцевую и цеолитовую фации.

8.2. Метаморфизм срединно–океанических и интрадуговых рифтов и сопоставление его с региональным метаморфизмом активных континентальных окраин

За последние годы, на основании информации, полученной по драгированию и бурению океанического дна, было установлено, что метаморфизм проявился по–разному во втором и третьем геофизических слоях океанической коры в пределах срединно–океанических хребтов. Во втором слое он выражен относительно низкотемпературными преобразованиями с формированием зеленосланцевой и цеолитовой фаций (Аументо и др., 1973) и придонной аргиллитизации (*Jones, Basset*, 1975; *Raschka, Eckhard*, 1974). В третьем геофизическом слое породы подверглись метаморфизму лишь высоких ступеней – от низких до высоких ступеней альмандин–амфиболитовой фации (Аументо и др., 1973).

Зеленокаменный метаморфизм второго ("базальтового") слоя представляют собой метасоматическое преобразование пород со значительной миграцией основных петрогенных элементов (Аументо и др., 1973; Миласиро, 1976). Измененные породы сохраняют реликтовую магматическую структуру эффузивов (с реликтами порфировых вкрапленников). Процесс выражен неравномерно и контролируется структурным и литологическим фак-

торами. Прослеживается вертикальная метасоматическая зональность от зеленокаменных эпидотсодержащих фаций к цеолитовым фациям и к придонной аргиллитизации. Примечательно, что в зонах срединно-океанических хребтов цеолитовая фация распространена до глубины одного километра, глубже она сменяется фацией с зеленосланцевым минеральным составом.

Метаморфиты третьего слоя отличаются от описанных выше метаморфитов полной утратой реликтовых минералов, магматических структур и наличием четкой, преимущественно линейной, ориентировки - сланцевой и гнейсовых текстур.

В амфиболитах третьего слоя Ф.Аументо и его соавторы (1973) выявили две характерные минеральные ассоциации. Первая типична для относительно низкой ступени алмаздин-амфиболитовой фации, представлена кварцем, плагиоклазом андезин-олигоклазового ряда, биотитом, зеленой плесхрочной роговой обманкой, эпидотом, ортоклазом, магнетитом и сфеном. Вторая относится к более высокой ступени метаморфизма и состоит из роговой обманки, диопсида (диаллага), плагиоклаза (олигоклаз-андезина), ортоклаза и небольшого количества биотита. Она приближается к самой высокой ступени алмаздин-амфиболитовой фации. В амфиболитах установлено только незначительное уменьшение содержания воды. Следовательно, метаморфизм высоких ступеней, в отличие от зеленокаменного метаморфизма, протекал без миграции элементов, т.е. осуществлялся в условиях относительно закрытой системы при давлении нагрузки 4000 бар и минимальной температуре 550°C. Такие условия могли существовать в третьем слое, на глубине 6 км, при воздействии аномально высокого теплового потока (Аументо и др., 1973).

По данным Дж.Р.Канна (1973), наиболее достоверный калий - аргонный возраст амфиболитов третьего слоя хребта Пальмер составляет 60 млн. лет. В подошве "базальтового" слоя описываются тектонические брекчии (олиостромы). Их обломки представлены амфиболитами и серпентинитами третьего слоя. Они подвержены ретроградному метаморфизму: хлоритизации, эпидотизации, замещению актинолитом, сфеном, железорудными минералами (Канн, 1973). Возраст ретроградно метаморфизованных пород и, следовательно, возраст ретроградного метаморфизма, по данным Дж.Р.Канна (1973), - 27 млн лет и он вполне сопоставим с возрастом "базальтового" слоя, который датируется здесь мио-плиоценом. По мнению А.В.Пейве (1975), базальты второго слоя срединного хребта не связаны ни во времени, ни генетически с габброидами и другими породами метаморфического комплекса третьего геофизического слоя, и "все разнообразные деформации и метаморфизм, как видно по материалам бурения и драгирования, существовали в породах метаморфического комплекса до отложения офиолитовых олиостром и брекчий, т.е. по крайней мере до излияния базальтов верхнего миоцена и плиоцена, которые слагают второй геофизический слой хребта" (стр.8).

Развитой во втором слое зеленокаменный метаморфизм совершенно аналогичен ретроградному метаморфизму в тектонических брекчиях (олистостромах). Формирование второго слоя (базальтовая зона) происходит в процессе раздвигания морского дна и базальтовых извержений (Мелсон, Томпсон, 1973). Следовательно, зеленокаменный метаморфизм, проявившийся во втором слое, и ретроградный метаморфизм в олистостромах можно рассматривать как постмагматические изменения, аналогичные процессу пропилитизации.

Итак, в зоне океанических хребтов выявляются два типа метаморфизма. Первый развит в третьем геофизическом слое и сходен с метаморфизмом внутренних поясов активных континентальных окраин. Для него характерна хорошо выраженная амфиболитовая фация, настораживает лишь отсутствие обособленных, относительно низкотемпературных фаций — пренит-пумпелиитовой, зеленосланцевой и цеолитовой. Также, как на активных континентальных окраинах, океанический метаморфизм высоких степеней предшествует магматической деятельности, проявившейся в формировании второго слоя. С океаническим магматизмом генетически и во времени связан другой тип метаморфизма, выраженный в постмагматическом изменении типа пропилитизации с зеленокаменными и цеолитовыми фациями и в придонной аргиллизации.

Строение дна окраинных морей и интрадуговых рифтов вполне сопоставимо со строением океанического дна в зонах срединно-океанических хребтов. На примере Южно-Чилийского мезозойского интрадугового рифта, развитого в юрской островной дуге и состоящего из офиолитового комплекса, можно видеть, что метаморфические и метасоматические процессы здесь вполне аналогичны процессам во втором и третьем слоях срединно-океанических хребтов. В нижней части мезозойского офиолитового комплекса развиты амфиболиты, по минеральному составу и гнейсово-сланцевой текстуре вполне соответствующие амфиболитам третьего геофизического слоя срединно-океанических хребтов.

Толеитовые базальты, габброиды и амфиболиты Южно-Чилийского мезозойского офиолитового комплекса сопоставимы с аналогичными породами океанических хребтов и по целому ряду геохимических индикаторов: по содержанию Rb и соотношению K/Rb , по содержанию Zr , Y , Sr и Ti , по низкому содержанию редких земель (Tagney et al., 1976).

Выше по разрезу в офиолитовом комплексе по толеитовым базальтам развиты зеленокаменные метаморфиты, аналогичные метаморфитам второго геофизического слоя как по минеральному составу, так и по характеру миграции вещества и текстурно-структурным признакам. По данным К. Стерна и его соавторов (Stern et al., 1976) зеленокаменный метаморфизм верхней части офиолитового комплекса характеризуется зональностью от зеленокаменной фации в низах разреза до цеолитовой, развитой выше. Метаморфизм развит неравномерно, сланцевая текстура отсут-

ствуется. Характерны значительная миграция основных петрогенных элементов, особенно кремнекислоты и железа и сульфидная минерализация.

Зеленокаменный метаморфизм второго слоя срединно-океанических хребтов и верхней части Южно-Чилийского офиолитового комплекса сопоставим с пропилитизацией, развитой в толеит-щелочнобазальтовой палеогеновой вулканической толще, слагающей интрадугтовую палеорифтовую структуру Аджаро-Триалетии. Эти образования имеют аналогичный минеральный состав и одну и ту же направленность вертикальной метасоматической зональности от высокотемпературных эпидотсодержащих фаций к низкотемпературным цеолитовым. Они характеризуются значительной миграцией основных петрогенных элементов и являются результатом метасоматических процессов. Ни в тех, ни в других не устанавливается генетическая связь и пространственное взаимоотношение их продуктов с более глубинными фациями метаморфизма. Для пород не характерна сланцевая текстура. Ни в зонах интрадугтовых рифтов, ни в рифтах срединно-океанических хребтов не обнаружены спаренные метаморфические пояса, характерные для региональных метаморфитов активных континентальных окраин. Еще одной характерной чертой этих процессов является переход по направлению вверх, к морскому дну цеолитовой зоны в аргиллизитовую. Настораживает лишь отсутствие обособленной хлорит-альбитовой фации в океанических метаморфитах, характерной для аджаро-триалетских интрадугтовых пропилитов. Причина ее выпадения неясна. Возможно, это связано со специфическими условиями метаморфизма океанического дна; либо она пока просто не выявлена из-за относительной скудности информации по океаническим метаморфитам.

Одна и та же направленность процесса, сходный минеральный и фациальный состав, свидетельствуют о том, что зеленокаменные метаморфиты океанических рифтов и пропилиты интрадугтовых рифтов формировались под воздействием одних и тех же постмагматических флюидов, по идентичным исходным породам толеитового и щелочно-базальтового состава. Зеленокаменный метаморфизм океанического дна коррелируется со спредингом и приростом океанической плиты на срединно-океанических хребтах, что в сущности является магматическим процессом. Следовательно, как зеленокаменный метаморфизм океанического дна, так и пропилитизация генетически и во времени тесно связаны с магматизмом и являются постмагматическими процессами. Это их главное отличие от региональных метаморфитов мобильных зон и метаморфитов третьего геофизического слоя океанического дна, формирование которых предшествует магматической деятельности.

8.3. Пропилитизация в интрадуговых рифтах и в островных дугах

В островодужных андезитовых вулканических сериях и в толеит-щелочно-базальтовой серии интрадугового рифта Аджаро-Триалетской зоны пропилитизация проявилась по разному. Если в интрадуговых рифтах фоновой пропилитизации свойственна хорошо выраженная вертикальная метасоматическая зональность, обусловленная возрастанием с глубиной геотермического градиента, то в андезитовых сериях Аджаро-Триалетии она отсутствует. Даже на больших глубинах (до 3 км) здесь не были обнаружены высокотемпературные фации фоновых пропилитов, и пропилитизация по всей мощности вулканических серий выражена лишь в цеолитовом и низкотемпературном - карбонат-хлоритовом-преобразовании пород. Высокотемпературные фации пропилитов встречаются исключительно в приконтактных зонах интрузивных тел, что, вероятно, обусловлено подъемом термоградиента в связи с прогревом интрузией вмещающих пород.

По минеральному составу и петрохимическим особенностям пропилиты островодужных серий аналогичны пропилитам приповерхностной зоны интрадуговых рифтов и второго слоя океанического дна. Для них характерны те же взаимоотношения с зоной приповерхностной аргиллизации. Они вполне сопоставимы и по текстурно-структурным признакам. Для островодужных пропилитов тоже характерны и преемственность магматических структур и отсутствие сланцеватости и неравномерность процесса, обусловленные структурными и литологическими факторами.

Характер пропилитизации в других островодужных вулканических сериях аналогичен Аджаро-Триалетской. В меловых и палеогеновых андезит-дацитовых и андезит-дацит-липаритовых вулканических толщах (мощность более 3 км), прилегающих с юга к Аджаро-Триалетской зоне, фоновая пропилитизация выражена лишь в низкотемпературных - цеолитовой и карбонат-хлоритовой - фациях.

В неогеновых андезитовых сериях Камчатки, по свидетельству В.Л. Русинова (1972), высокотемпературные фации пропилитов обнаружены лишь в районах распространения гипабиссальных и субвулканических интрузивных тел, где они тяготеют к приконтактовым ореолам последних. В целом же в андезитовых сериях Камчатки вертикальная метасоматическая зональность пропилитизации, с фоновыми высокотемпературными зонами на больших глубинах не установлена.

По данным Р.И.Петраченко (1972), в мезозойских и кайнозойских кислых вулканических толщах Сихоте-Алиня (Приморье, Тихоокеанская континентальная окраина) высокотемпературные пропилиты развиты лишь в приконтактных и приразломных зонах и формируют внешние краевые зоны вторичных кварцитов. В основном, эти толщи подвержены низкотемпе-

ратурной цеолитовой пропилитизации и гидротермальной аргиллизации (Е.Петраченко, Р.Петраченко, 1978).

В пропилитизированной андезит-дацитовый неогеновой толще зеленых туфов Японии, с которой связаны известные месторождения типа куроко, развита в основном цеолитовая пропилитизация. Цеолиты представлены клиноптилолитом, морденитом, гейландитом, анальцимом и ломонитом; из других минералов участвуют опал, халцедон, кварц, монтмориллонит, адуляр, альбит, кальцит, хлорит, изредка эпидот (Мацукума, Хирикоси, 1973). Эпидотсодержащие минеральные ассоциации и здесь тяготеют к приконтактовым зонам диоритовых интрузивных тел (Миасиро, 1976).

В западной части Болгарского среднегорья островодужная андезитовая серия мелового возраста подвержена низкотемпературной фоновой пропилитизации. По данным И.Батанджиева и И.Велинова (1973) высокотемпературные фации пропилитов тяготеют лишь к приразломным зонам либо развиты в приконтактовом ореоле Витошского плутона.

8.4. Зависимость метаморфизма и метасоматоза от тепловых режимов

Итак, процессы метаморфизма и метасоматоза, в основном, происходят в зонах срединно-океанических хребтов и на активных континентальных окраинах в островодужных зонах и тыловых бассейнах (окраинные моря и интрадуговые рифты).

Срединно-океанические хребты и тыловые бассейны активных континентальных окраин представляют собой зоны спрединга и сопоставимы по тепловым и геодинамическим режимам развития. Основные дуги, развитые над деструктивными зонами, характеризуются другими тепловыми и геодинамическими режимами. Соответственно тепловым режимам меняется характер метаморфизма и метасоматоза.

Наиболее высокий тепловой поток установлен в зонах срединно-океанических хребтов - от 2,5 до 8,30 е.т.п. (е.т.п. - единица теплового потока, равная 10^{-6} кал/см² с.). Именно высокие тепловые потоки обусловили высокий термоградиент в этой зоне, равный 166°C/км (Langseth, Von Herzen, 1970). Подобные тепловые потоки были выявлены и в тыловых бассейнах. Значение теплового потока вдоль оси Курильской впадины соответствует $3,90 \pm 0,69$ е.т.п. (Смирнов и др., 1979). Высокие тепловые потоки порядка 5 е.т.п. были установлены и в других интрадуговых бассейнах (Ле Пшон и др., 1977). По данным Т.Ватанабе и его соавторов (Watanabe et al., 1976), изучивших тепловые режимы в тыловых бассейнах Западного побережья Тихого океана, значение тепловых потоков в тыловых бассейнах возрастает с омоложением последних. Если в меловых бассейнах (Восточно-Берингское и Карибское моря) величины тепловых потоков определяются -1-2,5 е.т.п., то

В миоцен-плиоценовом бассейне — Северного Фиджи и в плиоцен-плейстоценовом Окинавском трого значения тепловых потоков колеблются в широких пределах от 1 до 7 е.т.п.; они вполне сопоставимы со значениями тепловых потоков в зонах срединно-океанических хребтов. В Аджаро-Триалетском интрадуговом палеорифте, судя по вертикальной метасоматической зональности зоны пропилитизации, предполагается довольно высокий термоградиент порядка $120^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Это свидетельствует о существовании высокого теплового потока в процессе формирования этой структуры.

В островодужных зонах тепловые потоки значительно ниже чем на срединноокеанических хребтах и в тыловых бассейнах: они равны 0,7 е.т.п. на океанической стороне и 3 е.т.п. в тылу дуги (Хатертон, 1978).

Разные величины тепловых потоков в разных геодинамических обстановках обусловлены глубиной воздействия мантийного диапира. О малоглубинном мантийном диапире в зоне срединно-океанических хребтов свидетельствуют высокие уровни генерации магмы — порядка 15–20 км (Горшков, 1974). Наряду с этим низкие значения тепловых потоков в островодужных зонах свидетельствуют о больших глубинах диапиризма. По данным С.А. Федотова (1974) генерация магмы в зоне Курило-Камчатской дуги происходит на глубинах 100–230 км.

Тепловые режимы, обусловленные разными глубинами диапиризма в различных геодинамических обстановках, определяют особенности метаморфических и метасоматических процессов. Так, если региональные метаморфиты мобильных зон представлены полным рядом метаморфических фаций от гранулитовой и амфиболитовой до цеолитовой, то в океанических метаморфитах третьего слоя и в метаморфитах глубинных зон тыловых бассейнов пока не обнаружены метаморфиты ниже амфиболитовой фации. Последнее, по-видимому, связано с малоглубинным диапиризмом в зонах срединно-океанических хребтов и тыловых бассейнов. Аналогичное объяснение напрашивается и для зеленокаменных постмагматических метасоматитов (пропилитов) второго океанического слоя, интрадуговых рифтов и островных дуг. Зональность процесса с высокотемпературными фоновыми фациями пропилитов определяется высоким тепловым потоком в верхних структурных этажах океанической коры и дна тыловых бассейнов, тогда как на верхних структурных этажах островодужных окраин отсутствие зональности и фоновых высокотемпературных поствулканических преобразований связано с глубинным диапиризмом и низким тепловым потоком.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты исследования суммированы в следующих общих выводах:

I. Направленность и характер постмагматического метасоматоза, также, как метаморфизма и магматизма, определяются особенностями гео —

динамического режима региона.

2. Зеленокаменные преобразования во втором геофизическом слое срединно-океанических хребтов и в верхней части офиолитового комплекса интрадуговых рифтов являются постмагматическими процессами аналогичными пропилитизации. Генетически и во времени они тесно связаны с магматизмом.

3. Степень метаморфизма и гидротермального метасоматоза определяется глубиной мантийного диапиризма и соответственно тепловыми режимами с одной стороны. Наиболее высокие тепловые потоки в интрадуговых и океанических рифтах, связанные с малоглубинным диапиризмом в этих зонах, обусловили метаморфизм высокой степени в третьем геофизическом слое океанической коры, соответствующем алмадин-амфиболитовой фации. Здесь отсутствуют обособленные фации более низкотемпературных метаморфитов, начиная с пренит-пумпеллитовой до цеолитовой. С другой стороны большие глубины диапиризма в островодужной обстановке, по-видимому, определили формирование полного зонального ряда от гранулитовой до цеолитовой фации, характерного для региональных метаморфитов мобильных зон.

4. Метаморфизм третьего геофизического слоя и региональный метаморфизм мобильных зон обусловлены прогрессивным воздействием мантийного диапира, завершающегося генерацией магмы и магматической деятельностью. Пропилитизация же представляет собой регрессивный процесс, сопутствующий магматической деятельности и завершающий ее, обусловленный затуханием мантийного диапира.

5. От глубины диапиризма и от теплового режима зависит также и характер постмагматического процесса. В зонах океанических и интрадуговых рифтов в условиях высокого теплового потока пропилитизация характеризуется вертикальной метасоматической зональностью и фоновыми высокотемпературными фациями на больших глубинах. В островодужной обстановке вследствие большой глубины проявления диапиризма и низкого термоградиента на верхних структурных этажах, пропилиты, наоборот, не обнаруживают вертикальной метасоматической зональности и фоновые высокотемпературные зоны не формируются даже в низах мощных вулканических толщ.

6. Вертикальная метасоматическая зональность в пропилитизированной рифтогенной толеит-щелочнобазальтовой толще является следствием высоких тепловых режимов в интрадуговых рифтах. В условиях высокого термоградиента, в начале палеогеновой вулканической деятельности высокотемпературные флюиды улетучивались из вмещающих пород и зеленокаменный метасоматоз не сопутствовал раннепалеогеновому вулканизму. Лишь после того, как вулканическая толща достигла значительной мощности, литостатическая нагрузка начала препятствовать потере флюидов и регулировать газовый режим растворов; началось метасоматическое преобра-

зование толщ и формирование вертикальной метасоматической зональности.

7. Хотя общая направленность гидротермального процесса зависит от геодинамического развития региона, однако образование конкретных метасоматических и рудных формаций, их генетические взаимоотношения и фациальное расчленение, а также кислотно-основное взаимодействие процесса определяются петрогенетическими и рудогенетическими факторами. Под ними подразумеваются: температура, рН и ξh растворов, специфика их состава, активность основных петрогенных элементов, давление нагрузки, состав исходных пород, интенсивность циркуляции раствора, геологические условия формирования.

8. Формирование метасоматической формации в целом определяется более широким диапазоном действия определенных петрогенетических факторов, чем формирование ее отдельных фаций. Если основными петрогенетическими факторами возникновения пропилитизации следует считать температуру растворов в диапазоне 450–200°C и состав исходных пород, то фациальное расчленение пропилитов будет обусловлено более мелкими температурными интервалами в пределах отмеченного диапазона. Так, например, высокотемпературные актинолитовые и эпидот-хлоритовые фации сформировались в интервале 450–360°C, хлорит-альбитовая при 360–280°C, цеолитовая – ниже 280°C.

9. Фациальное расчленение фоновых пропилитов выражено в вертикальной метасоматической зональности, которая со своей стороны является отражением кислотно-основного взаимодействия, контролируемого РТ-условиями процесса. Следовательно, с определенными температурными интервалами, внутри крупного температурного диапазона можно увязать фациальное расчленение и зональность в полевошпатово-серицитовых метасоматитах и их переход в аргиллизиты.

10. Формационные взаимопереходы определяются изменением характерных особенностей, отличающих данную формацию от других и объединяющих внутри нее отдельные фации. Для пропилитов такой особенностью является зеленокаменный минеральный состав, для вторичных кварцитов-кремнекислотный метасоматоз и специфический минеральный состав (алунит, диаспор, зуниит, андалузит и др.); для полевошпатово-серицитовых метасоматитов-щелочнометалльный метасоматоз и полевошпатовый и серицитовый минеральный состав; для грейзенов-высокая активность галогенидов, выраженная в специфической минералогии (топаз, турмалин и др.); для аргиллизитов – интенсивное выщелачивание и характерный минеральный состав (минералы глин) и т.д.

11. Метасоматические формации генетически взаимосвязаны как продукты единой гидротермальной системы и их взаимоотношения и взаимопереходы определяются изменением геологической обстановки формирования и других петрогенетических факторов – в основном физико-химических параметров растворов, как во времени (время в процессе существо-

вания гидротермальной системы), так и в пространстве (по удалению от очага - источника гидротермальной системы), а также составом исходных пород и эволюцией раствора в системе - флюид-гидротермы - зона дегазации - зона конденсации в понимании С.И.Набоко (1979). Немаловажным фактором является и интенсивность циркуляции растворов.

12. Приконтактовые метасоматические процессы контролируются тепловым режимом в зоне влияния магматического тела. Это влияние определяется тепловым запасом и, следовательно, размерами тела. Характер и направленность приконтактовых преобразований зависят также от состава исходных пород и интенсивности циркуляции растворов. Так, например, в приконтактовой зоне крупных интрузий по вмещающей андезит-трахиандезитовой толще формируются полевошпатово-серицитовые метасоматиты, которые лишь во внешней части ореола переходят в аргиллизиты и телескопизируются ими. В приконтактовых зонах аналогичных по составу малых интрузий, занимающих ту же геологическую позицию, развиты в основном аргиллизиты, почти полностью телескопирующие полевошпатово-серицитовые метасоматиты. В то же время в приконтактовой зоне габброидных интрузий по вмещающим породам базальтового состава формируются высокотемпературные пропилиты. В приконтактовом ореоле интрузии среднего состава с известняками развиты скарны и постскарновые метасоматиты.

13. Рудообразование теснейшим образом связано с гидротермальным метасоматозом. По меткому выражению В.А.Жарикова (1976) "руда понятие не генетическое, а экономическое", она, подобно метасоматитам, является продуктом гидротермального процесса. Все метасоматические формации Аджаро-Триалетии рудоносны, за исключением пропилитов. Гидротермальные растворы по отношению одних металлов инициально рудоносны, другие же они могут выносить из вмещающих пород в процессе гидротермального изменения этих последних и перерабатывать в структурно благоприятных условиях. К первым относятся свинец и цинк медно-полиметаллических месторождений Аджаро-Триалетии, молибден и олово молибденит-касситеритового рудопроявления и железо скарно-магнетитовых руд; вторым - медь медно-полиметаллических руд и железо серно-колчеданного месторождения.

14. Рудоотложение обусловлено совокупностью рудогенетических факторов ($T, P, pH, \xi h$ и других параметров раствора). Естественно, что отложение тех или иных металлов связано с определенным этапом эволюции гидротермального раствора. Эволюцией же контролируется и гидротермальный метасоматоз, поэтому вполне естественно тяготение определенных руд к определенному типу метасоматитов. Хорошим примером этого служат генетические взаимоотношения медно-полиметаллического рудообразования с приконтактовой серицитизацией. Установлено, что на Аджаро-Триалетских месторождениях серицитизация происходит в условиях благо-

приятных для свинцово-цинкового рудоотложения из богатых этими металлами флюидов, так как серицитолиты сравнительно со свежими породами значительно обогащены свинцом и цинком и в них локализованы свинцово-цинковые рудные жилы.

Одновременно серицитизация способствовала выносу меди из аномально богатых ею свежих базальтов и андезитов. Выщелоченная медь аккумуляровалась в благоприятных условиях, формируя медно-рудные жилы. Следовательно для медно-полиметаллических месторождений Аджаро-Триалетии серицитизация является рудогенерирующим процессом и может служить поисковым признаком на руду. Расчеты объема серицитизированных пород с учетом интенсивности серицитизации и сопоставление этих данных с запасами руды на месторождениях показали, что по масштабу серицитизации, зная геологию месторождения, можно судить о реальных масштабах последнего. Работы этого направления должны способствовать доразведке известных месторождений и поискам новых рудных тел.

15. С метасоматическим процессом генетически связана гидротермальная минерализация пустот. Она происходила на фоне пропилитизации и гидротермальной аргиллизации, была синхронна и сингенетична с ними. Однако в виду того, что физико-химическая обстановка отложения минералов в пустотах отличалась от таковой метасоматического преобразования пород, минеральный состав миндалин и вмещающей их породы был различным. В процессе фоновой пропилитизации и аргиллитизации происходило выщелачивание премнезема, щелочей и глинозема, которые, переотлагаясь в пустотах, образовывали ассоциации цеолитов, карбонатов, минералов глины и кремнезема (халцедон, опал, кварц и др.). Халцедонообразование тяготело к верхним горизонтам палеогеновой и меловой вулканических толщ. Резкое охлаждение раствора в приповерхностных условиях, способствовало выпадению кремнезема из насыщенных кремнекислотой растворов, что обусловило формирование экономически рентабельных агат-халцедоновых месторождений Месхетии и Тедзамского ущелья.

16. Кислотно-основное взаимодействие в разных петрогенетических процессах выражено совершенно разными формациями и фациями руд и метасоматитов. Так например, скарны, магнетитовые руды, высокотемпературные фации пропилитов и полевошпатовые фации полевошпатово-серицитовых метасоматитов формировались на ранней щелочной стадии соответствующих процессов. Стадия возрастающей кислотности выражена в образовании пропилитов хлорит-альбитовой фации, кварц-серицитовых метасоматитов, вторичных кварцитов, аргиллизитов, медно-полиметаллических, серно-колчеданных и молибденит-касситеритовых руд. На стадии возрастающей щелочности формируются цеолитовые пропилиты. Следует отметить, что формации далеко не всегда отражают полный цикл кислотно-основного взаимодействия. Например, скарны, вторичные кварциты, грейзены и аргиллизиты отражают лишь одну стадию цикла. Первые - раннюю щелочную, остальные

ные - кислотную. Полевошпатово-серицитовые метасоматиты - две стадии - раннюю щелочную (полевошпатовые метасоматиты) и возрастающей кислотности (серицитолиты). Лишь пропилиты отражают три стадии цикла.

17. Щелочность-кислотность в гидротермальном процессе является понятием относительным как внутри одной формации, отражающей несколько стадий процесса, так и в межформационном смысле. Например, среди щелочных метасоматитов полевошпатовые метасоматиты отражают раннюю щелочную стадию, серицитолиты - стадию возрастающей кислотности; в пропилитах эпидот-хлоритовая фация формируется на ранней щелочной стадии процесса, тогда как хлорит-альбитовая - на стадии возрастающей кислотности. Из последнего примера следует, что продукты, относящиеся к стадии возрастающей кислотности, не обязательно формируются в кислой среде, они могут образовываться и в слабо щелочной, которая будет более кислой по отношению к предшествующей стадии определенного петрогенетического процесса. Естественно, что вторичные кварциты и гидротермальные аргиллизиты, отражающие кислотную стадию гидротермального метасоматоза, являются продуктами более кислой среды, чем хлорит-альбитовые пропилиты, возникающие на стадии возрастающей кислотности пропилитизации.

Л и т е р а т у р а

- Адамия Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Тбилиси, "Мецниереба", 1968, с.293.
- Адамия Ш.А. Тектоника и геологическая история Абхазии. Тр. геологического ин-та АН ГССР, новая серия, 1977, вып. 54.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе. "Проблемы геологии Аджаро-Триалетии". Тбилиси, "Мецниереба", 1974, с. 112-123.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. ДАН СССР, 1974, т. 216, №4, с. 901-903.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Салуквадзе Н.Ш. Геологическое строение Аджарии. "Проблемы геологии Аджаро-Триалетии", Тбилиси, "Мецниереба", 1974₂, с. 60-70.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Латеральная зональность базальтоидов Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта. ДАН СССР, 1974₃, т. 216, №4, с. 901-904.
- Адамия Ш.А., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования впадины Черного моря. Геотектоника, №1, 1977, с. 78-94.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С. и Лордкипанидзе М.Б. Эволюция древней активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, № 4, 1977_I, с. 88-103.
- Адамия Ш.А., Беляевский Н.А., Гамкрелидзе И.П., Михайлов А.Е. Строение и происхождение черноморской впадины. "Тектоника Средиземноморского пояса", М., 1978, с. 42-43.
- Аркадьев Н.А. Об условиях образования некоторых месторождений агата Закавказья. Зап. ЛГИ, 1965, т. XIX, вып. 2, с. 165-170.
- Аumento Ф., Лапкаревик Б.Д., Росс Д.И. Геология срединно-атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.). Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. "Мир", М., 1973, с. 168-198.
- Барнс Х.Л., Эрнст У.Дж. Идеальность и ионизация в гидротермальных флюидах. Система $MgO - H_2O - NaOH$ "Термодинамика постмагматических процессов". М., "Мир", 1968, с. 183-211.
- Ватишвили Т.В. Термографическое исследование цеолитов среднеэоценовых вулканогенных толщ Грузии. Тбилиси, "Мецниереба", 1972, с. 79.

- Белянкин Д.С., Петров В.П., Еремеев В.П. Неолитизация Аджаристана и Гурии. Тр. СОПС-а, серия Закавказская, 1935, вып. 14.
- Белянкин Д.С., Петров В.П. Новое по минералогии и петрографии Асканских глин. Сб. трудов. Ин-т геологии и минералогии АН ГССР, 1951, Тбилиси, с. 5-14.
- Василевский М.М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. "Недра", М., 1973, с. 276.
- Велинов И.А., Логинов В.П., Радонова Т.Г., Русинков В.Л. Особенности генезиса колчеданных месторождений среднегорской зоны КРБ и СФРЮ. Метасоматизм и рудообразование. Тезисы докладов на IV всесоюзной конференции, 1976, Л., с. 100-101.
- Гамкрелидзе И.П. Механизм формирования тектонических структур (на примере Аджаро-Триалетской зоны) и некоторые общие проблемы тектогенеза. "Мецниереба", 1976, Тбилиси, с. 225.
- Гамкрелидзе П.Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геологии и минералогии АН ГССР, Монографии, № 2, Изд-во АН ГССР, 1949, Тбилиси, с. 508.
- Гвахария Г.В. Цеолиты Грузии. ГИН АН ГССР, Монографии, 3, Изд-во АН ГССР, 1951, Тбилиси, 248 с.
- Гилд Ф. Металлогения и новая глобальная тектоника. В сб.: "Новая глобальная тектоника. "Мир", 1974, М., с. 351-358.
- Горшков Г.С. Новая глобальная тектоника и вулканизм. Геодинамика, магмообразование и вулканизм. 1974, Петропавловск-Камчатский, с. 21-31.
- Григорьев И.Ф. Медные и свинцово-цинковые месторождения района сел Мериси и Вайо в Аджаристане. Изв. Геол. Ком., 1929, №1, т. X, VIII, с. 39-52.
- Гугушвили В.И. Приконтактовые постмагматические метасоматиты Аджарии. Сообщ. АН ГССР, 1969, т. 53, №1, с. 133-136.
- Гугушвили В.И. О метасоматических формациях Аджарии. "Вопросы геохимии и петрологии", "Мецниереба", 1973, Тбилиси, с. 103-128.
- Гугушвили В.И. Щелочные метасоматиты и гидротермальные аргиллиты Гурии. В сб. "Проблемы геологии Аджаро-Триалетии", "Мецниереба", 1974, Тбилиси, с. 52-60.
- Гугушвили В.И., Купарадзе М.Д. Эволюция постмагматического процесса на примере метасоматитов Квиранской интрузии. Сообщения Академии наук Груз. ССР, 1975, 79, №1, с. 117-120.

- Гугушвили В.И., Мchedlishvili Т.Д. Роль поствулканического метасоматоза в формировании медно-полиметаллических и серно-колчеданных месторождений Аджарии. В сб.: "Метасоматизм и колчеданное оруденение". Изд-во АН Арм.ССР, 1975, Ереван, с.23-24.
- Гуниава В.Д. К минералогии вторичных кварцитов Аджарского рудного района. Труды КИМС, 1965, вып.УІ (8), с.173-181.
- Гуниава В.Д. Сколитсодержащие околорудные метасоматиты Аджарского района. Сообщ.АН СССР, 1968, т.50, №3, с.671-675.
- Гуревич Л.П. Условия образования минеральных парагенезисов цеолитовой и пренит-пумпелиитовой фации. В сб.: "Очерки физико-химической петрологии." Наука", М., 1974, с.5-22.
- Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геологии и минералогии АН СССР, Монография, I, Изд-во АН СССР, 1949, Тбилиси, с.407.
- Дзоценидзе Г.С. Роль эффузивного вулканизма в образовании месторождений железных ископаемых. В кн.: "Магматизм и связь с ними полезных ископаемых". Госгеолтехиздат, 1960, М., с.274-288.
- Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд- "Недра", 1969, М., с.343.
- Дзоценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. О некоторых общих особенностях вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии. Карпатско-Балканская геологическая ассоциация, УІ, конгресс, доклады, 1965, ч.Ш, София, с.256-271.
- Дзоценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон. Материалы междуведомственного совещания по проблеме "Рудоносность вулканогенных формаций". Рудоносность вулканогенных формаций. "Недра", 1965, М., с.136-148.
- Дзоценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. О рудоносности эффузивного вулканизма. "Советская геология", 1967, №9.
- Дзоценидзе Г.С., Твалчрелидзе Г.А. О классификации вулканогенных месторождений. Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР, 1976, вып.376, с.7-17.
- Жариков В.А. Основы физико-химической петрологии. Изд-во Московского Университета, 1976, М., с.419.
- Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Древние аналоги интрадуговых рифтов в мел-палеогеновой островной дуге Малого Кавказа. В сб.: Проблемы рифтогенеза. Изв. СО АН СССР, 1975, Иркутск, с.112-114.

- Зарицзе Г.М. Метасоматизм и рудообразование. Изв.АН СССР, сер.геолог., 1968, №1, с.20-30.
- Зарицзе Г.М. Метасоматические процессы в геосинклинальном цикле. В кн.: Метасоматизм и рудообразование. "Недра", М, 1975, с.20-24.
- Иваницкий Т.А. Геология, минералогия и геохимия свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Грузии. ГИН АН СССР, Монографии, № 12, Изд-во АН СССР, 1963, Тбилиси, с.369.
- Иваницкий Т.В. Гидротермальный метаморфизм пород, вмещающих свинцово-цинковые и полиметаллические месторождения Грузии. "Геология рудных месторождений", 1959, №6, с.102-113.
- Иваницкий Т.А. К вопросу металлогенической специализации интрузивов Аджарии. Известия Геологического об-ва Грузии, 1969, и, VI, вып.1, 2, с.33-42.
- Иваницкий Т. В., Гварамадзе Н.Д., Мчедlishvili Т.Д. К вопросу распределения свинца, цинка и меди в метасоматически измененных магматических породах. Геохимия, №12, 1966, с.1450-1456.
- Иваницкий Т.В., Гварамадзе Н.Д., Мчедlishvili Т.Д., Шавишvili И.Д., Надарейшvili Д.Г., Мачавариани М.Ш. Геохимия и металлогеническая специализация интрузивов Аджарии. "Мецниереба", 1969, Тбилиси, с.148.
- Казицин Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. "Недра", 1968, М., с.340.
- Канн Дж.Р. Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана. В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. Изд-во "Мир", 1973, М., с.154-168.
- Каргаретели Ц.Ш. Некоторые вопросы минералогии агатовых месторождений Месхетии. Труды геол.ин-та АН СССР, новая серия, 1974, в.43, с.50-52.
- Кариб Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. В кн.: Новая глобальная тектоника. "Мир", 1974, М., с.266-288.
- Качарава И.В. Очерк геологии Ахалцихской депрессии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, геол. серия, 1961, т.12, с.103-196.
- Коржинский Д.С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. лаб. вулканологии, 1961, вып.19, с.3-15.

- Кузнецов С.С. Аджаро-Триалетская складчатая система. Мат. по геол. и петр. Грузии, вып. 4, Тр. СОПС АН СССР, 1937, вып. 22.
- Купарадзе М.Д. Геологическое строение, вещественный состав и условия формирования Дзамского скарново-железородного месторождения. "Мецниереба", 1966, Тбилиси, с. 61.
- Лалиев А.Г. Олигоцен. В кн.: Геология СССР, т. X "Недра", 1964, М., с. 655.
- Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Корни палеогенового вулканизма Аджарии. В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. "Мецниереба", 1973, Тбилиси, с. 70-94.
- Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Палеогеновый вулканизм Аджарии в кн.: Проблемы геологии Аджаро-Триалетии. Изд-во "Мецниереба", 1974, Тбилиси, с. 74-87.
- Лордкипанидзе М.Б., Закариадзе Г.С. Латеральная петрохимическая зональность палеогенового магматического комплекса западной Аджаро-Триалетии. В сб.; посвященном 70-летию со дня рождения акад. П.Д. Гамкрелидзе. Изд-во "Мецниереба", 1978, Тбилиси.
- Масалович А.М. Перенос вещества при отложении пирита в гидротермальных системах. Мат. всесоюзного симпозиума "Метасоматизм и колчеданное оруденение". Изд-во АН Арм. ССР, 1975, Ереван, с. 151-153.
- Мацукума Т., Хоригоши Е. Обзор месторождений Куроко в Японии. "Мир", 1973, М., с. 129-151.
- Мелсон У.Т., Томпсон П. Петрология зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта. В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. Изд-во "Мир", 1973, М., с. 30-50.
- Мефферт Б.Ф. Геологический очерк бассейна Верхней Куры. Мат. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна. Изд-во Загипровода, 1933, вып. 5.
- Мефферт Б.В. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Труды Всесоюзного геол. разв. объедин., 1923, вып. 303.
- Мжавля З.Д. Сульфидная минерализация в бейтонитах Цхьисубанского месторождения. В сб.: Автоаннотации докладов КИМС-а, 1969, Тбилиси, с. 39-40.
- Миасиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. "Мир", 1976, М., с. 535.

- Мяснро А., Сидо Ф., Юнг Г. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24-30° с.ш. В кн.: Петрология изверженных и метаморфных пород дна океана. "Мир", 1973, М., с. 140-154.
- Мчедlishvili Т.Д., Мачавариани М.Ш. О форме нахождения меди в породах и минералах Мерисского рудного узла. В сб.: Геохимия Грузии, Изд-во "Мецниереба", 1977, Тбилиси, с. 166-174.
- Набоко С.И. Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги. "Наука", 1969, М., с. 323.
- Набоко С.И. Современные гидротермальные процессы и их связь с тектономагматической активностью. В сб.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. 1974, Петропавловск Камчатский, с. 155-167.
- Надарейшвили Г.Ш. Эопленовый вулканизм Юго-восточной Грузии. В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Трмалетии. "Мецниереба", 1974, Тбилиси, с. 37-52.
- Надирадзе В.Р., Хмаладзе И.И. Некоторые особенности распределения молибдена в магматических образованиях Аджарского рудного района. Сообщения АН ГССР, 1969, 54, №3, с. 633-636.
- Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых. "Недра", 1968, М., с. 334.
- Наумов Г.Б., Дорофеева В.А. Химическая природа эволюции кислотности эндогенных растворов. Геохимия, № 2, 1975, с. 15-629.
- Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования. Геология рудных месторождений, №1, 1977, с. 13-23.
- Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров систем при рудообразовании. "Недра", 1976, М., с. 306.
- Пампура В.Д., Труфанова Л.Г. Литий и цезий в зонах аргиллизации Балейского золоторудного месторождения (Восточное Забайкалье), Геохимия, № 8, 1968.
- Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. Геотектоника, №5, 1975, с. 3-18.
- Петраченко Р.И. Вторичные кварциты, пропилиты и оруденение в мезозойских и палеозойских эффузивах Приморья. Изд-во "Наука, СО, 1974, Новосибирск, с. 168.
- Петраченко Е.Д., Петраченко Р.И. Цеолиты в гидротермально измененных вулканах Дальнего Востока. Тезисы докладов Всесоюзного семинара. "Геология, генезис и использование природных цеолитов", ч. I, 1978, Звенигород, с. 20-21.

- Ле Пшон К., Франшто Ж., Бонин Ж. Тектоника плит. Изд-во "Мир", 1977, М., с. 283.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Парагенетический ряд слоистых силикатов, связанный с преобразованием витрокластов в зоне гидротермального сульфидного оруденения. ДАН СССР, 1970, т. 193, № 2, с. 429-432.
- Ратеев М. А., Градусов Б. П. Структурные фазы преобразования андезитотрахитовых туфов в зоне гидротермального сульфидного оруденения. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1970₁, с. 51-70.
- Роква М. Л. К петрографии и минералогии гумбина и бентонитовых глин. Тр. Груз. гос. Геол. Управления, 1941, вып. 5, Тбилиси, с. 23-25.
- Рубинштейн М. М., Хуцадзе А. Л., Насидзе Г. И., Добрыдин В. Н., Девнозавили Д. И. Об аргоновом возрасте некоторых магматических образований Аджаро-Триалетской складчатой системы. В сб.: Вопросы геохимии и петрологии. Изд-во "Мецниереба", 1973, Тбилиси, с. 5-16.
- Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Грейзеновая формация метасоматических пород и закономерности ее проявлений. В сб.: Проблемы метасоматизма, "Недра", 1970, М., с. 188-197.
- Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально метасоматических пород. Зап. ВМО, 1974, вып. 3, с. 289-304.
- Русанов В. Л. Геологические и физико-химические закономерности пропилитизации. "Наука", 1972, М., с. 202.
- Саркисян С. Ш. К вопросу о формировании полиметаллического оруденения Аджарии. Медгиз, 1957, Тбилиси, с. 120.
- Сатон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. В кн.: Природа метаморфизма. "Мир", 1967, М., с. 24-48.
- Сендеров Э. Ж., Хитаров Н. И. Цеолиты их синтез и условия образования в природе. "Наука", 1970₁, М., с. 283.
- Силлитоу Р. Связь металлогенических провинций запада Американских континентов с поддвижением (субдукцией) океанической литосферы. В сб.: Новая глобальная тектоника. "Мир", 1974, М., с. 330-335.
- Силлитоу Р. Модель тектоники плит в применении к процессу образования месторождений медно-порфировых руд. В сб.: Новая глобальная тектоника, "Мир", 1974, М., с. 335-351.
- Смирнов Я. Б., Сутробов В. М., Меркумов В. Н., Нурдин И. М., Попова А. К. Тепловой поток в основных тектонических структурах северо-западной части Тихого океана. ДАН СССР, 1979, т. 244, № 5, стр. 1202-1206.

- Соболев В.С., Хлестов В.В., Добрецов Н.Л. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. "Недра", 1972, М., с.283.
- Соукминс Ф. Сульфидные рудные месторождения и глобальная тектоника (тектоника плит). В сб.: Новая глобальная тектоника. Изд-во "Мир", 1974, М., с.358-377.
- Татшвили М.Г. Эоценовый вулканизм Месхети. В сб.: Проблемы геологии Аджаро-Трапалетии. Изд-во "Мецниереба", 1974, Тбилиси, с.25-36.
- Тауссон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, 1961, М., с.229.
- Твалчрелидзе А.А. Флоридиновые и бентонитовые глины Закавказья. Тр. конференции по отбеливающим глинам. 1931, Тбилиси, с.31-33.
- Твалчрелидзе А.А. Глины бентонитовые. В кн.: Минеральные ресурсы ССР Грузия. "Техника да шрома", 1933, Тбилиси, с.123-141.
- Твалчрелидзе А.А., Дзоценидзе Г.С., Схиртладзе Н.И. Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин. Тр. Тбилисского Гос. Университета, 1959, т.72, с.95-154.
- Федотов С.А. О связи вулканов с Тихоокеанским фокальным слоем, механизме подъема магмы и возможном положении мантийных областей питания вулканов. В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм, 1974, Петропавловск-Камчатский, с.9-20.
- Фон Герцен Р.П., Ли У. Х.К. Тепловой поток в океанических областях. В кн.: Земная кора и верхняя мантия. "Мир", 1972, М., с.61-70.
- Хатертон Т. Активные континентальные окраины и островные дуги. В кн.: Геология континентальных окраин, т.1, "Мир", 1978, М., с.106-119.
- Холанд Г.Д. Жильные минералы в гидротермальных месторождениях. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. "Мир", 1970, М., с.325-367.
- Хундадзе А.Г., Сендеров Э.Ж., Хитаров М.И. Экспериментальные данные по составам синтетических анальцимов. Геохимия, 5, 1970, с.588-601.
- Шаронов Б.Н. Роль вмещающих пород при формировании некоторых месторождений технического агата. Зап. ЛГИ, 1965, т. XIX, вып. 2, с.171-179.
- Щербань И.П., Боровикова Г.А. Физико-химические условия процесса образования вторичных кварцитов. Геология и геофизика, №2, 1977, с.144-148.

- ALEXANDER G.M., HESTON W.M., HER R.K. The solubility of amorphous silica in water. *J. Phys. Chem.*, 58, 1954, p. 453-455.
- БАТАНДЖИЕВ ИВ., ВЕЛИНОВ ИВ. Структурнообразователи и постметаматични процеси по горнокредните вулкани на край с. Змејово, Старозагорско. *Известия на Геологическия институт - серия геотектоника кн. XXI-XXII*, 1973, стр. 37-59.
- BONCEV EKIM. Lineament geosynclinal zones - zones of impermanent riftogenesis. *Geologica balkanica*, 6.1. Sofia Mart.*1976, p. 83 - 101.
- COOMBS D.S., ELLIS A.I., FIFE W.S., TAILOR A.M. The zeolite facies; with comments of interpretation of the hydrothermal synthesis. *Geochim. et Cosmochim. Acta* v. 17, N 1/2, 1959, p. 53 - 108.
- GILULY J. The tectonic evolution of the western United States. *Q. Journ. Geol. Soc. London*, 119, 1963, p. 133.
- JONES D.L. BASSETT RANDY; Alteration of sediment of lower part of hole. Initial reports of deep sea drilling project. V. XXX (Wellington New Zealand to Apra, Guam). National Science Foundation, 1975, p. 483-488.
- HEMLEY J.J. Some mineralogical equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Am. J. Sci.*, 1959, p. 241-270.
- LINDGREN W. The nature of replacement. *Econ. Geol.* 7, 1912, p. 521-535.
- Kennedy G.C. The hydrothermal solubility of silica. *Econ. Geol.* 39, 1944, p. 25-36.
- KENNEDY G.C. A portion of the system silica-water. *Econ. Geol.* v. 45, 1950, p. 553-629.
- LANGSETH M.G., HERZEN R.P. Von. Heat flow through the floor of the world oceans. In: *The sea* A.E. Maxwell edited. v. 4. pt. 1. Interscience, New York, 1970, p. 299-352.
- LOVERING T.S., SHEPARD A.O. Hydrothermal alteration zones caused by halogen acid solutions, East Tintic district Utah. *Am. J. Sci.*, v. 258-A, 1960, p. 215-229.
- MIYASHIRO A. Evolution of metamorphic belts. *Journ. Petrol.* 3, 1961, p. 277-311.
- MIYASHIRO A. Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean floor metamorphism. *Tectonophis.*, 13, 1972, p. 141-159.
- OLANDER A., LIANDER H. The phase diagram of sodium chloride and steam above critical point. *Acta Chem. Scand.*, 4, 1950, p. 1437-1445.
- RASCHKA H., ECKHARD F.J. Geochemistry of basalts from the Norwegian-Greenland sea. *Leg. 38. DSDP*, National Science Foundation, v. 38, 1974.
- READ H.H. Aspects of Caledonian magmatism of Britain. *L-pool - Manch. Geol. Journ.*, 1961, p. 653.
- ROEDDER E. Composition of fluid inclusions. Data of geochemistry, Chapter - JJ. 1974, Washington, p. 120.
- STERN C.R., WIT M.J., de LAUREN J.R. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites

and their implication for the oceanic floor metamorphism, seismic layering and magnetism. *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, N 13, p. 4370 - 4380.

STERN S. K. G. J. Stability and relations of the Al-Fe epidotes. *Min. Mag.* 271, v. 35, 1965, p. 464 - 475.

TARNEY J., SAUNDERS A. D., WEAVER S. D. Geochemistry of volcanic rocks from island arcs and marginal basins of the Scotia arc regions. In: *Island arcs, deep sea trenches and back arc basins*. American Geophysical Union, Washington D.C., 1976, p. 367 - 379.

WATANABE T. L., LANGSETH M. G., ANDERSON R. N. Heat flow of the back arc basin of the Western Pacific. In: *Island arcs, deep sea trenches and back arc basins*. American Geophysical Union, Washington D.C., 1976, p. 137 - 167.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ МИНЕРАЛОВ

Аб	- альбит	Мон пи	- моноклинный пироксен
Авг	- авгит	Мор	- морденит
Ад	- адуляр	Мт	- магнетит
Ал	- алунит	Му	- мусковит
Акт	- актинолит	Нат	- натролит
Амф	- амфибол	Пи	- пироксен
Ан	- анальцит	Пла	- плагиоклаз
Андр	- андрацит	Пр	- пренит
Ап	- апофиллит	Прт	-пирротин
Би	- биотит	Псп	- пиральспит
Ге	- гейландит	Пт	- пирит
Грос	- гроссуляр	Рог	- роговая обманка
Грс	- гидрослюда	Ру	- рутил
Дес	- десмин	Сер	- серицит
Дик	- дикиит	Скц	- сколецит
Диас	- диаспор	Стб	- стибнит
Ил	- иллит	Том	- томсонит
Ка	- карбонат	Ту	- турмалин
Каол	- каолинит	Х	- халцедон
Кв	- кварц	Хл	- хлорит
Кпт	- клиноптилолит	Хлт	- халькопирит
Кпш	- калиевый полевой шпат	Це	- цеолит
Кц	- кальцит	Цо	-цоизит
β	- ле - β - леонгардит	Эг	- эгирин
Лом	- ломонит	Эк	- экерманит
Мол	- молибденит	Эст	- энстатит
Мар	- марказит	Эп	- эпидот
Мон	- монтмориллонит	Эр	- эррионит

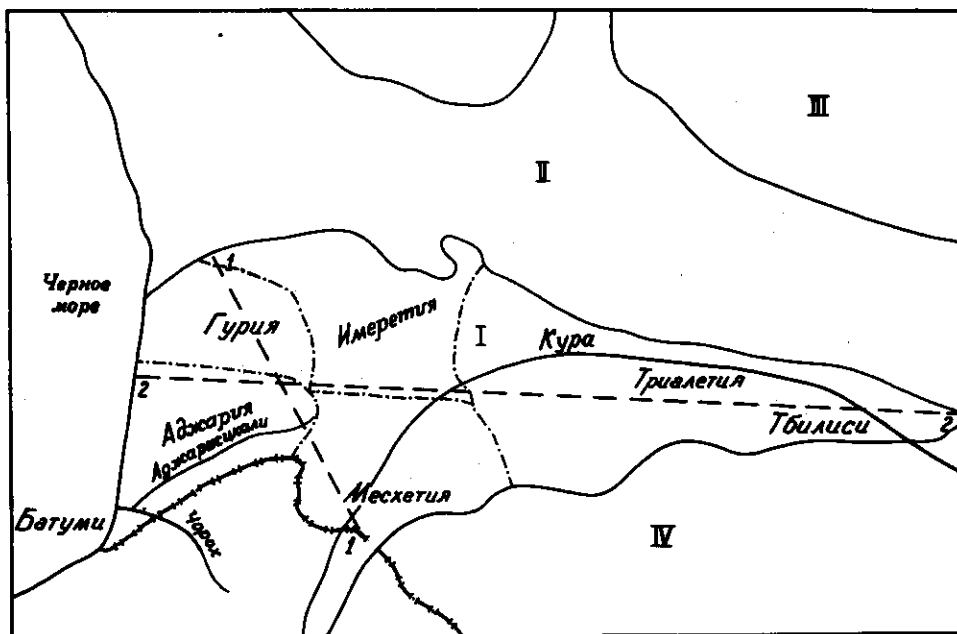


Рис.1. I - Аджаро-Триалетская складчатая зона, II - Грузинская глыба, III - Южный склон Большого Кавказа, IV - Артыно-Болнисская глыба

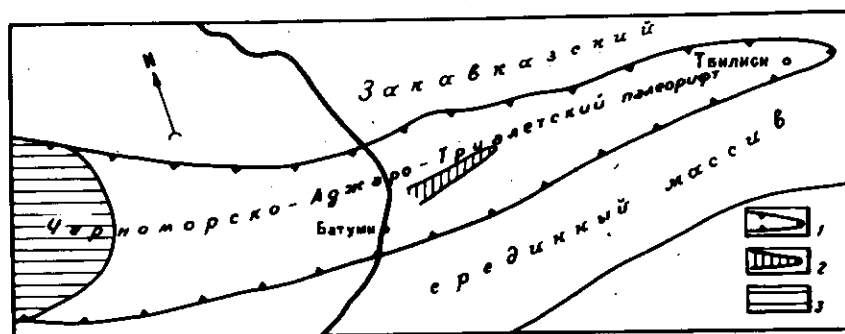


Рис.2. Схема строения Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта (по Адамия и др., 1974). I - граница палеорифта, 2 - толеитовые базальты ее осевой части, 3 - область отсутствия "гранитного" слоя.

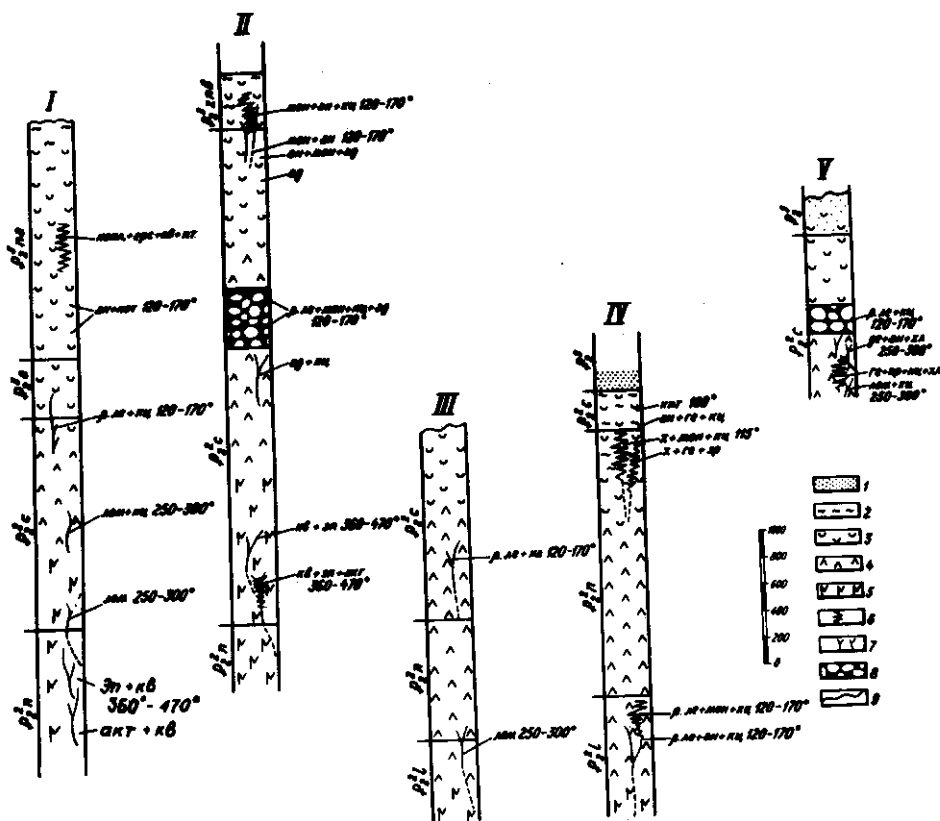


Рис.4. Колонки, иллюстрирующие зональность пропилитов в палеогеновой вулканической толще: I - по ущ.р.р.Нагваревисцкали, Аджарисцкали и Схалта, II - по ущ.р.Губазеули, III - по ущ.р.Кершавета, IV - по ущ.р.Цинубани, V - по ущ.р.Куры (окрестности Аспиндза).

I - терригенные осадки, 2 - гидротермальные аргиллизиты, 3 - цеолитовые пропилиты, 4 - хлорит-альбитовые пропилиты, 5 - эпидот-хлоритовые и актинолитовые пропилиты, 6 - зоны дробления, 7 - гидротермальные жилы, 8 - шаровые лавы, 9 - поверхности размыва, $P_2^2 \ell$ - средний эоцен, ликанская свита; $P_2^2 n$ - средний эоцен, нагваревская свита; $P_2^2 c$ - средний эоцен, чидильская свита; $P_2^2 a$ - верхний эоцен, адигенская свита; $P_2^3 na$ - верхний эоцен, наадигенская свита; $P_2^3 n \ell$ - верхний эоцен, венобанская свита; P_2^3 - верхний эоцен, терригенные осадки.

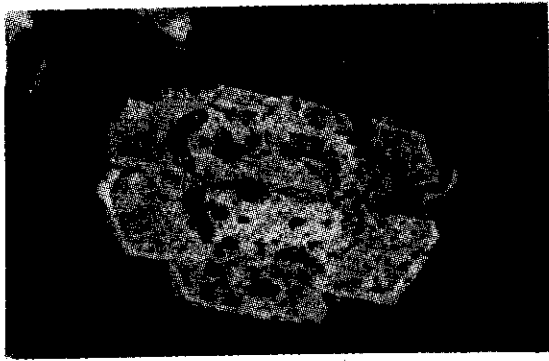


Рис.9. Альбитовая каемка по замещенному гейландитом плагиоклазу. Ник +, x 45

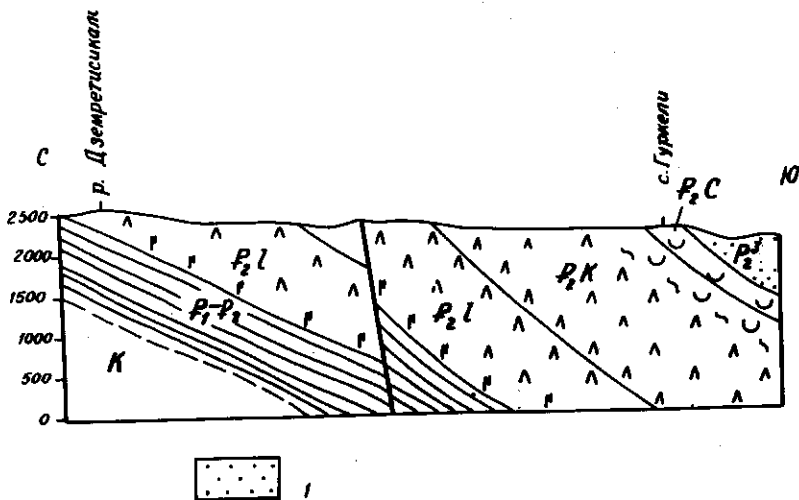


Рис.10. Геологический профиль по ущ.р.Цинубани (линия 4-4 см. на рис.3) с иллюстрацией зональности пропилитов. I - терригенные осадки, P_2^3 - верхний зоцен, осадочная толща. Остальные условные обозначения см.на рис.4,7.

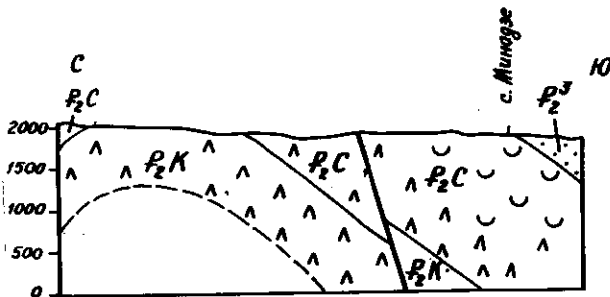


Рис.11. Геологический профиль по ущ.р.Уравели (линия 5-5 на рис.3), с иллюстрацией зональности пропилитов. Условные обозначения см. на рис.4,7

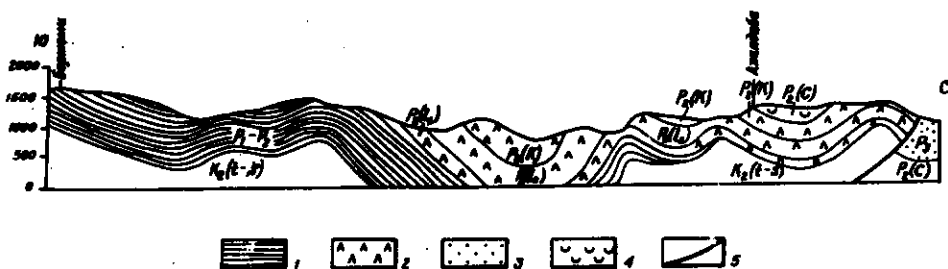


Рис.12. Геологический профиль по ущ.р.Курм от Боржоми до Тшикарки (линия 6-6 на рис.3) с иллюстрацией зональности пропилитов. 1 - боржомский флиш, 2 - хлорит-альбитовые пропилиты, 3 - терригенные осадки, 4 - цеолитовые пропилиты, 5 - разлом. $K_2(t-s)$ - верхний мел, $P_2 l_1$ - средний эоцен, нижняя часть ликанской свиты; $P_2 l_2$ - средний эоцен, верхняя часть ликанской свиты. Остальные условные обозначения смотрите на рис.7.



Рис.13. Зарисовка прозрачного шлифа р 379, отражающая альбитизацию по цеолитизированному плагиоклазу.

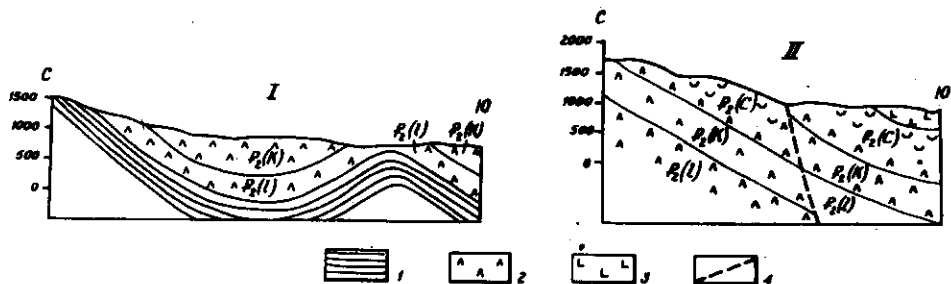


Рис.14,15. Геологические профили: I - по ущ.речки Сарван (от г.Гурисгади до с.Арджеван-Сарван) и II - по ущ.р.Хачков (линии 7-7 и 8-8 соответственно, на рис.3) с иллюстрацией зональности и распространения пропилитов. 1 - карбонатный флиш; 2 - хлорит-альбитовые пропилиты; 3 - неогеновые долериты; 4 - разлом. Остальные условные обозначения см. на рис.7.



Рис.16. Зарисовка прозрачного шлифа З103, иллюстрирующая замещение альбитом предварительно цеолитизированного плагиоклаза.

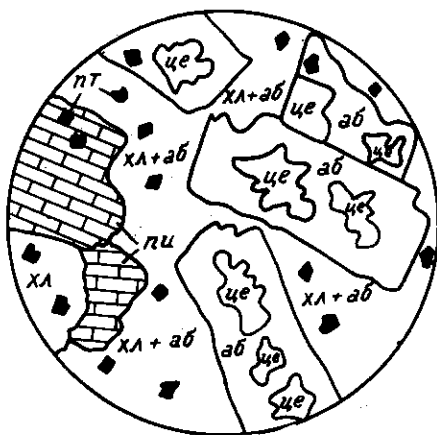


Рис.17. Зарисовка прозрачного шлифа З104, иллюстрирующая замещение альбитом предварительно цеолитизированного плагиоклаза.

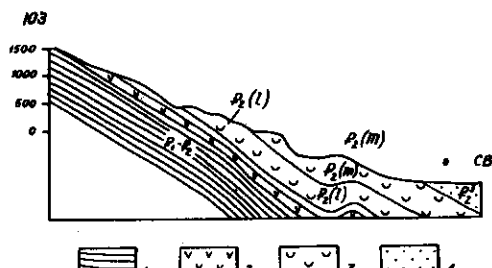


Рис.18. Геологический профиль по ур.рр.Дрицкеви,Тана (линия 9-9 см. на рис.3), с иллюстрацией распространения пропитывания. 1 - карбонатный флиш, 2 - диабаз, 3 - цеолитовый пропитат, 4 - терригенные осадки. (остальные условные обозначения см. на рис.7 и 8.

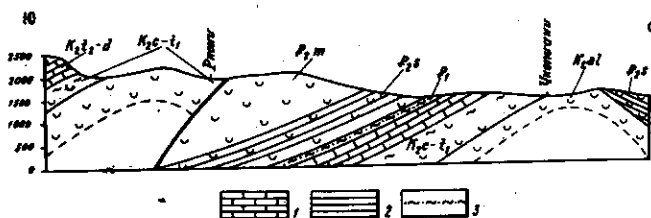


Рис.19. Геологический профиль по ур.р.Тадзавани (линия 10-10 см.на рис.3), иллюстрирующий распространение цеолитовых пропитатов и гидротермальных архаизмов в этом разрезе. 1 - известняк, 2 - карбонатно-вулканогенный флиш, 3 - глинистые песчаники. $K_1 a, d$ - альб, вулканогенная толща; $K_2 c-t_1$ - сеноман-нижний турон, вулканогенная толща; P_1 - палеоцен-горизонт глинистых песчаников; $P_2 s$ - средний эоцен - нижняя оловяная сланца; $P_2 m$ - средний эоцен, мелководная и глубоководная вулканогенная сланца. Остальные условные обозначения см. на рис. 8.

Si Ti Al Fe^{III} Fe^{II} Mn Mg Ca Na K P O OH

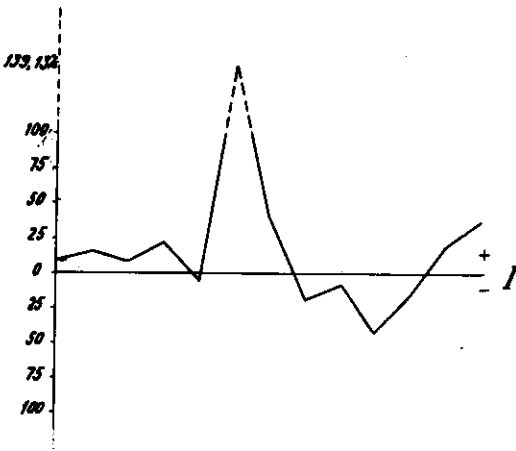
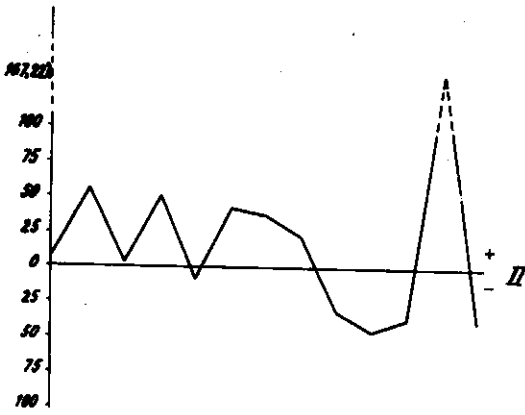


Рис.20. График миграции вещества в процессе пропилитизации (Гурия). I - актинолитовая фация, II - эпидот-хлоритовая фация.

Si Ti Al Fe^{III} Fe^{II} Mn Mg Ca Na K P O OH

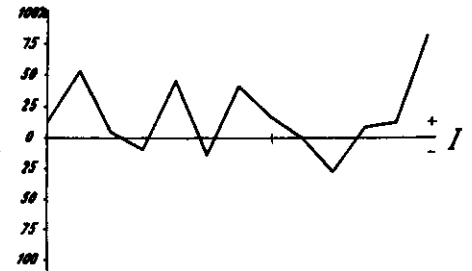
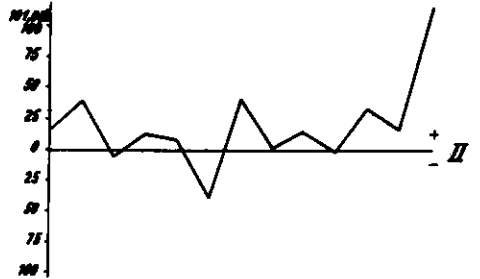
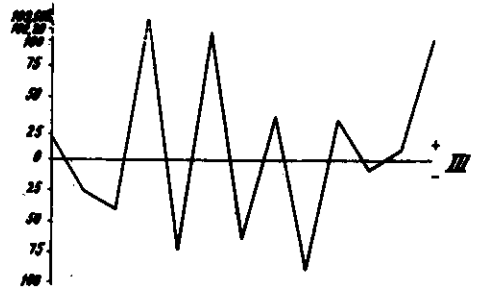


Рис.21. График миграции вещества в процессе приконтактной пропилитизации Зотской интрузии. I-II - пропилиты актинолитовой фации, III - зоны серицитолитов.

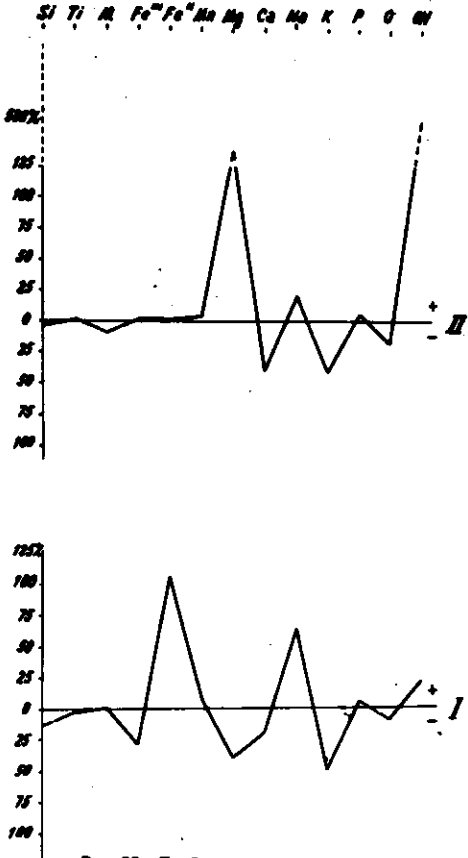


Рис.22. График миграции вещества в процессе проэпидитизации (Гурья). I - хлорит-альбитовая фация, II - цеолитовая фация.

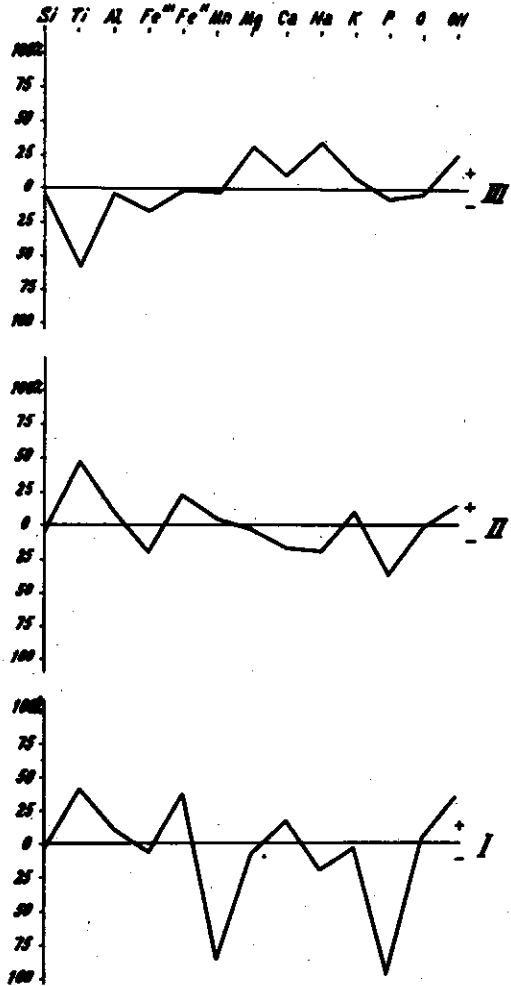


Рис.23. График миграции вещества в процессе проэпидитизации (Месхетия). I-III -хлорит-альбитовая фация.

Si Ti Al Fe^{III} Fe^{II} Mn Mg Ca Na K P O OH

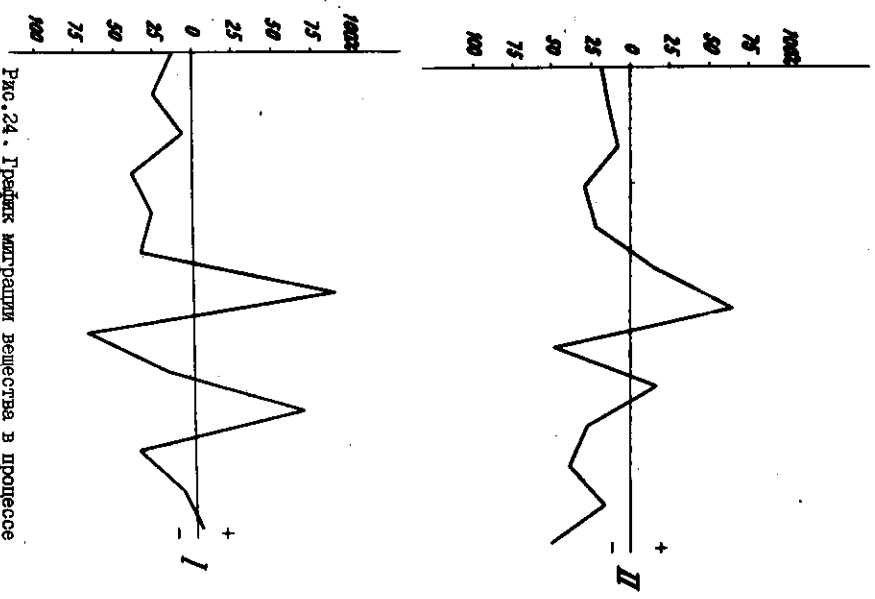


Рис. 24. Трафик миграции вещества в процессе пролигитизации (Имеретия, ут. р. Звартула) I - хлорит-альбитовая фация, II - неолитовая фация.

Si Ti Al Fe^{III} Fe^{II} Mn Mg Ca Na K P O OH

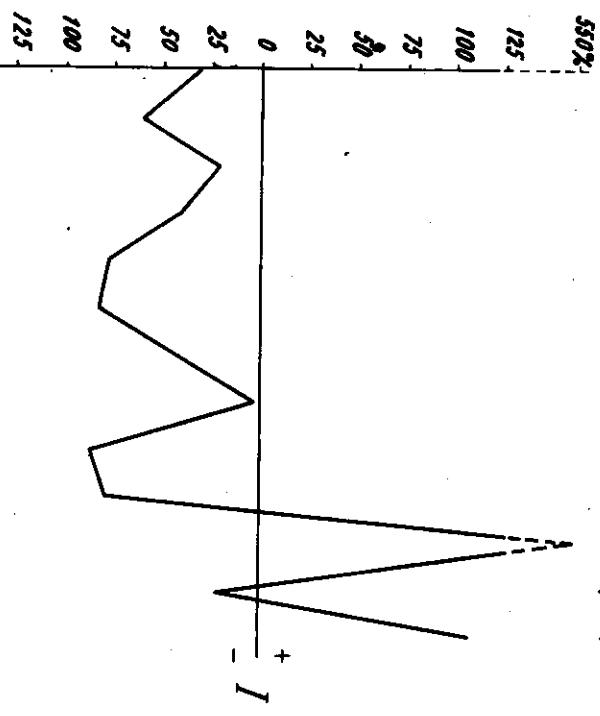


Рис. 25. Трафик миграции вещества в процессе микротепальной аркхаризации (Архария). I - зона аркхаризации.

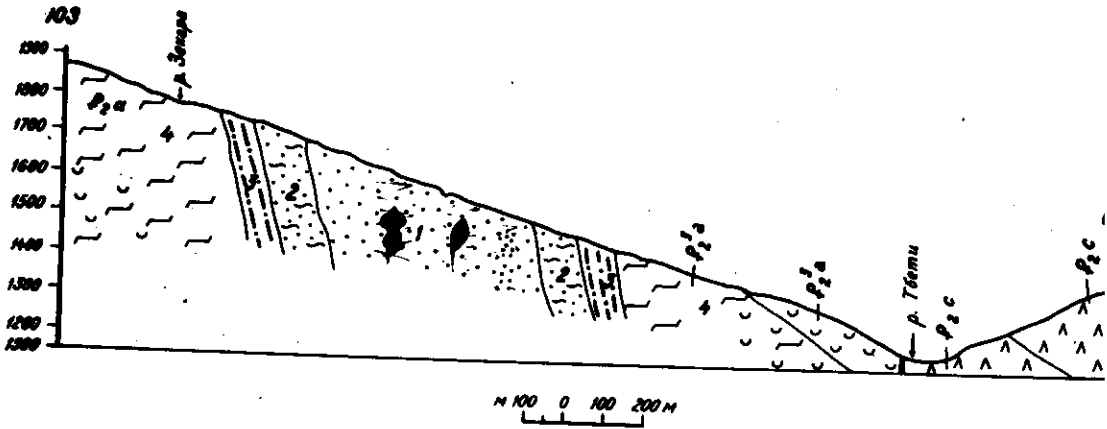


Рис.27. Геологический профиль на участке Гудна, с иллюстрацией зональности в аргиллизитах и взаимоотношения между вторичными кварцитами и пропилитами. 1-внутренняя зона аргиллизитов с серноколчеданным оруденением, парагенетическая ассоциация - ди-дик-ал-ру-пт (кв), 2- промежуточная зона - ди-ал-кв-пт, 3 - внешняя зона - као-грс-сер-кв-пт, 4 - кремнеземная фация. Остальные условные обозначения см. на рис.5.

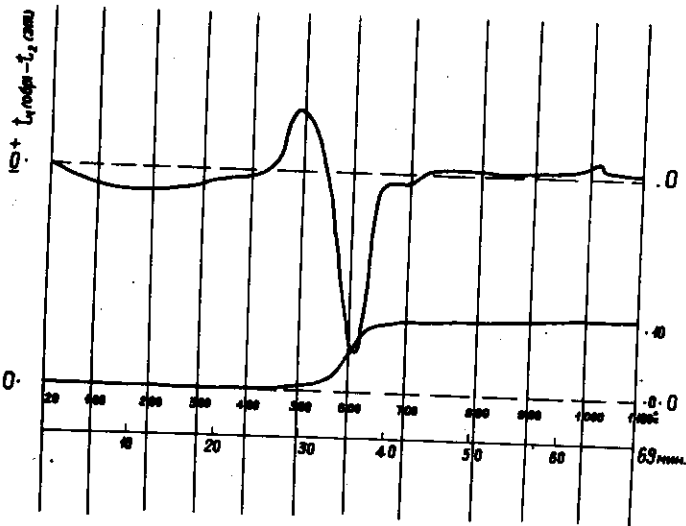


Рис.28. Термограмма, диаспор.

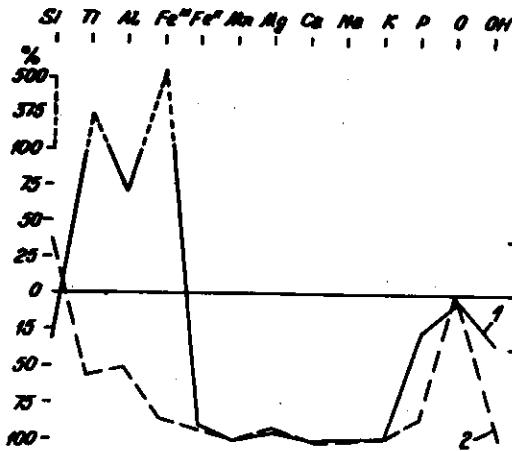


Рис.29.График миграции вещества в процессе формирования вторичных кварцитов. 1 - аргиллизитовая фация (внутренняя зона), 2 - кремнеземная фация.

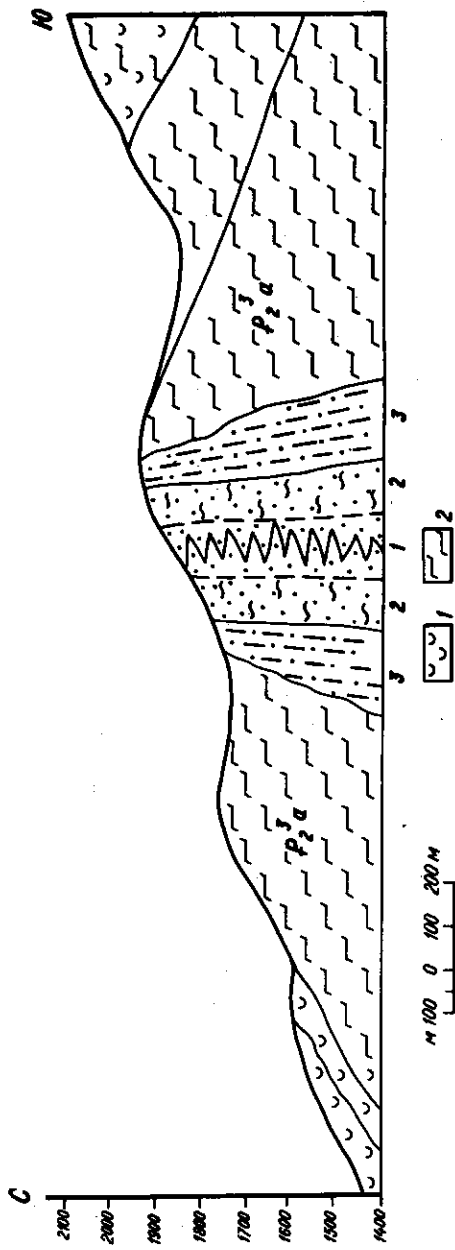


Рис.30. Геологический профиль на участке Гома, иллюстрирующий зональность в аргиллизитах. Условные обозначения см. на рис.27.

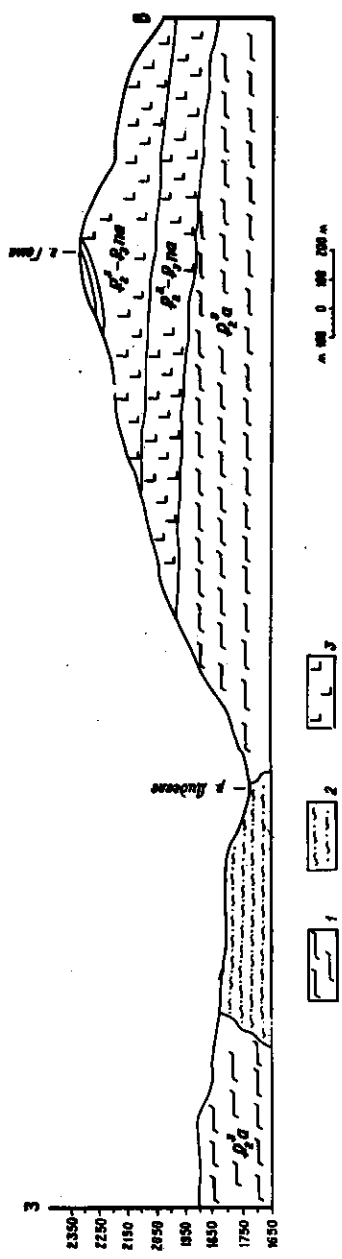


Рис.31. Геологический профиль на участке Гома, вдоль внешней зоны аргиллизитов, показанных на рис.5.7, иллюстрирующий взаимоотношения между аргиллизитовой и кремнеземной фациями, а также между вторичными кварцитами и гомским лавовым комплексом. 1-кремнеземная фация, 2-аргиллизитовая фация, 3-лавы и лавовые брекчии и туфобрекчии гомского комплекса. Условные обозначения см. на рис.27.

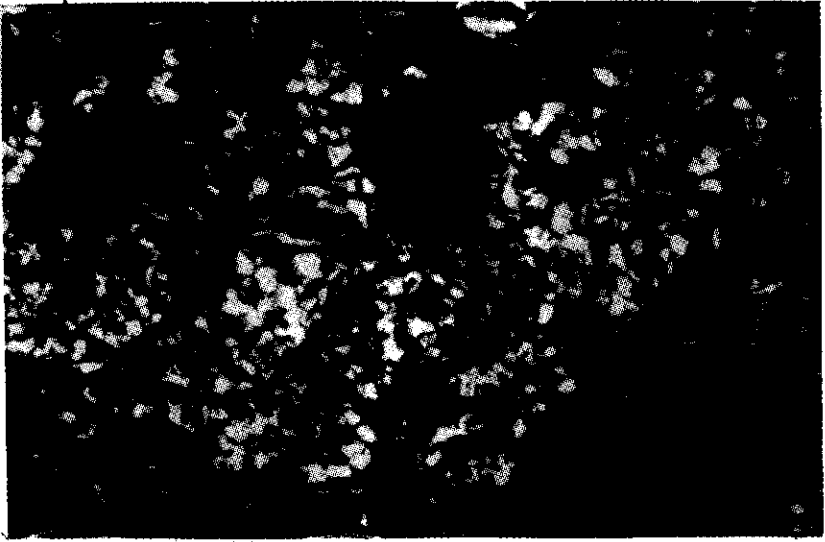
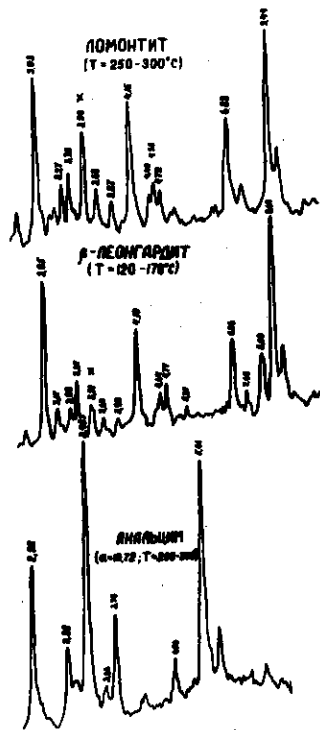


Рис.32.Вулканокласт кварцита в андезитовой туфобрекчии гомского комплекса.



Рис.33.Вулканокласт кварцита в андезитовой туфобрекчии гомского комплекса.



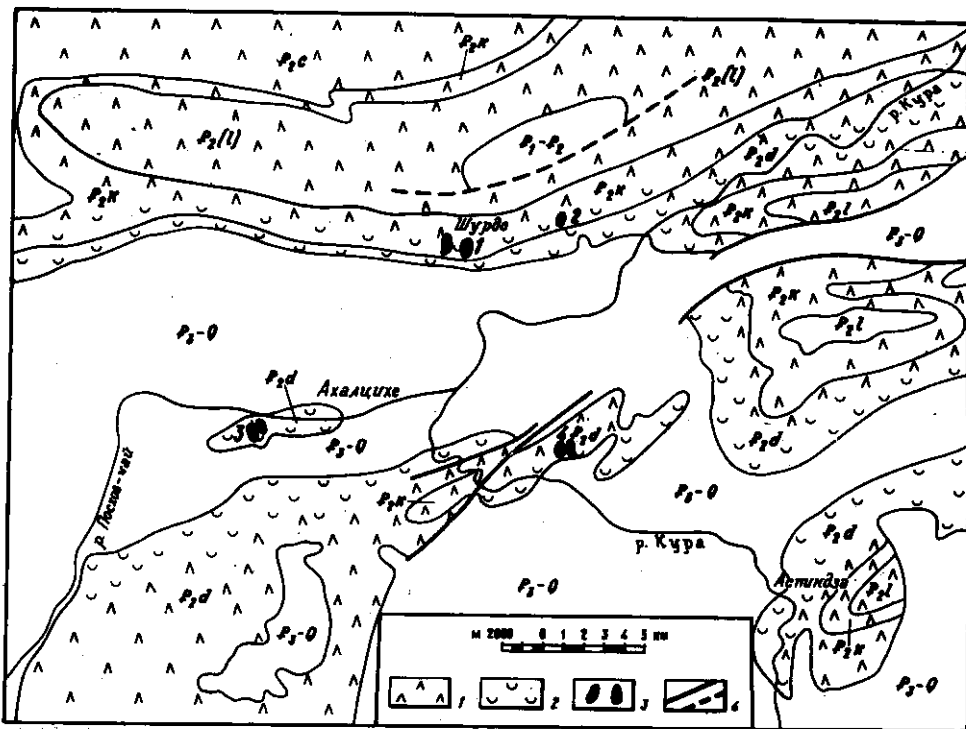


Рис.35. Геологическая схема распространения мезозойских агат-халцедоновых месторождений (геологическая основа Ш.А.Адамия), с иллюстрацией распространения и взаимоотношения пропиточных фаций. 1-хлорит-альбитовые пропитки, 2-цеолитовые пропитки, 3-агат-халцедоновые месторождения, 4-разломы. $P_2 d$ - средний ярус, двоякая свита; $P_2 Q$ - верхнеэоценов-четвертичные нерасчлененные терригенные отложения. Остальные условные обозначения см. на рис.7.

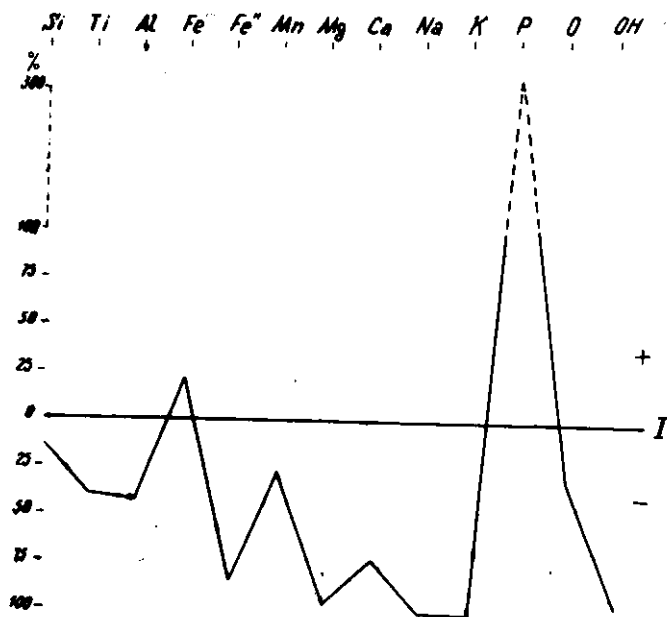


Рис.36. График миграции вещества в процессе гидротермальной аргиллитизации. I-зоны гидротермальных аргиллитизитов на агат-халцедоновом месторождении Шурдо.

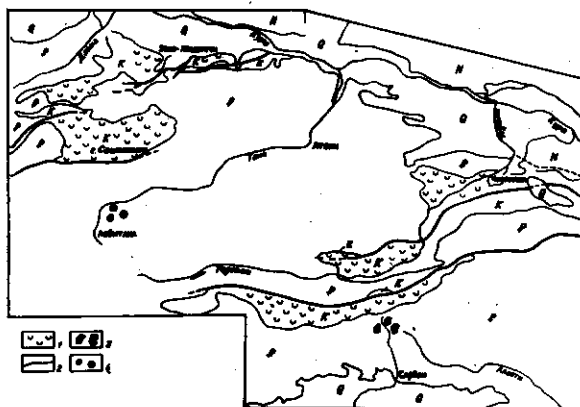


Рис.37. Геологическая схема района ущ. р. Гедсами, с указанием местонахождения вулканокластов и галек халцедона.
1-выходы вулканогенного мела; 2-разломы, 3-вулканокласты халцедона, 4-галки халцедона.

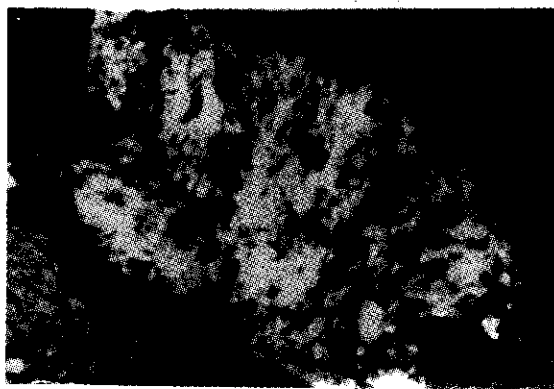


Рис.38. Вулканокласт халцедона в туфах ликанской свиты. Ник +, х 45.

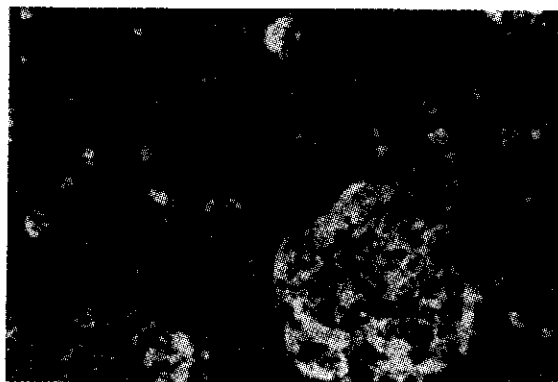


Рис.39. Галька верхнемелового мергеля с микрофауной. Ник +, х 45.

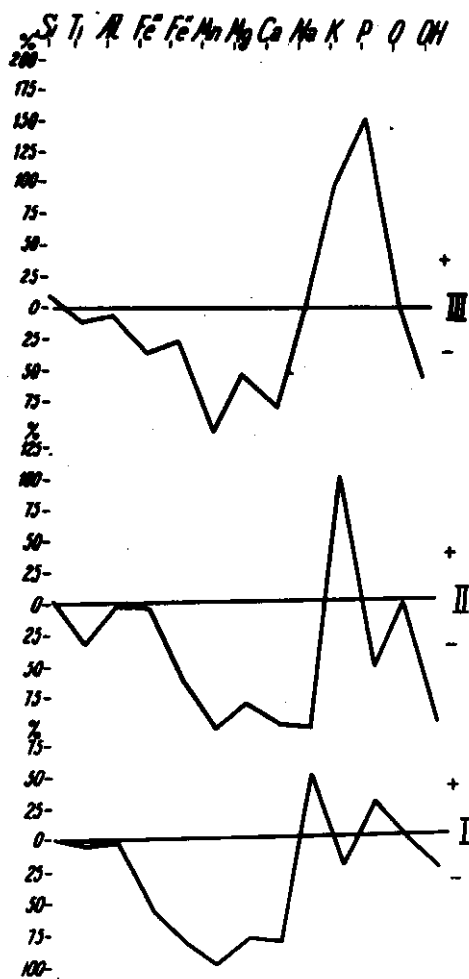


Рис. 40. График миграции вещества в процессе щелочного метасоматоза (приконтактная зона Мерисского интрузива). I-альбитовая фашия, II-серпичитовая фашия, III-калишпатовая фашия.

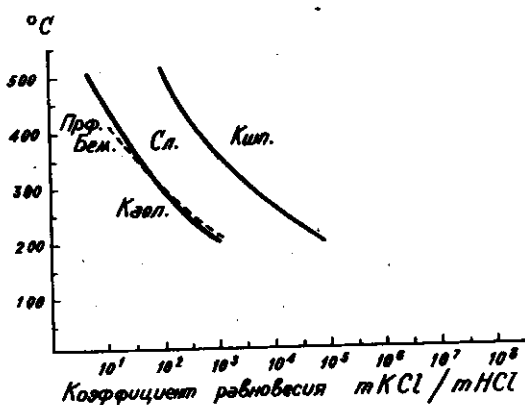


Рис.41. Изменения экспериментальных констант равновесия реакции с изменением температуры по Дж.Хемли.

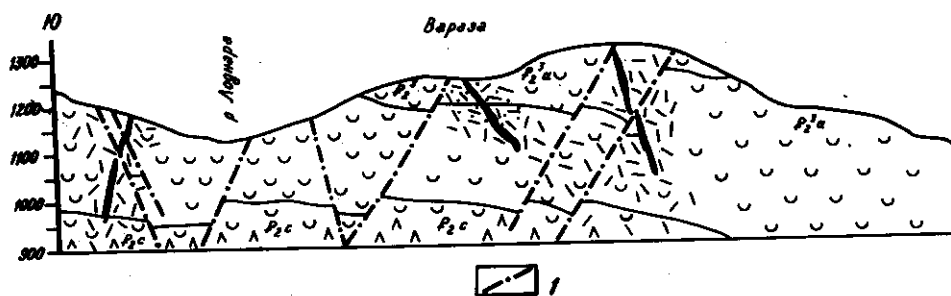


Рис.42. Геологический профиль на месторождении Вареза-Садвогия, иллюстрирующий расположение рудных жил и взаимоотношения метасоматических формаций на этом участке. I - разломы. Остальные условные обозначения см. на рис.26.

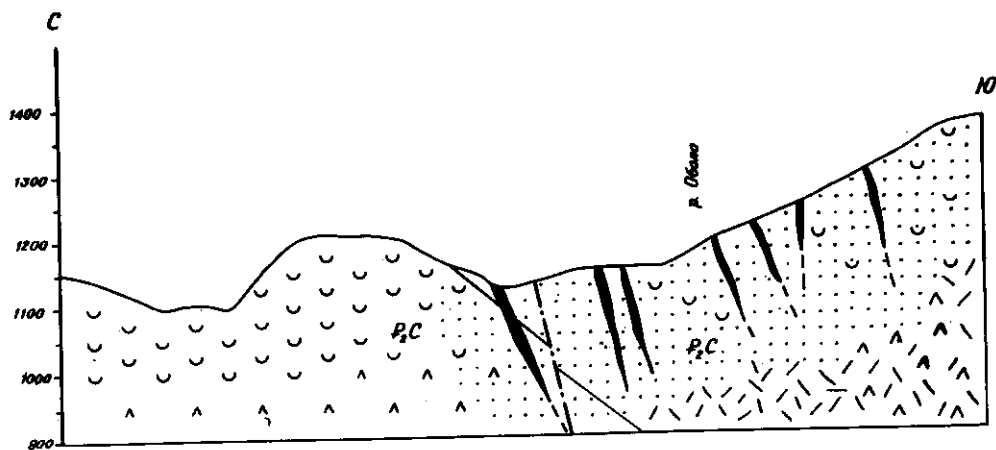


Рис.43. Геологический профиль на месторождении Оболо-Кайлы-Кай, иллюстрирующий расположение рудных жил и взаимоотношение метасоматических формаций на этом участке. Условные обозначения см. на рис.21.

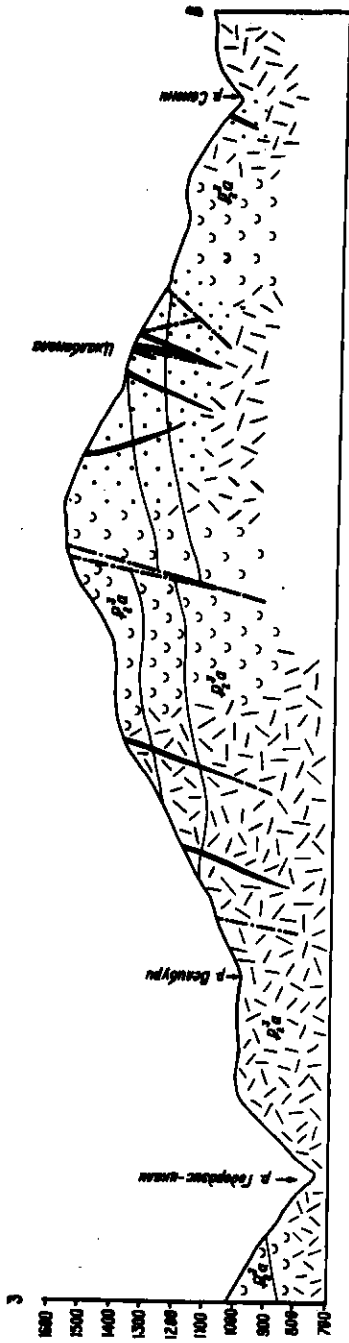


Рис. 44. Геологический профиль на месторождениях Цаганово, Велбури, Голердизсала, клявстрирующий расположение рудных жил и взаимоотношение метасоматических формаций. Условные обозначения см. на рис. 26.

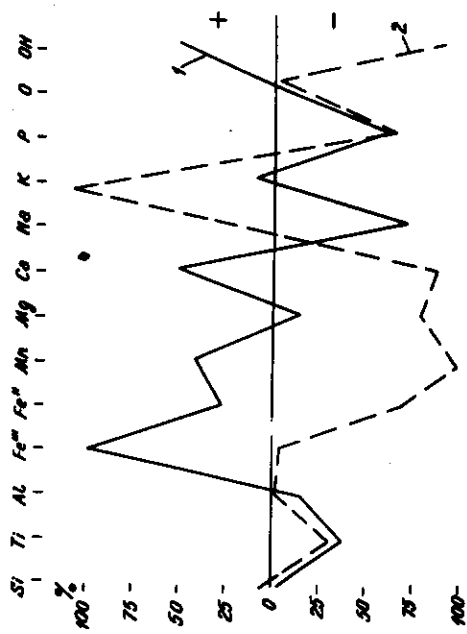


Рис. 45. Графики миграции вещества в процессе жергит-карбонатного окислительного метасоматоза (1) и при контактовой серпиктизации (2).

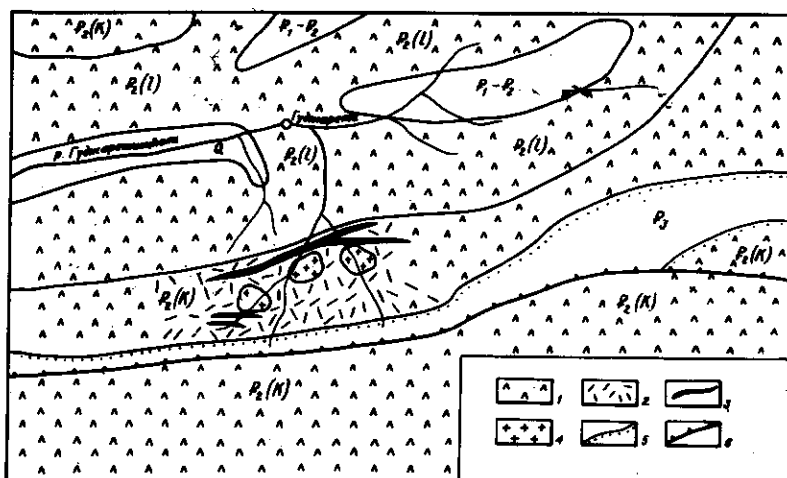


Рис.46. Схематическая геологическая карта района Гудзарского рудопроявления (использованы материалы Н.А.Кандеяки и Д.А.Касрадзе), с иллюстрацией распространения гидротермальных метасоматитов. 1-хлорит-альбитовые пропилиты, 2-околорудные и приконтактные кварц-серпичит-карбонат-хлоритовые метасоматиты, 3-рудные жилы, 4-интрузивные тела, 5-линия трансгрессивного залегания, 6-разлом. P_3 - верхний эоцен терригенный. Остальные условные обозначения геохронологических индексов см. в пояснении к рис.7.

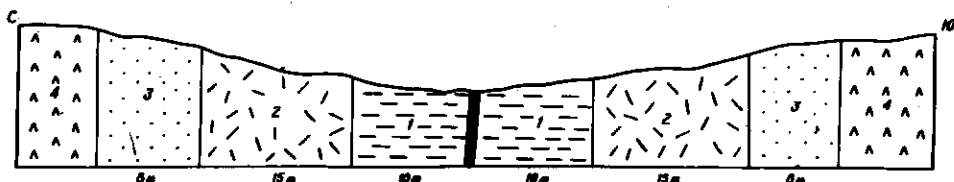


Рис.47. Геологический профиль отражающий горизонтальную зональность в околорудных метасоматитах главного рудного тела Гудзарского рудопроявления. 1-кварц-серпичитовая зона, 2-кварц-серпичит-хлорит-карбонатная зона, 3-карбонат-хлоритовая зона, 4-пропилит хлорит-альбитовой фации.

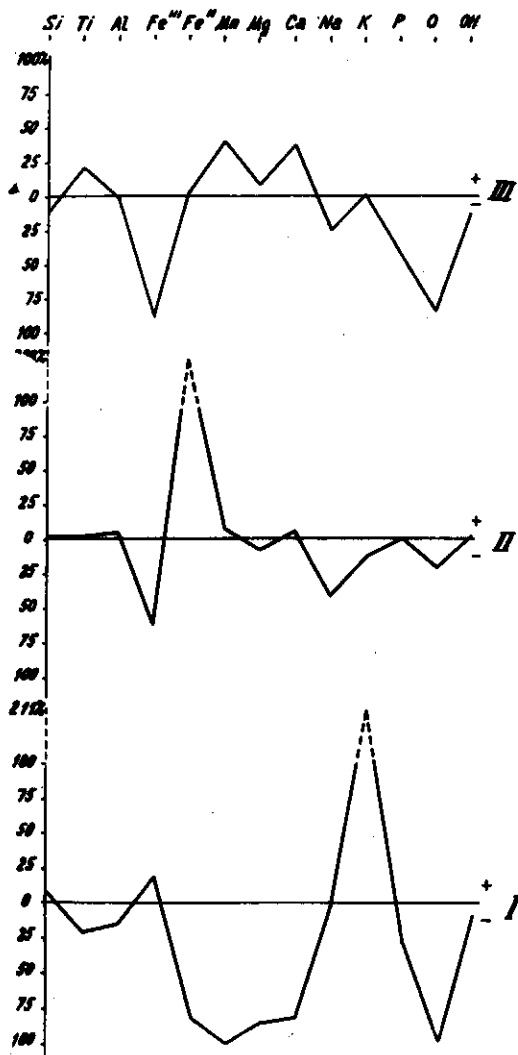


Рис. 48. График миграции вещества в процессе окислорудного метасоматоза Гуджарретского медно-полиметаллического рудопроявления. I-кварц-серицитовая зона, II-III-хлорит-карбонатная зона.

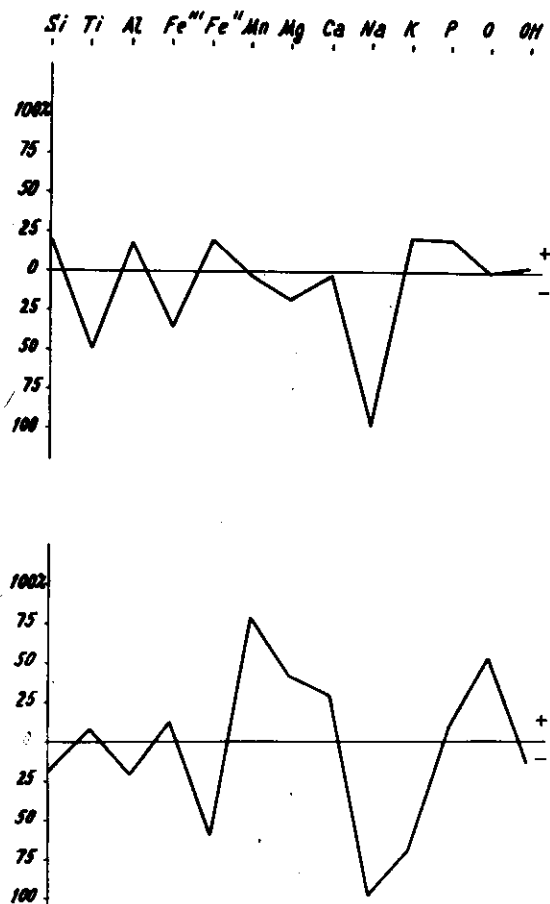


Рис. 49. График миграции вещества в процессе окислорудного метасоматоза Зекарского медно-полиметаллического рудопроявления. I-карбонат-серицит-хлоритовая зона, II-кварц-серицитовая зона.

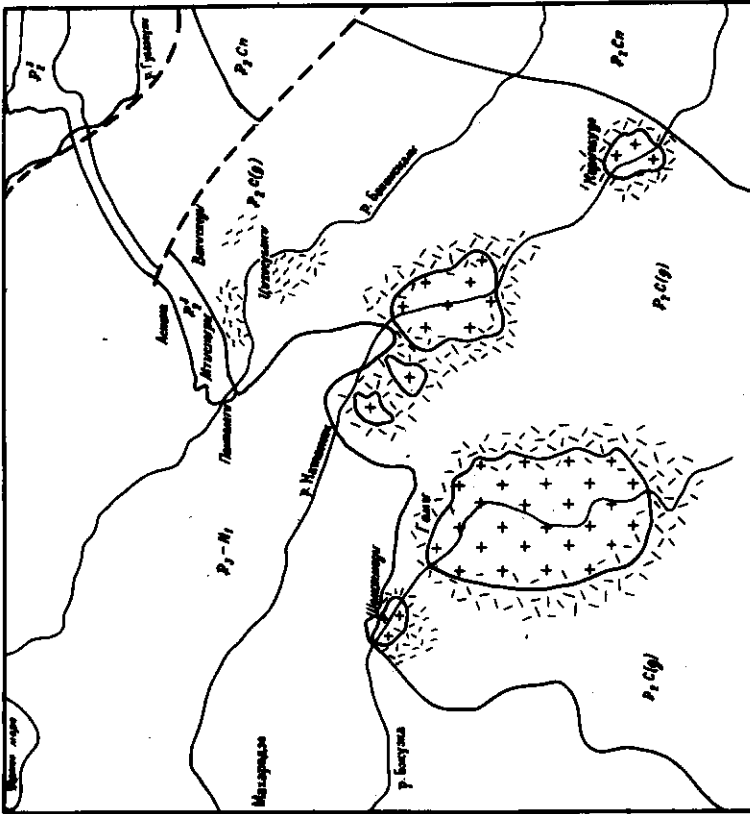


Рис. 56. Геологическая схема района выходов Ваккеварского интрузивного массива, иллюстрирующая взаимоотношение приконтактовых лепочных метасоматитов и метаморфизованных архейских гранитоидов. (Геологическая основа по материалам Ш.А. Алашян, И.П. Гамкрелидзе, Г.И. Надарейшвили). 1 - терригенные верхнеэоцено-неогеновые осадки, 2 - вулканогенная верхнеэоценовая толща, 3 - гурджийская подъята среднеэоценовой чийльской свиты, 4 - наполеварская подъята среднеэоценовой чийльской свиты, 5 - интрузивные тела, 6 - приконтактовые мелочные метасоматиты, 7 - монтмориллонитовые архейские гранитоиды, 8 - разлом.

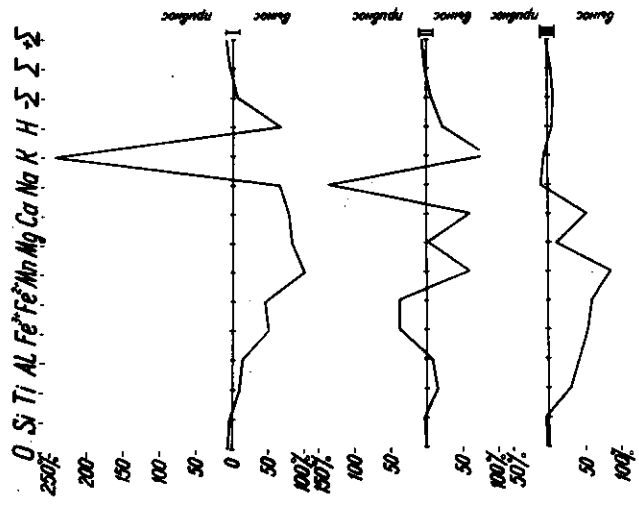


Рис. 51. Профиль миграции веществ в процессе метасоматоза. I - кальциитовая фация, II - альбитовая фация, III - серпентиновая фация.

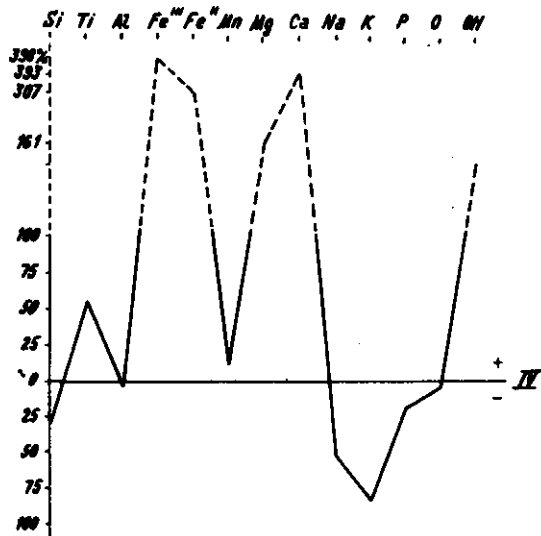


Рис. 52. График миграции вещества в процессе формирования эпидиотов.

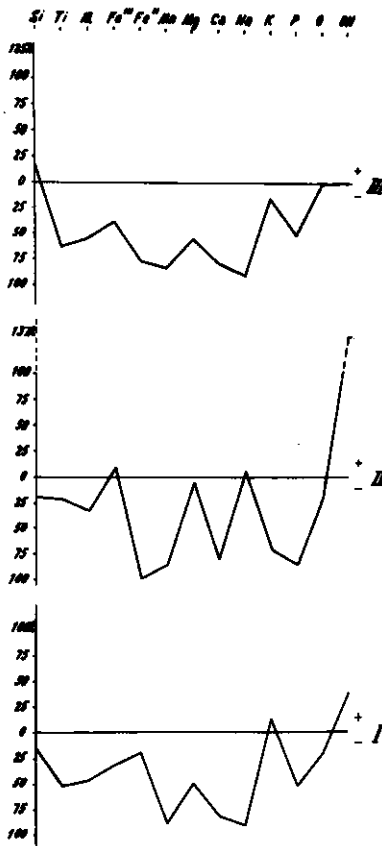


Рис. 53. График миграции вещества в процессе гидротермальной аргиллизации.
 I-II - монтмориллоновая фашия,
 III - кварцевая фашия.

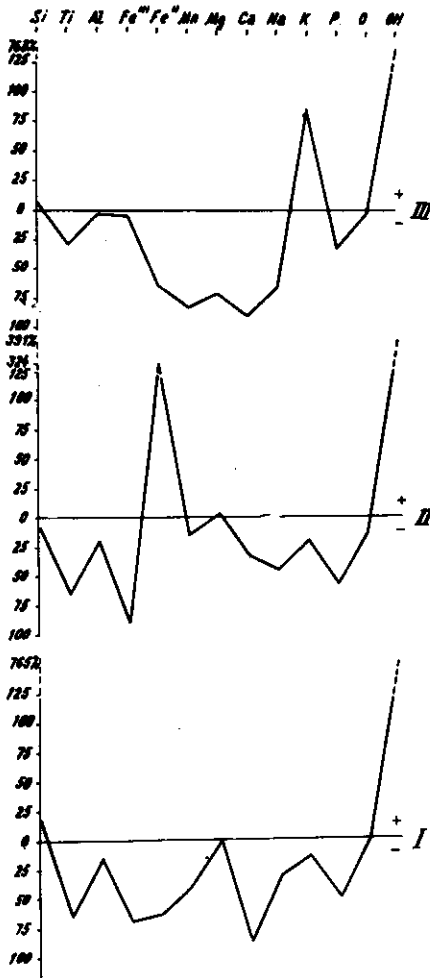


Рис.54.
 График миграции вещества в процес-
 се приконтактной аргиллитизации.
 Минеральные ассоциации: I-кв-као-
 сер-грс-пт, II-као-грс-ка-кв-пт,
 III - кв-сер-грс-пт. I-II - аргилли-
 зиты, III - остаточный кварц-серпичто-
 вый метасоматит.

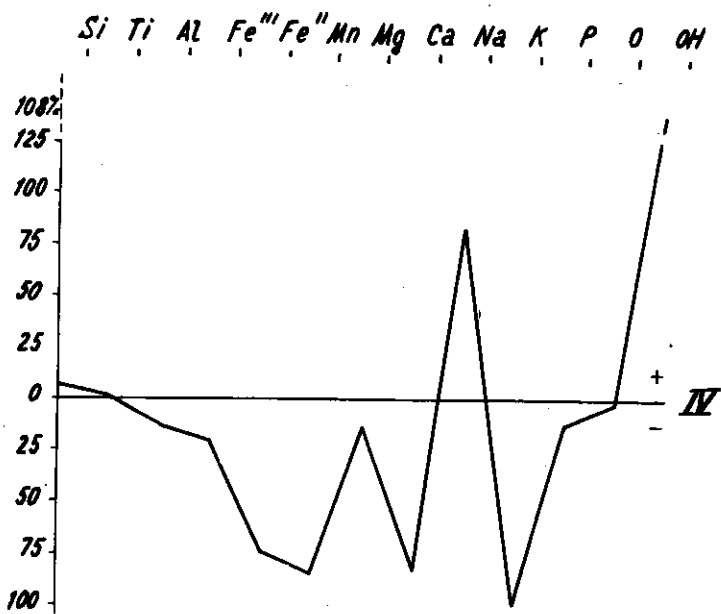


Рис.55. График миграции вещества в приконтактной зоне
 малых среднекремнекислых интрузий. Остаточный
 альбитит.

СОДЕРЖАНИЕ

В в е д е н и е	5
1. Геологическое строение, геодинамическое развитие Аджаро-Триалетской складчатой зоны и вулканизм в ее пределах.	6
2. Метасоматические и рудные формации в Аджаро-Триа- летской складчатой зоне	12
3. Формация пропилитов	13
3.1. Распространение пропилитизации в меловой и палео- геновой вулканических толщах Аджаро-Триалетии	13
3.2. Фациальный и минералогический анализ зональ- ности	33
3.3. Внутринтрузивные и приконтактовые пропилиты	37
3.4. Петрохимия процесса пропилитизации	39
3.5. Физико-химические условия и основные петрогенети- ческие факторы пропилитизации	56
3.6. Геодинамическая обстановка пропилитизации	59
В в о д ы	62
4. Формация вторичных кварцитов и серноколчеданных руд	64
4.1. Фациальный и минералогический анализ и геоло- гические условия формирования вторичных кварци- тов и серноколчеданных руд	65
4.2. Петрогенетические и физико-химические аспекты формирования вторичных кварцитов и их рудогене- рирующая роль	71
5. Гидротермальная минерализация пустот и формирование агат- халцедоновых месторождений.	73
5.1. Распределение и характер зональности минеральных ассоциаций пустот выполнения в палеогеновой вул- канической толще	74
5.2. Формирование палеогеновых агат-халцедоновых мес- торождений	79
5.3. Гидротермальная минерализация пустот в меловой вулканической толще	84
В в о д ы	86

6. Формации приконтактовых метасоматитов и связанные с ними рудные и нерудные месторождения	87
6.1. Полевошпатовые и серицитовые метасоматиты аджарских и триалетских интрузий и медно-полиметаллическое рудообразование	88
6.1.1. Геологические условия образования, фа- циальный и минералогический анализ поле- вошпатово-серицитовых метасоматитов, пет- рогенетические и физико-химические аспек- ты их формирования	89
6.1.2. Геология Аджарских медно-полиметаллических месторождений и характер околорудного про- цесса	93
6.1.3. Источник рудного вещества и основные рудо- генетические и петрогенетические факторы формирования медно-полиметаллических руд и околорудных метасоматитов Мерисского рудного узла	96
6.1.4. Медно-полиметаллические месторождения Триалетского хребта и их взаимоотношения с приконтактовой серицитизацией	102
В ы в о д ы	110
6.2. Полевошпатовые метасоматиты Вакиджварской группы интрузий и Асканское месторождение бентонитовых глин	111
6.2.1. Геологические условия формирования, фа- циальный, минералогический и петрохимический анализ полевошпатовых метасоматитов	112
6.2.2. Геологические условия формирования, фа- циальный, минералогический и петрохимический ана- лиз монтмориллонитовых аргиллизитов	117
6.2.3. Петрогенетические и физико-химические фак- торы полевошпатового метасоматоза и монт- мориллонитовой аргиллитизации	120
В ы в о д ы	122
6.3. Регрессивные приконтактовые аргиллизиты	122

В ы в о д ы	I25
7. Геодинамика, вулканизм и гидротермальный процесс.	I25
8. Связь метаморфизма и метасоматоза с геодинамическими режимами.	I30
8.1. Пропилитизация и региональный метаморфизм активных континентальных окраин	I30
8.2. Метаморфизм срединно-океанических и интрадуговых рифтов и сопоставление его с региональным метаморфизмом активных континентальных окраин	I32
8.3. Пропилитизация в интрадуговых рифтах и островных дугах	I36
8.4. Зависимость метаморфизма и метасоматоза от тепловых режимов	I37
З а к л ю ч е н и е	I38
Л и т е р а т у р а	I44

Владимир Иванович Гугушвили

ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС И ФОРМИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ДРЕВНИХ ОСТРОВНЫХ ДУГАХ И
ИНТРАДУГОВЫХ РИФТАХ (НА ПРИМЕРЕ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ ЗОНЫ
КАВКАЗА)

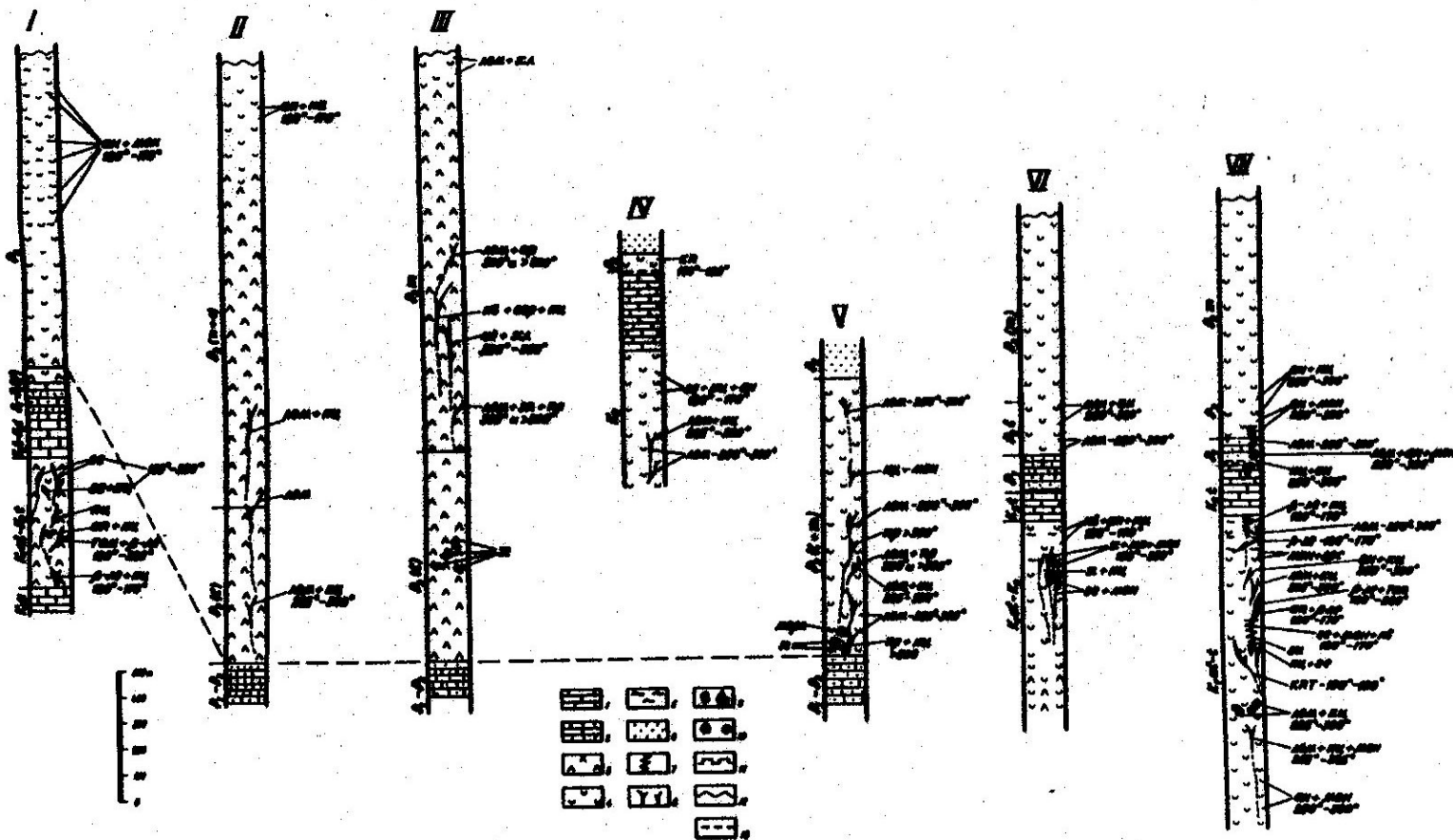


Рис. 8. Колонки, иллюстрирующие зональность пропилитов и распределение пропилитовых фаций в меловых и ценозоеновых вулканических толщах: I-разрез по ущ.р.Зварула, II-разрез по ущ.р.Куры в Боржомском районе, III-разрез по ущ.р.Сарван от г.Мурис-Кеди до с.Арджеван-Сарван и по ущ.р.Хачков, IV-разрез по ущ.р.Хведуретисцкали, V-разрез по ущ.рр. Дрис-хеви и Тана, VI-разрез по ущ.р.Тедзами в окрестностях Рконского монастыря и в ущ.р.Шавцкала.

I - известняк, 2 - боржомский флиш, 3 - пропилиты хлорит-альбитовой фации, 4 - пропилиты цеолитовой фации, 5 - аргиллизиты, 6 - терригенные осадки, 7 - зоны дробления, 8 - гидротермальные жилы, 9 - вулканокласты, 10 - галька, II - разлом, I2 - размыв, I3 - трансгрессивное залегание.

K_1al - альб-известковая толща; K_1al-K_1t - альб-нижний турон, вулканогенная свита - базальто-андезит-базальт-риолитового состава; K_1t-K_2d - верхний турон-дакий-известковая толща; P_1-P_2 - палеоцен-нижний эоцен-боржомский флиш, чередование известковых глин, песчаников, мергелей, известняков; $P_2(l)$ - средний эоцен, лианская свита-роговообманковые и пироксен роговообманковые базальтовые туфы и туфобрекчии; $P_2(n+c)$ - средний эоцен, Нагваревская (Квабискевская) и Чидельская свита. Первая - дифференцированная серия пород от базальтов до дацитов (делленитов), вторая-массивные базальтовые брекчии. P_2m - средний эоцен-массивные андезитовые туфобрекчии; P_2 - средний эоцен слоистые андезитовые туфы; P_3 - верхний эоцен, песчаники.