

Г. А. Казарян

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ГАЗМИНСКОЙ ГРУППЫ ИНТРУЗИВОВ

Газминская группа гранитоидных интрузивов находится в 3,0 км к востоку от с. Вернашен Ехегнадзорского района Арм. ССР, занимает северо-западную часть горного массива Тек-сар. Интрузивы внедрены в юго-западное крыло Тексарской антиклинальной складки и состоят из сравнительно крупного Спитакаворского и Вернашенского массивов, занимающих центральное положение и ряда мелких штокообразных и дайкообразных тел (сателлитов), сопровождающих их с севера, запада и востока (Ябский, Шатинский, Шативанкский, Гендаринский).

Вмещающие породы представлены алевролитами, нормальными и вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, мергелями и реже известняками среднего эоцена. Прихотливая конфигурация Спитакаворского интрузива в плане обусловлена формой собственного массива в сочетании с условиями его неравномерной препарировки.

Внутри интрузивной группы нашими исследованиями выделяются три последовательные фазы внедрения гранитного расплава (кроме фазы жильно-магматических пород). В первой фазе внедрения формировался комплекс пород гранит-гранодиоритового ряда, обнажающиеся на правобережной части верховьев р. Вернашен, названный нами "Спитакаворский" по одноименному монастырю, в районе нахождения которого интрузив обнажается. Во вторую интрузивную фазу сформировались породы сиенит-монцонитового ряда, образующие самостоятельный Вернашенский массив, слагающий юго-западный отрог горного массива Тек-сар. К третьей фазе формирования комплекса принадлежат порфировидные граниты Прошиберда.

При довольно подробном петрографическом изучении пород Газминской группы интрузивов (Кржечковский 1930, 1931; Малхасян 1952, 1954, 1958), контактово-метаморфическим образованиям связанным с внедрением гранитной магмы посвящены малочисленные работы (Малхасян 1958, Бабаджанян 1955). В этом отношении наше сообщение в известной мере может восполнить этот пробел.

Внедрение гранитоидного расплава в юго-западное крыло антиклинальной складки оказало и свое механическое воздействие и довольно

интенсивно нарушило общее юго-западное падение пластов вмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных пород. В связи с этим, встречаются различные варианты залегания интрузива относительно слоистых пород рамы: согласное – Спитакаворский массив; секущее – Вернашенский массив. Кроме этих встречаются крупные ксенолиты – провесы кровли, в значительной степени повернутые относительно общей ориентировки вмещающих пород. Согласное залегание Спитакаворского интрузива и вмещающих его слоистых пород способствовало образованию многочисленных послонных внедрений в экзоконтактовой зоне массива. В западной экзоконтактовой зоне этого массива в интервале 80 м (от самого контакта) выявлены четыре крупных и ряд мелких послонных внедрений гранитного состава, мощность которых варьирует в широких пределах – от микроскопических до нескольких метров (самая крупная до 20 м). Однако контакты подобных пластообразных сателлитов весьма неровные, в связи с чем часто меняются и их мощности. Подобная насыщенность экзоконтактовой зоны послонными внедрениями гранитоидной магмы обусловило формирование широкого ореола контактово-метасоматических образований.

Вернашенский массив, являющийся секущим относительно вмещающих слоистых осадочных пород, в отличие от Спитакаворского, сравнительно беден сателлитами; например, в экзоконтактовой зоне интрузива, по р. Вернашен, единственное ветвящееся дайкообразное тело сиенитов встречено на расстоянии 7-ми метров от собственного контакта, среди ороговикованных осадочных образований. Ограниченное количество сателлитов в экзоконтактовой зоне массива, не препятствовало широкому развитию здесь контактово-метасоматических явлений, воздействие которых выявило на расстоянии более чем на 180–200 м от контакта. В этом деле в числе основных благоприятных факторов надо отнести условия залегания вмещающих пород, слои которых падают в сторону массива под углом в 12–15°.

Другим важным фактором в образовании контактово-метаморфических образований является вещественный состав вмещающей среды. В этом отношении вмещающие породы интрузивов Газминской группы представлены в основном осадочными образованиями, в комплексе которых, в явно подчиненном количестве находятся вулканоликовые песчаники и туфогенные породы среднего и основного состава, а также пластовые интрузивные залежи диорит и габбро-диорит порфириров.

Часто осадочные экзоконтактовые породы (мергели, глинистые и известковистые песчаники) являются главной группой метаморфических пород контактовой зоны. В неизменном виде эти осадочные породы образуют чередующиеся пачки серого, светло-серого, кремового и буро-фиолетового цвета с мощностью каждой прослойки в 2 см и реже до 8–10 см. При контактовых изменениях последовательность чередования прослоев и их мощность сохраняется, меняется (конечно соответственно с изменением состава) их цвет в белый (иногда с буророзоватым оттенком), светло и темно-зеленый с сахаровидным сложением.

Гранитоидный состав внедренного магматического расплава, богатого летучими компонентами, обуславливает формирование значитель-

ного ореола контактово-метаморфических изменений, достаточное развитие которого установлено вокруг интрузивов. Однако, значительному развитию этого фактора контактово-метаморфических процессов отрицательно отразился фактор глубинности.

Фация малых глубин исследованных массивов, характеризующаяся условиями низких давлений и высоких температур в ореоле интрузива, обуславливала формирование роговиков соответствующей фации. Мало-глубинность фации интрузивов отрицательно отразилась в развитии контактово-метаморфических изменений так же в том отношении, что быстрая отдача небольшого теплового запаса окружающей среде ограничила ореол его воздействия, а этим в свою очередь обусловлена быстрая смена различных фаций контактовых роговиков на незначительном расстоянии.

Другая сторона фактора остывания интрузива в образовании метаморфических пород связана с увеличением давления водяного пара внутри массива вследствие кристаллизации магматического расплава, что естественно, соответственно передавалось окружающей среде. Эти-ми создавшимися новыми условиями обусловлено формирование метаморфических пород с водосодержащими минералами (роговая обманка, биотит). Необходимо отметить, что классификация контактово-метаморфических пород, предложенная и несколько дополненная П. Эскола (1920, 1939), в дальнейшем со стороны последующих исследователей претерпела незначительные изменения (Х. Вильямс, Ф. Дж. Тернер, У. М. Гилберт, 1957; Дж. Тернер и Дж. Ферхуген 1961; У. Файф, Ф. Дж. Тернер, Дж. Ферхуген 1962; В. В. Ревердатто, 1970). Учитывая последние данные описание контактово-метаморфических пород приводится по следующим фациям (по нахождению в ореолах массивов): пироксен-роговиковая (известковистые и основные), амфибол-роговиковая (по В. В. Ревердатто, 1970).

Пироксен-роговиковая фация. На непосредственном контакте с сие-нито-диоритами Вернашенского массива за счет известковистых осадочных пород образовались пироксен-плаггиоклазовые роговики, макроскопически имеющие темно-зеленый цвет и мелкозернистое строение. Под микроскопом они состоят из клинопироксена, плаггиоклаза, реже кварца, структура гранобластовая, сотовая.

Плаггиоклаз в этих породах образует неправильные, свежие, прозрачные и без каких-либо продуктов разложения аллотриоморфные зерна размером 0,3-0,5 мм, наиболее крупные из них в какой-то мере выступают в роли порфиробластов или ойкокристаллов с многочисленными каплевидными зернами клинопироксена. Плаггиоклаз довольно часто сдвойникован по альбитовому закону и такие зерна отличаются некоторой идиоморфностью, с прямолинейными краями и сравнительно четко выраженной зональностью (слабо зональны все зерна плаггиоклаза). Замеры состава таких зерен показали, что ядро имеет состав андезина (№ 37-38), а края - олигоклаза (№ 28-29).

Клинопироксен составляет 40-45% всей массы породы, образует неправильные, обычно с округлыми краями зерна размером от мельчайших до 0,3 мм, притом в последнем случае они представляют собой скопления из нескольких разноориентированных индивидов. Мелкие зер-

на пироксена часто образуют цепочки наподобие сот, в ячейках которых расположены мозаичные кристаллы полевых шпатов и кварца. Клинопироксен совершенно свежий и имеет зеленый цвет. Плеохроизм выражен довольно сильно, по N_g - зеленый, N_p - светло-желтовато-бурый, $cN_g = 48^\circ$, $ng-np = 0,018$, $2V = 58^\circ$ и соответствует геденбергиту. Для этого темноцветного минерала наблюдается довольно любопытное явление: клинопироксен эндоконтактной зоны интрузива имеет зональное строение, бесцветное ядро которого характеризуется следующими константами - $cN_g = 44^\circ$, $ng-np = 0,025$, $2V = 58^\circ$, а края представлены зеленым геденбергитом аналогичным таковым из роговиков ($cN_g = 49^\circ$, $2V = 61^\circ$).

Кварц в породе встречается в малом количестве (до 5%) аллотриоморфными зернами, размером до 0,5 мм, местами обнаруживающим ксеноморфность относительно к плагиоклазу.

В отличие от контактирующих сиенитов, описанные пироксен-плагиоклазовые роговики лишены таких аксессуарных минералов как сфен, апатит, которые встречаются только на собственно контактовой полосе (шириной менее одного мм), где трудно бывает определить их принадлежность - являются ли они магматическими или метаморфическими?

На расстоянии 0,5 и более метров от контакта плагиоклазов описанных роговиков теряет отчетливые черты свойственного ему проявления, исчезает двойниковая структура, зональность, они становятся землистыми, а клинопироксен принимает еще более мелкозернистый облик.

Среди описанных пироксен-плагиоклазовых роговиков встречаются волластонитовые разности с содержанием этого минерала до 15-20%. Волластонит в них представлен сравнительно вытянутыми, с тонкими кристаллами со следующими константами: $cN_g = 51^\circ$ ($cN_p = 39^\circ$), $ng-np = 0,013$, $2V = 42^\circ$.

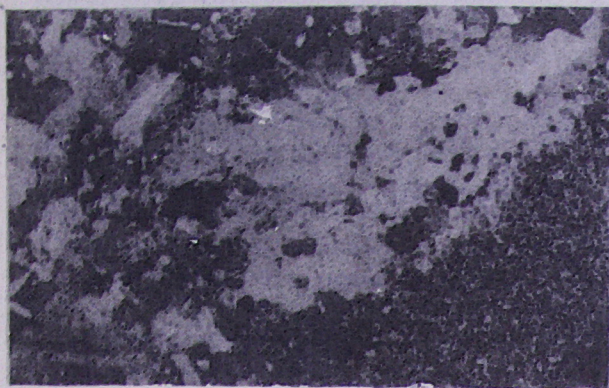
Другая разновидность метаморфических пород, развитая по осадочным образованиям, это гранатсодержащие диопсид-андрадитовые роговики. Макроскопически они имеют светло-зеленый цвет с буроватым оттенком, смолистый блеск и мелкозернистое сложение. Эти, переслаивающиеся с вышеописанными пироксен-плагиоклазовыми роговиками породы под микроскопом состоят из бесцветного диопсида и граната - андрадита.

Пироксен в этих породах представлен бесцветным диопсидом ($cN_g = 41^\circ$, $ng-np = 0,024$) слагающим, как правило, неправильные зерна размером 0,2-0,3 мм, которые тесно ассоциируют со скоплениями граната.

Гранат образует неправильные зерна размером до 1-2 мм и реже больше или же их скопления. Иногда они слагают маломощные прослои (до 1,0 мм). Гранат имеет слабо буровато-желтый цвет, изометричный и представлен андрадитом. Нередко встречаются анизотропные зерна с низким двупреломлением. Такие двупреломляющие, идиоморфные кристаллы имеют сегментарное строение, при котором примерно шестигранное в разрезе зерно разбито на треугольные двойники, которые вершинами обращены к центру. В иных случаях анизотропность граната имеет концентрически зональный характер. Наблюдается, что

при разложении граната выделяется вторичный сфен.

Интересно, что прослой гранат-диопсидовых роговиков подвергнуты интенсивной скаполитизации. Скаполит образует крупные порфиробласты размером 2,0 мм х 5,0 мм, с пойкилитовыми включениями диопсида и граната.



Фиг. 1. Развитие скаполита (крупное серое зерно) на контакте роговиков и сиенито-диоритов. Вернашенский массив. Ув. 20х, ник. + (обр. 1940^М).

Скаполит под микроскопом бесцветный с показателем преломления выше канадского базальма, одноосный и оптически отрицательный. При скрещенных николях имеет пятнистый характер, двупреломление относительно низкое — $n_g - n_p = 0,013$, что свидетельствует о его принадлежности к дипиру. Скаполит является послемагматическим минералом, и это хорошо устанавливается по факту его одновременного развития за счет сиенитов и контактирующих с ними роговиков на непосредственном месте их соприкосновения (фиг. 1). Здесь прекрасно видно как единое крупное зерно скаполита длиной 4,5 мм пересекает контактовую линию, одновременно развиваясь за счет породообразующих минералов как роговиков, так и сиенитов (в данном случае он замещает калиевый полевой шпат). Местами развитие скаполита сопровождается выделением кальцита.

Диориты и гранодиорит-порфиры Спитакаворского массива в комплексе осадочных образований пересекают и метаморфизируют породы туфоосадочной серии, представленных в основном вулканомиктовыми песчаниками или туфопесчаниками содержащими обломки андезитового и базальтового состава. Таким образом в серии пироксен-плагиоклазовых, пироксен-гранат-плагиоклазовых роговиков здесь формировались и основные роговики (Вильямс и др., 1957).

На расстоянии 3–4 м от контакта, за счет вулканомиктовых песчаников и туфов образовались пироксен-плагиоклазовые основные роговики, у которых макроскопически и в проходящем свете под микроскопом хорошо заметна реликтовая обломочная текстура исходных пород. В этих породах интенсивному изменению подвергся цементирующий материал, который преобразовался в мелкозернистый пироксен-плагиоклаз-кварцевый роговик с обильной рудной вкрапленностью. Структура этих роговиков гранобластовая, зерна составляющих минералов очень мелки и имеют неправильную форму, что затрудняет производить точные кристаллооптические измерения, но по общему облику

темноцветный минерал в них представлен клинопироксеном диопсид-геденбергитового ряда (по слабому зеленому цвету и величине силы двупреломления), а плагиоклаз – андезином. При сравнительно равномерном распределении в цементирующей массе, эти мелкие зерна в виде цепочки концентрируются у границ обломков, резко подчеркивая их контуры.

Пироксен исходных вулканомиктовых пород, представленный авгитом (иногда сдвойникованный), по краям замещен мелкими зернами новообразованного клинопироксена, а ядро переполнено кристаллами рудного минерала, равномерно перекрывающего всю площадь. Иногда на месте таких крупных кристаллов образовались густые скопления рудного минерала; в промежутках которого с трудом устанавливаются следы замещенного авгита.

Плагиоклаз исходных пород изменен в меньшей мере, но у них тоже края стали расплывчатыми, разъединенными, а по пересекающим кристаллы трещинам наблюдается помутнение.

В описанных метаморфизованных породах редко встречаются мелкие, трудно поддающиеся диагностике зерна амфибола приуроченные к линейно вытянутым трещинообразным зонам.

Для этих пород редкими являются биотит, сопровождающий зерна рудного минерала в виде обволакивающего его чехла.

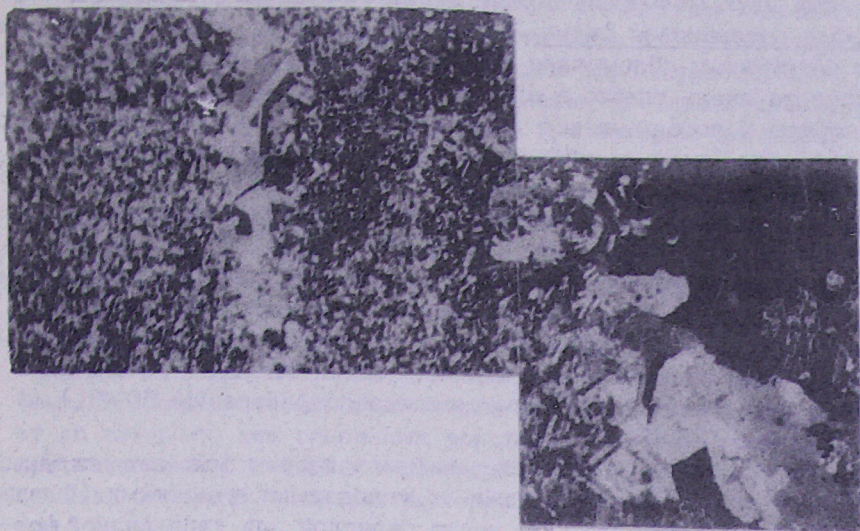
Основные пироксен-плагиоклазовые роговики встречены в южной контактовой зоне Вагашенского интрузива плиоценового возраста. Роговики, непосредственно контактирующие с гранитоидами биотитизированы, притом отчетливо видно, что биотит развивается по краям зерен магнетита.

Выше было отмечено широкое распространение в экзоконтактовых зонах интрузивов интенсивных тонких послойных инъекций гранитоидов в слоистые осадочные породы. В северной части эндоконтактовой зоны Спитакаворского массива наблюдается чередование тонких слоев пироксен-плагиоклазовых роговиков с послойными инъекциями гранитоидов, которые под микроскопом состоят из зон пород различного петрографического состава (фиг. 2). Ниже приводится общая петрографическая характеристика одного отрезка подобных чередующихся зон роговиков и гранитоидов.

1. Гранодиоритовая зона (эндоконтактовая часть мощного послойного внедрения), состав: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, пироксен; структура гипидиоморфнозернистая.

2. Габбро-диабазовая (монцитонитовая) – ширина 3–4 мм, состав: плагиоклаз, клинопироксен, реже калиевый полевой шпат, иногда кварц; структура диабазовая, пойкилосфитовая, трахидолеритовая, монцитонитовая. В промежутках между субпараллельных кристаллов плагиоклаза расположены мелкие зерна клинопироксена, но чаще всего более крупные индивиды последнего, длиной до 2–3 мм, образуют пойкилитовые вкрапления перпендикулярно ориентированные к прослоям роговиков.

3. Пироксен-плагиоклаз роговиковая – ширина 4–5 мм, состав: плагиоклаз, клинопироксен, калиевый полевой шпат, реже кварц. Структура гранобластовая. Первая характеризуется сочетанием округлых, лишенных индивидуальности зерен плагиоклаза и клинопироксена. Вто-



Фиг. 2. Чередование роговиков и послойных гранитоидов.
Спитакаворский массив. Ув. 20х, ник. + (обр. 1617^а).

рая разность обусловлена наличием крупных ойкокристаллов калиевого полевого шпата, размером до 3-4 мм, на фоне которого свободно развивались идиоморфные призматические кристаллы плагиоклаза и клинопироксена. Здесь плагиоклаз образует хорошо оформленные зональные кристаллы, ядра которых имеют состав андезина (№ 36-37), а края - олигоклаза (№ 27-28). Упомянутые структуры имеют постепенные переходы.

4. Гранитная - ширина 1,5-2 мм, состав: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, реже клинопироксен, структура гипидиоморфнозернистая, монцитонитовая (друзовая?). Плагиоклаз идиоморфными призматическими кристаллами обращенным от краев зоны к середине, образует друзовую структуру. Промежутки таких кристаллов, а также средняя лишенная плагиоклазовых кристаллов зона, выполнена единым крупным зерном калиевого полевого шпата, реже кварца. У основания таких кристаллов в общей массе полевошпатового состава, участвуют также мелкие, округлые зерна клинопироксена.

5. Пироксен-плагиоклазовая - аналогичная крайней зоне, описанной выше.

Структурные особенности пород четвертой и частично третьей зоны характерны для подлинно магматических образований, сформированных в результате кристаллизации магматического расплава, что позволяет высказать мнение о возможно локальном выплавлении части вмещающих пород на контакте с гранитоидными интрузивами. Здесь за основу взяты главным образом структурные особенности, о которых очень образно отмечает Е. С. Федоров (1896): "для определения породы важнейшим моментом являются структуры и минеральный состав, и при-

том из этих двух моментов первый является наиболее важным".

Амфибол-роговиковая фация. В роговиках из непосредственного контакта с интрузивом обломочная текстура исходных вулканогенных пород сохранена очень слабо, в них преобразованы и отдельные остаточные минералы и породы имеют в значительной степени равномернозернистое строение (если пренебречь редкими сгустками темноцветных минералов).

В составе описываемых основных роговиков участвуют: плагиоклаз, клинопироксен, амфибол, биотит.

Плагиоклаз в этих породах новообразованный, но в различной степени заметны "тени" полевых шпатов исходных пород. Он мелкий и довольно часто проявляет склонности к идиоморфности, обладая иногда прямыми контурами, нередко сдвойникован. Обладает зональным строением, ядро таких зерен имеет состав лабрадора (№ 50-51), а края - андезина (№ 37-38).

Пироксен приурочен к определенным микроразноностям (цемент исходных пород?) извивающим между какими-то угловатыми участками (бывшие обломки?). Зерна очень мелкие, часто округлой или каплевидной формы, р дко образуют сгустки опять же в пределах упомянутых зон, где становится возможным диагностировать его как клинопироксен диопсид-геденбергитового ряда.

В этих породах в весьма ограниченном количестве встречаются сравнительно крупные зерна гиперстена с характерным плеохроизмом в розовых тонах и почти прямым погасанием, довольно тесно ассоциирует с рудным минералом.

В отличие от других роговиков, в описанных породах в достаточном количестве встречается амфибол. Он образует мелкие, короткошестоватые кристаллы или же скопления разноориентированных кристаллов. Вероятно амфибол замещает новообразованный, роговиковый пироксен и поэтому приурочен к участкам его развития, причем при увеличении количества первого пропорционально уменьшается пироксен. Наблюдается исключительная приуроченность амфибола к контактовой зоне и интенсивное развитие на непосредственном контакте с гранитоидами, где в чрезвычайно узком интервале (шириной 3-4 мм) фактически пироксен отсутствует. Однако, в пределах одного шлифа, его количество резко сокращается и через 1,0-1,5 см он почти исчезает.

Помимо этого, амфибол самостоятельно или же в ассоциации с рудными минералами и биотитом слагает микропрожилки рассекающих роговики.

Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой с довольно заметным плеохроизмом по Ng - грязно-зеленый, Nm - светло-зеленый, Np - желто-зеленый, $cN = 14^\circ$, $ng-np = 0,023$. Он по всем особенностям аналогичен амфиболу контактирующего интрузива.

Для описанных основных роговиков непосредственной контактовой зоны характерно также большое количество биотита, имеющего сильный плеохроизм: $Ng = Nm$ - коричневый, Np - светло-коричневато-желтый (почти бесцветный) $ng-np = 0,034$.

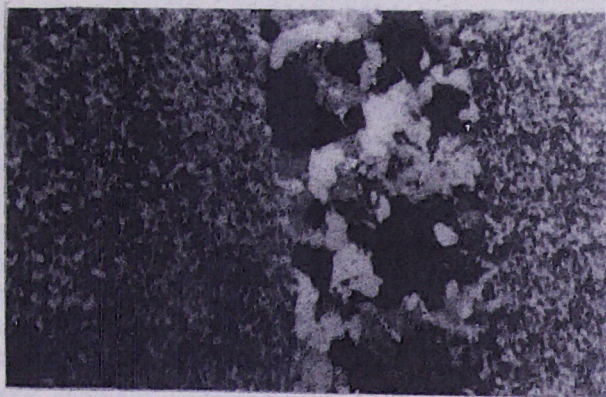
В породе биотит имеет неравномерное развитие, приурочен к опре-

деленным зонам (вероятно по цементу) и участкам (обломки с определенным составом?), вероятно являющимся благоприятным для его формирования. Помимо площадного развития биотит образует и микропрожилки. Наблюдается тесная ассоциация биотита с рудными минералами, особенно с крупными зернами, при котором последние обволакиваются этой темной слюдой.

Подобно роговой обманке, в распределении биотита наблюдается тесная связь с контактирующими гранитоидами и его количество заметно увеличивается по мере приближения к контактовой линии.

Контролирующая роль гранитоидов в развитии биотита в роговиках прекрасно видна по прожилку микропегматита мощностью в 3 мм, пересекающей эндоконтактовые метаморфические породы. По обеим залбандам этого прожилка наблюдается бурное развитие чешуек биотита (фиг. 3), количество которых через 2–3 мм от контактов резко падает до обычного для описанных роговиков содержания. Одновременно в противоположность этому в призалбандовой зоне прожилка резко сокращено содержание рудных минералов, обычно представленных пиритом.

Таким образом можно констатировать, что здесь мы имеем основные роговики роговообманковой фации и их формирование происходило путем наложения на роговики более высокотемпературной ступени.



Фиг. 3. Прожилки аплита в роговиках с биотитизированной оторочкой. Спитакаворский массив. Ув. х, ник. + (обр. 1976^a).

Основные роговики роговообманковой фации образовались также и за счет роговообманковых диорит-порфиров, широко развитых в районе исследований в виде силл и секущих субвулканических интрузивов. В юго-западной, экзоконтактовой зоне Спитакаворского массива на расстоянии нескольких метров от интрузива, где последний под пологим углом уходит под вмещающую толщу породы (надинтрузивная зона), дайка роговообманковых диорит-порфиров мощностью в 3 м переработана в амфибол-плагиоклазовые роговики. Макроскопически они имеют темно-зеленый, почти черный цвет, на фоне которого выделяются черные вкрапленники роговой обманки размером до 1,0–1,5 см.

Под микроскопом роговики состоят из роговой обманки, полевых шпатов, биотита и рудных минералов.

Амфибол, представленный обыкновенной роговой обманкой, имеет

грязно-зеленый цвет, сильно плеохроирует по N_g - зеленый, N_m - желто-зеленый, N_p - светло-зеленовато-желтый, $c N_g = 18^\circ$, $ng - np = 0,023$.

Роговая обманка, составляющая более 70% всей массы породы, образует как крупные вкрапленники (35% минерала в породе), так и мелкие, несколько продолговатые кристаллы, которые совместно с полевыми шпатами составляют основную массу. Местами вкрапленники роговой обманки имеют бластопорфировый характер вследствие замещения их (в основном ядро) разноориентированными шестоватыми кристаллами амфибола.

Плагиоклаз олигоклазового состава неправильными мелкими зернами главным образом слагает основную массу, редко встречаются сильно разъеденные реликты бластопорфировых вкрапленников с весьма неправильными и извилистыми контурами, переполненных шестоватыми кристаллами амфибола.

Биотит в породе развит мелкими чешуйками сравнительно равномерно распределенными по всей массе породы, но наряду с этим, нередко образует густые скопления. Он сильно плеохрончен - $N_g = N_m$ - буровато-коричневый, N_p - светло-коричневато-желтый, $ng - np = 0,040$.

Рудный минерал - пирит, в виде каймы из мелких зерен развивается по контуру некоторых вкрапленников амфибола и кроме этого образует крупные изометричные зерна или скопления.

Другая разновидность основных роговиков роговообманковой фации развита по туфообломочным породам опять же на контакте Спитакворского массива. Областью развития роговообманковых роговиков также является надинтрузивная зона и метаморфические породы собственно представляют провес кровли гранитоидного массива (по р. Вернашен, в 0,5 км к Ю от вершины г. Прошиберд).

Макроскопически эти роговики имеют темную окраску и ничем не отличаются от вышеописанных аподиорит-порфиритовых роговиков. Под микроскопом в них четко устанавливается обломочная текстура. Полимиктность исходных пород обусловила многообразие структур и вариации вещественного состава различных участков метасоматитов даже в пределах одного шлифа.

Описываемые роговики имеют следующий минеральный состав: амфибол, плагиоклаз, биотит, реликтовый пироксен, рудные минералы, акцессории.

Амфибол в этих породах составляет до 50% всей массы и представлен обыкновенной роговой обманкой, имеет зеленый цвет, плеохроизм по N_g - грязно-зеленый, N_m - желто-зеленый, N_p - светло-зеленовато-желтый, $c N_g = 22^\circ$, $ng - np = 0,029$.

Роговая обманка мелкими призматическими зернами развивается в основной массе по цементирующему материалу, а иногда замещает обломки определенного состава. Крупные зерна амфибола являются порфиробластами состоящими из сравнительно мелких шестоватых кристаллов. Местами сохранились реликтовые формы вкрапленников пироксена, замещенные амфиболом. В описанных породах довольно часты микропрожилки сложенные амфиболом.

Плаггиоклаз в этих породах присутствует зернами двух генераций: ранние — это остатки вкрапленников (в основном бластопорфировых) исходных пород в различной степени замещенные агрегатом из новообразованного плаггиоклаза и амфибола; поздний — роговиковый плаггиоклаз, андезитового состава мелкими неправильными зернами совместно с новообразованным амфиболом слагает гранобластовую основную массу.

Биотит, представленный коричневой разностью с плеохроизмом коричневый, $N_g = 4\text{ м}$ — светло-коричневато-желтый, $n_g - n_p = 0,040$, развит неравномерно, часто образует скопления особенно в участках концентрации зерен рудных минералов, местами им сложены сплошные участки между порфировластовыми вкрапленниками плаггиоклаза (по участкам цемента, вероятно, по составу более благоприятным для замещения).

Рудный минерал в этих породах представлен пиритом, развивающимся мелкой вкрапленностью по цементирующей массе исходных обломочных пород, а иногда в виде крупных зерен или скоплений размером до 0,2–0,5 мм.

Из аксессуаров в описанных роговиках встречается апатит, вероятно являющийся унаследованным из исходных пород.

В заключении необходимо подчеркнуть что, в отличие от регионального метаморфизма, при котором метаморфические фации имеют большое площадное развитие и обычно сменяются по мере увеличения глубинности, в основном обусловленным величиной температурного градиента и статистического давления (локально динамического), фации контактово-метаморфических пород развиваются автономно, в ореоле интрузивов. В молодых складчатых областях (каким является и район наших исследований), обычно бывают отпрепарированными только интрузивы верхних структурных этажей, которые формировались в условиях малых глубин (и низких давлений). Эти же условия застывания интрузивов обуславливали и возникновение соответствующих фаций метаморфических пород, формирование которых протекало в пространстве и во времени.

В непосредственно примыкающей к интрузиву зоне создавались условия высоких температур (в пределах температур плавления гранитного расплава) и низких давлений, которые определяли формирование пород таких минеральных ассоциаций, которые по магматической терминологии соответствуют образованиям "сухих расплавов". К этому ряду метаморфических пород относятся роговики пироксен-роговиковой фации (пироксен-плаггиоклазовые, пироксен-волластонит-плаггиоклазовые, пироксен-альмандин-плаггиоклазовые роговики известковой и основной ассоциации). Кроме упомянутых роговиков указанные условия явились благоприятными также для образования пород, с признаками, характерными для магматических образований, т.е. имело место локальное плавление пород и возникновение расплава. Частичному плавлению, вероятно, подверглась некоторая часть ксенолитов.

Роговики амфиболовой фации, для образования которых необходимо высокое давление воды, формировались после высокотемпературных (пироксеновых) роговиков с наложением на них же новых метамор-

физирующих явлений. В этих новообразованных породах довольно четко видно замещение "сухих" минералов "водосодержащими". Формирование метаморфических пород, приуроченных к непосредственному контакту причинно обусловлены этапами остывания и кристаллизацией магматического расплава. В интродуцированном магматическом расплаве, в процессе остывания и кристаллизации по мере отделения части твердой фазы (кристаллов), внутри магматической камеры, увеличивается давление водяного пара, являющееся основной причиной кристаллизации водосодержащих минералов (амфибол, биотит). Эти условия, несомненно, в определенной стадии остывания интрузива распространялись и на окружающую среду, чем и обусловлено выделение и замещение ранних, неводосодержащих минералов роговой обманкой и биотитом; в исследованном районе контактово-метаморфические породы роговообманковой фации в основном имеют подобное происхождение.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Бабаджян А. К. О находке гранато-волластонитового скарна в газминском интрузивном комплексе. Сб. научных трудов ЕрПИ, № 11, 1955.
- Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч. М. Петрография. ИЛ, 1957.
- Кржечковский А. В. Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общей и прикладной геологии, вып. 136, 1930.
- Кржечковский А. В. Газминское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Тр. Всес. Геол. Разв. Об-на ВСНС СССР, вып. 81, 1931.
- Малхасян Э. Г. К вопросу о возрасте даралагезских интрузивов в Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 3, 1952.
- Малхасян Э. Г. Газминский комплекс интрузий в Армении. Сб. научных трудов ЕрПИ, № 8, вып. 1, 1954.
- Малхасян Э. Г. Петрография интрузивных пород Даралагеза. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. Изд. Недра, 1970.
- Тернер Дж. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Файф У., Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
- Федоров Е. С. О новой группе изверженных пород. Изв. Моск. сельхоз. ин-та, т. II, кн. 1, 1896.