

**О ВЕРХНЕ-КОНДОМСКОМ ГРАНОДИОРИТОВОМ МАССИВЕ**

Б. Ф. НИФАНТОВ

(Представлена проф. А. М. Кузьминым)

Верхне-Кондомский гранодиоритовый массив находится в Горной Шории в ЮВ части бассейна рек Кондомы и Таймета. Этот массив привлекает к себе внимание тем, что в его поле развития с давних пор разрабатывались россыпи золота; по соседству с ним в окружающих породах имеются месторождения меди, железа и киновари, генезис которых до сих пор остается неясным. Интересен массив и своими геоморфологическими особенностями. Территория его в общем рельефе представляет собой пониженную слабовсхолмленную страну с абсолютными отметками не выше 580—650 м и относительными превышениями не более 50—150 м. На интрузивных породах развита кора физического выветривания в виде дресвы, мощность которой, судя по отдельным старым выработкам в приустьевой части кл. Стеклянного, достигает 25—30 м. Дресвяный покров, расползаясь с возвышенных точек к их подножьям, придает рельефу мягкие очертания. К востоку и к югу от массива рельеф становится резко горным с отметками 900—1300 м над уровнем моря. К западу высокой ступенью над ним поднимается несколько расчлененное Кондомское плато. Таким образом, орографически вся площадь вытянутого в СЗ направлении массива представляет собой широкую впадину с сравнительно выравненным дном. Западная и восточная его окраины почти совпадают с долинами рек Кондомы и Таймета и, судя по прямолинейности их долин и резко выступающему рельефу окружающих его возвышенностей, он ограничивается зонами нарушений СЗ простирания. В изученных коренных обнажениях правых бортов долин Кондомы и Таймета широко развиты мелкие дизъюнктивные нарушения, зоны дробления, милонитизации и повышенной трещиноватости. Эти явления также указывают на возможность существования в основаниях долин крупных разломов и, кроме того, создают благоприятные условия для интенсивного развития коры физического выветривания.

В опубликованной литературе имеются лишь краткие сведения о Верхне-Кондомском массиве в работах А. М. Зайцева [1], В. С. Реутовского [6], В. А. Обручева [4, 5], А. М. Кузьмина [2, 3], К. Г. Тюменцева [7].

**Краткая характеристика интрузивных пород**

Петрографический состав Верхне-Кондомского массива разнообразен. Существенно он слагается породами диоритового ряда: диоритами

и тесно с ними связанными габбро-диоритами и горнблендитами; кварцевыми диоритами, гранодиоритами, трондьемитами. В количественном отношении породы среднего состава занимают около 75% исследованной площади, а все другие разновидности слагают оставшуюся часть. Светлые гранодиориты, трондьемиты и тесно связанные с ними аплитовидные граниты и некоторая часть аплитов проявляются в форме более или менее крупных изометричных тел, которые пересекают вмещающие интрузивные породы среднего состава и образуют с ними резкие контакты. Распространение и роль диоритовой группы пород хорошо контролируется положительными значениями напряженности магнитного поля, а небольшие изометричные тела розовых аплитов оконтуриваются границами отрицательных полей.

Жильная серия представлена розовыми аплитами, которые в виде тонких жилок или даек самой различной мощности пересекают массив в самых разнообразных направлениях. Среди других представителей жильных пород значительное место занимают спессартиты и керсантиты, а также белые и темные плагиоклазиты.

Гранодиориты обнажаются в центральной части массива, в правом борту долины р. Кондомы, между устьями ее притоков Б. Базаса и Таймета. Они представляют собой розовато-серые крупнокристаллические порфириовидные породы с непостоянным содержанием кварца, калиевых шпатов, плагиоклазов и темноцветных минералов. Изменчивое содержание калиевого полевого шпата в породах обуславливает постепенные переходы от гранодиоритов к трондьемитам. Такая неравномерность в распределении породообразующих минералов создает определенные трудности как при диагностике пород, так и при картировании. Порфириовидность выражается в наличии крупных, до 5 мм в поперечнике, выделений кварца, плагиоклазов или шестигранных табличек биотита на общем фоне среднезернистой породы.

Микроскопически гранодиориты сложены крупными и мелкими зернами кварца (25—45%), олигоклазами (40—45%), биотитом (3—5%). Калиевые полевые шпаты — ортоклаз или микроклин — распределены в данной группе пород крайне неравномерно. Их содержание колеблется от 15—20% до следов, и поэтому состав пород изменяется от гранодиоритов до трондьемитов. Иногда присутствуют роговая обманка и вторичные минералы: хлорит, серицит, эпидот, кальцит. Постоянно имеются акцессорные: сфен, апатит, циркон.

Кварц очень часто образует порфириовидные выделения в 1—5 мм, которые в поперечном разрезе имеют округлые, прямоугольные, ромбовидные или гексагональные сечения. Часто крупные выделения состоят из множества разноориентированных мелких, в 0,1—0,3 мм величины, зерен, каждое из которых имеет признаки идиоморфизма. Нередко кварц обнаруживает блоковое строение и, вследствие этого, пятнистое, облачное или волнистое угасание. В тех участках, где породы подверглись повышенному одностороннему давлению, он испытывает на себе хрупкую деформацию в виде явлений катаклаза и милонитизации. В контакте с плагиоклазами кварц иногда приобретает ксеноморфные очертания и в этом случае как бы выполняет промежутки между зернами призматических плагиоклазов, которые часто в него внедряются наряду с табличками биотита и призмочками сфена. Нередко идиоморфные зерна кварца корродируются более поздним кварцем, который образует в них неправильные включения заливообразной формы. По отношению к калиевым полевым шпатам кварц проявляет как признаки идиоморфизма, так и признаки ксеноморфизма.

Плагиоклазы в форме укороченных призмочек 0,8—1,2 мм очень часто зональны и полисинтетически сдвойникованы. Иногда зоны за-

метно не отличаются друг от друга по составу и подчеркиваются, лишь благодаря серициту, который прорастает и распределяется по контактам зон. Наиболее распространенное двойникование по альбитовому и карлсбадскому законам, по грани (010). Центральные части зерен плагиоклазов чаще всего отвечают по составу олигоклазу № 18—20, а по направлению к внешним частям зерна состав его зон отвечает олигоклаз-альбиту № 12—15 и самая наружная зона обычно соответствует альбиту № 5—8. Нередко ядра зональных плагиоклазов интенсивно замещены серицитом и сосюритом, что создает затруднения при определении их состава. Судя по продуктам замещения, можно догадываться о несколько более основном составе этих ядер, чем у облекающих их олигоклазовых зон. Часто вдоль спайности в плагиоклазах наблюдается проникновение табличек биотита и сфена или призмочек апатита, которые в процессе роста, в особенности биотит, захватывают и замещают плагиоклазы. В контакте с калиевыми полевыми шпатами олигоклазы образуют языкообразные включения, заливы, в которых обычно развиваются тонкие, радиально расположенные, червеобразные изогнутые мirmekиты кварца.

Калиевые полевые шпаты представлены ортоклаз-микрпертитом, реже микроклином, которые нередко, развиваясь между зернами плагиоклазом и кварца, раздвигают и как бы цементируют их. Так образуются крупные неправильных очертаний псевдовкрапленники, представляющие собой поликристаллы, отдельные блоки которых в пределах этих крупных зерен имеют почти одинаковую оптическую ориентировку, что хорошо наблюдается по их слабо заметному неодновременному погасанию. Эти полевые шпаты обычно пропитаны тонкой пелитовой и гематитовой пылью, которая распределяется в виде отдельных пятен или струек, большей частью по границам блоков или по направлениям дислокационных нарушений. Такое «пропыление» придает калиевым шпатам светло-розовую окраску, благодаря чему их легко можно обнаружить в штуфах. Указанные щелочные шпаты распределены в породах неравномерно: их содержание в среднем составляет 10—15%, но местами их количество снижается до следов или повышается до 30—50%. Поэтому в отдельных шлифах калишпат совершенно отсутствует, а в других — его содержание резко повышено, хотя эти шлифы были отобраны из одного обнажения и расстояние между точками отбора, в отдельных случаях, не превышает 10—20 см. В этой связи отметим, что калиевые полевые шпаты часто образуют в гранодиоритах, диоритах и кварцевых диоритах неправильной формы сплошные скопления или в виде сети параллельных и взаимно пересекающихся тонких прожилков пронизывают породы. Густота прожилковой сети колеблется в пределах от 5 до 30 прожилков на 1 м<sup>2</sup> при их средней мощности от 1 до 3 см. Нередко в таких прожилках появляются мелколистоватый мусковит, вторичный кварц и тонкая рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита. Особенно отчетливо калишпатизация наблюдается вблизи зон тектонических нарушений и в участках с повышенной трещиноватостью. Только что указанные факты несомненно говорят о фельдшпатизации массива, происшедшей много позже его образования.

Биотит часто присутствует в виде табличек гексагонального облика или чешуек. Роговая обманка образует удлиненные кристаллы с хорошо развитыми гранями {110} и узкими {010}, и поэтому поперечные разрезы ее выглядят как усеченные в острых концах ромбы. Оба минерала кристаллизуются в интерстициях между породообразующими зернами, проникают по случайным трещинам или вдоль спайности в плагиоклазы, кварц, захватывая, обволакивая и замещая их в процессе роста. Биотит нередко замещает роговую обманку — особенно часто в полях фельд-

шпатизации — и сам, в свою очередь, замещается хлоритом. В амфиболах и биотитах обычно присутствуют акцессорные: апатит, циркон, магнетит, сфен, содержание которых в темноцветных минералах, как правило, выше, чем в других породообразующих.

Апатит проявляется в мелких кристалликах с размерами 0,06—0,15 мм. Хорошо диагностируется по низкому двупреломлению, гексагонально-призматическому облику кристаллов и отрицательному удлинению. В биотитах и хлоритах апатит обнаруживает вокруг себя псеохроичные дворики, т. е. проявляет признаки радиоактивности.

Циркон встречается несколько реже, чем апатит, образует укороченные призматические тетрагональные кристаллики с поперечными размерами обычно от 0,01 до 0,05 мм. В шлифе бесцветный, розоватый, желтоватый иногда обнаруживает зональное строение и следы метамиктного распада, выражающиеся в тонкой концентрической зональности, расходящейся от каких-то точек центральных частей зерна к его периферии.

С гранодиоритами пространственно тесно связаны розовые гранит-аплиты, которые нередко облекают гранодиориты и трондьемиты и в этом случае, очевидно, являются их фациальной разновидностью.

Гранит-аплиты и аплиты светло-розовые и мелко- и среднезернистые, почти лишенные фемических минералов породы с характерной текстурой, выражающейся в извилисто-полосчатом распределении в общей массе струек с мелко-, средне- и крупнокристаллическим сложением. Отдельные, как правило, небольшие изометричные тела розовых аплитов в периферических частях обнаруживают мелкозернистое строение с постепенными переходами к крупнокристаллическим структурам по направлению к центральным областям тел. Жильные аплиты часто рассекаются крупными от 3 до 10 см прожилковидными выделениями водянопрозрачного кварца, который образует с полевошпатовой массой аплита пегматоидные срастания.

Под микроскопом аплиты сложены кварцем (15—25%), ортоклазом (10—20%) и олигоклазом (55—75%). Темноцветные минералы встречаются очень редко и только в виде крупных 0,5—0,7 мм порфириовидных крапленников. Структура аплитовая.

Диориты и кварцевые диориты обнажаются по правому борту р. Таймет, фиксируются по дресве в бассейнах рек Б. и М. Базасов, кл. Акпанак и в ряде других мест. Они представляют собой средне- и крупнозернистые серые породы, состоящие из роговой обманки и плагиоклазов. Иногда в их составе появляются крупные 3—5 мм выделения кварца, общее содержание которого достигает 10—12% и более. Так, диориты постепенно переходят в кварцевые их разновидности. Характерной чертой диоритовых пород является повышенное содержание акцессорного сфена, который хорошо заметен макроскопически в виде крупных 0,5—1 мм, бурых, кристаллографически прекрасно ограненных кристалликов с сильно развитыми гранями {110}, менее развитыми {001}, {100} и {111}. Такая «сфенизация» кварцевых диоритов очень отчетливо наблюдается в окрестностях заимки Толпышево, где породы отличаются крупнокристаллическим строением и подверглись амфиболизации.

Амфиболизация диоритов весьма характерное явление для пород изучаемого района. Этот процесс выражается в том, что в диоритах возрастает содержание роговой обманки, которая образует вытянутые шестоватые кристаллы, ориентированные в одном направлении. При этом, как правило, породы приобретают крупнокристаллический облик и в них повышается содержание акцессорных магнетита, сфена. Таким образом, диориты превращаются в своеобразные гнейсовидные габбро-диориты. При последующих стадиях амфиболизации кристаллы роговой

обманки разрастаются и, постепенно замещая полевые шпаты и кварц, образуют крупнокристаллические, а нередко, гигантокристаллические горнблендиты, состоящие из роговой обманки с реликтами плагиоклазов.

Диориты, габбро-диориты и горнблендиты обычно находятся в тесном соседстве и образуют между собой совершенно постепенные переходы: от диоритов, через габбро-диориты к горнблендитам. Подобно гранодиоритам, диориты точно также подвергаются процессам К-метасоматоза; в габбро-диоритах и горнблендитах этот процесс нами не наблюдался. Ниже приводится краткое микроскопическое описание этих пород.

Микроскопически кварцевые диориты обладают призматически зернистой или, участками, пойкилитовой структурой: в крупных зернах ортоклаза или роговой обманки заключены зерна плагиоклазов. Процентные соотношения между минералами следующие: олигоклаз-андезины (35—45%), ортоклаз (10—15%), которого в сильно фельдшпатизированных участках может быть до 50%; кварц (15—35%), биотит и роговая обманка (20—30%). Вторичные минералы: мусковит, серицит, вторичный кварц, хлорит; аксессуарные: сфен, апатит, циркон; рудные: магнетит, пирит, халькопирит.

Кварц образует зерна неправильной формы в 1—2 мм, обладающие резким ксеноморфизмом по отношению к плагиоклазам. Обладает резко выраженным блоковым строением и, в связи с этим, блоковым или облачным погасанием. Нередко несколько отдельных зерен кварца создают небольшие скопления, образуя порфиroidные вкрапленники.

Плагиоклазы представлены обычно олигоклаз-андезинами или андезинами, которые под микроскопом выглядят как слегка вытянутые прямоугольники с обычными размерами от 0,3—0,7 до 1,4—1,8 мм. Нередко проявляется зональность, аналогичная зональности плагиоклазов в гранодиоритах. Вторичные продукты серицит и мусковит особенно интенсивно развиваются по плагиоклазам в тех участках, где породы подверглись повышенной фельдшпатизации. В этом случае все зерна плагиоклазов почти нацело замещаются серицитом, вторичным кварцем и мусковитом. Последний распределяется в призмах плагиоклазов параллельными цепочками по швам полисинтетических двойников, вдоль направлений спайности или образует здесь беспорядочно разбросанные розетчато-пластинчатые вроски. Таким образом, при фельдшпатизации диориты и кварцевые диориты подвергаются грейзенизации, в связи с которой, как уже отмечалось выше, появляется рассеянная сульфидная минерализация.

Ортоклаз проявляется в форме неправильных крупных выделений с размерами от 0,1—0,3 мм до 3—6 мм и более, которые неравномерно распределяются в массе породы, захватывая, раздвигая и растворяя другие породообразующие минералы. В проходящем свете мутный, бурый, вследствие насыщенности тонкодисперсными глинистыми продуктами и окислами железа.

Роговая обманка обыкновенная образует кристаллографически правильные короткопризматические зерна размером от 0,9 до 3 мм. Обладает резким плеохроизмом от густо-зеленого по  $N_g$  до желтовато-зеленого по  $N_p$  цветов; угасание относительно  $N_g$  составляет 16—18°. В полях фельдшпатизации активно замещается биотитом, а затем хлоритом. В свою очередь амфиболы, как это наблюдается, в некоторых случаях развиваются по моноклинным пироксенам.

Мусковит развивается в виде параллельно-чешуйчатых и розетчатых агрегатов по плагиоклазам в полях фельдшпатизации. Интенсивность мусковитизации плагиоклазов различная и, вероятно, зависит от

интенсивности процесса калишпатизации. При небольшом привносе калия (ортоклаза 10—15%) мусковит появляется в отдельных зернах плагиоклазов спорадически, а при содержании К-шпатов свыше 50% все зерна плагиоклазов подвергаются интенсивной мусковитизации, причем мусковит развивается также и по хлориту. В проходящем свете мусковит прозрачный, с заметной псевдоабсорбцией; угасание относительно спайности почти прямое.

Хлорит образует вместе с кальцитом, магнетитом и халцедоновидным кварцем псевдоморфозы по кристаллам роговой обманки. Здесь он представлен большим количеством мелких, изогнутых листочков, чешуек, равномерно прорастающих по всему зерну. Хлорит (пеннин) развивается также и по табличкам биотита, замещая последний отдельными пакетами или линзочками в направлении спайности. Очевидно, в связи с неполным замещением, хлорит часто обнаруживает густо-фиолетовую аномальную интерференционную окраску.

Сфен присутствует в виде крупных от 0,2 до 1,5 мм прекрасно ограниченных конвертообразных зерен, развивающихся обычно в интерстициях между основными породообразующими минералами и находится в тесной ассоциации с роговой обманкой, биотитом, апатитом и магнетитом. Слабо плеохроирует в буроватых тонах, нередко в процессе роста захватывает отдельные мелкие зерна плагиоклазов, которые наблюдаются в поперечных разрезах сфена в виде включений. Замещается лейкоксенном.

Апатит образует мелкие кристаллики гексагонально-призматического облика в 0,01—0,06 мм величины, включенные в плагиоклазы, реже в кварц, чаще в роговую обманку. Иногда наблюдаются своеобразные срастания нескольких мелких кристалликов апатита с магнетитом и роговой обманкой и образование характерных микросидеронитовых структур, вкрапленных отдельными участками в призматически-зернистый агрегат породы.

Циркон обычно встречается в форме мелких 0,02—0,04 мм тетрагональных короткопризматических кристалликов, грани которых чаще всего отвечают {110}, {100}, {111} и {211}. Бесцветный или слегка буроватый, часто имеет вокруг себя бурые плеохроичные дворники, будучи вкрапленным в биотит или хлорит.

Магнетит образует остроугольные неправильной амёбообразной формы агрегаты с поперечными размерами от 0,2 до 0,8 мм. Подобные агрегаты, развиваясь, проникают в плагиоклазы, биотит и амфиболы, нередко захватывая их. Содержание магнетита в породах, как правило, увеличивается с повышением содержания темноцветных минералов роговой обманки и биотита.

Диориты отличаются от вышеописанных кварцевых диоритов меньшим содержанием кварца (3—5%) и несколько повышенным содержанием (25—35%) зеленой роговой обманки.

Габбро-диориты представляют собой серые средне- и крупнокристаллические породы, сложенные сильно удлинёнными в 1—3 см величины зернами роговой обманки, реже биотита и плагиоклазов с субпараллельной ориентировкой, что придает породам характерный гнейсовидный облик.

Под микроскопом габбро-диориты состоят из плагиоклазов (30—35%) и роговой обманки (60—70%). Кроме того, в них содержится повышенное содержание аксессуарных: апатита, сфена и магнетита.

Плагиоклазы образуют сильно удлинённые кристаллы с неровными ступенчатообразными очертаниями их контактов. Отдельные зерна плагиоклазов как бы рассекают и врезаются в соседние плагиоклазы, что сильно затрудняет определение действительных взаимоотношений меж-

ду ними. Простейшие определения плагиоклазов в одном шлифе обнаружили резкие расхождения в их составе от № 30 до № 54, что требует дальнейшей проверки.

Роговая обманка также образует резко удлиненные, ступенчато-образные зерна, которые разрастаются в одном направлении, образуя прерывистые цепочки. В крупных зернах роговой обманки часто наблюдаются пойкилитовые включения плагиоклазов в виде мелких в 0,1—0,2 мм величины округлых зерен. Кроме того, амфиболы часто обволакивают плагиоклазы и при этом последние приобретают округлые очертания. Это, вероятно, указывает, что в процессе кристаллизации при поступлении необходимого материала, темноцветные минералы замещают и вытесняют плагиоклазы. Роговая обманка обнаруживает резкий плеохроизм от густозеленого по  $N_g$  до соломенно-желтого по  $N_p$  цвета; угол ее погасания относительно  $N_g$  равен 16—18, реже 20°.

Апатит, сфен и магнетит чаще всего находятся в тесном сростании с амфиболами. По своим минералогическим особенностям они не отличаются от выше описанных аксессуаров.

Амфиболиты вытягиваются неширокой полосой в западном эндоконтакте массива; они имеют мелкозернистое строение и черный цвет с зеленоватым оттенком. Под микроскопом амфиболиты состоят из мелких игольчатых кристаллов обыкновенной роговой обманки размером в 0,1—0,5 мм в длину и таких же призмочек плагиоклазов. Отчетливо наблюдается гнейсовидность амфиболитов, обусловленная струйчатой, субпараллельной ориентировкой кристаллов плагиоклазов и амфиболов, которые целиком слагают всю массу породы примерно в равных количествах.

Горнблендиты обычно залегают среди габбро-диоритов в виде неправильных изометричных или вытянутых тел. Они имеются как в восточном эндоконтакте массива, так и в его центральной части и представляют собой темно-зеленые породы, состоящие из крупных короткостолбчатых кристаллов роговой обманки размером в 3—5 см и более, и содержат в себе мелкие, вероятно, реликтовые включения плагиоклазов, реже К-шпатов.

### Метасоматические образования

Из выше приведенного фактического материала видно, что интрузивные породы массива широко подверглись метасоматическим процессам фельдшпатизации, грейзенизации и амфиболизации. Особо здесь следует отметить образование метасоматических вторичных кварцитов, развивающихся по интрузивным породам и достаточно хорошо картирующихся в интрузивном поле.

Фельдшпатизация обычно наблюдается в боках тектонических разрывов, в зонах повышенной трещиноватости и проявляется в форме прожилковых или вкрапленных скоплений метасоматического калишпата. Прожилки, как правило, имеют мощность в 1—3 см и распределяются в породах в виде более или менее плотной сети, образуя «ортоклазовый штокверк». Иногда встречаются более мощные жилы в 10—30 см, в которых обычно ортоклаз находится в пегматоидном сростании с водянопрозрачным кварцем. Обломки таких жил были найдены в русле кл. Стежлянского. Вкрапленность К-шпатов проявляется в форме локальных скоплений с размерами от 1 до 5 см и более. Нередко подобные вкрапленники возникают в месте пересечения калишпатовых прожилков.

Грейзенизация является, надо полагать, одновременной с фельдшпатизацией и фиксируется по процессам мусковитизации плагиоклазов и окварцевания. Наряду с этим, в грейзенизированных участках появляются сульфиды железа, меди, молибдена. Грейзенизация чаще всего приурочивается к К-шпатовым прожилкам.

Амфиболизация выражается в образовании гнейсовидных габбро-диоритов, гигантокристаллических горнблендитов и мелкозернистых амфиболитов. Габбро-диориты образуют довольно крупные поля в восточном эндоконтакте массива и, благодаря повышенному содержанию в них магнетита, хорошо фиксируются магнитометрией, обычно в виде изометричных положительных полей с повышенными значениями напряженности магнитного поля. Распределение роговой обманки и магнетита в этих полях неравномерное; наиболее богатые амфиболами и магнетитом горнблендиты залегают в форме мелких изометричных штокообразных или линзообразных тел среди габбро-диоритов. Мелкозернистые амфиболиты полосой в 150—200 м ширины вытягиваются вдоль западного контакта массива. Амфиболиты пересекаются многочисленными кварц-кальципатовыми и аплитовыми жилками, которые несут в себе рассеянную минерализацию сульфидов меди и молибдена.

Милонитизация, окварцевание и вторичные кварциты очень часто наблюдаются в интрузивных породах изучаемого массива в тесной связи с тектоническими разрывами. Окварцевание проявляется обычно в трещинах оперения в виде тонких прожилков, сложенных кварцем лапчатого и радиально-лучистого строения. Подобный кварц растет перпендикулярно стенкам трещины, образуя лучистые веерообразные агрегаты, в суженном основании которых вдоль стенок трещины обычно имеется тонкозернистый халцедоновидный кварц. Очевидно, развитие лучистого кварца следует за образованием халцедона по милониту.

Вторичные кварциты представляют собой крупные линейно-вытянутые вдоль зон тектонических разрывов тела, залегающие в интрузивных породах. Подобные кварциты обнажаются на водоразделе рек Б. и М. Базас—сопка «Кварцитовая», окрестностях пос. М. Базас (нижний), в правом борту кл. Таштык-Гол и в других местах. Вторичные кварцы обладают пестрой, пятнистой окраской (серые, желтые, белые и вишнево-красные цвета) и мелкозернистым строением.

Под микроскопом в них нередко обнаруживаются реликтовая структура интрузивных пород: плагиоклазы, целиком замещенные халцедоном, и интрузивный кварц сохраняют свои первоначальные очертания. Данные кварциты рассекаются баритовыми и барит-кварц-кальцитовыми жилами различной мощности и протяженности. Как правило, мощность этих жил колеблется в пределах от 10—20 см до 2—3 м. Указанные жилы и вмещающие их кварциты содержат рассеянную минерализацию киновари.

На основании приведенного фактического материала можно сделать следующие краткие выводы:

1. Верхне-Кондомский гранодиоритовый массив, очевидно, имеет две фазы формирования: диоритовую и гранодиорит-трондьемитовую.
2. Интрузивные породы массива широко подверглись метасоматическим процессам фельдшпатизации, амфиболизации и окварцеванию, в тесной связи с которыми отмечается рассеянная минерализация железа, титана, меди, молибдена и киновари.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. А. М. Зайцев. К вопросу о коренных месторождениях золота в системе р. Кондомы. Сборник в память Э. Г. Салищеву, Томск, 1903.
2. А. М. Кузьмин. Полезные ископаемые Горной Шории. Вестник Зап. Сиб. геол. разв. треста, т. 1, 1939.
3. А. М. Кузьмин. Геологический обзор Горной Шории. Сб. «Минерально-сырьевая база КМК», 1933.
4. В. А. Обручев. Геологический очерк золотоносных районов Сибири. Золото и платина, № 9, 1910.
5. В. А. Обручев. Геологический очерк золотоносных районов Сибири. Золото и платина, 1911.
6. В. С. Реутовский. Полезные ископаемые Сибири. Томск, 1905.
7. К. Г. Тюменцев. Геологический очерк бассейна р. Кондомы в юго-западной части Кузнецкого Алатау. Изв. Зап.-Сиб. геол. управления, вып. 2, 1931.