Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. LVIII, вып. 2, 1969 г.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БОРОХУДЗИРСКОГО МАССИВА ЦЕНТРАЛЬНО-ДЖУНГАРСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ)

Т. Г. Добрецова

Широко распространенные в Джунгарском Алатау герцинские гранитоидные интрузии многие геологи [2, 4, 5, 6] делят на два комплекса: Центрально-Джунгарский и более молодой Лепсинский, которым приписывается различная металлоносность. Однако отнесение конкретных массивов к тому или иному комплексу во многих случаях вызывает дискуссию и остается нерешенным в связи с отсутствием четких возрастных границ для большинства крупных массивов, неоднозначностью определений абсолютного возраста и пестротой вещественного состава. Необходимое для правильной корреляции массивов детальное изучение их вещественного состава и выяснение причин его разнообразия до сих пор не нашло должного отражения в литературе. Поэтому интересны результаты детального геолого-петрографического изучения Борохудзирского массива, одного из типичных представителей Центрально-Джунгарского комплекса.

Массив находится в среднем течении рек Борохудзир и Малый Усек, в области сочленения Алтынэмельского и Южно-Джунгарского антиклинориев и своей южной частью располагается в зоне смятия и рассланцевания Конуроленского глубинного разлома.

Интрузия залегает в нижнекаменноугольной вулканогенной толще, сложенной порфирами, игнимбритами и туффитами липарито-дацитов и дацитов с прослоями вулканитов более основного состава и силлами диабазов. В зоне Конуроленского разлома эти породы превращены в порфироиды, порфиритоиды, серицито-хлоритовые и хлоритовые сланцы. Выход массива на поверхность, площадью около 50 *км*^{2}, имеет слегка вытянутую по широте ромбовидную форму (рис. 1) и является тектонически смещенным восточным продолжением крупного Алтынэмельского батолита. Интрузивные взаимоотношения с вмещающими породами устанавливаются по южной и небольшому отрезку северной границам массива. Как видно на карте, эти контакты довольно прямолинейны, характеризуются одинаковым простиранием (СВ 60—70°), согласным с простиранием складчатых структур рамы. Северный контакт падает от массива под углом 40—50°, южный — вертикален с небольшими отклонениями в обе стороны и сопровождается многочисленными параллельными ему мелкими апофизами и инъекциями гранитоидов во вмещающие породы, приуроченными к узкой экзоконтактовой полосе. Ширина зоны инъецирования и интенсивность этого процесса возрастают на участках секущего положения контакта по отношению к рассланцеванию эффузивов.

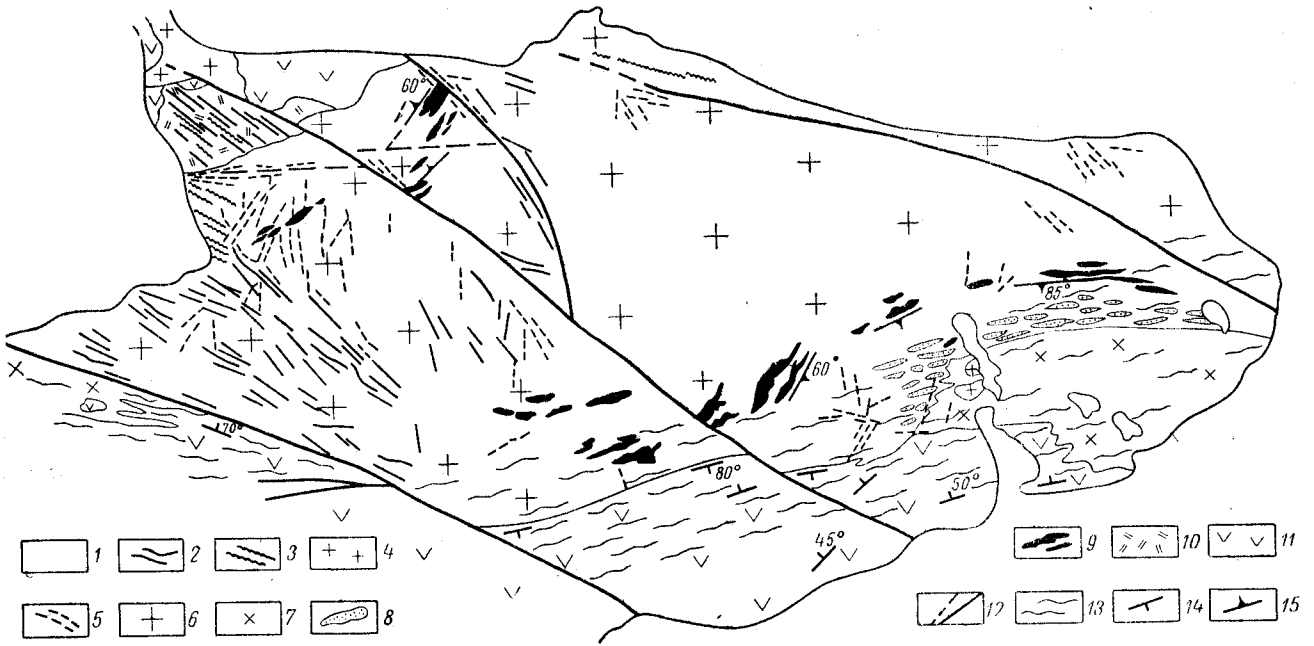


Рис. 1. Схема геологического строения Борохудзирского массива

1 — четвертичные отложения; *2* — дайки диабазов и диоритовых порфиритов; *3* — дайки кварцевых порфиров, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Среднекарбоновый интрузивный комплекс (Центрально-Джунгарский); *4*—мелкозернистые границы (третья фаза?); *5* — жильные аплиты; *6* — адамеллиты (вторая фаза); *7* — гранодиориты, тоналиты, кварцевые диориты (первая фаза); *8* — автолиты пород первой фазы; *9* — ксенолиты габброидов; *10* — гранодиорит-порфиры. Нижний карбон: *11* — нижнекаменноугольные вулканогенно-осадочные породы кислого и среднего состава; *12* — тектонические нарушения; *13* — катаклазированные и рассланцованные породы Конуроленской зоны смятия; *14* — элементы залегания вмещающих пород; *15* — элементы залегания плоскостных текстур течения в гранитоидах

Контактовые изменения вмещающих пород вдоль южного контакта наложены на метаморфиты фации зеленых сланцев Конуроленской зоны смятия и выражаются в основном в усилении степени однородности раскристаллизации рассланцованных пород и повышении содержания мелкозернистого биотита, хлорита, иногда появлении актинолита по приближении к контакту с интрузией. Характер распределения темноцветных минералов мелкопятнистый и более равномерный по сравнению с линейно-плоскостным распределением цветных минералов в порфироидах и порфиритоидах вне зоны влияния интрузии. В приконтактовой полосе шириною до 50 *м* вмещающие породы в зависимости от исходного состава превращены или в черные мелкозернистые биотит-рогообманковые роговики, или в светло-серые кварцитоподобные роговики с ситовидными порфиробластами кислого плагиоклаза в мелкозернистой биотит-кварц-полевошпатовой массе. Акцессорный минерал контактово-измененных пород представлен исключительно гематитом.

В северном экзоконтакте массива развиты лейкократовые породы плагиогранитного состава с признаками интенсивного проявления процессов метасоматического развития калиевого полевого шпата и в особенности кварца. По-видимому, эти породы являются продуктами контактово-метасоматических преобразований экструзивных гранодиорит-порфиров, которые широко распространены среди нижнекаменноугольных образований к западу от Борохудзирского массива.

Борохудзирский массив сложен гранитоидами двух фаз, близких по времени проявления. Породы более ранней фазы представлены гранодиоритами, в меньшей степени тоналитами и кварцевыми диоритами. Вторая — главная по масштабу проявления фаза выражена адамеллитами, местами переходящими в плагиограниты. Кроме гранитоидов в строении массива участвуют габбро и диориты, образующие многочисленные ксенолиты, которые, как удалось установить, принадлежат к самостоятельному более раннему интрузивному комплексу, генетически не связанному с гранитоидами массива. Породы первой фазы слагают юго-восточную краевую часть интрузии площадью в 3,5—4 *км*^{2} и ореол многочисленных автолитов в адамеллитах второй фазы. Размер автолитов близ поля сплошного развития гранитоидов первой фазы достигает сотен метров в большем измерении. В глубь интрузии величина включений постепенно уменьшается. Характер распределения автолитов и их форма хорошо видны на геологической карте интрузии (рис. 1).

Гранодиориты, тоналиты и кварцевые диориты первой фазы представлены светло-серыми и серыми среднезернистыми породами, связанными постепенными переходами и отличающимися только количественными соотношениями породообразующих минералов (*1* — гранодиорит; *2*, *3*, *4* — гранодиорит-тоналиты по классификации Б. М. Куплетского), %:

	1	2	3	4
Плагиоклаз	49,7	56,9	52,9	56,6
Калиевый полевой шпат	12,2	6,7	6,9	6,1
Кварц	22,5	23,6	24,1	27,1
Биотит	10,0	5,6	6,3	5,7
Роговая обманка	4,1	6,1	4,5	1,4
Акцессории	0,5	1,1	1,2	3,1

Структура пород гипидиоморфнозернистая с четко выраженным идиоморфизмом всегда зонального плагиоклаза. Зональность разнообразна по количеству, ширине и четкости зон. В крупных зернах (до

3 *мм*) в большинстве случаев зональность не гармоничная — центральная часть имеет неправильную лапчатую или угловатую форму, а нарастающие зоны более кислого плагиоклаза залечивают изъяны реликтового зерна и восстанавливают плоскогранную форму кристалла. Внутренние части зерен плагиоклаза сложены андезином (№ 35—40 до 48), периферические — альбит-олигоклазом (до № 16—13), обладающим часто неравномерной тонкой клиновидной двойниковой штриховкой.

Амфибол под микроскопом зеленый, иногда голубовато-зеленый с плеохроизмом до светлого желтовато-зеленого, по оптическим свойствам представлен обыкновенной роговой обманкой ($Ng = 1{,}688 \pm \pm 0{,}002$), слагает толстопризматические зерна длиною до 3 *мм* без концевых граней. Одиночные призмы редки. Чаще наблюдаются сростки из двух-трех индивидов. В породе распространение роговой обманки равномерное и всегда строго упорядоченное, что выражается в субпараллельной ориентировке призм.

Биотит — темнокоричневый с плеохроизмом до соломенно-желтого ($Ng = 1{,}645 \pm 0{,}002$) встречается в листочках размером до 2 *мм* или в виде скоплений чешуек, ассоциирующих с амфиболом и частично замещающих его.

Калиевый полевой шпат и кварц развиваются в промежутках между другими минералами и замещают их.

Для пород первой фазы типичны четкие ориентированные текстуры, выраженные в параллельном расположении многочисленных удлиненных ксенолитов меланократовых пород, призм роговой обманки, удлиненных зерен кварца и калишпата, цепочечных агрегатов чешуек биотита и линзовидных участков перекристаллизованного кварца.

Ксенолиты сложены темносерыми мелкозернистыми метаморфическими породами амфибол-биотитового состава с реликтами офитовой структуры, отчетливо проявленной в расположении корродированных кристаллов первичного плагиоклаза, и представляют собой продукты изменения основных пород. Ксеногенные включения невелики (от нескольких до 20—30 *см*), имеют в большинстве случаев резко уплощенную и вытянутую форму и группируются в струи (рис. 2).

Адамеллиты второй интрузивной фазы прорывают гранитоиды первой фазы и слагают основную часть Борохудзирского массива. Интрузивный характер контактов доказывается наличием апофиз адамеллитов в более меланократовые породы первой фазы и присутствием многочисленных ксенолитов (автолитов) последних в адамеллитах. Зоны эндо- и экзоконтактовых изменений не наблюдаются, но контакты всегда отчетливы, выражены резкой сменой либо переходом одного типа гранитоидов в другой на интервале до 1,5 *см*. Такие взаимоотношения гранитоидов двух фаз можно объяснить сближенностью этих фаз во времени.

В 50—100-метровой полосе вдоль южной границы массива адамеллиты переходят в средне- и мелкозернистые гнейсо-граниты, характеризующиеся направленным расположением табличек плагиоклаза и мелкозернистых агрегатов биотита и роговой обманки. Апофизы во вмещающие породы сложены мелкозернистыми гранодиоритами или лейкократовыми существенно плагиоклазовыми породами.

Адамеллиты представлены массивными светло-серыми с розоватым оттенком породами, сложенными теми же минералами, что и породы первой интрузивной фазы, но в других количественных соотношениях, %:

	1	2	3	4
Плагиоклаз	36,4	38,4	44,5	33,5
Калиевый полевой шпат	21,0	21,3	16,9	22,9
Кварц	37,2	37,7	35,0	42,3
Биотит, роговая обманка и хлорит	4,6	5,3	2,6	1,3
Акцессории	0,8	0,9	1,5	—

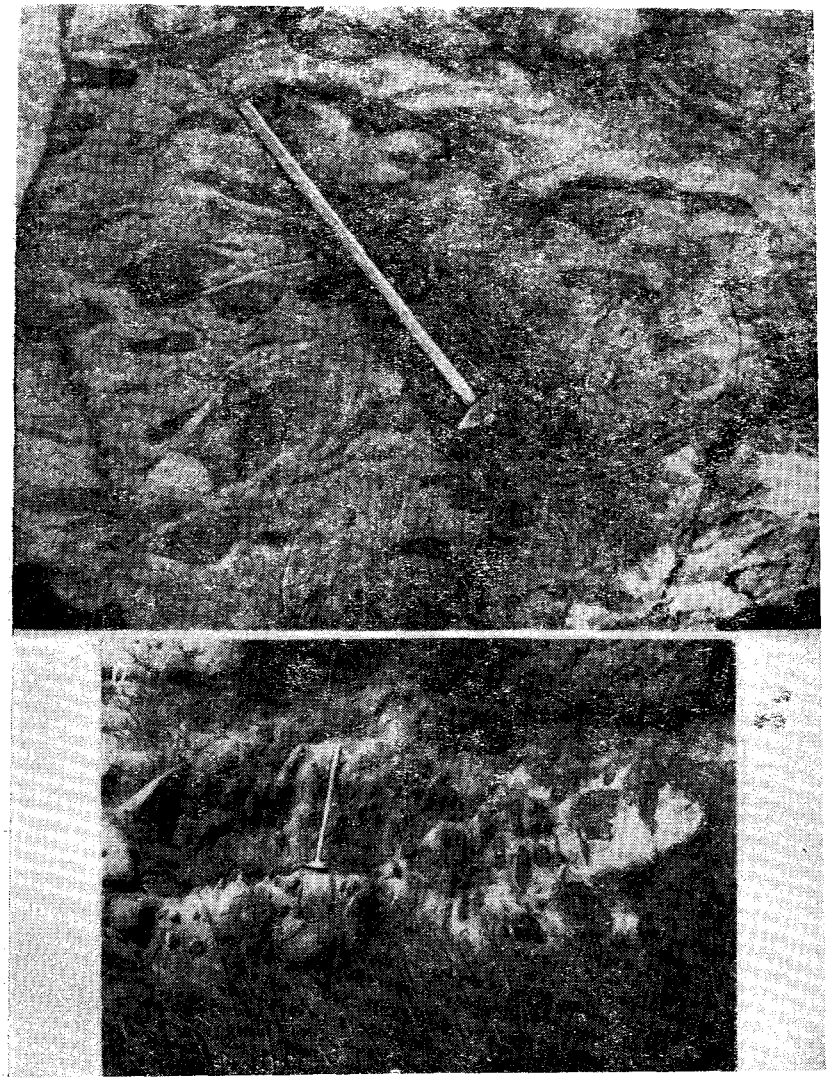


Рис. 2. Ксенолиты в гранитоидах первой интрузивной фазы: *а* — шлирообразный характер; *б* — ориентированное расположение

Плагиоклаз зонален, по составу (от № 50 до № 10—15) подобен плагиоклазу гранитоидов первой фазы. Зональность прямая и повторная с непостоянным числом зон. В центральной части зерен содержатся реликты андезинового состава.

Калиевый полевой шпат, по данным замеров ориентировки оптической индикатрисы относительно спайности по 010 и 001, представлен как ортоклазом, так и слабо упорядоченным микроклином. Всегда ксеноморфен, содержит редкие мелкие пертитовые вростки альбита. Крупные зерна имеют ситовидный характер, захватывая полностью или частично зерна других минералов. Калиевый полевой шпат обрастает таблицы плагиоклаза, проникает в них по трещинам спайности, образуя сложное кружево реакционной каемки. Некоторые зерна плагиоклаза расчленены на отдельные округлые реликты, включенные в зерна калишпата.

Кварц распределен в породе неравномерно, встречается в самых разнообразных по размерам, форме и степени идиоморфизма зернах, всегда «запылен» вдоль сети скрытых микротрещин газово-жидкими включениями, имеет облачное и даже волнистое погасание с отчетливыми полосками Бема. По характеру взаимоотношений с полевым шпатом устанавливаются две генерации кварца. Более ранний кварц отчетливо идиоморфен по отношению к калишпату, заполняет промежутки между плагиоклазом и цветными или образует идиоморфные зерна, не содержащие никаких включений, кроме газово-жидких пузырьков. Нередко наблюдаются группировки из трех индивидов кварца, сцементированные калишпатом. Кварц второй генерации замещает полевые шпаты с образованием сложных закономерных антиграфических сростаний [1] на стыках зерен, корродирует призмы роговой обманки и слагает крупные изометричные метакристаллы с фестончатыми границами и включениями полевых шпатов в краевой части зерна.

Широкое распространение в адамеллитах структур срастания кварца и калиевого полевого шпата позволяет установить последовательность развития таких сростаний. Взаимное прорастание начинается на границе более или менее равновеликих зерен минералов. Вростки калиевого полевого шпата многочисленны и имеют вид бухтообразных втеков в кварцевое зерно со стороны калишпатового зерна. С ростом метакристалла кварца связь калишпатовых вростков с граничными зернами обрывается и в краевой части метакристалла формируется кружево калишпатовых включений, закономерно ориентированных относительно центра кварцевого зерна. Погасание включений групповое, всегда одинаковое с погасанием ближайшего зерна калиевого полевого шпата.

Плагиоклаз замещается кварцем реже, обычно в том случае, когда в породе мало калиевого полевого шпата. Характер прорастания его кварцем напоминает грубые мирмекиты, но червеобразные вростки кварца являются ответвлениями разрастающегося кварцевого зерна, а не самостоятельными новообразованиями.

Зародышами крупных зерен кварца второй генерации часто служат зерна или сростки зерен кварца первой генерации. В последнем случае погасание кварцевых выделений нередко секториальное, соответственно ориентировке зерен первичного сростка, а в центре порфиробласта встречаются веретенообразные реликты калиевого полевого шпата, цементировавшего ранее зерна сростка. По сравнению с кварцем первой генерации более поздний кварц меньше «запылен»» газово-жидкими включениями и имеет более спокойное погасание.

Биотит выделяется позже плагиоклаза, но раньше калиевого полевого шпата, который отчетливо замещает его с образованием реакционных каемок мелких частиц рудного минерала и сфена. Взаимоотношения с остальными минералами породы неоднозначны.

Роговая обманка голубовато-зеленая, аналогичная по оптическим свойствам амфиболу гранитоидов первой фазы, встречается в виде одиночных толстопризматических зерен, замещенных биотитом и хлоритом. Очертания зерен неправильные в результате коррозии кварцем и биотитом.

Акцессорные минералы адамеллитов, как и в более ранних гранитоидах, представлены апатитом, магнетитом и сфеном, но присутствуют в меньшем количестве. Апатит образует тонкие призмы длиною до 0,05 *мм*; сфен и магнетит встречаются в виде неправильных зерен или мелкозернистых агрегатов среди зерен цветных минералов. Реже наблюдаются идиоморфные выделения магнетита. Случайные минералы — циркон, ортит.

Структура адамеллитов резко неравномернозернистая с размерами зерен минералов от 0,2 до 10 *мм*. $^2/_3$ от всей массы породы составляют крупные идиоморфные выделения плагиоклаза и кварца, что обуславливает криптовый характер строения. Особенно яркая черта внешнего облика адамеллитов — обильные изометричные зерна водяно-серого кварца размером до 8 *мм*, рельефно выделяющиеся на выветрелой поверхности.

Автометаморфические изменения гранитоидов Борохудзирского массива выражены процессами хлоритизации цветных минералов, замутнения и альбитизации полевых шпатов. Альбит развивается или в виде неправильных таблиц на основе пертитовых вростков в калиевом полевом шпате, или образует скопления мелких кристалликов по катакластическому агрегату давления на стыках калишпатовых зерен. Изредка встречаются каемки мирмекитов вокруг реликтов плагиоклаза в калишпатовых зернах. Степень изменения минералов в адамеллитах в целом заметно большая, чем для гранитоидов первой фазы. Максимальное проявление автометасоматических процессов (особенно альбитизации) отмечается в северной половине интрузии на площади сгущения жильных тел аплитов. В таких сильно измененных разностях полевые шпаты почти нацело альбитизированы и слабо прозрачны вследствие засорения пелитом, серицитом и микрозернистым эпидотом. Биотит обесцвечен или замещен хлоритом с выделениями эпидота и окислов железа. Характерно обильное развитие хлопьевидных зерен гематита и прожилок и гнезд эпидота.

Ксенолиты в адамеллитах встречаются реже, чем в гранитоидах первой интрузивной фазы и распределены неравномерно, изометричны по форме и более разнообразны по составу (рис. 3). Повсеместное присутствие ксенолитов — характерная черта для массива в целом. Подавляющее большинство ксенолитов по составу представлено метаморфизованными основными породами, крайне редко (в юго-восточной части массива) встречаются в ксенолитах ороговикованные порфироиды, подобные роговикам, широко распространенным в экзоконтакте интрузии. Эти ксенолиты имеют остроглыбовую форму, размер от 0,5 до 3 *м* в поперечнике. Слагающие их ороговикованные порфироиды представлены мелкозернистистым агрегатом олигоклаза 40, кварца 30, роговой обманки и биотита 25%. Акцессорные минералы такие, как и в гранитоидах (апатит, сфен, магнетит). Это отличает роговики ксенолитов от сходных по составу экзоконтактовых роговиков, где акцессорные минералы представлены только гематитом.

Ксенолиты меланократового состава разнообразны по размерам, форме, характеру и степени изменения слагающих их пород. Морфологически выделяются отчетливо две группы ксеногенных включений основного состава. Первая группа — ксенолиты неправильной угловатой

формы, очень разнообразные по размерам (от 0,1—2 *м* до крупных глыбовых включений, величина которых измеряется сотнями метров). Наиболее крупные ксенолиты имеют уплощенную форму и группируются прерывистой цепью вдоль южного контакта на расстоянии 0,5—1,5 *км*

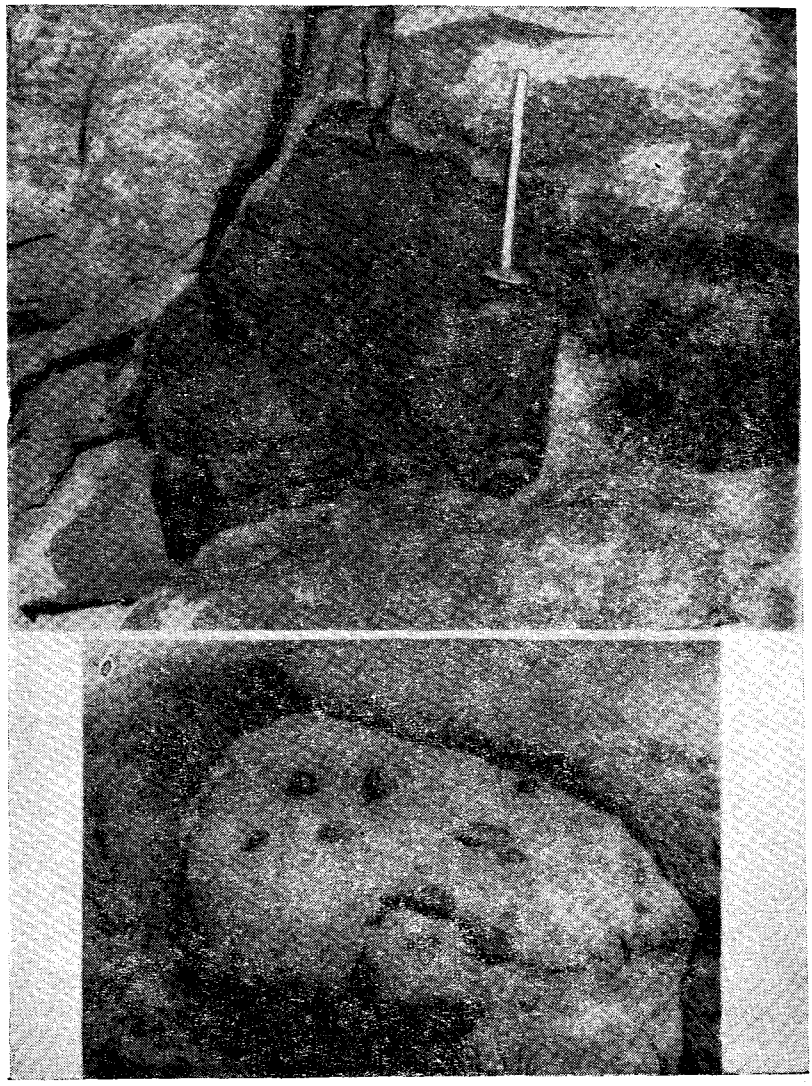


Рис. 3. Характер ксенолитов в адамеллитах второй интрузивной фазы:
а — глыбовый ксенолит амфиболизированного габброида,
б — мелкие ксенолиты гранитизированных диабазов

от него. Уплощенные блоки окружены большим числом более мелких неправильных глыбовых включений (рис. 3). Падение ксенолитового «пояса» и отдельных ксенолитов в нем в восточной части крутое, на западе более пологое (40—60°) в сторону южного контакта. Меланократовые породы ксенолитов данной группы представлены очень не выдержанными по зернистости и относительному содержанию темноцветных минералов амфибол-плагиоклазовыми породами с реликтами диабазовой или габбровой структур. Особенности пространственного

размещения ксенолитов, образующих ксенолитовый «пояс», и зональное строение некоторых крупных блоков позволяют допустить, что эти ксенолиты — останцы единого дайкообразного тела габброидов. Границы ксенолитов в большинстве случаев отчетливые и резкие с апофизами гранитоидов в тело ксенолитов. Однако наблюдаются и переходные зоны пород промежуточного гранодиоритового состава с порфиробластической структурой. Участками среди меланократовых пород встречаются плагиоклаз-роговообманковые пегматиты с размерами индивидов до нескольких сантиметров. В одном месте были встречены метасоматические овоидные образования диаметром от 0,5 до 30 *см* концентрически зонального строения с чередованием зон плагиоклазового и роговообманкового составов (рис. 4).



Рис. 4. Метасоматические овоидные образования среди амфиболизированных габброидов

Ко второй группе ксенолитов основного состава относятся включения, сложенные существенно биотитовыми мелкозернистыми метаморфическими породами с реликтами офитовой структуры. Эти ксенолиты однообразны по типу слагающих их пород, встречаются повсеместно и особенно характерны для гранитоидов первой интрузивной фазы, где они составляют до 40% всей массы породы, равномерно насыщая ее. Распределение их в адамеллитах иное: в северной половине интрузии включения редки и малы по размерам (до 3 ксенолитов на 1 $м^2$ величиною не более 6 *см*). В южной краевой зоне массива число и размер ксенолитов увеличиваются, крупные включения достигают в поперечнике 25—30 *см*, нередки кучные скопления, слегка вытянутые в широтном направлении. Форма ксенолитов в адамеллитах всегда изометричная, округло-неправильная (рис. 3), а такого же состава включения в гранитоидах первой фазы в большинстве случаев уплощены, дискоидальной формы. Границы крупных включений с вмещающими гранитоидами резкие, мелкие ксенолиты нередко имеют вид шлиров растворения или стяжений темноцветных минералов (рис. 2).

Петрографическое изучение меланократовых пород ксенолитов Борохудзирского массива показывает, что все их разнообразие — результаты различной степени ороговикования и последующей гранитизации пород сходного состава (диабазов, габбро-диабазов и габбро). По характеру метаморфизма устанавливается непрерывный ряд от пород, подвергшихся только ороговикованию, до базитов, интенсивно гранитизированных.

Роговики под микроскопом представлены гомеобластовым агрегатом альбит-олигоклаза, биотита и амфибола с примесью кварца. Плагиоклаз полисинтетически сдвойникован или зонален и тогда в ядерной его части заметны призматической формы реликты андезина. Цветные минералы — роговая обманка и биотит распространены в виде мелких скелетных зерен или образуют ксенобласты размером 1—2 *мм*, содержащие включения плагиоклаза и кварца. В некоторых разностях встречаются мелкие ксеноморфные зерна диопсида.

Гранитизация выражается в интенсивном метасоматическом преобразовании в различной степени ороговикованных базитов с обогащением пород кварцем и калиевым полевым шпатом. По составу измененные породы близки к ряду диорита-гранодиорита, количественные соотношения минералов и все прочие характеристики пород (цвет, зернистость, структура) очень непостоянны и не выдерживаются порою даже в пределах одного штуфа. При всем разнообразии пород под микроскопом в них всегда заметна реликтовая сетка корродированных призм плагиоклаза (зональный олигоклаз-андезин).

Гранитизированные породы мелких ксенолитов второй морфологической группы ксеногенных включений представлены пойкилобластовыми разностями, где зерна плагиоклаза погружены в ксенобластовые выделения кварца, калишпата или биотита. В ксенолитах второй группы гранитизация в мелких включениях проявлена повсеместно, в крупных ксенолитах — отмечается в краевых зонах. Содержания минералов в краях ксенолитов примерно такие, как во вмещающих адамеллитах: плагиоклаз 45, калиевый полевой шпат 15, кварц 35, цветной минерал до 5%. Кварц интенсивно замещает плагиоклаз с образованием грубомирмекитовых сростаний на месте таблиц последнего. Цветной минерал представлен игольчатыми зернами роговой обманки и биотитом. Во внутренних частях ксенолитов, в противоположность процессу окварцевания и калишпатизации пород краевых зон ксенолитов, увеличиваются содержание роговой обманки, размер выделений этого минерала и меняется их форма от скелетной игольчатой до толстопризматической, широкотаблитчатой. Местами роговая обманка является главным минералом и развивается в виде изометричных ксенобластовых зерен размером до 1 *см* в поперечнике, в которых включены реликтовые зерна плагиоклаза. По оптическим свойствам роговая обманка таких горнблендитоподобных пород близка к роговой обманке гранитоидов, отличаясь меньшей степенью железистости и соответственно более низкими показателями преломления (Ng от 1,680 до 1,660). Среди указанных пород встречаются участки сравнительно слабо амфиболизированных габбро и габбро-диабазов со средне- и мелкозернистыми структурами, сложенные лабрадором-битовнитом (№ 68—74 до 78), диопсидом, иногда оливином.

Акцессорные минералы метаморфизованных базитов представлены, как и в гранитоидах, апатитом, сфеном и магнетитом. Количество и форма нахождения этих минералов отчетливо зависят от характера минеральных преобразований пород. В ороговикованных разностях акцессорные минералы случайны. В гранитизированных породах дио-

ритового облика распространен игольчатый апатит, количество и длина игл которого растут с увеличением содержания роговой обманки в породе. Но в существенно роговообманковых разностях центральных частей ксенолитов апатит почти полностью пропадает, одновременно резко увеличивается количество магнетита и сфена (до 8—10% от общей массы породы). В мало измененных габброидах акцессории представлены магнетитом и сфеном и редкими толстопризматическими почти изометричными зернами апатита, имеющего в отличие от апатита гранитизированных разностей буроватую окраску.

Вышеописанные основные породы обычно рассматриваются как породы ранней интрузивной фазы Центрально-Джунгарского комплекса [2, 4, 5, 6]. С таким представлением не согласуется резкая контрастность минерально-геохимических характеристик габброидов и включающих их гранитоидов, что вызывает сомнения в их генетической близости. Генетическая независимость габброидов подтверждается исследованиями в соседних районах хребта Алтын-Эмель, где аналогичные породы, кроме ксенолитов, слагают самостоятельные первично-расслоенные плутоны, сопровождаемые жильными образованиями и отделенные во времени от гранитоидов внедрением субвулканических интрузий гранит-порфиров. Таким образом, основные породы выделяются нами в самостоятельный интрузивный комплекс, предшествующий гранитоидам Центрально-Джунгарского комплекса.

Наблюдающееся морфологическое разнообразие ксенолитов основного состава связано с особенностями первичного строения пород, характером и степенью изменения ксенолитов под воздействием гранитоидной магмы и дальностью транспортировки ксенолитов движущимся расплавом.

Химические особенности интрузивных пород Борохудзирского массива. На диаграмме (рис. 5) видно, что выделенные на основании геологического и минералого-петрографического изучения породы двух фаз внедрения отчетливо обособляются и по своему химическому составу. Породы первой интрузивной фазы в петрохимическом отношении отвечают среднему составу гранодиорита (по Дэли). Некоторые отклонения наблюдаются лишь в содержаниях щелочей и полевошпатовой извести (см. таблицу), причем увеличение параметра *a* и соответственное понижение значения параметра *c* может быть объяснено

Химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому пород Борохудзирского массива *

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	45,06	63,33	65,65	66,08	66,77	72,30	73,72	72,72	72,86	74,00
TiO_2	1,54	0,52	0,98	0,97	0,62	0,37	0,43	0,30	0,35	0,24
Al_2O_3	18,52	17,07	15,10	14,72	14,58	12,64	12,61	12,72	13,16	12,62
Fe_2O_3	8,47	2,27	1,66	2,00	2,31	1,03	1,09	0,67	1,08	1,19
FeO	5,56	3,10	3,48	3,75	2,61	3,61	3,08	3,08	1,47	1,74
MnO	0,14	0,09	0,11	0,11	0,11	0,10	0,07	0,07	—	0,06
MgO	4,83	2,05	1,68	1,38	1,22	0,76	0,54	0,54	0,60	0,27

* 1 — амфиболизированное габбро (крупный ксенолит в гранитоидах); 2, 3, 4, 5 — гранодиориты ранней фазы; 6, 7, 8, 9, 10 — адамеллиты второй интрузивной фазы.

Анализы 2 и 9 заимствованы у А. Т. Хитрунова. Остальные выполнены Г. Ф. Петровой.

Продолжение таблицы

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
CaO	11,99	5,32	3,57	3,51	3,40	2,04	2,38	1,82	1,87	1,82
Na_2O	2,05	3,75	4,40	4,36	4,36	3,83	3,95	3,98	4,40	4,28
K_2O	0,50	1,70	2,35	2,52	2,84	3,04	2,75	3,20	3,00	2,70
P_2O_5	0,10	0,18	0,22	0,16	0,20	0,08	0,08	—	0,08	0,06
H_2O	0,42	0,07	0,24	0,26	0,44	0,18	0,22	0,16	1,12	0,18
П. п. п.	1,17	1,10	0,38	0,33	0,32	0,47	0,11	0,43	—	0,75
Сумма	100,35	100,55	99,82	100,15	99,78	100,45	100,03	99,69	99,99	99,91
a	5,6	10,9	12,9	13,1	13,6	12,4	12,3	13,1	13,7	13,0
c	10,5	6,2	3,6	3,2	2,9	2,0	2,0	1,7	1,7	1,7
b	27,6	9,0	8,4	8,5	7,7	5,9	5,4	4,6	3,7	3,4
S	56,3	73,8	75,1	75,2	75,8	79,7	80,3	80,5	80,9	81,9
c'	18,8	5,4	8,1	11,9	16,0	7,8	14,8	8,4	12,5	11,8
f'	49,4	55,4	57,7	61,1	57,5	70,9	69,2	73,3	60,7	76,4
m'	31,8	39,2	34,2	27,0	26,5	21,3	16,0	18,3	26,8	11,8
n	86,8	77,0	74,3	72,2	69,6	65,4	68,4	65,6	68,9	70,4
φ	28,1	21,5	17,1	19,0	24,8	13,5	14,8	11,3	25,0	27,4
t	2,5	0,6	1,2	1,0	0,7	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2
a/c	0,53	1,8	3,6	4,1	4,7	6,2	6,1	7,7	8,0	7,7
Q	−9,1	+19,7	+20,0	+21,0	+21,5	+32,0	+34,0	+33,2	+32,7	+36,1

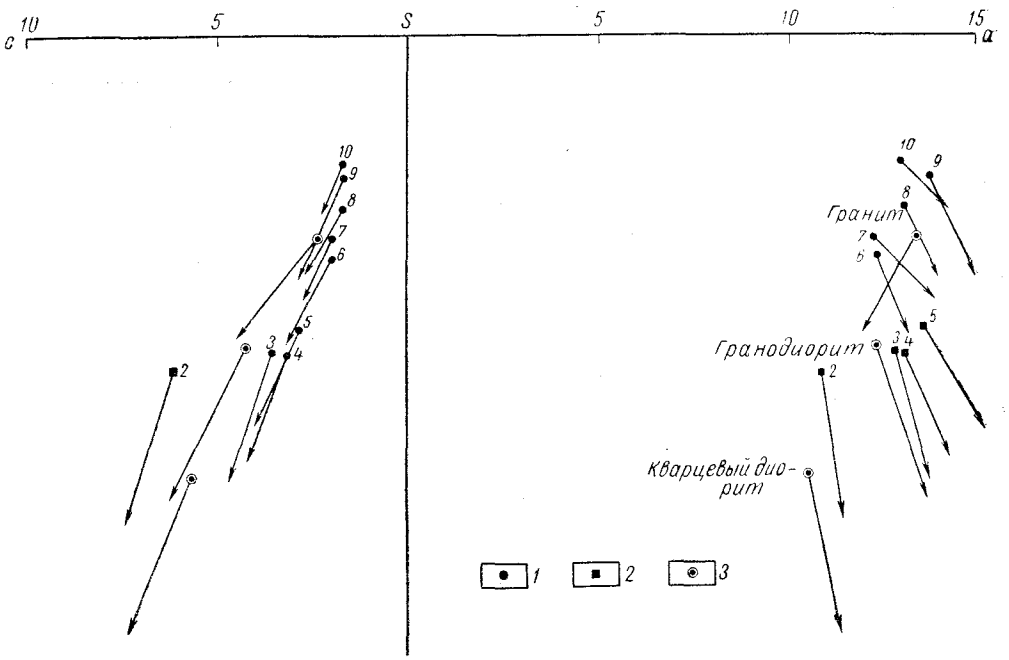


Рис. 5. Диаграмма химических составов гранитоидов Борохудзирского массива

1 — адамеллиты второй интрузивной фазы; *2* — гранодиориты ранней фазы; *3* — средние составы пород по Дэли. Цифры — номера анализов (см. таблицу)

альбитизацией плагиоклаза. По классификации А. Н. Заварицкого гранитоиды первой фазы относятся к классу пород, пересыщенных SiO_2 ($Q = 19{,}7 — 21{,}5$), а по содержанию щелочей большая часть принадлежит к группе пород бедных или умеренно богатых щелочами (значения a/c колеблются от 3,6 до 4,7). Исключение составляет анализ, взятый из краевой части интрузии, в котором отмечается пониженное содержание щелочей ($a/c = 1{,}8$).

По сравнению с породами первой фазы гранитоиды второй интрузивной фазы характеризуются резко возрастающей ролью свободного кремнезема ($Q = 32 — 36$), увеличением относительного содержания щелочей ($a/c = 6{,}1 — 8{,}0$) и меньшим значением параметра $в$, отражающим более лейкократовый состав этих пород. Фигуративные точки пород второй фазы лежат в области составов гранитов, а их числовые характеристики — гранитные. Однако от типичных известково-щелочных гранитов рассматриваемые гранитоиды отличаются принадлежностью к нормальному типу пород, недосыщенных глиноземом, а также явным преобладанием натрия над калием ($n = 65{,}4 — 70{,}4$). Наблюдаемое петрохимическое родство гранитоидов второй фазы с гранодиоритами оправдывает их отнесение к адамеллитам, а не гранитам.

Выше дан анализ крупнозернистого амфиболизированного габбро, взятого из центральной части блокового ксенолита. По своим числовым характеристикам анализированная порода близка к среднему составу габбро (по Дэли), отличаясь незначительно повышенным содержанием полевошпатовой извести и более низкой щелочностью. Следовательно, интенсивная амфиболизация габброидных пород не сопровождалась существенным изменением их химического состава. Резко отличающийся состав ксеногенных габброидов и гранитоидов подтверждает наше представление об их генетической независимости друг от друга.

Жильные образования Борохудзирского массива развиты довольно широко и представлены в основном аплитами и более поздними порфиритами и диабазами. Ко второй возрастной группе жильных образований относятся также немногочисленные дайки кварцевых порфиров, встречающиеся вблизи северного контакта интрузии внутри массива и за его пределами.

Главная масса даек сосредоточена в северо-западной части интрузии, на остальной площади они носят случайный характер. Аплиты встречаются повсеместно, однако и их максимальное проявление отмечается также на северо-западе. Здесь на площади 5—6 $км^2$ аплиты слагают многочисленные пологонаклонные к северо-западу тела мощностью до 2,5 $м$, соединенные густой сетью крутопадающих ветвящихся даек близмеридионального простирания мощностью до 30—50 $см$. Контакты аплитовых тел резкие, реже, обычно в лежачем боку крупных тел, расплывчаты, метасоматического характера. Количественно-минеральный состав аплитов таков: кварц 40—45%, кислый плагиоклаз 30%, калиевый полевой шпат (микроклин-пертит) 25—30%, биотит и акцессорные до 1%. Порядок выделения и характер взаимоотношений минералов такой, как и в породах интрузивных фаций, но реже наблюдаются структуры метасоматического замещения полевых шпатов кварцем. Вторичные процессы значительны только на участках метасоматических контактов с адамеллитами и выражаются в альбитизации и побурении полевых шпатов, обесцвечивании и хлоритизации биотита и в развитии в породе мелкозернистого гематита.

Дайки диоритовых порфиритов и диабазов широко распространены на северо-западе массива, характеризуются выдержанным простира-

нием в направлении СЗ 280—310°, крутым падением и мощностью 0,5—1, редко до 6 *м*. Размещение даек контролируется крупными разломами северо-западного простирания, вблизи которых дайки группируются в серии и рои. По составу породы представлены примерно в равном количестве альбитизированным плагиоклазом и вторичными цветными — биотитом, хлоритом, актинолитом, эпидотом. Структура мелкозернистая офитовая или порфировая с микрозернистой структурой массы. Порфировые выделения сложены сильно разрушенным плагиоклазом и псевдоморфозами вторичных минералов по амфиболу. Акцессорные минералы — рудный, апатит.

Кварцевые порфиры и близкие к ним гранит- и гранодиорит-порфиры слагают серии параллельных даек такого же простирания, как и дайки основного состава. Пересечение ими аплитовых образований отчетливо, отношение к дайкам диабазов и порфиритов неизвестно. Мощность даек от 3 до 6 *м*, протяженность около 25 *м*, но встречаются более мощные тела длиною до 150 *м*. Структура пород порфировидная с фенокристаллами кварца и олигоклаза, количество вкрапленников и их размеры ничтожны в кварцевых порфирах, а в гранит- и гранодиорит-порфирах вкрапленники составляют около половины массы породы, достигая в поперечнике 15 *мм*. Основная масса кварц-альбитовая с редкими чешуйками хлоритизированного биотита микроаплитовой, микропойкилитовой или псевдосферолитовой структуры. Вокруг вкрапленников часты гранофировые оторочки. Акцессории представлены хлопьевидными зернами гематита.

Внутреннее строение массива проявлено главным образом в южной краевой части его, в то время как северная половина массива сложена бесструктурными адамеллитами. Основной особенностью строения массива в целом является четкая направленность структурных его элементов и соответствие формы и внутреннего строения массива тектонике пород рамы.

Наиболее ярким элементом первичной структуры массива является гряда крупных ксенолитов основных пород вблизи южного контакта интрузии. Ксенолиты имеют уплощенную форму и лежат в плоскости одного слоя, грубо повторяющего положение контактной поверхности. Подобный описанному, но менее четкий морфологически, ксенолит-содержащий слой течения наблюдается и у северной границы массива. Падение отдельных ксенолитов и полосы ксенолит-содержащих гранитоидов в целом и здесь параллельны контактной поверхности.

Четким отражением динамики магматических масс служит шлирово-полосчатое строение юго-восточной части интрузии, сложенной гранитоидами разных фаз внедрения. На контакте разнородных гранитоидных масс более поздние адамеллиты наполнены линзовидными автолитами пород первой фазы. Автолиты в большинстве случаев ориентированы одинаково, в направлении, согласном с основным простиранием контакта интрузии. В целом автолитовый ореол несколько смещен на запад по отношению к окружаемой им части интрузии, сложенной гранитоидами ранней фазы. Такое строение массива — следствие движения адамеллитовой магмы вместе с включенными в нее обломками гранитоидов ранней фазы в направлении с востока на запад вдоль контакта. Западное направление перемещения подтверждается наличием неправильных разнообразно ориентированных автолитов у западной границы поля развития гранитоидов первой фазы, где движение расплава было замедленным и соответственно меньше его деформирующая и ориентирующая силы.

Направленность строения южной краевой зоны массива подчеркивается линейно-плоскостными текстурами гранитоидов первой интрузивной фазы, выраженными параллельным расположением призм роговой обманки, таблиц плагиоклаза и вытянутых ксенолитов, а также в плоскостной ориентировке небольших скоплений мелких ксеногенных включений в массивных адамеллитах. Таким образом устанавливается однонаправленный несимметричный строго согласный характер первичного структурного рисунка массива. Ассимметрия внутреннего строения дополняется различной морфологией северного и южного контактов интрузии. Северный контакт падает в сторону вмещающих пород под углом 45—50°, он довольно ровный с редкими апофизами, без зон закалки. Южный контакт вертикален, либо близок к вертикальному, в общем согласен с залеганием вмещающих пород, круто падающих к северу или вертикально залегающих. Вдоль контакта по обеим его сторонам наблюдаются узкие (80—100 *м*) зоны контактово измененных пород. Вмещающие породы пронизаны обильными послойными инъекциями и апофизами гранитоидов. Интенсивность рассланцевания и дислоцированности вулканитов по удалению от интрузии падает. На расстоянии 1 *км* от интрузии эффузивно-осадочные образования наклонены к северу, северо-западу под углом 45—50°.

Ксенолиты вмещающих пород в зоне эндоконтакта крайне редки: очевидно, движение магмы происходило в условиях поперечного сжатия, когда даже при неровных стенках камеры отторжение обломков от стенок расплавом невозможно, но зато усиливается процесс катакластических деформаций вмещающих пород и облегчается тонкое инъецирование расплава вдоль ослабленных плоскостей дифференциального скольжения. Направление растяжения магматических масс отражено в линейности первичного строения массива и полностью совпадает с простиранием тектонических структур рамы.

Более сложное строение южной части интрузии, крутизна контакта и подчиненность его Конуроленскому разлому позволяют предполагать наличие у южной границы массива подводящего канала. Северная половина интрузии, сложенная массивными адамеллитами второй фазы, представляет апикальную часть массива. Здесь наблюдается максимальное проявление жильных пород и процессов постмагматического изменения пород массива и экзоконтакта. Близость кровли массива подтверждается широким развитием в северной половине его пологих первичных трещин, местами заполненных аплитами. В целом, по-видимому, интрузия имеет форму гарполита, подводящий канал которого приурочен к продольному расколу фундамента в зоне Конуроленского разлома. Формирование Конуроленской зоны смятия завершается после консолидации интрузивных пород [3]. Постинтрузивные движения в этой зоне наследуют прежний план тектонических деформаций и обуславливают рассланцевание и катаклаз гранитоидов в полосе шириною 1—1,5 *км* вдоль южного контакта. Вторичные линейно-плоскостные текстуры совпадают с общим направлением растяжения интрузивной массы, но имеют более выдержанное крутое падение к северо-западу 280—290°.

Более поздняя деформация разрывного характера обусловлена в основном тектоническими усилиями прежних направлений, поэтому выделить первичные трещины среди экзокинетической трещиноватости в большинстве случаев невозможно. С уверенностью, на основании аплитового заполнения, к первичным трещинам относятся крупные пластовые трещины отдельности и близмеридиональные крутые разрывы, перпендикулярные контактам и плоскостным структурам тече-

ния. Близкими ко времени становления массива являются близширотные нарушения в северной его половине, контролирующие порою серии даек аплита и зоны автометасоматического изменения пород.

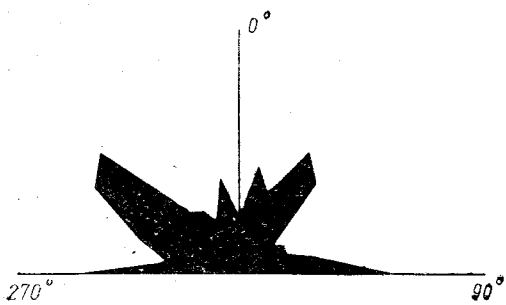


Рис. 6. Роза-диаграмма трещиноватости гранитоидов Борохудзирского массива

Основную систему трещин массива (рис. 6) составляют многочисленные разрывы с простиранием на северо-запад 280—310° различного масштаба и времени заложения. Сюда относятся раздвиги, залеченные в северной части интрузии диабазами, порфиритами и порфирами. В южном направлении эти трещины сменяются системами мелких закрытых трещин. Наиболее поздними северо-западными нарушениями являются крутопадающие разломы сбросо-сдвигового типа, пересекающие весь массив и определяющие его современные очертания. По западному из них наблюдается правостороннее смещение полосы сланцев Конуроленской зоны смятия (горизонтальная амплитуда смещения около 2 *км*). Для восточного разлома по тектоническому контакту неоген-четвертичных отложений и гранитоидов достоверно фиксируется лишь сбросовая составляющая, при крутом наклоне сместителя к северо-востоку.

Выводы

На основании изложенного можно утверждать двухфазное строение интрузии. Породы обеих фаз близки по минеральному и петрохимическому составам и представлены гранодиоритами, тоналитами и кварцевыми диоритами — первая, адамеллитами — вторая фаза. Габброиды и метасоматические породы диоритового состава, образующие многочисленные ксенолиты среди гранитоидов, принадлежат к самостоятельному более раннему интрузивному комплексу.

В целом интрузия представляет пологую межформационную залежь с крутым подводящим каналом в южной части массива, приуроченным к продольному расколу в зоне Конуроленского разлома. Метасоматическое развитие в гранитоидах калиевого полевого шпата и кварца проявлено по всей площади массива, связано с процессами автометаморфизма и не дает оснований отрицать возникновение пород массива путем кристаллизации движущегося расплава.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакуменко И. Т. Закономерные кварц-полевошпатовые сростания в пегматитах и их генезис. Наука, 1966.

2. Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Наука, 1966.

3. Ильясов М. А., Скляренко Л. М., Стеркин В. Д. Конуроленский разлом. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 3. Наука, 1965.

4. Майрин С. Е., Шлыгин А. Е. Основные черты геологического развития Джунгарского Алатау. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 2 (27). Изд-во АН Каз.ССР, 1964.

5. Семенов А. И. Интрузивные комплексы Джунгарского Алатау. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 28, 1960.

6. Шлыгин А. Е., Майрин С. Е., Борукаева М. Р. Магматические комплексы Джунгарского Алатау. В кн. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана». Изд-во АН Каз.ССР, 1965.