

Ф. А. ЛЕТНИКОВ В. Б. САВЕЛЬЕВА
С. О. БАЛЫШЕВ

ПЕТРОЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ
И
ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ
ТЕКТОНИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ф. А. ЛЕТНИКОВ В. Б. САВЕЛЬЕВА
С. О. БАЛЫШЕВ

ПЕТРОЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ
И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ
ТЕКТОНИТОВ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *А. И. Киселев*

4690



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1986



Летников Ф. А., Савельева В. Б., Балышев С. О. Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов.— Новосибирск: Наука, 1986.

Впервые на обширном геологическом материале рассмотрены петрология, геохимия и флюидный режим формирования тектонитов по породам различного состава гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма.

Описаны тектониты в магматических и метаморфических породах разного состава. Дана их петрологическая и геохимическая характеристика, оценены флюидный режим и *PT*-условия формирования, определены петрофизические параметры. С помощью методов физико-химического моделирования на ЭВМ проведена типизация тектонитов. На основании большого банка геохимических данных выявлена рудогенерирующая способность тектонитов.

Монография представляет интерес для геологов, петрологов, геохимиков, тектонистов и специалистов по рудообразованию.

Рецензенты *И. К. Карпов, А. С. Ескин*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В опубликованных монографиях, посвященных флюидному режиму эндогенных процессов, нами были изложены материалы изучения преимущественно магматических и метаморфических пород. Вместе с тем при проведении полевых работ мы постоянно сталкивались с зонами милонитов и катаклазитов, которые, как правило, ни нами, ни предшествующими исследователями не изучались. Одна из главных причин подобного отношения к этим геологическим объектам — устойчивое мнение о полихронности процессов их формирования, когда в одной зоне совмещены продукты нескольких эндогенных этапов, что существенно затрудняет или делает невозможным распознавание. Детальные исследования показали, что милониты и бластомилониты в основном являются одноактными образованиями и по условиям формирования отвечают вполне определенной конкретной термодинамической обстановке. Были начаты планомерные и целенаправленные исследования этих зон в различных геологических условиях. Следует заметить, что определение, данное Б. Зандером и И. А. Елисеевым для тектонитов как пород, обладающих закономерной ориентировкой зерен минералов, возникшей в результате пластических деформаций, в последнее время утратило свой первоначальный смысл. В более узком понимании — это породы, характеризующие тектонические зоны с проявлением высокой степени перекристаллизации и изменения исходных пород. Данный термин стал более локальным еще и потому, что в тектонических зонах, где формировались милониты и катаклазиты, были широко проявлены и метасоматические процессы. Учитывая условность термина «тектонит», мы под ним подразумеваем породы, слагающие зоны рассланцевания и милонитизации с проявлением бластеза или без него, бластокатаклаза или просто зоны дробления, которые секут вмещающие их породы.

Такое ограничение позволило более четко наметить сферу исследования и полнее осветить поставленную проблему.

В. И. Казанский [1972] первый обратил внимание на специфические черты зон бластомилонитов и катаклазитов, отметив сочетание в них процессов метаморфизма с метасоматизмом и рудообразованием. Его схема вертикальной структурной зональности рудоносных дизъюнктивов в какой-то мере базировалась на схеме М. В. Крейтера [1956], построенной на основе изучения минерального состава деформированных горных пород на разных уровнях глубинности.

Созданная В. И. Казанским схема глубинных уровней дислокационного метаморфизма отражает особенности формирования тектонитов в пределах разломов и тектонических зон. В соответствии с этой схемой объекты нашего исследования могут быть в основном отнесены к III и IV уровням глубинности, хотя, как это будет показано ниже, необходимы некоторые коррективы в плане учета влияния флюидного режима метасоматических процессов в тектонитах.

Одна из специфических черт процессов минералообразования в тектонитах — проявление одновременно нескольких механизмов массопереноса, возникновения и роста фаз. Эти особенности были рассмотрены

Г. Т. Остапенко [1975, 1977] в работах, посвященных термодинамическим особенностям систем с негидростатически напряженными твердыми фазами.

Учитывая сложность и многообразие процессов преобразования горных пород в зонах крупных разломов, мы поставили перед собой задачу исследовать менее мощные, локально проявленные зоны милонитов, бластомилонитов и тектонитов, чтобы более полно и однозначно определить основные этапы их формирования и оценить роль различных факторов в образовании минеральных фаций.

Были изучены зоны милонитов, бластомилонитов и катаклазитов в докембрийских комплексах Прибайкалья. По условиям образования эти метаморфические толщи относятся к гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма, что дало возможность оценить влияние исходного субстрата и фактора глубинности на характер преобразования в изучаемых тектонитах.

Комплекс исследований включал детальное геологическое изучение зон тектонитов в поле, вещественного состава тектонитов, просмотр шлифов, флюидный анализ, микронзондовое исследование минералов, термический анализ гидратсодержащих фаз, измерение теплопроводности, экспериментальное изучение образцов и физико-химическое моделирование исследуемых систем на ЭВМ. Исходный аналитический материал обрабатывался по программе «Кластер». Комплекс примененных методов позволил, пожалуй, впервые в геологической практике с такой полнотой осветить многие черты образования зон бластомилонитов и бластокатаклазитов.

Предисловие, глава IX, заключение написаны Ф. А. Летниковым, главы I—VI — Ф. А. Летниковым, В.Б. Савельевой, VII — Ф. А. Летниковым, С. О. Балышевым, VIII — С. О. Балышевым.

Авторы благодарны всем, кто способствовал выполнению этой работы, а именно: в проведении полевых работ — М. И. Груднину и С. П. Кориловскому, в выполнении анализов — Н. В. Забоевой, Л. В. Барановой, Г. В. Бондаревой, Т. А. Лахно, О. В. Агалаковой, В. М. Новикову, Т. И. Медведевой, Г. В. Богданову и Р. М. Клячиной, в физико-химическом моделировании на ЭВМ — В. В. Лашкевичу и Г. В. Козловой, в оформлении рукописи — М. Н. Бурмакиной, Р. И. Кривошап, Л. А. Зубаренковой и С. А. Ладыгину. Особую признательность авторы выражают ответственному редактору монографии А. И. Киселеву.

ТЕКТОНИТЫ ПО ПОРОДАМ ГРАНУЛИТОВОЙ И АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Тектониты по породам гранулитовой фации изучались в Шарыжалгайском блоке по берегу оз. Байкал от порта Байкал до 143 км бывшей Кругобайкальской железной дороги. Береговая линия оз. Байкал обнажает вкрест простирания породы шарыжалгайской серии, которые слагают выступ фундамента Сибирской платформы. Этот блок протягивается в северо-западном направлении более чем на 300 км и представлен преимущественно алюмосиликатными породами гранулитовой фации метаморфизма, зачастую регрессивно измененными в условиях амфиболитовой фации. По данным Е. В. Бибиковой [Бибикова и др., 1981], на основании U-Pb изотопных данных по акцессорным цирконам в формировании пород выделяются такие возрастные этапы: 1) накопление осадочно-вулканогенной толщи: $2900 > T_1 > 2800$ млн. лет назад; 2) региональный метаморфизм гранулитовой фации: $2700 \geq T_2 \geq 2600$ млн. лет; 3) образование массивов эндербитов и чарнокитов $2050 > T_3 > 1950$ млн. лет назад; 4) проявление процессов гранитизации и образование биотит-амфиболовых и биотитовых гранитов по гранулитовому субстрату 1800—1850 млн. лет назад.

По данным других исследователей (Rb-Sr изотопия), возраст эндербитов является более древним (>2400 млн. лет) и сопоставим по времени с проявлением гранулитового метаморфизма [Петрова, Левицкий, 1984]. Все авторы почти однозначно рассматривают шарыжалгайскую серию как архейское образование, где на породы гранулитовой фации позднее наложилось полихронные процессы гранитизации.

Как уже указывалось, в разрезе преобладают породы алюмосиликатного состава при крайне незначительном развитии карбонатных пород. Широкое развитие процессов гранитизации обусловило низкую степень сохранности пород основного и ультраосновного состава, слагающих обычно реликтовые будины среди гнейсов и сланцев. Особенности геологического строения толщи и чередование пород различного состава по вертикали обуславливают определенную трудность в выяснении вопроса источника вещества при процессах метасоматического преобразования тектонитов.

Все изученные зоны тектонитов являются по физико-химическим условиям формирования регрессивными по отношению к исходному субстрату, хотя, вероятно, и проявились в более позднее время, когда весь комплекс вышел из *PT*-условий гранулитовой фации.

ТЕКТОНИТЫ ПО ПОРОДАМ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

В гранулитовом комплексе тектониты развивались главным образом по различной степени гранитизированным кристаллическим сланцам и эндербитам.

Кристаллические сланцы представлены роговообманково-двупироксеновыми разностями, мелко-среднезернистыми, с массивной, реже сланцеватой текстурой. Состав: Пир + Амф + Пл (№ 44—49), гранитизация

сланцев выражается в появлении новообразованных Амф и Би. Дальнейшее развитие этого процесса наблюдается в раскислении Пл, увеличении доли лейкократовых минералов и вытеснении Би всех темноцветов.

Эндербиты обычно мелко-среднезернистые, массивные или же с реликтовой гнейсовидно-полосчатой текстурой. Состав: Пл (№ 32—45) — 50—80%, иногда плагиоклаз антипертитовый, Кпш — 0—15%, Кв — до 10—15%, Пир (ромбический и моноклинный) — 5—25, Ро — 0—5, Би — 0—3, Рудн — 1—3%. Кроме того, широко проявлен более поздний процесс развития порфиробластов Кпш. Детальнее эти породы были описаны ранее [Геология гранулитов, 1981; Летников и др., 1981а; Петрова, Левицкий, 1984].

Тектониты Кв-Пл-Би-Ро ± Эп состава. Это тела blastsмилонитов мощностью от 1 до нескольких десятков метров, обычно они почти согласны с простиранием исходных пород, но имеют более крутое, вплоть до вертикального, падение. Это тонкополосчатые, тонко-мелкозернистые породы, иногда мелкоочковые, с флюидалной, милонитовой структурой и отчетливо проявленной метаморфической дифференциацией минералов. В зонах милонитизации наблюдаются интенсивная складчатость, будинаж, а иногда смещение блоков по тектоническим нарушениям.

Тела blastsмилонитов отделены от неизмененных пород сравнительно маломощной промежуточной зоной, выявляющейся как при просмотре шлифов, так и по аналитическим данным. Например, при мощности тектонитов 3—5 м катаклаз вмещающих пород начинает проявляться на расстоянии 1—2 м. При этом становятся неустойчивыми ассоциации Кпш + Пир, Mg + Кпш, минералы деформируются, появляются двойники, характерны изгибы зерен и их волнистое погасание. В пироксенах и плагиоклазах по трещинкам развивается синевато-зеленый амфибол либо биотит в зависимости от соотношения активностей К и Са. Там, где в разрезе появляются карбонатные породы, в ряде случаев моноклинные пироксены замещаются тонкозернистым агрегатом Би + Карб ± Кв. Лейкократовые минералы разрушаются с образованием тонкозернистого агрегата гранобластовой либо роговиковой структуры, зачастую отмечается мирекитоподобная структура. Замещение пироксенов амфиболом и биотитом ведет к интенсивному высвобождению рудного вещества, обособляющегося в виде магнетита или титаномагнетита.

Образование тектонитов по кристаллосланцам в общем схоже с таковым по эндербитам. На первой стадии катаклаза сохраняются текстура и структура породы, Амф → Пир с одновременным раскислением плагиоклаза.

На примере конкретных зон рассмотрим особенности формирования тектонитов в гранулитах.

Разрез № 60 находится между 89,7 и 90,45 км Кругобайкальской железной дороги. Здесь в эндербитах наблюдаются многочисленные зоны blastsмилонитов мощностью от нескольких до десятков метров, по минеральному составу соответствующих амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма. На blastsмилонитах в нескольких местах наложены более молодые секущие зоны дробления и катаклаза.

Вдоль обнажения отмечается следующая смена пород: до отметки 89,65 км — массивные среднезернистые эндербиты с многочисленными скиалитами кристаллосланцев угловатой формы. С отметки 89,65 км они переходят в гнейсовидно-полосчатые эндербиты без следов катаклаза и замещения, зернистость пород уменьшается. Состав: Кв + Пл₃₇₋₄₅ + Пир + Би + Кпш. Породы смяты в складки. На отметке 89,72 км появляется первая зона blastsмилонитизации мощностью около 50 м. Уже начиная с отметки 89,69 км в обнажении наблюдается преобразование эндербитов в породы, аналогичные по минеральному составу биотитовым гранитогнейсам. В шлифах отмечается дробление Пл и замещение его Ка и Сер, обрастание Пир зеленым и светло-коричневым Би. В ряде случаев пироксены нацело замещены мелкочешуйчатым Би, а на контактах лейкократовых минералов наблюдаются мирекитоподобные структуры. Иногда

вместе с Би образуется синевато-зеленая Ро, текстура пород не меняется. Такого рода породы разделяют зоны бластомилонитизации. В бластомилонитах раздроблены все минералы, кварц гранулирован, обособляются лейкократовые и меланократовые «полосы», текстура пород линейная, структура мелко-тонкозернистая, милонитовая, роговиковая, очковая. Минеральный состав бластомилонитов: Кв, Пл, Би, иногда Ка, Скуп, Ро. В некоторых бластомилонитах наблюдаются более поздняя мусковитизация и хлоритизация, приуроченные к молодым зонам катаклаза, реже отмечаются прожилки кальцита.

Наряду с эндробитами милонитизации подвержены также пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и диабазы. Неизменная проба кристаллосланцев взята из скиалита в эндробитах и представляет собой мелко-равномернозернистую породу с ассоциацией $Пл_{44} + МПир + РПир + Ро$ (буровато-зеленая). По мере приближения к зоне бластомилонитизации она преобразуется в породу состава $Пл + Ро$ (синевато-зеленая) + Би, с четкими псевдоморфозами $Ро + Би \rightarrow Пир$. Плагиоклазы приобретают волнистое погасание.

Бластомилониты по кристаллосланцам и диабазам имеют линейную нематобластовую структуру, мелкозернистые. Состав: $Пл + Ро$ с примесью Кв, Би и Карб.

Дайки основного состава мощностью до нескольких метров расланцованы главным образом вдоль контактов. Состав: Пл, МПир, в незначительном количестве Ро, Би и Рудн. Бластомилониты представляют собой мелкозернистые Амф-Пл сланцы, иногда содержащие карбонат и эпидот. По внешнему облику породы неотличимы от бластомилонитов по кристаллосланцам.

Отличительной чертой описанной зоны является близкий уровень *PT*-условий метасоматического преобразования в ней тектонитов, характеризующий одноактность процесса при слабом развитии более поздних низкотемпературных ассоциаций.

Разрез № 49 находится на отметке 102,1 км. Здесь мезократовые гнейсовидно-полосчатые, переходящие в массивные, эндробиты превращаются в бластокатаклазиты и тонко-мелкозернистые бластомилониты общей мощностью до 10 м. Простирание зоны и вмещающих пород одинаково, но падение более крутое, до вертикального. К участкам разгнейсования тяготеют кварц-ильменитовые и пегматитовые жилы мощностью до нескольких десятков сантиметров. Среди бластомилонитов обособляются кварц-карбонатные прожилки мощностью до 2 см.

На расстоянии 1,8–2,5 м от зоны процессы катаклаза в эндробитах проявлены чрезвычайно слабо, в виде редких трещин в плагиоклазах, вдоль которых наблюдается амфиболизация (не более 1%). По мере приближения к зоне в эндробитах вокруг зерен пироксенов появляются очень тонкие каемки голубовато-зеленого амфибола, образуются тонкие жилки Би + Ро + Мг, в то время как Пл остается свежим. В бластокатаклазитах пироксены замещены по краям синевато-зеленой Ро, а в центре — бесцветным Кум. Плагиоклазы вдоль зон катаклаза раскисляются, в них наблюдаются многочисленные мирмекитоподобные вроски кварца, и все минералы приобретают волнистое погасание. В бластомилонитах темноцветы представлены Кум, синевато-зеленой Ро и Би.

При этом наряду с обычным процессом Би \rightarrow Ро отмечаются и обратные соотношения.

На отметке 99,2 км катаклазу и милонитизации подвергаются двупироксеновые эндробиты, иногда содержащие Кпш в виде порфиробласт, среднезернистые, размер зерен лейкократовых минералов 0,4–0,5 мм, гнейсовидные, иногда с реликтовыми полосами двупироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев. Мощность зоны милонитизации около 5 м, бласто-тектониты имеют согласное с вмещающими породами простирание, но более крутое падение (см. рис. 4). По мере приближения к зоне милонитизации зернистость пород уменьшается до 0,25–0,3 мм, в бластомилонитах — 0,4–0,1 мм, в афанитовых разностях составляет сотые, иногда ты-

сячные доли миллиметра. Бластомилониты представляют собой тонкоплосчатые, иногда мелкоочковые породы с флюидальной структурой, в которых наблюдается метаморфическая дифференциация вещества.

Бластокатаклазиты встречаются среди бластомилонитов, а также отделяют бластомилониты от исходных пород. Бластокатаклазиты, находящиеся среди бластомилонитов, представляют собой массивные среднезернистые породы (размер зерен лейкократовых минералов 0,5 мм). Процесс катаклаза начинается с перекристаллизации зерен лейкократовых минералов, например с распада порфиробласт Кпш на мелкие зерна, при этом очертания порфиробласта сохраняются. В других случаях крупные зерна плагиоклазов или кварца распадаются на блоки, разделенные тонкозернистым агрегатом. Текстура эндербитов при этом сохраняется, новообразованная линейность отсутствует. В этой зоне характерно появление вокруг зерен титаномагнетита оторочек биотита. Усиление катаклаза сопровождается замещением Пир и Би синеваато-зеленой Ро, причем по Пир развивается тонкозернистый агрегат Амф + Кв, иногда Амф + Кв + Карб. В то же время вокруг титаномагнетита появляются оторочки сфена.

Тонкозернистый, почти до афанитового, бластомилонит представляет собой черную очень прочную породу, содержащую тонкие белые прослойки лейкократовых минералов, иногда «очки» лейкократовых минералов размером до 0,5 см.

Наряду со структурами течения, с размером минеральных зерен в сотые доли миллиметра, образуются брекчиевидные структуры, когда крупные зерна лейкократовых минералов распадаются на угловатые блоки, разделенные («цементированные») тонкозернистым веществом. Иногда кварцевая тонкозернистая масса перекристаллизуется с укрупнением зерен. Участки с флюидальной и брекчиевой структурой чередуются друг с другом.

На отметке 90, 82 км в эндербитах изучена зона милонитизации мощностью около 3 м. Бластомилониты представлены тонко-мелкозернистыми полосчатыми породами, с четким обособлением лейко- и меланократовых слоев. Структура милонитовая, роговиковая, мелкоочковая, состав: Кв, Пл₃₀₋₃₅, Би.

Процесс катаклаза начинает проявляться примерно на расстоянии 1,0 м от зоны милонитизации и выражается в разрушении плагиоклазов и замещении Пир на контактах и по трещинам синеваато-зеленым Амф и реже Би. В 0,7 м от зоны в чарноэндербите МПир полностью замещен мелкочешуйчатым коричневым и зеленым Би, иногда в ассоциации с карбонатом. На контактах лейкократовых минералов образуются мirmekитоподобные структуры, полевые шпаты слабо серицитизированы. На расстоянии 0,3 м от зоны пироксены нацело замещены светло-зеленой Ро и в меньшей мере Би. В свою очередь, амфиболы по краям обрастают каймами эпидота.

На контакте бластомилонитов с амфиболлизированными эндербитами образуются маломощные (до 10 см), залегающие согласно с бластомилонитами, тела эпидот-роговообманковых метасоматитов. Это неравномернозернистые слабо сланцеватые породы (размер зерен Амф до 1 мм), состав: Ро — 60—65, Эп — 25—30, Сф — 5—6%. В небольшом количестве на отдельных участках встречаются Пл₂₄₋₂₆, Кв и Би. Здесь же среди эндербитов милонитизации подвергся и кристаллосланец. В тонкозернистом бластомилоните с мелкоочковой структурой повсеместно шло замещение Би → Пир, а затем Ро → Би. На конечных этапах в незначительных масштабах проявился процесс Хл + Карб → Би, Ро.

В эндербитах залегают дайка основного состава, у которой рассланцована приконтактовая зона, по направлению к осевой части дайки катаклаз затухает. Структура тектонита катакластическая, брекчиевидная, преобразование исходной породы заключается в замещении Амф + Карб → Пир, Хл не отмечается, изредка присутствует Би. На расстоянии 1 м от контакта к центру дайки катаклаз проявлен локально и развивается в виде отдельных зон и трещин, вдоль которых наблюдаются

сильная хлоритизация и карбонатизация пироксенов, иногда Ски → Пл. В зонах интенсивного брекчирования в тонкозернистой основной массе, состоящей из Карб и Амф, отмечаются реликтовые обломки Пл и Пир. В 1,5 м от тектонического контакта в дайке встречаются многочисленные мелкие зонки дробления, минералы имеют волнистое погасание, Амф + Би + Хл → Пир, что приводит к увеличению в породе количества Мг.

В трех метрах от контакта наблюдаются единичные трещинки, вдоль которых развиваются Амф, Карб и реже Хл. Центральная часть дайки сложена свежими неизмененными породами (Пл₄₅, МПир ± РПир, Рудн ± Би).

Таким образом, на расстоянии всего 3—4 м отчетливо проявляется минеральная зональность, когда в тектоните при более высоких *T* и *P* устойчива ассоциация Ро + Карб ± Би, которая с удалением от зоны сменяется ассоциацией Хл + Карб ± Амф.

В разрезе № 61 совместной милонитизации подвергаются Ро-2Пир-Пл кристаллосланцы и двухпироксеновые эндрбиты, мощность зоны ~1,5 м, простираение согласное с вмещающими породами, но более крутое, наблюдаются изгиб слоев и нарушения и смещение пород вдоль него.

В кристаллосланцах наряду с Пл и Пир присутствует буровато-зеленая Ро ($N_g = 1,702$, $N_m = 1,696-1,699$, $N_p = 1,679$, $-2V = 56-59$), которая на контакте с зоной бластомилонитов вместе с Пир замещена синевато-зеленой Ро ($N_g = 1,681$, $N_m = 1,671$, $-2V = 67-70$). Переход от первого типа Ро ко второму по мере приближения к зоне происходит постепенно (промежуточный тип: $N_g = 1,690$, $N_p = 1,674$, $-2V = 58-63$). На расстоянии 0,5—1 м от зоны в кристаллосланцах наблюдается интенсивная эпидотизация по краям практически всех минералов, уже в 2,0—2,5 м от зоны количество синевато-зеленой Ро резко сокращается, но Пир практически нацело замещается бесцветным Амф актинолитового ряда ($-2V = 85$, $N_g = 1,662$, $N_p = 1,639$, $cN_g = 15$).

Таким образом, зона максимального катаклаза фиксируется как зона развития Ро, а периферические части зоны характеризуются образованиями Акт, что указывает на снижение *T* и *P* уже на расстоянии 2,0—2,5 м от зоны бластомилонитов. Аналогичные замещения характерны и для эндрбитов, где Амф + Би → Пир, а Пл раскисляется до Пл₃₀₋₃₅. Из сделанного сопоставления очевидна единая направленность процесса преобразования пород разного состава в одной тектонической зоне.

На 83,8 км Кругобайкальской дороги на контакте гнейсовидных двухпироксеновых эндрбитов и дайки диабазов мощностью ~3 м развиты зоны милонитизации мощностью 2,0 и 0,8 м. Детально изучена зона мощностью 0,8 м. На расстоянии от нее (в 3,4 м) в эндрбитах наблюдается слабый катаклиз полевых шпатов и незначительно проявлены процессы Скап + Му + Карб → Пш и Амф + Би → Пир. Уже в 2,8 м от зоны катаклаза почти все Пл в той или иной мере разрушены и скаполитизированы. Катаклиз и замещение антипертитовых Пл приводят к высвобождению К, что обуславливает частичное замещение Би → Пир, Амф.

На расстоянии 1,2 м от зоны пироксены интенсивно замещаются Карб, Кум или Ро. В 0,5 м от зоны Пир полностью исчезает, замещаясь Би и Карб, одновременно Скап + Сер → Пл, на контактах лейкократовых минералов наблюдаются мirmekитоподобные структуры. Бластомилонит по эндрбитам сложен Пл, Кв, Би, Карб и Скап, дифференциация вещества проявлена слабо, хотя новообразованная линейность и существует, но Би мелкочешуйчатый, и Кв обособлен не столь четко.

Процесс милонитизации в дайке проявлен довольно интенсивно, бластомилонит сложен Кв + Карб + Мг (Гм) + Би, а в целом для зоны тектонического воздействия характерен процесс Карб + Мг + Кв + Би + Пл → Пир + Пл.

Таким образом, в этом случае по породам разного состава в зоне милонитизации проявлен единый процесс, характеризуемый общим флюидным режимом и направленностью метасоматических изменений, о чем подробнее будет сказано ниже.

Характеристика тектонитов по породам гранулитовой фации

№ разреза (привязка, км)	Мощность бластомилонитов, м	Исходные породы	Ширина околосонального ореола, м	Парагенезисы и характерные замещения минералов	
				Тектоническая зона	Вмещающие породы
60(90)	50	Эндербиты	30	Кв + Пл ₃₅ + Би ± Ро ± Карб, Скап	Карб + Сер → Пл, Би → Пир, Би + + Ро → Пир
	Не установлена	Пир-Пл кристаллосланцы	Не установлена	Пл + Ро ± Би, Кв, Карб	Ро + Би → Пир
	~0,2	Диабазы	Не установлена	Ро + Пл ± Карб + Эп	Ро → Пир
49(102)	10	Гранитизированные кристаллосланцы	2	Кум + Ро + Би + Кв + Пл	Ро → Пир, Би → Пир, Кум → Пир, раскисление Пл
51(99,2)	5	Черноэндербиты	1,5	Кв + Пл + Би + Ро ± Карб	Би → Пир, Ро → Пир, Би; Ро + + Кв → Пир
58(90,82)	3	Эндербиты	1	Кв + Пл ₃₀₋₃₅ + Би	Ро → Пир, Би → Пир, Сер → Пш
58(90, 82)	0,1	Диабаз	1,5	Ро + Карб ± Би	Хл + Карб → Пир, Скап → Пл, Амф + Би → Пир, Амф + + Карб → Пир
61(85,7)	1,5	Ро-Пир-Пл кристаллосланец	Не установлена	Ро + Пл ± Би	Ро → Пир, Эп → Ро, Пир
	1,5	Эндербиты	1,5	Пл + Кв + Ро + Би	Амф + Би → Пир, Пл ₃₀₋₃₅ → Пл ₄₅
63(83,8)	0,8	Эндербиты	3,4	Кв + Пл + Ро + Би ± Карб	Скап + Му + Карб → Пш, Амф + + Би → Пир, Карб + Кум + Ро → → Пир, Би + Карб → Пир, Скап + Сер → Пл

~0,1	Диабазы	4	Кв + Карб + Мг + Би	Карб + Кв + Би + Мг → Пир + Пл
84(76,4)	Эндербиты	22	Кв + Карб + Алб + Хл + Му	Карб + Би → Пир, Ро; Карб + Хл → Пир, Скап → Пл, Му → Би, Хл
73(84)	Эндербиты (бластоката-клизиты)	—	Хл + Карб + Сер + Скап + Кв + Пл	Би → Пир, Му + Карб → Пир, Му + Скап → Пл, Би

Тектониты Кв-Карб-Му-Хл-Скап состава.

Сюда относятся тектониты с минеральными ассоциациями, отвечающими зеленосланцевой фации метаморфизма.

На 84 км в двушироксеновых мезократовых мелко-среднезернистых гнейсовидных эндербитах проходит зона смятия протяженностью по разрезу около 70 м. Состав наиболее зрелого тектонита Хл + Карб + Сер + Скап, породы в зоне интенсивно перемяты, рассланцованы, раздроблены, характерны зеркала скольжения, метаморфическая дифференциация вещества не проявлена. Отмечаются Кв-Гем-Сер и Кв-Карб прожилки мощностью до нескольких сантиметров.

Наиболее характерны замещения Би → Пир, Би + Карб + Кв → Пир, Скап + Му + Карб → Пл, Му + Хл → Би. Окружающие породы катаклазированы слабо, что проявляется в дроблении отдельных минералов и образовании вдоль трещинок Карб, Сер и зеленого Би.

На отметке 76,4 км на контакте пироксеновообманковых эндербитов и дайки основного состава развита зона рассланцевания мощностью ~ 12 м, где породы сложены сланцами зеленого цвета с флюидальной структурой и преобладающей ассоциацией минералов Кв + Карб + Му + Хл ± Скап. Реликтовый Пл раскисляется и представлен альбит-олигоклазом, уже на расстоянии 22 м от зоны рассланцевания в эндербитах Карб + Би и Карб + Хл → Пир, Пл интенсивно сосюритизирован.

В 5 м от зоны Пир и Ро исчезают, замещаясь мелкозернистым агрегатом Карб + Би, а Пл скаполитизирован и сосюритизирован.

В 2,5 м в породе появляются секущие прожилки карбоната и становится заметной хлоритизация породы. Близко от зоны на расстоянии 1,1 м отмечаются Му → Би, Хл, а непосредственно на контакте преобладают Хл, Карб, Сер и Скап.

Таким образом, среди тектонитов по породам граулитовой фации выделяются две группы пород: одна по минеральным ассоциациям отвечает амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой, а вторая — зеленосланцевой фациям метаморфизма.

Особенности вещественного состава и структуры описанных выше зон наиболее очевидны при их сопоставлении друг с другом (табл. 1). Наиболее характерная черта описанных тектонитов — их четко проявленная фациальность, что однозначно указывает на высокую степень преобразования пород в тектонических зонах. С другой стороны, четкое разбиение всех тектонитов по минеральному составу на две группы дает основание для утверждения о том, что значительная часть тектонических зон фор-

мировалась в близком *PT*-интервале, отвечающем амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Возможно, что тектониты одного возраста или же отвечают определенной фации глубинности, наиболее широко проявленной на этом уровне эрозионного среза.

В такой же мере эти суждения справедливы и для тектонитов, относимых к фации зеленых сланцев. Иными словами, эти два типа тектонитов полихронны или же являются членами одного ряда в вертикальной зональности.

Судя по данным табл. 1, ширина ореола преобразования пород около тектонических зон варьирует в больших пределах. Следует учесть, что этот ореол устанавливается по наблюдениям в шлифах и отображает уровни деформации пород и степень проявления в них новообразованных минералов. По сути дела, это петрографический ореол, который может не совпадать с геохимическим и флюидным. Различные соотношения между мощностью тектонитов и околозонального петрографического ореола определяются многими факторами, среди которых большое значение имеют тектонические. По этому параметру все изученные зоны подразделяются на две группы: 1) мощность тектонитов больше ширины околозонального ореола — это преимущественно тектониты амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, 2) мощность околозонального ореола больше мощности тектонита — такие соотношения характерны главным образом для тектонитов зеленосланцевой фации. Для полновесных статистических оценок выборка не является в достаточной мере представительной. Однако в результате детального изучения этих зон видно, что там, где в тектонитах преобладали пластические деформации и имела место высокая степень дифференциации минерального выполнения, выраженная в полосчатом размещении темно- и светлоокрашенных минералов, как правило, околозональные ореолы имеют ширину меньше, чем мощность тектонита. Подобное обстоятельство указывает на локализацию и последующую разрядку напряжений в сравнительно узкой зоне, где преобладали пластические деформации. Этот же процесс обусловил незначительное проявление в околозональном пространстве хрупких деформаций и, как следствие такого развития процесса, — максимальное проявление массопереноса и преобразования пород в теле тектонита и минимальное в околозональном пространстве.

Обратная картина наблюдается в тектонитах второго типа, где преобладали хрупкие деформации, широко захватившие и околозональное пространство, с широко проявленными процессами преобразования пород не только в зоне, но и вдоль системы трещин во вмещающих породах.

ТЕКТОНИТЫ В ПОРОДАХ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

Наряду с энтербитами в шарыжалгайском комплексе широко распространены также биотитовые плагиогнейсы, гранитогнейсы и граниты PR_1 . Поэтому представляет интерес сопоставление тектонитов из пород гранулитовой и амфиболитовой фаций.

На отметке 141,1 км Кругобайкальской железной дороги в среднезернистых мезократовых плагиогнейсах (табл. 2) находится несколько зон милонитизации общей мощностью около 10 м. Краевые части зон представлены бластокатаклазитами с многочисленными параллельными плоскостями скольжения и очковой структуры. Ближе к центру рассланцевание пород усиливается, дроблению подвергаются как меланократовые, так и лейкократовые минералы. В центре зоны располагаются тонкозернистые тонкополосчатые бластомилониты.

Судя по шлифам, слабый катаклаз начинает проявляться уже на расстоянии 3,0 м от зоны бластомилонитизации и заключается в дроблении первичных минералов и образовании тонкозернистых агрегатов $Kв$ —

— Пл — Би — Карб с роговиковой структурой, широко развиты Эп и Сф, иногда отмечается новообразованный маложелезистый Би.

На расстоянии 0,5 м катаклазирована большая часть минералов, начинается течение кварца. На контакте с зоной раздроблены все темноцветные минералы, которые образуют новую линейную текстуру породы. В целом ассоциация Кв — Пл₃₅₋₃₉ — Би заменяется ассоциацией Кв — Пл₂₅₋₂₇ — Би. В самих милонитах мелкочешуйчатый Би перекристаллизовывается, образуются порфиробласты нового Би с одновременным обособлением слоев титаномагнетита.

Акцессорные минералы представлены Сф и Ап. В blastsмилонитах встречаются прожилки Кв-Пш и кварцевого составов с кристаллами Сф.

На 93,2 км в теневых Би мигматитах и гранитогнейсах изучена зона расланцевания (разрез № 59) мощностью 6—8 м. Бластомилониты Кв-Пл₁₀-Би-Му состава смяты в мелкие складки. Широко развит процесс Скап → Пл и Му → Би, Му → Кпш с появлением в породе новообразованного Пи. Во вмещающих породах мусковитизация проявлена слабо, шире проявлены Хл → Би и сосюритизация Пл с появлением Эп. На конечных стадиях процесса в окружающих зону породах образуются Кв-Му прожилки.

На 120 км изучена зона милонитизации мощностью 2 м, секущая биотитовые гнейсы и кристаллосланцы (разрез № 75). В ходе преобразования породы исходная ассоциация Кв + Пл + Кпш + Би сменяется ассоциацией Кв + Пл + Кпш + Би + Му + Эп + Карб, причем Карб двух генераций (первая образуется в процессе катаклаза, вторая слагает секущие прожилки). В непосредственной близости от зоны тектонита (10—20 см) катаклаз весьма интенсивен, наблюдается карбонатизация Пл.

На отметке 93,75 км (разрез № 66) в биотитовых гнейсах и двупироксен-плагноклазовых кристаллосланцах изучена тектоническая зона мощностью около 4 м. Бластомилонит сложен в основном Би + Пл₃₅ + Кв + Карб, замещает Пл + Ро.

Катаклаз во вмещающих кристаллосланцах проявляется уже на расстоянии 4,5 м от зоны. Для них характерны замещения Карб + Акт ± ± Эп → Пир + Пл₄₆. На расстоянии 0,2 м от зоны Пир в сланце амфиболитизированы нацело, при этом внутри зерен Пир развиты амфиболы Акт-Тр ряда, а по периферии Пир и буровато-зеленые Ро замещены синевато-зеленой Ро, Эп и Карб.

Бластомилонит по плагногнейсу (Кв + Пл₃₀ + Би) сложен ассоциацией Кв + Пл₁₂ + Би + Му с широким проявлением в нем скаполитизации и менее — карбонатизации. Мусковитизация отмечается уже в 1,3 м от зоны, а конечные стадии процесса формирования тектонита характеризуются проявлением окварцевания.

Разрез № 68 находится на отметке 129,15 км. Здесь несколько мало-мощных зон катаклаза и милонитизации секут биотитовые граниты, лейкократовые пегматитоидные граниты, гранитогнейсы и биотитовые сланцы. В целом зоны расланцевания захватывают область шириной в несколько метров. Опробованная зона имеет согласное залегание с гнейсовидностью вмещающих пород и мощность 0,7—0,8 м.

Милонитизации подвергаются среднезернистые биотитовые граниты (Кв — 30—35%, Пл₂₈ — 40—45, Кпш — 10—15, Би — 8—10%). Кпш распределен в породе неравномерно, образуя порфиробласты. Катаклаз в породе начинает появляться на расстоянии ~1 м от тектонического нарушения и выражен в сосюритизации Пл, замещении Эп → Би, что, возможно, указывает на повышение активности Са. На следующей стадии катаклаза в породе появляются многочисленные трещины, выполненные карбонатом, порода приобретает слабо выраженную линейную структуру. На отдельных участках структура брекчиевидная, катакlastическая. Би по краям начинает замещаться Хл. Дальнейший катаклаз приводит к образованию тонко-мелкозернистых пород черного цвета, сланцеватых, с милонитовой структурой, состоящих из Кв, Пл₈₋₁₀, Эп и Би, при этом образуются Кв-Эп прослой. Кроме того, отмечаются прожилки Кв мощ-

Характеристика тектонитов по породам амфиболитовой фации

№ разреза (привязка, км)	Мощность бластомионоцитов, м	Исходные породы	Ширина околозонального ореола, м	Парагенезисы и характерные замещения минералов	
				Тектоническая зона	Вмещающие породы
71(141,4)	12	Плагиогнейсы биотитовые	0,5	Кв + Пл + Би	Би ₂ → Би ₁ , Эп + Сф + Рут → Би
66(93,75)	4,5	Гнейсы биотитовые	1,3	Кв + Пл + Му + Скап + Карб, Му → Би, Хл → Би	Карб → Пл, Му → Би
59(93,20)	10—15	Гнейсы биотитовые	Не установлена	Кв + Пл + Би, Кв + Кпш + Му, Му → Би	Хл → Би; Карб, Скап → Пл, Му → Би, Эп → Би
68(129,15)	0,8	Граниты биотитовые	1	Кв + Кпш + Пл + Би + Эп + + Карб	Хл → Би, Му → Би, Эп → Би, соссюрит → Пл, Му → Кпш, прожилки карбоната
74(132)	20	Плагиогнейсы, плагиомигматиты	Не установлена	Кв + Пл + Хл + Карб	Хл → Би; Эп, Карб → Пл
	1	Диабазы	Не установлена	Кв + Алб + Хл + Карб + Эп + + Сф	Ро, Акт → Пир, Алб + Эп → Пл, Хл + Карб → Ро
72(143,3)	2	Плагио- и гранитогнейсы, плагиомигматиты	0,2	Кв + Алб + Хл + Би + Ро + Цо Карб → Кв + Алб + Хл + + Би + Ро	Эп → Би
55(111)	40	Биотитовые гранито-гнейсы	4—5 (по изменению флюида)	Кв + Пл + Карб + Хл + Акт, Акт → Пл + Хл, Эп → Пл	Би ₂ → Би ₁ , Эп → Пл, Карб → Пл, Эп → Би, Му → Би, Му → Пл, Хл → Би, Гем + Му ± Хл → Би

53(108)	Не установлена	Граниты	Не установлена	Кв + Пл + Му + Мкр + Эл (катаклазные граниты)	Хл → Би, гидрокислы + Карб → Пл, Эл	Fe, Сер +
54(108,3)	3	Пегматитный гранит	Не установлена	Мкр + Кв + Пл + Карб (катаклазит)	Хл → Би, карбонатизация	
70(140,9)	30	Биотитовые гнейсы	Не установлена	Кв + Пл + Би + Карб + По, Кв + Пл + Би + Ро + Скап + Карб	Карб → Пл, Сер → Би, Эл → Би	

ностью 1—8 см. Би-Пл сланцы, по которым развиваются blastsмилониты, представлены мелкозернистыми слабосланцеватыми породами, со структурой, близкой к гранобластовой. Состав: Пл₄₀₋₅₀; мелкочешуйчатый Би, отмечаются Эл и Карб. Катаклаз проявляется в формировании ориентированной гранолепидобластовой структуры. В blastsмилоните Пл раскисляется до 28—30, Эл → Би, а Карб исчезает.

Как видно из описания этих тектонитов, они преимущественно характеризуются проявлением ассоциаций кремнещелочного метасоматоза, что в первую очередь проявляется в раскислении Пл и увеличении доли Кв в новообразованных тектонитах. В разрезе встречаются также тектониты с проявлением и другой тенденции.

На 120 км (разрез № 75) зона мионитизации (~2 м мощности) сечет серые биотитовые гнейсы, чередующиеся с меланократовыми Амф-Пл (с реликтами Пир) кристаллосланцами.

Миониты по сланцам представляют собой мелко-тонкозернистые породы зеленого цвета, состав: Амф + Би + Карб + Кв + Алб, при этом Кв имеет отчетливо выраженную структуру течения, иногда отмечаются реликты зерен зеленой Ро.

Процесс изменения Амф-Пл ± Эл кристаллосланцев (Пл₄₅₋₅₃, буровато-зеленая Ро — Ng = 1,702, Nm = 1,694, -2V = 50—52) начинается с появления сине-зеленой Ро (Ng = 1,682—1,684, -2V = 66—69), которая замещает Би и Эл. Замещение буровато-зеленой Ро более глиноземистой Ро обусловлено раскислением Пл и разложением Эл. Обычно как в мионите, так и в окружающем его пространстве возрастает количество Би. Усиление катаклаза приводит к появлению нематобластовых и лепидобластовых структур с сохранением реликтов крупных деформированных зерен зеленой Ро. Возрастает доля Кв и кислого Пл, образующих вместе с Карб агрегаты с роговиковой структурой. Количество Карб достигает иногда 5%.

При мионитизации гнейсов формируются Кв + Пл₃₀₋₃₂ + Му + Би ± Ка ± Хл тонко-мелкозернистые, тонкополосчатые темно-серые до почти черного цвета породы, в которых Би + Му образуют обособленные полосы, а Кв — хорошо выраженную структуру течения, Карб слагает тонкие, иногда секущие прожилки. Усиление мионитизации приводит к образованию тонкозернистых (размер зерен до 0,008—0,02 мм) плейчатых сланцев, сложенных главным образом хлоритизированным Би, кислым Пл, Кв и Карб, в меньшей мере Хл. При этом Карб также деформируется и участвует в образовании микроскладок, но отмечается и Карб второй генерации — обычно крупнозернистый и слагающий секущие сланцеватость прожилки.

Аналогичная зона расланцевания мощностью ~2 м с Fe-Mg-Ca метасоматозом находится на от-

метке 143,3 км, где она сечет гнейсовидные биотитовые граниты и гранит-мигматиты. Тектонит представляет собой тонкозернистую (размер зерен 0,015—0,03 мм) серовато-зеленоватого цвета очень прочную породу, слабосланцеватую, с согласными и секущими прожилками карбоната и кварца мощностью в несколько миллиметров, иногда кварц содержит сульфиды. На контакте бластомилонитов и неизмененных пород находятся интенсивно обохренные катаклазированные породы. Слабый катаклиз начинает проявляться уже на расстоянии 2,6 м от зоны: в породе в шлифах наблюдается перекристаллизация минералов с образованием мелкозернистых Кв-Карб-Би агрегатов роговиковой структуры. Катаклиз усиливается при приближении к зоне, на расстоянии 0,7—0,1 м от нее наблюдаются замещение $\text{Эп} \rightarrow \text{Би}$ и сосюритизация Пл. Бластомилонит сложен $\text{Кв} + \text{Пл}_{10} + \text{Би} \pm \text{Хл} + \text{Амф}$. Амфибол светло-синеваато-зеленого цвета замещает Би, реже отмечается Цо.

Характерной особенностью этого тектонического нарушения является интенсивная карбонатизация всех темноцветных минералов.

На 111 км зона рассланцевания мощностью ~40 м (разрез № 55) сечет биотитовые гранитогнейсы и сложена сланцами зеленого цвета, состоящими из $\text{Хл} + \text{Акт} + \text{Кв} + \text{Алб} + \text{Карб}$ (Карб до 50, $\text{Хл} + \text{Акт} \sim 30\%$). Характерно замещение $\text{Акт} \rightarrow \text{Хл}$, редко встречается зеленый Би, вероятно реликтовый. Карбонатизация породы проявляется после хлоритизации и амфиболитизации, т. е. так же, как и в нарушении на разрезе № 72. Во вмещающих породах часто отмечаются катаклиз и сосюритизация Пл, но лишь в 3—5 м от зоны проявляются интенсивное замещение $\text{Эп} + \text{Му} + \text{Карб} \rightarrow \text{Пл}$ и слабый процесс $\text{Хл} \rightarrow \text{Би}$ с проявлением прожилков Карб. Непосредственно на контакте с зоной порода приобретает катакластическую, брекчиевидную структуру, Хл нацело замещает Би, образуется густая сеть карбонатных прожилков. Одновременно с $\text{Хл} \rightarrow \text{Би}$ и $\text{Эп} \rightarrow \text{Би}$ происходит образование прожилков Эп мощностью до 1 мм.

На заключительных стадиях процесса в зоне рассланцевания образуются Кв-Карб жилы мощностью до 0,5 м с хлоритовыми оторочками вдоль зальбандов, в кварце иногда отмечаются вкрапленники лимонитизированного Пи.

В зоне рассланцевания встречаются тела массивных, плотных, зачастую без явной сланцеватой текстуры мелкосреднезернистых пород зеленого цвета, состоящих главным образом из $\text{Пл} + \text{Акт} \pm \text{Карб}$, Эп , Хл с многочисленными скоплениями Сф. По сравнению с тектонитами в этих породах широко проявлен процесс перекристаллизации Пл с возрастанием его основности до Пл_{25-32} . Детальные петрографические исследования дают основание для утверждения о метасоматической стадии, т. е. зона играла роль активного флюидопроводника и после снятия тектонических напряжений, сформировавших ее как геологическое тело.

Определенный интерес представляет случай одновременной милотитизации пород кислого и основного состава. Одна из таких зон рассланцевания изучена на 132 км (разрез № 74), где биотитовые и гранат-биотитовые сланцы секутся несколькими дайками диабазов мощностью от нескольких десятков сантиметров до 4—6 м.

Все эти породы подвергаются катаклазу и рассланцеванию; мощность зоны ~30 м. Плагигранитогнейсы (Пл № 30—35) превращены в плейчатые мелкозернистые зеленого цвета сланцы, состоящие из Кв, Алб (№ 5—10), Хл и Карб, реже Му. В дайках наблюдается интенсивная амфиболитизация пироксенов с одновременным выделением Илм, а на контакте с гранитами в катаклазированных диабазах образуются мелкозернистые скопления чешуек Би, что свидетельствует о перераспределении вещества в зоне дробления между разными по составу породами. Среди сланцев обособляются кварцевые жилы мощностью в несколько сантиметров. В боковых породах катаклиз проявляется в виде интенсивной сосюритизации Пл, $\text{Эп} \rightarrow \text{Би}$. По мере приближения к зоне рассланцевания Би полностью замещается Хл, а зерна Пл приобретают своеобразную структуру, подобную

микрографической, образуются клиновидные и червеобразные сростки кварца и альбита, причем внутри обособлений Алб присутствуют скопления Эп.

На контакте катаклазированных плагиогнейсов и диабазов образуются тела эпидозитов (мощностью до 10—15 см), представленных плотными тонкозернистыми массивными породами светло-зеленого цвета. Эта порода практически нацело сложена Эп, с подчиненным развитием Кв, Би, Хл, Карб. Иногда в эпидозитах отмечаются щелевидные полости шириной ~1 мм, выполненные Кв и Хл, растущим преимущественно перпендикулярно к стенкам полостей. Данные факты указывают на активный обмен веществом между этими контрастными породами в ходе их преобразования, а также на активные метасоматические процессы после снятия тектонических напряжений.

Во многом аналогичная картина выявляется при изучении тектонической зоны в р-не пос. Листвянка (разрез № 91), где субвертикальная зона рассланцевания мощностью около 3,5 м развивается на контакте дайки диабазов и вмещающих ее гранитогнейсов. По гранитогнейсам образовывались мелко-среднезернистые Кв-Пш и Кв-Хл сланцы, содержащие псевдоморфозы лимонита по Пи. В них отмечаются согласные прожилки Кв и Карб.

По диабазу образуются хлоритовые сланцы, содержащие Алб и Карб, в меньших количествах Кв, Би, Эп. Уже на расстоянии 0,8 м от контакта со сланцами в габбро Амф нацело замещает Пир, а Амф и Пл затем замещаются Хл, Эп, Карб, Алб. При сопоставлении химических анализов пород отмечается обмен компонентами между породами различного состава.

Тектониты наиболее молодых зон дробления изучались на отрезке 108—110 км Кругобайкальской железной дороги, где они представлены катаклазированными эндебритами, биотитовыми гранитами и диабазами. Для них характерны многочисленные зеркала скольжения (полизеркальный тектонит, по Даниловичу [1950]) и в целом слабые и низкотемпературные минеральные преобразования, выраженные в рассеянной серицитизации, карбонатизации и развитии гидроокислов железа. Окружающие зоны алюмосиликатные породы характеризуются сосюритизацией Пл, которая в 10 м от зоны уменьшается. Зерна Би сильно разрушаются и превращаются в мелкочешуйчатый агрегат, полностью замещаясь гидроокислами Fe в тектонической зоне, где породы имеют типичную брекчиевидную структуру.

Большой интерес представляют гетерогенные по составу и свойствам пород разрезы.

В качестве объекта для исследований было выбрано обнажение на 140,9 км Кругобайкальской железной дороги. Здесь переслаиваются амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы, биотит-плагиоклазовые сланцы и гнейсы. Эти породы секутся тремя маломощными дайками диабазов (мощность 2—3 м) и вместе с ними подвергаются деформациям. Сланцеватость в дайках параллельна слацеватости в милонитизированных кристаллосланцах и динамометаморфической полосчатости в бластомилонитах по гнейсам и сечет первоначально рвущие контакты даек и гнейсов.

Милонитизация гнейсов (ассоциация Кв + Пл₃₂₋₃₅ + Би) приводит к образованию мелкозернистых тонкополосчатых бластомилонитов с ассоциацией Кв + Пл₂₈₋₃₆ + Би + Карб + Цо + Сф, причем Цо и Сф замещают Би. В Амф-Пл кристаллосланцах (Пл₄₀₋₄₁ + Ро буровато-зеленая) и Би-Пл сланцах (Пл₃₆₋₃₈ + Би) при катаклазе образуется сине-зеленая Ро, замещающая как первичный Амф, так и Би и составляющая в Би-Пл сланцах 5—35% площади шлифа. В дайках наблюдается интенсивная амфиболитизация пироксенов.

Дайки выступают как компетентные породы, в результате на контактах с ними возникают зоны пластического течения амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев, которые здесь превращаются в Хл-Амф-Пл бластомилониты. Бластомилониты смяты в складки, с субвертикальными осевыми поверхностями, с птигматитовыми обособлениями, с будини-

рованными Кв-Карб жилами. Дайки при рассланцевании также превращаются в Хл-Амф-Пл сланцы. Более или менее явными отличительными чертами милонитизированных кристаллосланцев от милонитизированных диабазов является полосчатая текстура сланцев и равномерная однородная диабазов.

Совместная милонитизация пород основного и кислого состава приводит к образованию вдоль плоскостей катаклаза в диабазах чешуек Би, а в милонитизированных гнейсах Би замещается сине-зеленой Ро. Кроме того, наблюдаются миграция кварца в боковые породы и образование там секущих и согласных с полосчатостью метаморфических пород кварцевых и кварц-карбонатных жилоч мощностью 5—7 см, которые встречаются на расстоянии до 1 м от зоны рассланцевания. Милонитизация гнейсов на удалении от даек почти не сопровождается изменением состава.

В бластомилонитах вблизи рассланцованных даек диабазов Би, наряду с Цо, замещается сине-зеленой Ро, что свидетельствует о повышении активности Са и Fe в поровом флюиде. При милонитизации гнейсов на контакте с диабазами образуются Би-Ро-Хл сланцы (пр. 90-8), причем Амф → Би. Темноцветы слагают ~80—85% породы, промежутки между ними выполнены Скл, менее Кв, кислым Пл, Карб.

При катаклазе Би-Пл кристаллосланцев (Пл₃₆₋₃₈) сине-зеленая Ро → Би; содержание Ро колеблется от 5 до 25%, вдоль дислокационных зон Пл раскисляется до олигоклаза (№ 28).

Таким образом, приведенный здесь геологический материал однозначно указывает на активные процессы массообмена между породами разного состава в одной тектонической зоне.

Сопоставление тектонитов по породам амфиболитовой фации (см. табл. 2) дает общее представление о направленности процессов преобразования пород в самих зонах и окружающих их породах. Отмечается связь между характером процесса в БТМ и окружающими БТК, выраженная в том, что компоненты, вытесняемые из центральной зоны, зачастую выносятся к ее периферической части, и здесь метасоматические преобразования протекают при их активном участии. Например, если в БТМ развивается Si-K-Na метасоматоз, идущий с выносом оснований, то в окружающих породах проявляются хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация. Если учесть, что фронт преобразования из центральной зоны перемещается отчасти и в ее окружение, то в БТК происходит одновременное развитие метасоматических процессов, идущих на базе Са, Mg, Fe и за счет привноса К (например, мусковитизация, сопряженная в пространстве и времени с хлоритизацией и карбонатизацией).

Для всех зон характерна сопряженность процессов метасоматического преобразования пород со степенью тектонической деформации. Так, зрелым тектонитам свойственна высокая степень метасоматического преобразования, а в случае только катаклаза (разрез № 53) или развития БТК новообразованный тектонит мало отличается по составу от исходной породы (разрез № 54). Из этого следует, что способность тектонита к массопереносу флюидных, петрогенных и рудных компонентов определяется степенью его зрелости, когда в БТМ массоперенос вдоль протяженных узких полос разного состава намного эффективней, чем массоперенос в менее организованной системе трещин, пересекающих породу в разных направлениях.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ТЕКТОНИТОВ ПО ПОРОДАМ ГРАНУЛИТОВОЙ И АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА

По всем изученным разрезам были отобраны пробы, охарактеризованные шлифами, что позволило после выполнения анализов получить геохимическую и петрохимическую характеристику изучаемых явлений.

Тектониты по породам гранулитовой фации охарактеризованы нами выше, и изложение материалов этого раздела дается в соответствии со сделанным ранее описанием. Среди тектонитов, относимых по парагенетическим ассоциациям к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям, следует выделить в первую очередь те, которые образовывались по породам близкого состава.

Исходные силикатные анализы, нормативный и модальный составы даны в табл. 3.

Ниже приведены равнообъемные формулы эндербита, бластокатаклазита и бластомилонита в расчете на 10000 Å [Рудник, 1978] для разреза на 99,2 км (рис. 1).

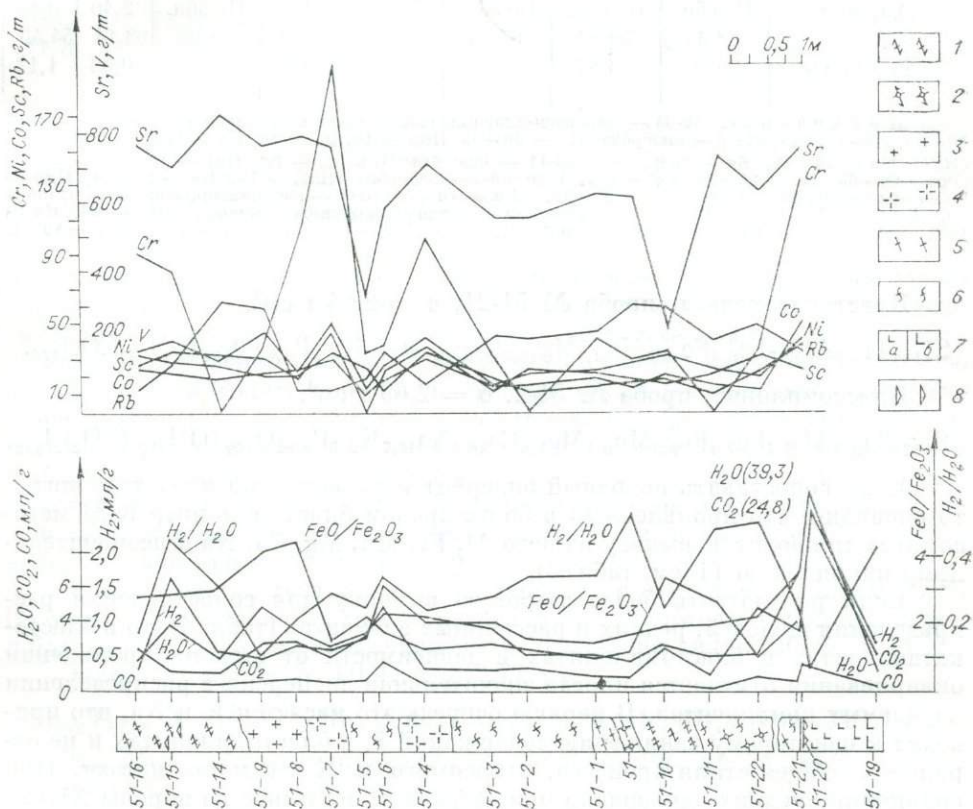
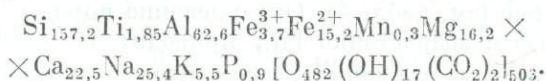


Рис. 1. Флюидно-геохимический профиль (разрез № 51).

1—5 — эндербиты (1 — гнейсовидные, 2 — гнейсовидные с порфиробластами Кпш, 3 — массивные, 4 — массивные с Амф → Пир, 5 — гнейсовидные с Амф → Пир, Би → Пир); 6 — Кв-Пш-Би бластомилониты; 7 — диабазы мелко- (а) и среднезернистые (б); 8 — катаклаз.

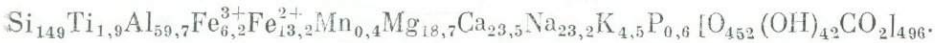
Эндербит, проба № 51-16, $\sigma = 2,90 \text{ г/см}^3$.



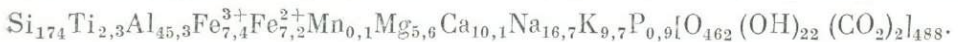
Компонент	Разрез № 49 (102,1 км)		Разрез № 51 (99,2 км)			Разрез № 58 (90,82 км)		
	49-34	49-18	51-16	51-21	51-2	58-11	58-7	58-7-1
SiO ₂	51,30	50,65	54,40	52,57	64,48	68,69	73,78	52,96
TiO ₂	0,87	1,07	0,85	0,89	1,15	0,55	0,40	1,61
Al ₂ O ₃	15,30	16,70	18,38	17,85	14,22	14,40	11,75	13,90
Fe ₂ O ₃	0,39	2,19	1,63	2,92	3,64	He обн.	1,46	2,99
FeO	11,43	8,41	6,27	5,57	3,20	4,47	0,99	5,15
MnO	0,15	0,13	0,12	0,15	0,05	0,05	0,04	0,19
MgO	8,45	7,41	3,77	4,43	1,38	2,01	1,43	6,81
CaO	7,14	6,66	7,26	7,72	3,49	4,27	4,40	11,79
Na ₂ O	2,89	2,71	4,53	4,21	3,18	3,46	3,30	1,64
K ₂ O	0,81	1,59	1,48	1,24	2,81	1,58	0,77	0,71
P ₂ O ₅	0,28	0,22	0,35	0,23	0,40	0,07	0,11	0,27
H ₂ O ⁺	0,81	2,34	0,82	2,10	0,94	0,49	0,87	1,65
CO ₂	0,44	0,17	0,60	0,33	0,55	0,28	0,06	0,22
H ₂ O ⁻	0,18	0,20	0,07	0,07	0,30	0,07	0,12	0,05
Σ	100,44	100,45	100,58	100,37	99,79	100,39	99,51	99,94
F, %	0,130	0,052	0,052	0,145	0,011	0,012	0,017	0,095
Ан, мг/г	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	3,40	He обн.	2,40	0,80
f	58,30	58,86	67,83	65,70	83,21	68,98	63,14	54,45
FeO/Fe ₂ O ₃	29,30	3,84	3,73	1,91	0,88	—	0,68	1,12

Примечание. 49-34 — пироксен-плагноклазовый кристаллосланец гранитизированный 30-35, Би — 20%); 51-16 — эндербит (Пл — 60-65, Пир — 10, Ро — 10, Кв + Кпш — 10%, Би); (Пл + Кв — 75-80, Би — 20%, Эп); 58-11 — эндербит (Пл₂₃₋₃₀ — 70, Пир — 10, Кв — 5-10, Ро — 60-65, Эп — 25-30, Сф — 5%, Пл); 60-9 — эндербит (Пл₄₀ — 70, Кв — 15-20, Пир — 60 — бластомилонит (Кв + Пл — 85-90, Би — 10%); 61-8 — катаклазированный эндербит 90, Би — 3-7, Эп + Карб — 5-10%); 64-9 — катаклазированный эндербит (Пл — 80, Кв — 10%, Карб, Скан); 64-13 — бластомилонит (Му — 40, Хл — 10, Пл + Кв — 40, Карб — 10%),

Бластокатаклазит, проба № 51-21, $\sigma = 2,84$ г/см³.



Бластомилонит, проба № 51-2, $\sigma = 2,69$ г/см³.



Если сопоставить исходный эндербит и развитые по нему тектониты, то очевидно, что проявленный в более зрелом бластомилоните К-Si метасоматоз приводит к выносу из него Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na и незначительному накоплению Ti (см. табл. 3).

Если рассмотреть более широкую выборку для сопоставления распределения щелочей, редких и рассеянных элементов (табл. 4), то в бластокатаклазитах и бластомилонитах в зависимости от степени проявления окварцевания отмечается иногда значительная дисперсия в распределении изучаемых компонентов. В первую очередь это касается К и Na, что приводит к некоторому занижению содержаний К в бластомилонитах и не отражает в общем стиля процесса, относимого к К-Si метасоматозу. При сравнении средних однозначно можно указать на вынос из породы Ni, Co, Pb, Fe, Sn, Sc, Cr, V, Sr и незначительный привнос Li. При сопоставлении соотношений информативных пар элементов в исходных породах и БТМ видно, что уменьшаются отношения Rb/Sr и K/Na, подчеркивающие щелочной характер процесса, а снижение доли окисного Fe по отношению к закисному с 3,35 до 1,83 указывает на возрастание окислительного потенциала в системе (см. табл. 4). Окварцевание породы, идущее на фоне К-Si метасоматоза и возрастания P₂O₅, приводит к своеобразной «стерилизации» системы от всех рудных компонентов — переводу их в подвиж-

БИТОВ И ТЕКТОНИТОВ, ВЕС. %

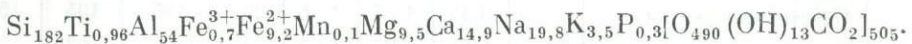
Разрез № 60 (90 км)			Разрез № 61 (85,7 км)		Разрез № 64 (76,4 км)		
60-9	60-3	60	61-8	61-5	64-9	64-5	64-13
65,80	70,04	68,03	71,53	66,54	57,90	64,45	58,64
0,46	0,37	0,46	0,34	0,38	1,82	0,80	0,68
16,60	14,70	15,15	14,60	12,80	16,18	15,10	12,40
0,34	0,30	0,16	1,35	1,80	3,38	1,97	2,00
4,00	2,67	3,25	1,30	2,09	2,90	2,58	3,92
0,06	0,06	0,04	0,03	0,05	0,10	0,04	0,09
2,31	1,13	1,55	0,88	0,78	2,03	1,89	2,94
5,02	2,77	3,41	3,67	8,81	4,79	2,62	6,63
3,70	2,85	4,18	3,31	2,67	4,58	3,83	1,65
0,98	4,05	1,48	1,95	0,59	1,95	2,21	2,07
0,11	0,11	0,12	0,03	0,10	0,88	0,54	0,17
0,63	1,09	1,91	0,72	0,73	2,03	2,40	3,71
0,39	0,11	0,33	0,39	2,75	0,94	1,16	4,90
0,07	0,08	0,13	0,10	0,07	0,13	0,27	Не обн.
100,47	100,33	100,20	100,20	100,16	99,61	99,86	99,80
0,016	0,012	0,011	0,008	0,013	0,051	0,05	0,037
2,80	Не обн.	Не обн.	0,90	1,00	Не обн.	Не обн.	Не обн.
65,25	72,44	68,75	75,07	83,30	75,57	70,65	66,82
11,76	8,90	20,30	0,96	1,16	0,86	1,31	1,96

(Пл — 60, Пир — 30, Кпш — 5, Би — 3%, Кв, Ро); 49-18 — бластомилонит (Ро — 45—50, Пл — 51-21 — бластокатаклазит (Кв + Пл — 60, Ро — 20—25, Би — 15—20%); 51-2 — бластомилонит (Кпш — 5%, Би); 58-7 — бластомилонит (Кв + Пл — 85, Би — 10—15%); 58-7-1 — метасоматит 5—7%, Би, Кпш); 60-3 — катаклазированный эндрбит (Кв — 20, Пл — 50, Кпш — 10, Би — 10%); (Пл₄₀₋₅₀ — 55, Кв — 20—25, Кпш — 10—15, Би — 10%); 61-5 — бластомилонит (Кв + Пл — 80—10—15, Кв — 10%, Карб); 64-5 — катаклазированный эндрбит (Пл — 80, Кв — 10, Му + Хл — Аналитики А. И. Курбатова, Г. А. Кравченко, ИЗК СО АН СССР.

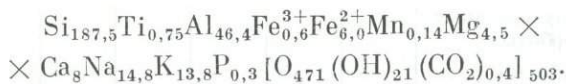
ное состояние и выносу из породы. Если разброс в содержаниях урана в исходных эндрбитах не очень велик, то он резко возрастает в бластокатаклазитах и особенно в бластомилонитах. Однако, судя по средним содержаниям, существенного выноса или привноса урана во вновь образованную породу не происходит. Торий в эндрбитах также распределен более или менее равномерно, но полностью выносятся из бластокатаклазитов и достигает высоких содержаний во внешней зоне на контакте их с диабазом (табл. 5). В еще большей мере тенденция к выносу проявлена в бластомилонитах. Таким образом, зоны с Si-K метасоматозом характеризуются незначительным перераспределением U, почти полным выносом Th, отчасти в периферические части таких зон.

К проявлениям тектонитов по эндрбитам с отчетливым стилем Na-Si (?) метасоматоза можно отнести разрез № 60. Формулы исходных пород и бластомилонитов по ним вычислены на основании анализов (см. табл. 3).

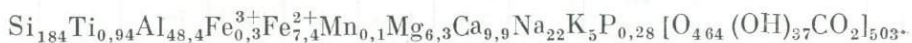
Эндрбит, проба № 60-9, $\sigma = 2,77$ г/см³.



Эндрбит с биотитизированными пироксенами, проба № 60-3, $\sigma = 2,68$ г/см³.



Бластомилонит, проба № 60, $\sigma = 2,71$ г/см³.



Если рассматривать катаклазированные эндрбиты как внешнюю зону бластомилонитов (см. табл. 3, пр. 60-3), то видно, что по сравнению с ис-

Геохимическая характеристика

№ пробы	Название и состав породы	L	Na ₂ O	K ₂ O	Li	Rb	Sr	V	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Разрез № 60 (90 км)									
60-9	Эндербиты Пл + Кв + Кпш + + МПир + РПир + + Би + Мг	140	3,51	0,96	18	10	540	100	78
60-8	То же	110	3,04	3,36	15	90	540	74	78
60-7	»	80	3,30	1,75	18	33	420	140	140
60-6	»	60	3,12	2,06	16	34	530	130	240
60-5	»	30	3,02	3,45	6	76	540	76	83
60-4	»	10	3,88	1,10	8,8	16	530	91	79
Бластокатаклазиты									
60-3	Пл + Кв + Кпш + Би	35	2,59	3,81	14	99	390	44	—
60-2	Пл + Кв + Кпш + + Би + Му + Скап	20	2,49	4,32	7,2	81	360	33	20
60-1	Пл + Кв + Кпш + Би	10	3,80	1,32	10	23	670	89	35
Бластомилониты									
60	Кв + Пл + Кпш + + Би + Мг	—	4,18	1,57	14	32	340	42	20
60-11	Кв + Пл + Кпш + + Би + Му + Карб	—	4,53	1,23	9,4	38	450	44	—
\bar{X}	Эндербиты		3,31	2,11	13,7	43,2	517	102	116
\bar{X}	Бластокатаклазиты		2,96	3,15	10,4	67,7	473	55	18
\bar{X}	Бластомилониты		4,36	1,40	15,3	43,2	396	43	10

Разрез № 58 (90,82 км)

Эндербиты									
58-13	Пл + Кв + Кпш + + МПир + РПир + + Ро + Мг	3,7	3,18	1,05	18	12	290	440	320
58-11	То же	2,1	3,53	1,62	7,2	25	470	100	100
58-10	»	1,0	3,50	2,41	7,5	42	480	110	120
Бластокатаклазиты									
58-9	Пл + Кв + Кпш + + Ро + Би	0,7	3,57	2,30	15	43	480	50	68
58-8	Пл + Кв + Кпш + + Ро + Би + Эп + + Мг	0,3	3,26	0,84	8,1	10	490	160	50
Бластомилониты									
58-7	Кв + Пл + Би	—	3,21	0,80	7,7	12	430	72	22
58-15	Кв + Пл + Би	—	4,94	0,78	10	14	470	30	—
58-16	То же	—	2,68	1,04	24	30	370	83	59
\bar{X}	Эндербиты		3,40	1,69	10,9	26	413	217	180
\bar{X}	Бластокатаклазиты		3,42	1,57	11,6	26	485	105	59
\bar{X}	Бластомилониты		3,61	0,87	13,9	19	423	62	27

Разрез № 51 (99,20 км)

Калиципатизированные эндербиты									
51-16	Пл + Кпш + Кв + + МПир + РПир + + Ро + Би + Мг	3,3	4,57	1,44	15	12	770	170	91
51-15	То же	2,8	3,55	1,88	14	28	700	200	81
51-14	»	2,1	3,18	3,68	8,6	62	860	140	—
51-9	»	1,5	2,80	3,55	5,8	59	770	220	37
51-8	»	1,0	4,31	1,45	6,1	12	790	110	100

Эндербитов и тектонитов

Sc	Sn	Pb	Co	Ni	ΣFe	K/Rb	Na ₂ O+ +K ₂ O	K ₂ O /N ₂ O	Cr /V	Ni /Co	FeO /Fe ₂ O ₃	Rb /Sr
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Разрез № 60 (90 км)												
12	1,6	14	21	46	4,91	800	4,47	0,27	0,78	2,19	2,46	0,019
—	0,9	17	12	27	4,07	310	6,40	1,11	1,05	2,25	2,01	0,167
11	1,6	22	25	49	6,33	440	5,05	0,53	1,00	1,96	2,30	0,079
12	3,5	26	26	89	6,10	503	5,18	0,66	1,85	3,42	2,24	0,064
—	1,4	28	13	35	3,99	377	5,47	1,14	1,09	2,69	1,66	0,141
10	2,0	22	16	40	4,93	569	4,98	0,28	0,87	2,50	1,72	0,030
—	2,1	22	7,2	23	3,33	319	6,40	1,47	—	3,19	1,28	0,254
—	1,9	38	8	12	3,16	443	6,81	1,73	0,61	1,50	2,59	0,225
—	0,9	20	12	25	3,73	476	5,12	0,35	0,39	2,08	0,99	0,034
—	—	9,3	10	14	3,86	407	5,75	0,38	0,48	1,40	0,81	0,094
—	1,5	18	8,5	0,9	3,00	269	5,76	0,27	—	0,11	2,90	0,084
8	1,8	22	19	48	5,06	500	5,26	0,67	1,11	2,50	2,07	0,083
—	1,6	27	9,1	20	3,41	413	6,11	1,18	0,5	2,26	1,62	0,171
—	0,7	14	9,3	7,5	3,43	338	5,75	0,33	0,48	0,76	0,86	0,089
Разрез № 58 (90,82 км)												
36	1,4	5,0	58	130	13,62	725	4,23	0,33	0,73	2,24	2,57	0,041
—	2,1	16	14	56	4,82	538	5,12	0,46	1,00	4,00	2,11	0,053
9	2,0	26	15	74	5,57	476	5,98	0,68	1,09	4,93	2,55	0,088
14	—	15	11	35	4,04	444	5,56	0,71	1,36	3,18	1,35	0,089
—	1,4	11	12	42	4,23	700	3,99	0,27	0,31	3,50	1,08	0,020
48	—	8,1	—	14	2,63	553	4,01	0,25	0,31	—	1,16	0,028
—	—	15	сл	14	1,46	462	5,72	0,16	—	—	2,24	0,030
15	1,5	6,8	14	43	6,43	492	3,72	0,39	0,71	3,07	1,40	0,081
15	1,8	16	29	87	8,0	580	5,11	0,49	0,94	3,72	2,41	0,061
7	0,7	13	12	39	4,14	572	4,78	0,49	0,84	3,34	1,22	0,055
21	0,5	10	5	24	3,51	502	4,48	0,27	0,51	3,07	1,60	0,029
Разрез № 51 (99,20 км)												
26	2,3	19	24	32	8,89	996	6,01	0,32	0,54	1,33	2,60	0,016
34	3,8	24	22	27	9,42	557	5,43	0,53	0,41	1,23	2,69	0,040
32	2,8	32	18	26	9,18	492	6,83	1,16	—	1,44	2,97	0,072
30	3,1	23	21	20	8,31	499	6,35	1,27	0,17	0,95	4,04	0,077
21	1,6	18	23	20	7,91	1000	5,76	0,34	0,91	0,87	4,42	0,015

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
51-10	Пл + Кшш + Кв + МПир + РПир + Ро + + Би + Мг	1,0	3,00	3,46	4,8	60	180	170	36
51-7	Бластокатаклазиты Пл + Кв + Кшш + + Амф + Би + Мг	0,5	3,98	1,27	13	12	760	240	200
51-4	То же	0,5	4,26	1,44	12	16	720	210	100
51	Пл + Кв + Кшш + + Пир + Би + + Амф + Мг	0,5	3,07	3,38	7	61	620	140	29
51-1	То же	—	2,63	3,16	9,9	46	630	120	42
51-21	Пл + Кв + Кшш + + Би + Амф + Мг	—	3,76	1,24	10	37	770	200	140
51-22	То же	—	2,66	3,18	11	50	640	100	36
51-2	Бластомилониты Кв + Пл + Кшш + + Би + Амф	—	3,16	2,69	12	42	560	110	—
51-3	То же	—	3,09	1,83	15	43	560	76	30
51-5	»	—	4,51	1,17	11	19	340	63	33
51-6	Кв + Пл + Кшш + + Би + Амф	—	3,95	1,94	15	35	590	130	38
51-11	То же	—	2,98	2,89	4,8	41	740	120	—
\bar{X}	Калишипатизированные эндербиты		3,57	2,58	9,1	39	678	168	58
\bar{X}	Бластокатаклазиты		3,39	2,28	10,5	37	690	168	91
\bar{X}	Бластомилониты		3,54	2,10	11,6	36	558	100	20
Р а з р е з № 49 (102,1 км)									
49-27	Гранитизированные кристаллосланцы Пл + МПир + РПир + + Кв + Кшш + + Би + Мг + Ро	3,4	3,09	0,84	11	7,8	480	210	230
49-34	То же	2,5	2,74	0,62	17	5,3	510	220	280
49-30	»	2,1	2,79	0,81	12	5,2	460	160	200
49-33	»	1,8	3,12	0,72	15	8,8	570	240	270
49-32	»	1,2	3,77	0,62	13	6,1	540	190	200
49-31	»	0,7	2,79	0,56	10	5,2	470	270	300
49-16	Бластокатаклазиты Пл + Кв + Кшш + + Пир + Амф + + Би + Мг	—	2,72	1,00	22	16	560	210	200
49-15	То же	—	2,77	1,27	26	29	460	220	240
49-11	Бластомилониты Пл + Кв + Амф + + Би + Мг	—	2,0	1,28	23	32	410	220	210
49-18	То же	—	2,51	1,38	27	36	490	250	190
\bar{X}	Гранитизированный кристаллосланец		3,05	0,70	13	6,4	505	215	247
\bar{X}	Бластокатаклазиты		2,75	1,13	24	23	510	215	220
\bar{X}	Бластомилониты		2,26	1,33	25	34	450	235	200
Р а з р е з № 61 (85,7 км)									
61-9	Эндербиты Пл + Кв + МПир + + РПир + Би + Мг	2,0	3,70	0,97	16	7,0	420	72	40
61-8	Бластокатаклазиты Пл + Кв + Кшш + + Би + Ро + Мг	1,5	3,30	1,85	17	30	390	35	15
61-7	То же	1,0	3,63	1,86	20	35	430	39	18
61-6	»	0,5	3,77	0,95	18	6,2	400	64	44

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
16	2,9	20	21	18	8,77	479	6,46	1,15	0,21	0,86	3,36	0,33 3
46	2,8	21	30	34	10,02	878	5,25	0,32	0,83	1,13	1,46	0,016
35	2,2	17	30	35	10,02	747	5,70	0,34	0,48	1,17	1,18	0,022
19	2,3	16	14	17	9,44	460	6,45	1,10	0,21	1,21	1,20	0,098
24	2,2	22	19	14	10,71	570	5,79	1,20	0,35	0,74	1,00	0,073
33	1,3	19	50	38	8,40	278	5,00	0,33	0,70	0,76	2,09	0,048
24	—	10,6	13	22	8,17	528	5,84	1,20	0,36	1,69	1,02	0,078
21	2,2	16	16	12	7,47	532	5,85	0,85	—	0,75	1,20	0,075
13	1,4	9	14	18	5,38	353	4,92	0,59	0,39	1,29	1,34	0,077
—	1,7	10	9,3	25	4,06	511	5,68	0,26	0,52	2,69	2,17	0,056
26	2,3	13	18	12	7,31	460	5,89	0,49	0,29	0,67	1,76	0,059
22	2,4	13	14	10	9,40	585	5,87	0,97	—	0,71	2,70	0,055
27	2,8	23	22	24	8,75	671	6,14	0,80	0,45	1,11	3,35	0,092
30	1,8	18	26	27	9,46	577	5,67	0,75	0,49	1,12	1,33	0,056
16	2	12	14	15	6,72	488	5,64	0,63	0,40	1,22	1,83	0,064
Р а з р е з № 49 (102,1 км)												
32	2,2	8,9	59	160	11,27	894	3,93	0,27	1,10	2,71	2,25	0,016
28	3,6	8,3	56	150	13,23	971	3,36	0,23	1,27	2,68	2,53	0,010
20	2,2	6,0	41	100	12,53	1293	3,60	0,29	1,25	2,44	2,30	0,011
33	2,1	7,6	59	150	12,26	679	3,84	0,23	1,13	2,54	2,10	0,015
19	1,9	11	44	100	10,98	844	4,39	0,16	1,05	2,27	1,89	0,011
42	2,0	8,4	66	190	13,68	894	3,35	0,20	1,11	2,88	2,23	0,011
39	2,9	12	55	119	11,95	519	3,72	0,37	0,95	2,00	2,10	0,029
34	2,0	12	64	140	11,42	363	4,04	0,46	1,09	2,19	2,01	0,063
35	2,6	8,3	62	170	15,14	332	3,28	0,64	0,95	2,74	1,96	0,078
34	2,4	11	66	160	11,49	318	3,89	0,55	0,76	2,42	1,89	0,088
29	2,3	8,4	54	142	12,33	929	3,75	0,23	1,15	2,59	2,22	0,012
37	2,5	12	60	125	11,69	441	3,88	0,42	1,02	2,10	2,05	0,046
35	2,5	9,7	64	165	13,32	325	3,59	0,60	0,86	2,58	1,93	0,083
Р а з р е з № 61 (85,7 км)												
16	2,6	22	20	47	5,38	1150	4,67	0,26	0,56	2,35	3,52	0,017
—	2,4	32	10	22	2,85	512	5,15	0,56	0,43	2,20	3,91	0,077
—	1,7	21	7,2	16	3,99	441	5,49	0,51	0,46	2,22	2,27	0,081
12	1,5	17	18	42	5,06	1272	4,72	0,25	0,69	2,33	2,14	0,016

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
61-5	Бластомиллониты Кв + Пл + Би + + Карб + Эп	—	2,63	0,58	7,8	6,7	960	110	33
Разрез № 63 (83,825 км)									
63-10	Эндербиты Пл + Кв + Пир + + Ро + Би + Мг	3,4	3,68	2,36	7,6	28	690	74	44
63-9	То же	2,8	3,32	2,63	16	54	450	40	43
63-8	»	2,0	3,63	1,42	70	19	430	74	52
63-7	»	1,2	3,63	1,16	5,5	11	430	140	210
63-6	Бластокатаклазиты Пл + Кв + Би + Амф	0,5	2,98	2,89	515	550	500	63	160
63-5	Бластомиллониты Ка + Пл + Би + + Скап + Карб + + Му	—	3,56	1,75	13	30	530	58	28
\bar{X}	Эндербиты	—	3,57	1,89	25	28	500	82	87
Разрез № 64 (76,400 км)									
64-9	Бластокатаклазиты Кв + Пл + Би + + Эп + Карб	3,1	4,75	2,23	12	42	580	190	16
64-8	То же	2,1	2,52	2,47	16	58	640	130	90
64-7	Кв + Пл + Би + + Му + Хл + + Карб + Скап	1,1	3,09	2,55	11	64	540	110	50
64-6	То же	0,5	2,83	2,44	13	73	540	300	72
64-5	Кв + Пл + Му + + Хл + Карб + + Скап	0	3,77	2,35	8,7	48	340	110	89
64-13	Бластомиллониты Кв + Алб + Хл + + Карб + Пп	—	2,56	2,16	12	39	180	96	200
\bar{X}	Бластокатаклазиты	—	3,39	2,41	12	57	528	17	63
Разрез № 73 (84,0 км)									
73-8	Эндербиты Пл + Кв + Пир + Мг	16	3,20	1,07	4,9	19	400	200	130
73-7	Бластокатаклазиты Пл + Кв + Би + + Карб + Скап + + Мг	8	2,87	2,12	14	39	370	28	34
73-5	Пл + Кв + Би + + Карб + Скап + + Мг	30	3,34	2,41	11	40	620	100	40
73-4	Пл + Кв + Би + + Карб + Скап + + Му + Хл	18	3,63	1,81	15	37	340	140	150
73-3	То же	10	3,44	1,77	12	31	370	160	160
73-6	»	1	3,04	1,63	7,2	54	340	110	180
73-2	»	0	2,76	2,37	11	38	400	55	52
73-1	Кв + Алб + Хл + + Карб	—	3,86	1,42	30	21	380	170	89

Примечание. Здесь и далее в табл. L — расстояние от зоны бластомиллонизации, м;
Т. А. Лахно, Т. П. Вольнец, ИЗК СО АН СССР.

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
14	2,1	18	7	23	4,32	719	3,21	0,22	0,30	3,29	1,75	0,007

Разрез № 63 (83,825 км)

10	2,6	25	17	32	6,12	699	6,04	0,64	0,59	1,88	1,56	0,041
—	2,2	31	20	38	5,0	404	5,95	0,79	1,08	1,90	1,08	0,120
12	2,5	28	20	35	6,01	620	5,05	0,39	0,70	1,75	1,82	0,044
24	3,1	20	25	59	7,30	875	4,79	0,32	1,50	2,36	2,09	0,026
12	2,4	32	22	81	4,62	480	5,87	0,97	2,54	3,68	1,38	0,100
—	1,7	20	13	29	4,40	484	5,31	0,49	0,48	2,23	1,53	0,057
12	2,6	26	21	41	6,11	650	5,46	0,54	0,97	1,97	1,64	0,058

Разрез № 64 (76,400 км)

33	2,0	14	15	35	6,80	441	6,98	0,47	0,08	2,33	0,78	0,072
20	2,2	11	26	46	8,38	354	4,99	0,98	0,69	1,77	1,17	0,091
23	2,0	12	32	36	6,49	331	5,64	0,83	0,45	1,13	1,32	0,119
25	2,1	12	30	33	7,08	277	5,27	0,86	0,24	1,10	1,13	0,135
18	1,8	8	17	42	5,10	406	6,12	0,62	0,81	2,47	1,20	0,141
18	—	2,6	20	44	5,87	460	4,71	0,84	2,08	2,20	1,54	0,217
24	2,0	11	24	38	6,77	362	5,80	0,75	0,45	1,76	1,12	0,112

Разрез № 73 (84,0 км)

45	—	4,0	40	58	7,16	467	4,27	0,33	0,65	1,45	1,93	0,048
—	—	3,0	9	30	3,83	451	4,99	0,74	1,21	3,33	1,99	0,105
18	—	8,7	18	49	4,08	500	5,75	0,72	0,40	2,72	3,29	0,065
18	—	—	24	60	5,21	406	5,44	0,50	1,07	2,5	1,58	0,109
18	—	—	24	64	4,35	474	5,21	0,52	1,00	2,7	1,98	0,084
16	—	7,9	24	54	4,23	251	4,67	0,54	1,64	2,25	2,95	0,159
—	—	2,2	14	23	3,57	518	5,13	0,86	0,95	1,64	0,96	0,095
35	—	—	32	42	4,28	562	5,28	0,37	0,52	1,31	3,27	0,055

$\Sigma \text{Fe} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, Na_2O , K_2O — вес.%; остальные — г/т. Аналитики Т. И. Елизарьева,

Содержание U и Th в эндербитах и тектонитах, 10⁻⁴%

№ пробы	Ассоциация	U	Th
1	2	3	4
Разрез № 60 (90 км)			
Эндербиты			
60-80	Пл + Кв + Киш + МПир + РПир + + Би + Мг	2,3	4,5
60-7	То же	1,4	12,0
60-6	»	6,2	0,5
60-5	»	2,9	3,2
60-4	»	3,4	2,9
Бластокатаклазиты			
60-3	Пл + Кв + Киш + Би	2,8	0,5
60-2	Пл + Кв + Киш + Би + Му + Скап	2,0	0,6
60-1	Пл + Кв + Киш + Би	3,4	2,0
Бластомилониты			
60	Кв + Пл + Киш + Би + Мг	1,6	0,2
60-11	Кв + Пл + Киш + Би + Му + Карб	2,3	2,0
\bar{X}	Эндербиты	3,2	4,6
\bar{X}	Бластокатаклазиты	2,7	1,0
\bar{X}	Бластомилониты	2,0	1,1
Разрез № 58 (90,82 км)			
Эндербиты			
58-12	Пл + Кв + Киш + МПир + РПир + + Ро + Мг	0	0,3
58-11	То же	2,2	0
58-10	»	0,6	0
Бластокатаклазиты			
58-9	Пл + Кв + Киш + Ро + Би	3,7	1,4
58-8	Пл + Кв + Киш + Ро + Би + Эц + + Мг	2,5	3,3
Бластомилониты			
58-15	Кв + Пл + Би	2,5	2,5
58-16	То же	2,1	9,5
\bar{X}	Эндербиты	0,9	0,1
\bar{X}	Бластокатаклазиты	3,1	2,4
\bar{X}	Бластомилониты	2,3	6,0
Разрез № 49 (102,1 км)			
Гранитизированные кристаллосланцы			
49-34	Пл + МПир + РПир + Кв + Киш + + Би + Мг + Ро	1,6	0
49-30	То же	0,5	0,1
49-33	»	3,1	0
49-32	»	1,6	4,3
49-31	»	2,7	1,9
Бластокатаклазиты			
49-16	Пл + Кв + Киш + Пир + Амф + + Би + Мг	2,0	3,2
49-15	То же	0,3	4,2

1	2	3	4
	Бластомилониты		
49-11	Пл + Кв + Амф + Би + Мг	0	1,5
49-18	То же	1,7	1,9
\bar{X}	Эндербиты	1,9	1,3
\bar{X}	Бластокатаклазиты	1,2	3,7
\bar{X}	Бластомилониты	0,8	1,7
	Разрез № 51 (99,2 км)		
	Эндербиты		
51-16	Пл + Кпш + Кв + МПир + РПир + + Ро + Би + Мг	1,1	2,5
51-14	То же	1,6	1,0
51-8	»	2,7	2,3
51-10	»	1,8	2,4
	Бластокатаклазиты		
51-21	Пл + Кв + Кпш + Би + Амф + Мг	2,4	12,6
51-22	То же	1,7	3,2
51	Пл + Кв + Кпш + Пир + Би + + Амф + Мг	0	3,2
51-1	То же	3,8	0
	Бластомилониты		
51-3	Кв + Пл + Кпш + Амф	3,9	0
51-5	То же	2,1	0
51-6	»	1,1	2,1
51-11	»	0,1	0
\bar{X}	Эндербиты	1,8	2,1
\bar{X}	Бластокатаклазиты	2,0	4,0
\bar{X}	Бластомилониты	1,8	0,5
	Разрез № 63 (83,825 км)		
	Эндербиты		
63-10	Пл + Кв + Пир + Ро + Би + Мг	2,7	3,5
63-9	То же	3,3	18,8
63-8	»	2,8	6,5
63-7	»	3,6	2,0
	Бластокатаклазиты		
63-6	Пл + Кв + Би + Амф	5,0	1,9
	Бластомилониты		
63-5	Кв + Пл + Би + Скап + Карб + Му	2,8	4,8
	Разрез № 64 (76,40 км)		
	Бластокатаклазиты		
64-9	Кв + Пл + Би + Эп + Карб	4,9	7,7
64-8	То же	0	2,1
64-7	Кв + Пл + Би + Му + Хл + Карб + + Скап	1,0	2,0
64-6	То же	3,4	4,6
64-5	Кв + Пл + Му + Хл + Карб + Скап	0	8,7
	Бластомилониты		
64-13	Кв + Алб + Хл + Карб + Пп	2,0	5,4
	Разрез № 73 (84,0 км)		
	Эндербиты		
73-8	Пл + Кв + Пир + Би + Мг	2,1	2,5

1	2	3	4
	Бластокатаклазиты		
73-7	Пл + Кв + Би + Карб + Скап + Мг	1,4	1,0
73-2	Пл + Кв + Би + Карб + Скап + + Му + Хл	0	3,3
73-1	Кв + Алб + Хл + Карб	0	0,8

ходной породой здесь возрастают содержания К (более чем в 4 раза), Si и снижаются Al, Fe, Mg, Ca (более чем в 2 раза), Na. Иными словами, это внешняя зона, где проявлен K-Si метасоматоз с вытеснением этими элементами оснований, Na и Al.

Центральная часть зоны сложена бластомилонитами, в которых накапливаются (по сравнению с исходным эндрбитом; см. табл. 3) Na и Si, в отдельных прослоях, обогащенных Би и Му, также К. Однако, судя по геохимическим пробам (см. табл. 4), привнос Na довольно существен с одновременным снижением содержания К. Из породы выносятся Al, Fe, Mg, Ca, которые переносятся растворами вверх по зоне, или же рассеиваются во вмещающих породах, фиксируясь в прожилках Би, Хл, Эп, Карб и т. д. При определенных геолого-структурных условиях эти элементы могут осаждаться в более локальных зонах, образуя метасоматические тела базификатов, как это имеет место на разрезе № 60. Здесь среди Кв-Шш-Би бластомилонитов отмечаются тела массивных или слабо сланцеватых пород темно-зеленого цвета, обычно приуроченных к контакту с бластокатаклазитами. Состав: Ро, Би (Би → Ро), реже Пл₃₀₋₃₂ и Кв (3—5%), Пир (Амф → Пир), акцессорные представлены Ап и Сф. По составу они весьма близки базификатам, описанным З. И. Петровой и В. И. Левицким [1984].

При формировании бластомилонитов выносятся в значительных количествах Ni (более 80%), Co, Sn, Sc, Cr (почти 90%), V (более 60%) и в меньшей мере Sr, незначительно увеличивается содержание Li. Ситуация аналогична той, которая была описана и для K-Si метасоматоза выше, т. е. преобладает тенденция выноса всех рудных элементов. В промежуточной зоне, сложенной бластокатаклазитами, частично накапливаются Рь и РЬ, все остальные рудные и рассеянные элементы выносятся (см. табл. 4), но в меньших количествах по сравнению с центральной зоной.

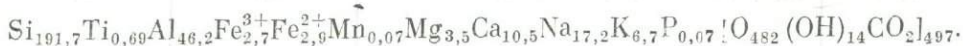
В ряду эндрбит — бластокатаклазит — бластомилонит снижаются соотношения K/Rb, Cr/V, Ni/Co, FeO/Fe₂O₃, подчеркивающие специфику процесса мобилизации типоморфных рудных компонентов на фоне нарастания P_{O₂} с усилением степени преобразования породы в тектоните. В силу проявления K метасоматоза и выноса оснований, в промежуточной зоне отношение Rb/Sr увеличивается более чем в 2 раза (см. табл. 4).

Как и в предыдущем случае, однозначно устанавливается незначительный вынос урана из тектонитов, более 70% тория извлекается уже на ранних стадиях преобразования пород (см. табл. 5).

Таким образом, на основании петрографических и геохимических данных мы приходим к выводу о том, что наряду с отчетливой тенденцией переноса большого числа компонентов по восстанию тектонической зоны частично проявляется процесс осаждения некоторых компонентов на контакте бластомилонитов и бластокатаклазитов и в меньшей мере — в окружающих породах.

Процесс Ca—Fe метасоматоза по эндрбитам выявлен в разрезе № 61 (см. табл. 3, рис. 2).

Формульный состав эндрбита и бластомилонита по нему таков:
Эндрбит, проба № 61-8, $\sigma = 2,68 \text{ г/см}^3$.



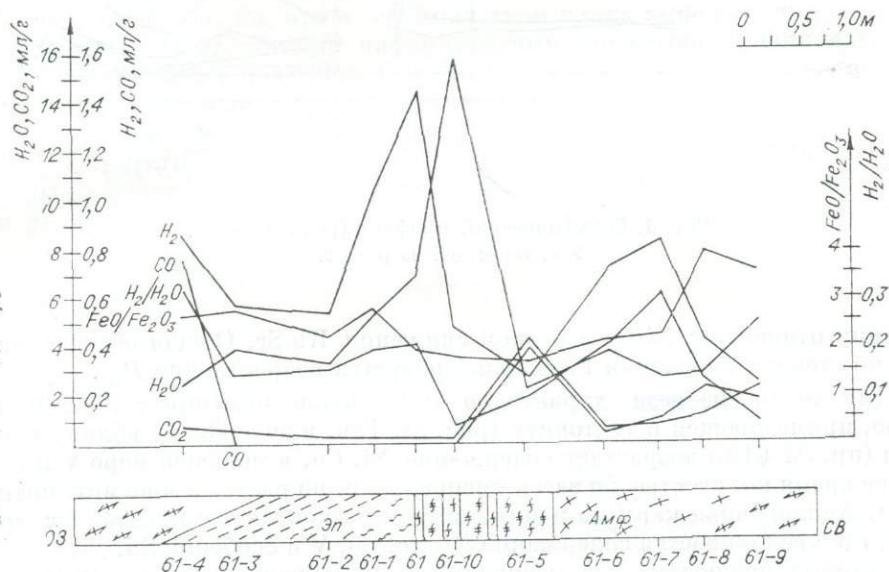
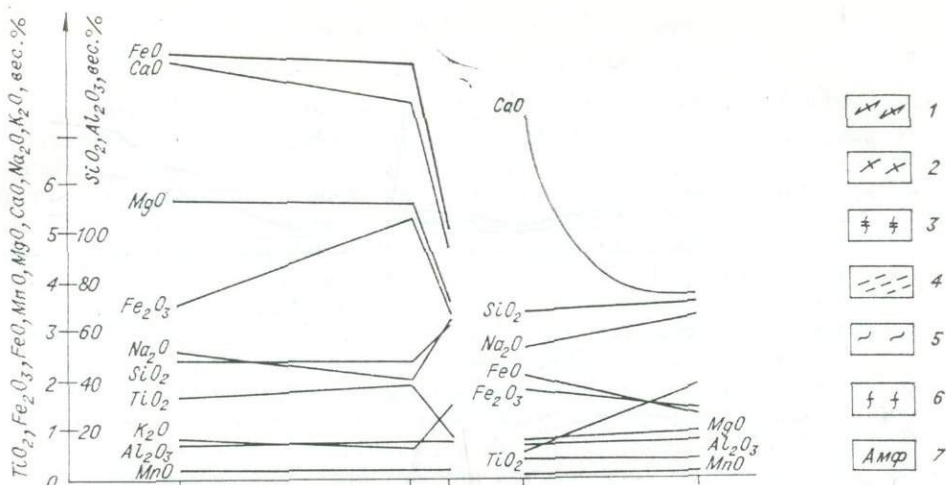
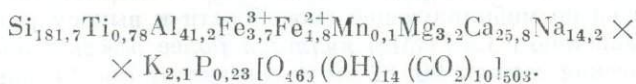


Рис. 2. Флюидно-петрохимический профиль (разрез № 61).

1 — эндербиты; 2 — эндербиты с Би → Пир; 3 — Кв-Пш-Би blastomilonиты; 4 — Амф-Пир-Пл кристаллосланцы; 5 — кристаллосланцы с Амф → Пир; 6 — кристаллосланцы милонитизированные; 7 — амфиболизация.

Бластомилонит, проба № 61-5, $\sigma = 2,73 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}$.



В бластомилоните более чем в 2 раза возрастает количество Ca и в 1,5 раза Fe, выносятся Si, Al, Na, K, содержания остальных элементов колеблются в небольших пределах и по сути не меняются. Процесс проявляется главным образом в развитии ассоциации Кар + Эп и увеличении количества Ап. Хотя количество геохимических проб по этой зоне невелико, но общие тенденции преобразования пород просматриваются достаточно однозначно. Вынос из бластомилонитов Na, K, Li, Rb и менее Pb обуславливает их частичное накопление в промежуточной зоне blastokataklитов; Ni и Co выносятся из обеих зон в значительных количествах (более 50%), для Cr, Sc, V содержания остаются практически неизменными или изменяются крайне незначительно. В тектониты в существенных количествах привносятся Sr (рост более чем в 2 раза), V (в 1,5 раза) при воз-

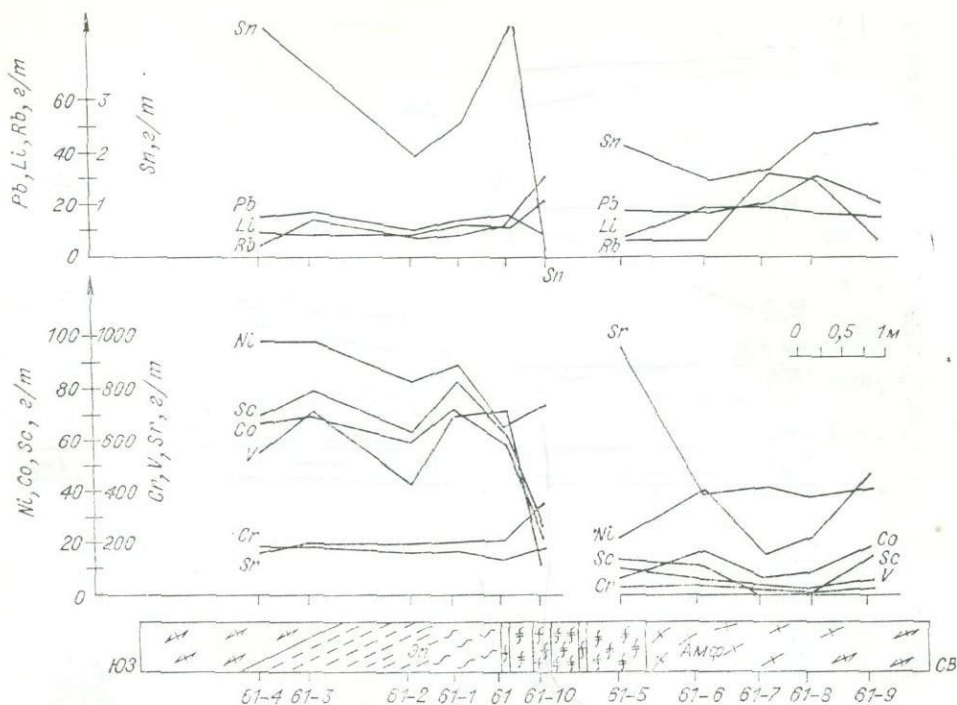


Рис. 3. Геохимический профиль (разрез № 61).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

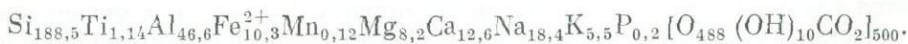
растании отношения Ni/Co и резком снижении Rb/Sr. Общая обстановка, судя по степени окисления Fe, характеризуется возрастанием P_{O_2} .

Для этого разреза характерно накопление некоторых элементов в зоне, примыкающей к тектониту (рис. 3). Так, в эндербитах вблизи контакта (пр. № 61-6) возрастает содержание Ni, Co, в меньшей мере V и Sc, в то же время количество Sn здесь уменьшается, но растет в зоне милонитизации. Аналогичная картина наблюдается и на контакте с кристаллосланцами, где увеличивается содержание Ni, Sc, Co, V и особенно Sn. Для приконтактных эндербитов, где зафиксировано повышение содержания вышеуказанных элементов, характерно замещение Би → Пир, а затем Амф → Би. Таким образом, однозначно устанавливается накопление ряда компонентов в приконтактной зоне тектонита, где протекали процессы Ca-Fe метасоматоза, идущие с вытеснением щелочей основаниями.

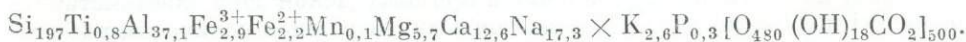
Если сравнить данные о массопереносе по этой зоне с описанными выше, то мы приходим к однозначному выводу о том, что кремний-щелочной метасоматоз по мобилизующей способности к выносу рудных компонентов по сравнению с Ca-Fe(Mg) является более эффективным.

Тектоническая зона на 90, 82 км по характеру преобразования может быть отнесена к типу, где проявлен привнос SiO_2 (рис. 4).

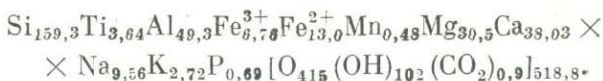
Формула эндербита в расчете на 10000 Å, проба № 58-11, $\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$.



Формула кварц-полевошпатово-биотитового blastsмилонита, проба № 58-7, $\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$.



Формула амфиболового метасоматита, проба № 58-7-1, $\sigma = 3,0 \text{ г/см}^3$ (плотность амфиболита взята из работы [Физические свойства..., 1976]).



Развитие бластомилонита по эндрбиту в этих условиях сопровождается существенным выносом из породы Al, Fe, K и в меньшей мере Mg. Как указывалось при геологическом описании этой зоны, в ней отмечаются тела Эп-Ро метасоматитов, относимых к базификатам. По сравнению с бластомилонитами и бластокатаклазитами, по которым они развиваются, в них резко понижены содержания Si и Na и возрастают количества Ti, Al, Fe (в 4 раза), Mg (примерно в 5 раз), Ca (в 2,5 раза), P, F и практически без изменения количество K. Таким образом, в базификатах, с одной стороны, накапливаются элементы, выносимые из тектонитов при их преобразовании, а с другой, вероятно, и из более глубинного источника.

Рудные и рассеянные элементы с развитием бластомилонитов испытывают тенденцию к выносу из породы Rb, V, Cr, Sn, Pb, Co и Ni, во вновь образованной породе накапливаются Sc, Li, Sr (рис. 5). Иными словами, наблюдается тенденция, свойственная кремниевому метасоматозу. Однако она осложняется частичным поступлением Ca и связанным с этим образованием Карб, Эп, Ро, что в геохимическом плане выражается в снижении отношения Rb/Sr. Весьма информативным показателем направленности процесса является поведение U и Th. В отличие от кремний-щелочного метасоматоза в данном случае значительного выноса U, а тем более Th, не наблюдается (см. табл. 5).

Тектониты переходного типа со Скап, Карб и Му по эндрбитами изучены на разрезе № 63 (см. табл. 4, рис. 6). Особенности их формирования и углекисло-хлоридный (?) тип флюидов повлияли на перераспределение

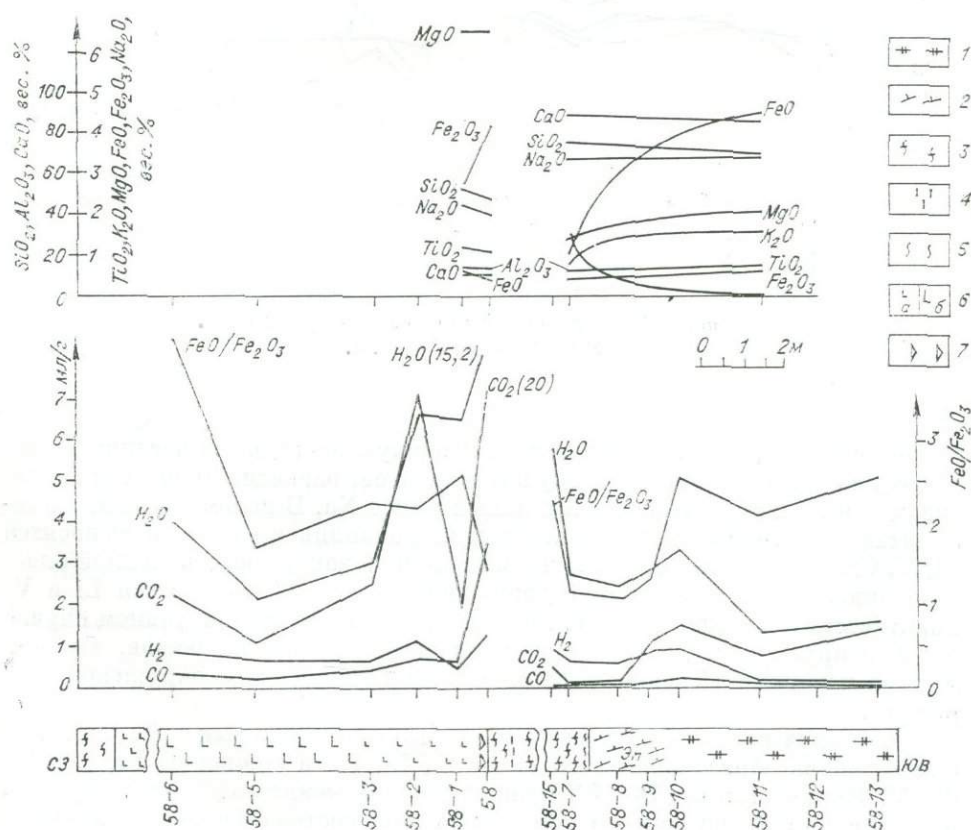


Рис. 4. Флюидно-петрохимический профиль (разрез № 58).

1 — эндрбиты; 2 — эндрбиты с Амф → Пир, Би → Пир; 3 — Кв-Пш-Ви-бластомилониты; 4 — кристаллосланцы милонитизированные; 5 — метасоматиты Эп-Амф; 6 — диабазы мелко- (а) и средне-зернистые (б); 7 — катаклаз.

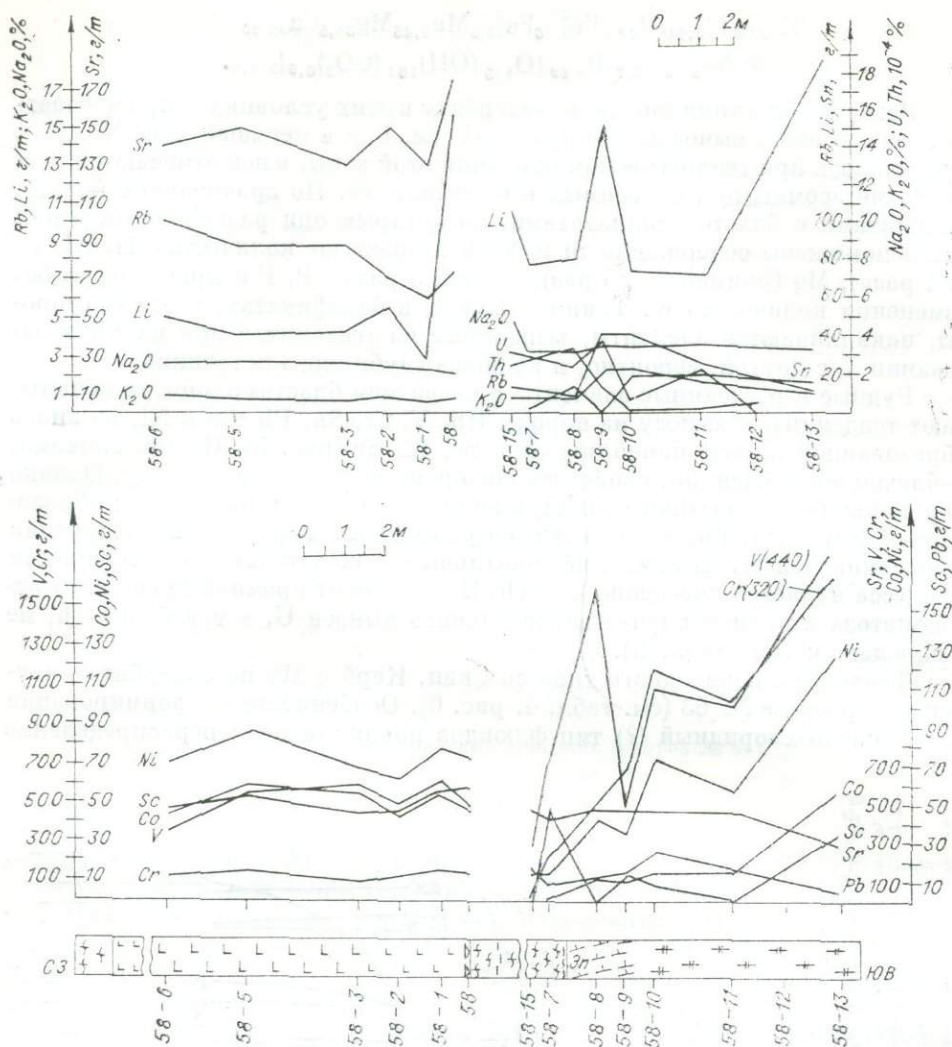


Рис. 5. Геохимический профиль (разрез № 58).

Усл. обозн. см. на рис. 4.

петрогенных и рудных компонентов. В первую очередь это частичный вынос К из бластомилонитов в зону катаклазитов, развитие процессов биотитизации и за счет этого незначительный вынос Na. В целом же в бластомилонитах в незначительных количествах накапливается Sr, а выносятся Li, V, Cr, Sc, Sn, Pb, Co, Ni. В промежуточной зоне, представленной бластокатаклазитами, возрастает содержание Rb, Cr, Ni, снижается Li и V, практически не изменяется Sc, Sn, Co. Таким образом, и в данном случае мы фиксируем частичное концентрирование рудных элементов, выносимых из центральной зоны, в ее бластокатакластическом окружении (см. рис. 6).

Катаклаз контактов дайки диабаз приводит к повышению содержания во вновь образованном тектоните К, Li, Rb и снижению Sc, Co, Ni, Fe, V. Количество Cr, Sn, Pb практически не меняется. Таким образом, развитие тектонитов по двум породам разного состава (эндербиту и диабазу) приводит к качественно иным изменениям их состава. Это, в частности, выражается в различном поведении К, выносе его из эндербитов и привносе в диабазы, хотя в обоих случаях в тектонитах снижается содержание Sc, Ni, Fe, V, Co.

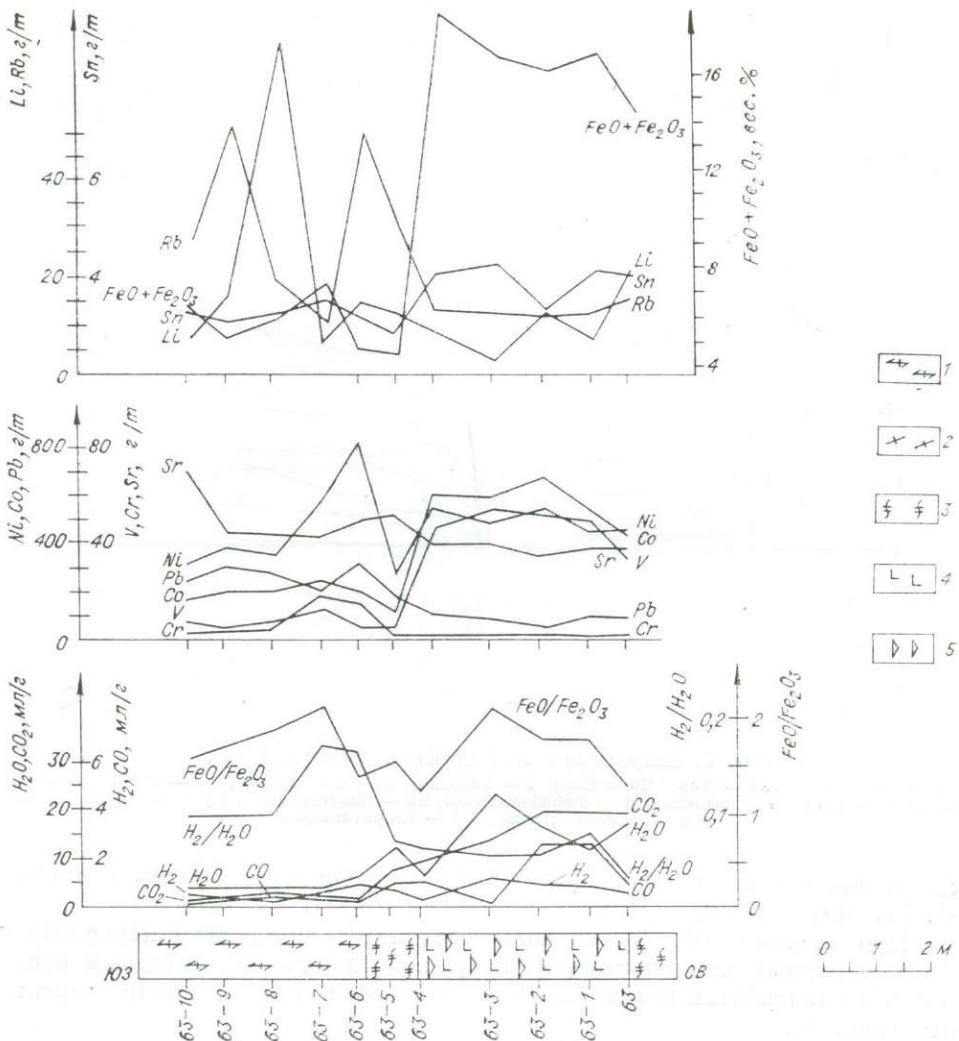


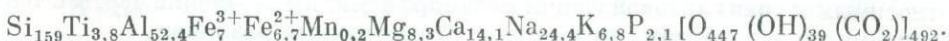
Рис. 6. Флюидно-геохимический профиль (разрез № 63).

1 — эндербиты; 2 — эндербиты с Амф → Пир, Би → Пир; 3 — Кв-Пш-Би-Карб-Спап blastsмилониты; 4 — диабазы; 5 — катаклазы.

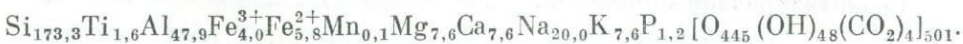
Тектоническая зона № 64 с зеленосланцевым типом вновь образованных по эндербитам пород характеризуется целым рядом особенностей (рис. 7).

Судя по анализам (см. табл. 3), в тектониты в значительных количествах поступают лишь Са и CO_2 , в меньшей мере Mg и K, при этом выносятся Na, Al, Ti, P, Fe (?), практически без изменения остается содержание K.

Формула амфиболитизированного эндербита, проба 64-9, $\sigma = 2,73 \text{ г/см}^3$.



Формула мусковитизированного эндербита на контакте со сланцами, проба № 64-5, $\sigma = 2,68 \text{ г/см}^3$.



Формулы кварц-альбит-хлорит-мусковит-карбонатного сланца, проба № 64-13, $\sigma = 2,68 \text{ г/см}^3$.



Как и в других случаях, отмечается частичный вынос петрогенных компонентов из blastsмилонитов в окружающие катаклазированные и мус-

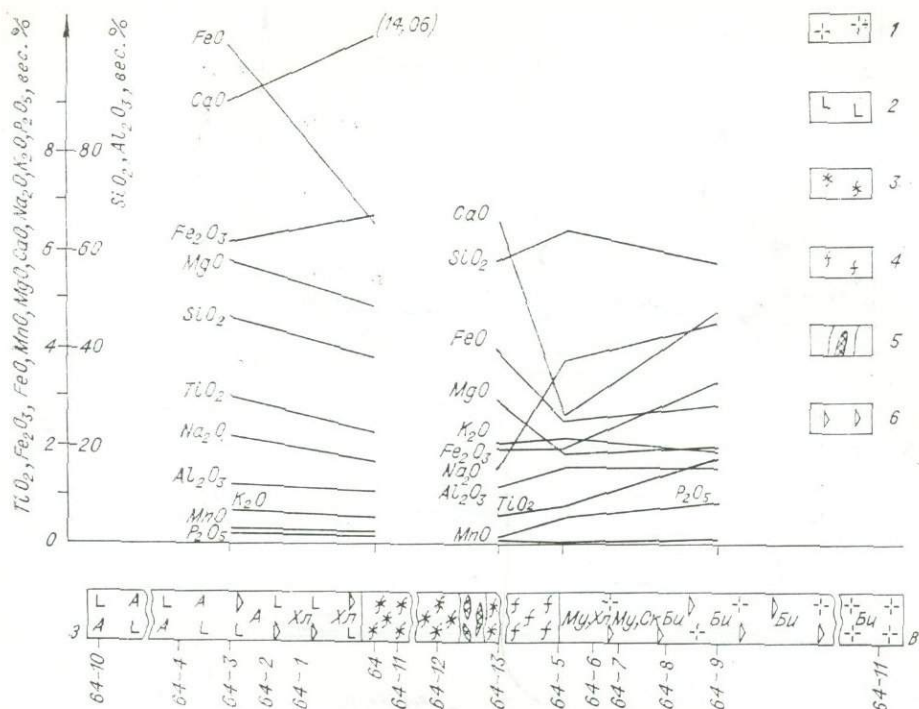


Рис. 7. Петрохимический профиль (разрез № 64).

1 — андербиты с Амф → Пир, Би → Пир; 2 — диабазы; 3 — Хл сланцы, 4 — Му-Хл сланцы; 5 — Кв-Карб жилы; 6 — катаклаз; А — амфиболитизация, Би — биотитизация, Му — мусковитизация; Ск — скаполитизация, Хл — хлоритизация.

ковитизированные андербиты (Si, K). Здесь же снижаются содержания Ti, Al, Fe, Mg, Na, Ca.

Проявление Ca-Mg углекислого метасоматоза приводит к перераспределению рудных компонентов, но отсутствие данных по исходным неизмененным андербитам (см. табл. 3) делает такое сопоставление некорректным (рис. 8).

В какой-то мере этот пробел может быть восполнен за счет данных по разрезу № 73, где бластокатаклазиты Кв + Алб + Хл + Карб — состава развиты по андербитам (см. табл. 4, 5). В наиболее зрелых тектонитах, слагающих центральную зону, происходила накопление Na, K, Li, Rb и вынос Sr, V, Cr, Sc, Pb, Co и Ni, что характерно и для более высокотемпературных зон со щелочным типом метасоматических преобразований. В промежуточных бластокалаклазитах накапливаются Na, K, Li, Rb, но выносятся Sr, V, Cr, Sc, Co, что во многом сближает их с бластомилонитами и говорит о достаточно высокой степени преобразования пород в окружающем центральную часть зоны пространстве.

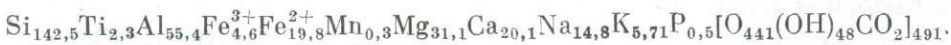
Тектониты по породам основного состава (кристаллосланцы, диабазы), относимым к гранулитовой фации метаморфизма, имеют общие черты с тектонитами по андербитам, но иногда и существенные различия.

Би-Амф бластомилониты (БТМ) по слабо гранитизированным кристаллосланцам описаны в разрезе № 49 (см. табл. 3, рис. 9, 10).

Гранитизированный кристаллосланец, проба № 49-34, $\sigma = 2,93 \text{ г/см}^3$.



Биотит-амфиболовый бластомилонит, проба + 49-18, $\sigma = 2,82 \text{ г/см}^3$.



В данном случае проявлен K-Al метасоматоз с выносом из вновь образованного тектонита Si, Fe, Mg, Ca, Na и значительным повышением степени окисления Fe в минералах (см. табл. 3).

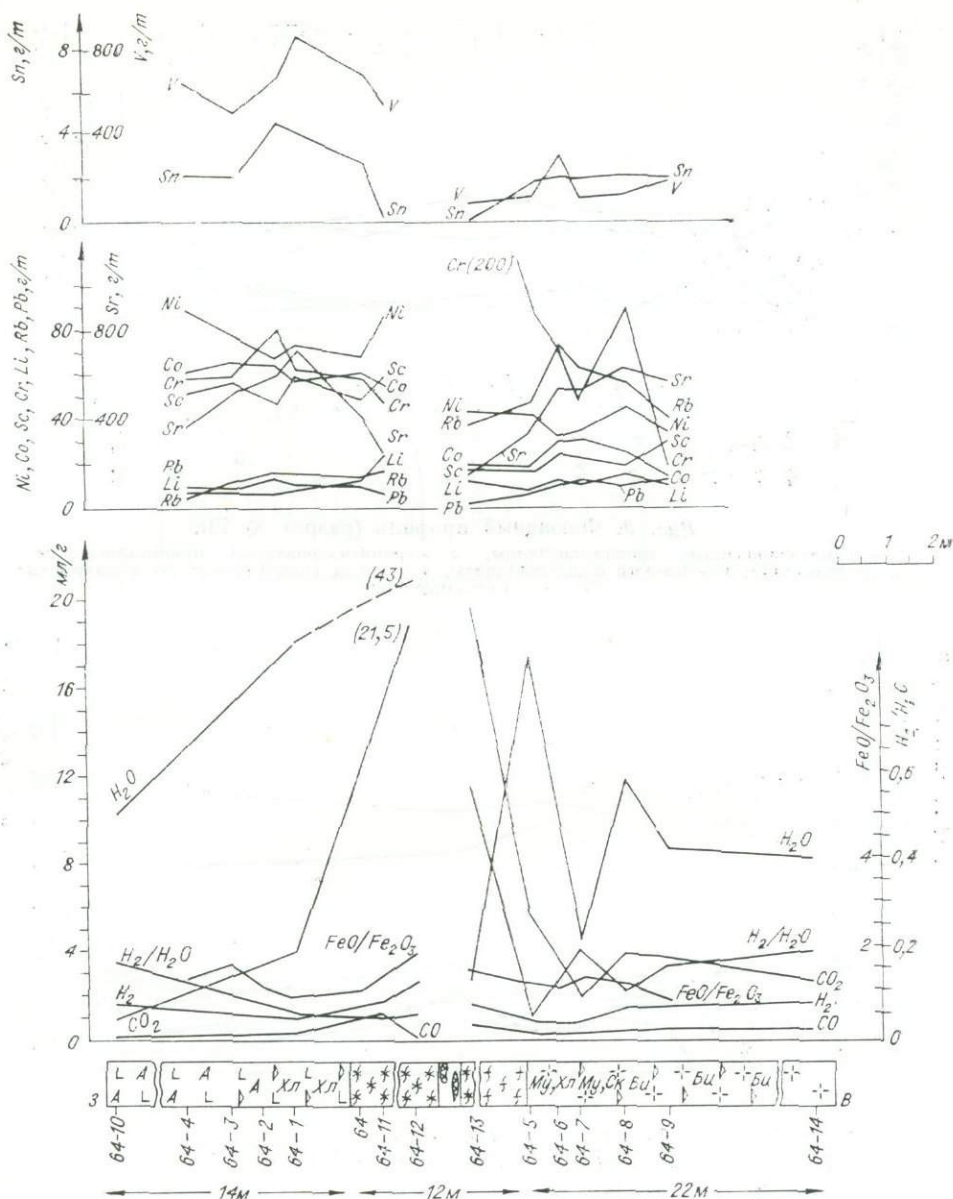


Рис. 8. Флюидно-геохимический профиль (разрез № 64).
Усл. обозн. см. на рис. 7.

В БТМ возрастают содержания Li, Rb, Ni, Co и незначительно V, Sc, Pb, снижаются — Sr и Cr.

В промежуточную зону БТК, по отношению к исходному кристаллосланцу, происходят привнос K, Li, Rb, Sc, Pb и вынос Cr и Ni при неизменности содержаний Sr, V, Co. Таким образом, в зоне БТК происходит одновременно несколько процессов: вынос компонентов при бластокатаклазе породы, привнос транзитных компонентов и компонентов, выносимых из зоны БТМ, что создает в зависимости от степени проявления одного из этих трех процессов сложную картину массопереноса, не столь однозначно трактуемую, как для зоны БТМ.

Для этой зоны характерно, что процесс Амф + Би → Пир сопровождается выносом Cr, в то время как содержания V, Co, Ni, Sc меняются мало. Это указывает на эквивалентную изоморфную емкость в отношении данных элементов у Пир, Амф и Би. В БТМ по сравнению с эндерби-

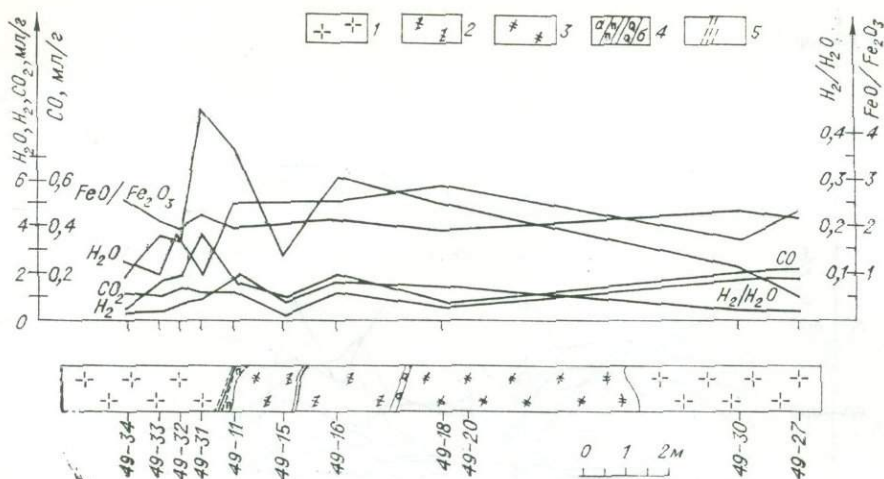


Рис. 9. Флюидный профиль (разрез № 49).

1 — гранитизированные кристаллосланцы; 2 — гранитизированные кристаллосланцы разнгейсованные; 3 — Би-Амф blastsмилониты; 4 — жилы пегматитовые (а) и кварцевые (б); 5 — расслацевание.

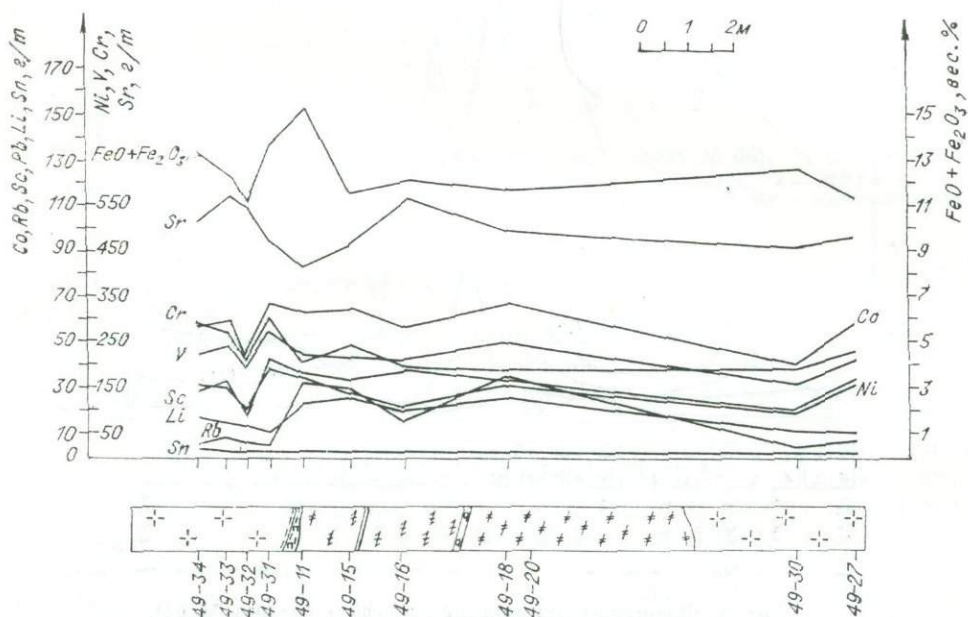


Рис. 10. Геохимический профиль (разрез № 49).

Усл. обозн. см. на рис. 9.

тами уменьшается отношение Cr/V , отображая ту же тенденцию снижения изоморфной емкости Амф и Би в отношении Cr по сравнению с Пир.

В направлении кристаллосланец \rightarrow БТК \rightarrow БТМ происходит снижение содержания U (соответственно 1,9; 1,2 и $0,8 \times 10^{-4}\%$), что однозначно указывает на его вынос по мере развития процесса. Обратная зависимость характерна для Th, когда в эндебитах его количества минимальны, а в БТК — максимальны (см. табл. 5). Таким образом, при K-Al типе метасоматоза поведение U и Th диаметрально противоположно, а почти трехкратное накопление Th в промежуточной зоне указывает на привнос его в тектонит извне, возможно и из эндебитов.

Судя по аналитическим данным (табл. 6), на разрезе № 60 БТМ по кристаллосланцам образовались при участии Si-Na-K-Fe(?) -CO_2 метасоматоза.

Химический состав кристаллосланцев и тектонитов, вес. %

Компонент	Разрез № 66 (93,75 км)		Разрез № 61 (85,7 км)				Разрез № 60 (90 км)		Разрез № 75 (120 км)		
	66-7	66-11	61-11	61-4	61	61-10	60-13	60-16	75-2	75-8	75-9
SiO ₂	45,84	45,10	50,22	48,23	47,60	60,18	48,48	50,00	43,10	42,12	46,17
TiO ₂	1,30	0,90	1,88	1,68	1,86	0,87	1,00	0,83	4,44	3,35	0,47
Al ₂ O ₃	13,75	12,40	13,40	14,22	14,60	15,20	16,60	13,75	12,50	12,05	12,05
Fe ₂ O ₃	5,81	5,57	3,86	3,58	5,49	3,23	1,16	2,75	4,58	5,78	1,95
FeO	9,85	6,88	12,21	10,73	10,45	4,95	9,63	9,03	16,01	12,54	7,43
MnO	0,21	0,25	0,25	0,20	0,22	0,15	0,19	0,24	0,30	0,29	0,18
MgO	8,19	6,45	5,02	5,64	5,57	3,52	8,05	6,82	4,32	4,45	9,66
CaO	9,89	6,78	9,27	10,45	9,69	4,50	11,07	10,58	8,72	9,31	10,31
Na ₂ O	1,93	0,77	2,17	2,65	1,89	3,23	1,94	2,44	1,61	0,93	2,81
K ₂ O	0,53	4,75	0,86	0,72	0,61	1,50	0,33	0,33	1,30	2,69	0,43
P ₂ O ₅	0,08	0,10	0,19	0,21	0,23	0,06	0,07	0,08	0,19	0,11	0,05
H ₂ O ⁺	1,58	4,49	0,28	1,32	1,86	2,23	1,00	1,41	2,42	3,38	4,19
CO ₂	0,99	5,01	0,66	0,39	0,17	0,22	0,66	2,04	0,55	3,19	3,96
H ₂ O ⁻	0,20	0,67	0,05	0,05	0,13	0,22	0,08	0,17	0,13	0,30	0,35
Σ	100,12	100,19	100,32	100,07	100,37	100,10	100,26	100,47	100,35	100,49	100,01
F, %	0,135	0,044	0,032	0,040	0,023	0,035	0,014	0,008	0,090	0,090	0,055
Ац, мг/т	2,4	1,9	2,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,2	3,2	3,6	Не обн.	2,0
f	65,66	65,87	76,20	71,72	74,11	69,90	57,12	53,33	82,66	80,46	49,26
FeO/Fe ₂ O ₃	1,70	1,24	3,16	3,00	1,90	1,53	8,30	3,28	3,50	2,17	3,81

Примечание. 66-7 — роговообманково-двупироксен-плагноклазовый кристаллосланец (Пл₅₀₋₅₄ — 50, Пир — 25, Ро — 10 — 15, Рудн — 3 %); 61-11 — blastsмило-нит (Бм — 40—45, Пл + Кв — 40—45, Карб — 10%); 61-11 — роговообманково-двупироксен-плагноклазовый кристаллосланец (Пл₅₀₋₅₃ — 60, Пир — 35, Ро — 3%, Рудн); 61-4 и 61 — blastокатаклазиты (Ро — 60—65, Пл — 35—40%, Рудн, Эп, Кв); 61-10 — blastsмило-нит (Кв + Пл — 50, Би — 40—45, Ро — 5%, Карб, Эп, Рудн); 60-13 — роговообманково-двупироксен-плагноклазовый кристаллосланец (Пл₅₀₋₅₇ — 60, Пир — 30, Ро — 10%, Рудн); 60-16 — blastsмило-нит (Ро — 60, Пл — 40%, Кв, Карб, Би, Рудн); 75-2 — пироксен-амфибол-плагноклазовый кристаллосланец (Пл — 20, Пир — 30, Ро — 40%, Би, Рудн); 75-8 — blastокатаклазит (Кв + Пл — 15, Ро — 65, Би — 8—10, Карб — 7—10%, Рудн); 75-9 — blastsмило-нит (Ро — 80—85, Карб — 5, Кв + Пл — 10% (Хл, Би, Рудн), Аналитики А, И, Курбатова, Г, А, Кравченко, ИЗК СО АН СССР

№ пробы	Название и состав породы	L	Na ₂ O	K ₂ O	Li	Rb	Sr	V	Cr
Разрез № 60 (90 км)									
60-13	Кристаллосланец некатаклизированный Пл + МПир + РПир + + Ро + Мг	—	2,16	0,33	4,1	7,3	200	180	140
60-14	Бластокатаклизит Пл + Ро + Би + + Карб + Эп	—	2,31	0,94	5,1	15	240	420	150
60-15	Бластомилониты Пл + Ро + Карб + + Би + Мг	—	1,63	0,91	8,7	13	130	450	110
60-16	Пл + Ро + Карб	—	1,54	0,36	9,7	2,3	300	340	110
Разрез № 61 (85,7 км)									
61-4	Катаклизированные кристаллосланцы Пл + Пир + Амф _I + + Амф _{II}	2,0	2,55	0,84	9,1	4,7	170	550	190
61-3	Амф _{III} + Би + Мг	1,5	2,53	0,62	8,1	14	200	710	190
61-2	Пл + Амф _I + Амф _{II} + + Би + Эп + Мг	1,0	2,32	0,59	10	7,1	200	430	170
61-1	То же	0,4	2,28	0,56	12	9,4	210	720	180
61	»	0	2,37	0,57	11	12	220	720	140
61-10	Бластомилонит Пл + Би + Кв	—	3,29	1,48	23	31	370	130	190
Разрез № 66 (93,75 км)									
66-6	Пир + Пл + Ро + + Амф _{III} + Кпш + + Карб	4,5	2,45	0,82	3,5	15	160	330	320
66-7	То же	3,1	2,38	0,80	6,4	7,4	120	410	390
66-8	Пл + Пир + Ро + + Амф _{III} + Би + + Карб + Мг	2,3	3,80	0,54	7,3	5,4	320	440	320
66-9	Пл + Пир + Ро + + Мг + Карб	1,5	2,38	0,59	4,7	8,0	150	460	460
66-10	Пл + Ро + Амф _{II} + + Амф _{III} + Би + + Эп + Карб + Мг	0,2	2,42	0,63	8,3	11	200	580	300
66-11	Бластомилонит Пл + Би + Карб	—	0,84	4,62	66	200	370	240	180
Разрез № 75 (120 км)									
75-2	Пл + Амф _I + Амф _{II} + + Пир + Би + Мг	0,8	1,81	1,31	10	19	92	550	—
75-1	Пл + Амф _I + Амф _{II} + + Би + Пир + + Мг + Эп	0,6	1,68	1,36	12	20	90	500	—
75	То же	0,2	1,28	1,82	11	32	64	510	—
75-8	Бластокатаклизит Кв + Амф _I + Амф _{II} + + Карб + Би + Мг	0	1,09	2,6	15	88	130	440	23
75-9	Бластомилонит Кв + Би + Акт + + Карб	—	3,0	0,56	17	16	200	140	510

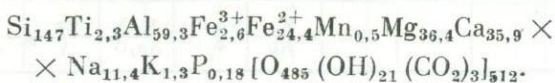
Примечание. Амф_I — роговая обманка буровато-зеленая, — 2V = 56—58 при Ng = манка синевато-зеленая, — 2V от 65—66 до 70, Ng = 1,681, Nm = 1,671, Амф_{III} — актинолитоволец, ИЗК СО АН СССР.

кристаллосланцев и тектонитов

Sc	Sn	Pb	Co	Ni	ΣFe	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Na_2O+K_2O}{Na_2O}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{Rb}{Sr}$	
Разрез № 60 (90 км)												
49	—	—	49	150	10,56	375	2,49	0,15	0,78	3,06	3,06	0,037
82	—	5,5	68	100	14,75	520	3,25	0,41	0,36	1,47	2,67	0,063
85	1,4	1,9	70	100	14,52	581	2,54	0,59	0,24	1,43	3,16	0,100
68	—	2,8	48	88	11,67	1299	2,90	0,14	0,32	1,83	3,09	0,008
Разрез 61 (85,7 км)												
69	4,4	15	66	98	14,84	1483	3,39	0,33	0,35	1,49	2,67	0,028
79	3,5	17	69	98	15,13	368	3,15	0,25	0,27	1,42	2,92	0,070
68	1,9	10	59	83	13,96	690	2,91	0,25	0,40	1,41	2,23	0,036
83	2,6	14	72	89	13,98	494	2,84	0,25	0,25	1,24	2,69	0,045
63	4,6	16	59	63	16,91	394	2,94	0,24	0,19	1,07	2,0	0,055
26	—	6,9	23	74	8,12	396	4,77	0,45	1,46	3,22	1,78	0,084
Разрез № 66 (93,75 км)												
59	—	—	76	200	15,25	454	3,27	0,33	0,97	2,63	1,69	0,042
76	—	—	65	160	15,80	897	3,18	0,34	0,95	2,46	1,49	0,062
68	1,6	1,9	72	180	11,10	830	4,34	0,14	0,76	2,50	2,26	0,017
96	—	—	110	290	14,48	612	2,97	0,25	1,15	2,64	1,63	0,053
74	1,7	4,0	72	140	17,94	475	3,05	0,26	0,52	1,94	1,03	0,055
50	—	2,9	45	100	12,36	192	5,46	5,5	0,75	2,22	1,33	0,541
Разрез № 75 (120 км)												
81	8,3	10	64	—	25,0	572	3,12	0,72	—	—	1,99	0,207
69	6,6	10	63	—	25,55	564	3,04	0,81	—	—	1,51	0,222
91	6,3	7,6	68	—	25,96	472	3,10	1,42	—	—	1,71	0,500
55	2,7	7,4	52	14	18,79	245	3,69	2,39	0,052	0,27	2,14	0,677
33	—	2,0	36	100	9,31	288	3,56	0,19	3,64	2,78	3,27	0,080

= 1,690, $Np = 1,674$; $-2V = 63$ при $Ng = 1,702$, $Nm = 1,699$, $Np = 1,679$; Амф_{II} — роговая об-
го ряда, $-2V = 85$, $cNg = -15$, $Ng = 1,662$. Аналитики Т. А. Ляхно, Т. И. Елизарьева, Т. П. Во-

Формула роговообманково-двупироксен-плагноклазового кристалло-сланца в расчете на 10000 Å, проба N 60-13, $\sigma = 3,03$ г/см³.



Формула амфибол-плагноклазового бластомилонита, проба № 60-16, $\sigma = 3,03$ г/см³.

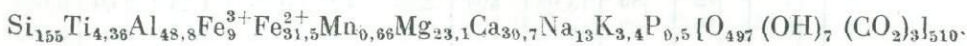


Сопоставление двух типов пород однозначно указывает на привнос в тектонит Si, Na, K, CO₂, проблематично Fe и вынос из него Al, Mg, Ca. Это находит выражение в раскислении Пл, появлении Кв, Би, Карб на фоне резкого снижения уровня окисленности Fe в минералах (в 2,5 раза). При этом по данным анализов выделяются два типа БТМ: для одних характерно более высокое содержание K, Rb, V, Sc, Sn, Co, а для вторых — Li, Sr, Pb при одинаковом количестве Na и Cr и одинаковой степени окисления железа в минералах (табл. 7).

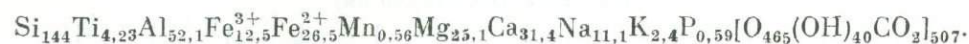
Формирование Si-Al-K-Na метасоматитов в тектонической зоне по основным кристаллосланцам установлено в зоне № 61 (см. рис. 2, табл. 6).

Смена Ро + Пл + 2Пир парагенезиса Кв — Пл — Би обусловлена существенным привнесом в тектоническую зону Si, Al, K, Na, H₂O и выносом Ti, Fe, Mg, Ca, P, CO₂.

Формула неизмененного кристаллосланца, проба № 61-11, $\sigma = 3,09$ г/см³.



Формула катаклазированного амфиболизированного кристаллосланца, проба № 61, $\sigma = 3,03$ г/см³.



Формула биотитового бластомилонита, проба № 61-10, $\sigma = 2,90$ г/см³.



В БТК (Ро, Пл ± Кв) в силу неравномерности проявления метасоматических процессов, в основном вдоль прожилков и зонах трещиноватости, направленность изменения химического состава породы иногда выражена не столь однозначно, хотя тенденция возрастания содержаний Al, Mg и Ca (иногда Na), H₂O устанавливается достаточно полно (см. табл. 6). Иными словами, как это подчеркивалось выше, в БТК происходят накопление части компонентов, вынесенных из БТМ (Mg, Ca), и привнос тех, которые определяют стиль метасоматоза в стержневой зоне (Al, Na). Формирование БТМ (Пл + Би + Кв) характеризуется накоплением Li, Rb, Sr и значительным снижением содержаний Fe, V, Sc, Pb, Co и в меньшей мере Ni, количество Sr в породе практически не меняется. Растут отношения K/Na, Cr/V, Ni/Co, Rb/Sr, подчеркивающие преимущественно накопление Cr, Ni и Rb в Би на фоне значительного снижения степени окисленности Fe, что указывает на уменьшение P_O в ходе метасоматического преобразования тектонитов.

Характерным примером чисто Ca метасоматоза по диабазам с формированием в тектонитах хлоритовых сланцев с высоким содержанием Карб (до 10%) является разрез № 64 (76,4 км) (табл. 8).

Формула амфиболизированного диабаза, проба № 64-3, $\sigma = 3,05$ г/см³.

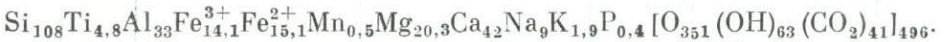


Химический состав дайковых базитов Юго-Западного Прибайкалья, вес. %

Компонент	Разрез № 64 (76,4 км)		Разрез № 91 (пос. Листвянка)	
	64-3	64	91	91-1
SiO ₂	46,56	38,90	46,34	45,18
TiO ₂	3,01	2,31	2,81	1,36
Al ₂ O ₃	12,55	10,08	13,40	14,80
Fe ₂ O ₃	6,21	6,73	5,87	4,23
FeO	10,16	6,49	9,85	9,93
MnO	0,29	0,23	0,24	0,21
MgO	5,74	4,90	5,93	7,58
CaO	9,10	14,06	9,11	4,85
Na ₂ O	2,20	1,67	2,21	1,93
K ₂ O	0,67	0,53	0,40	0,70
P ₂ O ₅	0,25	0,16	0,20	0,11
H ₂ O ⁺	2,55	3,23	3,33	6,21
CO ₂	0,50	10,84	0,44	2,97
H ₂ O ⁻	0,12	0,18	0,25	0,42
Σ	99,91	100,31	100,38	100,48
F, %	0,06	0,037	0,037	0,042
Au, мг/т	Не опр.	Не опр.	5,0	Не обн.
f	74,04	72,96	72,61	65,13
FeO/Fe ₂ O ₃	1,64	0,96	1,68	2,35

Примечание. 64-3 — blastokataklazit (Ро — 60—65, Алб + Кв — 25, Эп — 5, Рудн — 3%, Хл, Карб); 64 — blastomilonit (Хл — 50, Алб + Кв — 45, Рудн — 3—5%, Эп, Карб, Би); 91 — blastokataklazit (Ро — 60, Пл + Кв — 35, Хл — 3—5, Эп — 3—5%); 91-1 — blastomilonit (Хл — 50, Алб — 40, Карб — 10%, Кв, Эп, Би, Рудн). Аналитики А. И. Курбатова, Г. А. Кравченко.

Формула хлоритового сланца, проба № 64, $\sigma = 2,78 \text{ г/см}^3$.



Процесс сопровождается выносом из БТМ почти всех петрогенных компонентов: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na, K, P и существенным снижением плотности породы (на $0,27 \text{ г/см}^3$). Поскольку количество геохимических проб по этой зоне невелико, то определенно можно говорить об увеличении в БТМ Li и Rb и снижении Sr, в то время как различия в содержаниях других элементов нельзя уверенно признать значимыми.

Для этого разреза характерен Mg-Ca метасоматоз в эндербитах и Ca в диабазах. В обоих случаях метаморфическая дифференциация приводит к обособлению кварцевых жил в БТМ, определяя тем самым высокие уровни зрелости тектонитов.

На разрезе № 58 зона милонитизации развивается по диабазам. Судя по геохимическим пробам (табл. 9), образование Пл + Амф + Карб ассоциаций по Пл + МПир + Би сопровождается отчетливым увеличением содержаний Li, Sr, Sn, Pb и незначительным снижением Na, V, Sc, Cr, Co, практически не изменяясь у K, Rb, Ni. Вообще, для этого БТМ характерен близкий к изохимическому тип метасоматического преобразования породы, когда масштабы перемещения компонентов не столь значимы.

Судя по приведенным аналитическим данным, формирование тектонитов по исходным породам близкого состава сопровождается различными типами вновь образованных синтетектонических метасоматитов, характеризующихся типоморфными наборами минералов и элементов.

Тектониты по породам амфиболитовой фации охарактеризованы силикатными и геохимическими анализами (см. табл. 10, 11), что дает воз-

Геохимическая характеристика дайковых

№ пробы	Название и состав породы	L	Na ₂ O	K ₂ O	Li	Rb	Sr	V	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Разрез № 60 (90 км)									
60-17	Пл + МПир + Ро + + Би + Мг	0,5	2,06	0,68	2,9	13	130	490	250
60-80	То же	1,8	2,23	0,83	2,9	17	120	350	180
60-19	»	1,2	2,23	0,72	2,3	15	100	350	140
Бластомилониты									
60-20	Пл + Ро + Эп	—	2,43	0,65	2,2	7,9	130	300	140
60-21	То же	—	2,45	0,63	3,0	6,8	120	340	160
Разрез № 91 (пос. Листвянка)									
Диабаз катаклазированный									
91	Пл + Ро + Хл + + Эп + Би + Мг	0,8	2,34	0,33	11	5,9	340	520	78
Бластомилонит									
91-1	Пл + Би + Хл + Карб	—	2,12	0,72	28	25	170	280	110
Разрез № 64 (76,4 км)									
Диабаз катаклазированный									
64-4	Пл + Ро + Эп + Мг	4,0	2,66	0,56	7,0	3,8	380	620	59
64-3	То же	2,9	2,21	0,76	6,1	11	520	500	60
64-2	»	2,2	2,14	0,93	5,6	15	600	660	81
64-1	Алб + Хл + Эп + Карб	1,5	2,28	0,89	8,0	15	730	850	62
Бластомилониты									
64	Алб + Кв + Хл + + Эп + Карб + Би	—	1,83	0,70	13	14	420	680	60
64-12	То же	—	2,33	0,61	23	18	240	540	48
Разрез № 74 (132 км)									
Диабаз катаклазированный									
74-2	Пл + Ро + Эп + Мг	2,0	2,28	0,79	8,8	16	440	410	63
71-1	Пл + Ро + Эп + Мг	0,1	1,68	1,59	12	49	360	690	72
Рассланцованный диабаз									
74-8	Пл + Ро + Хл + + Карб + Эп	—	1,68	0,65	11	25	240	420	510
Эпидозит									
74-9	Кв + Эп + Хл + Би	—	1,10	0,64	5,2	22	220	360	140
Разрез № 58 (90,82 км)									
58-6	Пл + МПир + Би	7,8	2,54	0,87	5,1	10	140	500	140
58-5	То же	5,8	2,68	0,64	4,1	8,7	150	620	160
58-3	»	2,9	2,56	0,54	4,2	8,8	130	500	130
58-2	Пл + МПир + Амф	1,8	2,38	0,81	5,5	7,1	150	600	100
58-1	Пл + МПир + Амф	0,8	2,31	0,55	2,8	6,0	130	550	150
Бластомилонит									
58	Пл + Амф + Карб	—	2,10	0,72	16	7,3	180	350	120

базитов Юго-Западного Прибайкалья

Sc	Sn	Pb	Co	Ni	Fe	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Na_2O+K_2O}{K_2O}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{Rb}{Sr}$
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Разрез № 60 (90 км)												
91	1,9	4,3	64	120	12,45	434	2,74	0,33	0,510	1,86	2,68	0,100
60	1,5	4,0	52	91	12,57	405	3,06	0,37	0,514	1,75	2,19	0,142
58	2,0	5,6	48	81	12,37	398	2,95	0,32	0,400	1,69	2,12	0,150
51	1,4	3,1	50	83	12,45	663	3,08	0,27	0,467	1,66	1,77	0,061
60	1,4	5,5	44	72	12,09	252	3,08	0,26	0,471	1,64	1,72	0,057
Разрез № 91 (пос. Липствянка)												
72	—	2,6	71	110	15,73	464	2,67	0,141	0,150	1,55	1,80	0,017
63	—	1,2	72	91	14,25	239	2,85	0,338	0,390	1,26	2,32	0,147
Разрез № 64 (76,4 км)												
52	2,1	8,0	63	89	17,69	1223	3,22	0,21	0,10	1,41	1,39	0,010
56	2,0	9,5	66	78	16,77	573	2,97	0,34	0,12	1,18	1,65	0,021
47	4,6	13	65	68	18,41	515	3,07	0,43	0,12	1,05	1,17	0,025
60	4,1	10	58	74	18,74	492	3,17	0,39	0,07	1,28	0,96	0,021
50	2,8	10	62	69	13,64	445	2,53	0,38	0,09	1,11	1,08	0,033
58	—	6,9	56	87	18,67	281	2,94	0,26	0,09	1,55	1,87	0,075
Разрез № 74 (132 км)												
44	1,8	5,8	44	54	17,20	410	3,07	0,35	0,15	1,23	1,25	0,036
49	1,5	10	60	76	15,32	269	3,27	0,95	0,10	1,27	0,94	0,136
110	—	5,7	100	240	11,34	216	2,33	0,39	1,21	2,40	1,37	0,104
26	4,0	17	10	27	12,23	241	1,74	0,58	0,39	2,70	0,44	0,100
Разрез № 58 (90,82 км)												
59	1,2	3,3	44	71	13,12	7,20	3,41	0,34	0,28	1,61	4,29	0,071
55	1,4	3,5	59	87	13,76	611	3,32	0,24	0,26	1,47	1,68	0,058
44	—	—	55	69	14,33	505	3,10	0,21	0,26	1,25	2,21	0,068
45	—	—	44	63	12,99	947	3,19	0,34	0,17	1,43	2,15	0,047
55	—	—	55	79	13,51	761	2,86	0,24	0,27	1,44	2,59	0,046
46	2,7	20	48	74	12,97	819	2,82	0,34	0,34	1,54	1,35	0,041

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Разрез № 63 (83,825 км)									
	Габбро катаклазированное								
63-4	Пл + Амф + Карб + + Мг	0,1	2,03	0,85	9,1	14	400	480	32
63-3	Пл + Карб + Би + + Скап + Мг	1,4	2,31	0,75	3,7	13	410	550	30
63-2	Пл + Амф + Карб + + Мг	2,4	2,31	0,79	13	13	360	540	35
63-1	То же	3,4	2,41	0,90	7,4	13	390	500	24
63	Пл + Би + Карб + + Кв + Мг	4,2	2,28	1,03	22	16	390	340	44
Разрез № 90 (140,9 км)									
Бластокатаклазиты									
90-11	Пл + Амф + Би + Цо	—	2,11	0,94	15	31	200	250	540
90-10	Пл + Амф + Би + + Хл + Цо	—	2,03	0,62	14	19	170	200	730
Бластомилониты									
90-9	Пл + Амф + Хл + + Би + Цо	—	2,19	0,48	14	14	200	200	760
70-1	То же	—	2,91	0,52	16	2,9	250	250	690
70-15	Пл + Амф + Би + + Хл + Цо	—	2,59	0,79	18	14	200	260	720

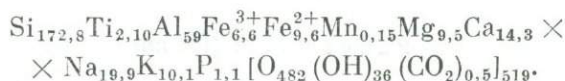
Примечание. Аналитики Т. И. Елизарьева, Т. А. Ляхно, Т. П. Вольнец,

возможность проследить основные этапы изменения состава пород при их деформации и воздействии синтетектонических флюидов. В преобладающей массе тектониты развиты по породам кислого состава — гранитогнейсам и гранитоидам.

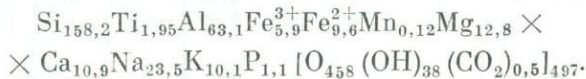
Разрез № 71 характеризует зону БТМ по плагиогнейсам Пл-Кв-Би состава.

Ниже приводятся формулы плагиогнейса и биотитового бластомилонита в расчете на 10000 \AA^3 (табл. 10).

Формула плагиогнейса, проба № 71-8, $\sigma = 2,90 \text{ г/см}^3$.



Формула бластомилонита, проба № 71, $\sigma = 2,80 \text{ г/см}^3$.



В БТМ наряду с уменьшением плотности происходит привнос Al, Mg, Na, P (?) и вынос Si и Ca.

Сопоставление геохимических проб гранитогнейсов и Кв-Пл-Би тектонитов указывает на преобладающий вынос ряда редких и рассеянных элементов (табл. 11), который наиболее характерен для V, Cr, Co и Ni, при незначительной разнице в содержаниях или их равенстве у Li, Rb, Sr, Sc, Sn, Pb, Fe. При удалении от БТМ на 3 м вквост простирания зоны видно (см. табл. 11), что содержания многих элементов меняются незначительно, но непосредственно в зоне контакта (в интервале 0—0,5 м) снижаются содержания Na, K, Li, Rb, V, Sc, Co и Ni. У некоторых элементов вынос из приконтактной зоны даже превышает таковой из БТМ, например у V, Pb, Sn, Cr, Rb, K. Из приведенных данных следует, что наряду с основной зоной тектонита, представленной БТМ, интенсивный вынос

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Разрез № 63 (83,825 км)												
41	4,2	12	62	56	18,53	504	2,88	0,42	0,07	0,90	1,26	0,035
47	4,6	10	62	50	16,65	479	3,06	0,32	0,05	0,81	2,09	0,031
56	2,7	7	69	55	16,15	504	3,10	0,34	0,06	0,80	1,77	0,036
50	4,4	11	55	46	16,86	575	3,31	0,37	0,05	0,84	1,78	0,033
32	4,2	11	45	46	14,63	534	3,31	0,45	0,13	1,02	1,31	0,041
Разрез № 90 (140,9 км)												
70	—	—	63	220	9,31	252	3,05	0,45	2,16	3,49	2,55	0,155
54	—	1,4	56	200	9,45	271	2,65	0,31	3,65	3,57	2,71	0,112
54	—	3,0	54	180	9,62	285	2,67	0,22	3,8	3,33	2,99	0,07
60	1,3	9,5	63	300	10,99	1483	3,43	0,24	2,76	4,76	1,69	0,012
59	1,5	4,2	63	260	11,27	468	3,38	0,31	2,77	4,13	2,02	0,07

ИЗК СО АН СССР.

элементов происходит и из его ближайшего окружения, т. е. уже на стадии бластокатаклаза из породы начинают выноситься значительные количества редких и рассеянных элементов.

Процесс формирования БТМ по гранитогнейсам сопровождался 3-кратным привносом U и незначительным выносом Th (табл. 12), что еще раз подчеркивает существенные различия в геохимии этих элементов.

Разрез № 75 интересен в том отношении, что в нем тектоническая зона одновременно пересекает биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы (см. табл. 6, 10). На смену Пл+Пир+Ро±Би парагенезису в сланцах приходит Акт+Карб+Кв+Пл±Би в БТМ с формированием в промежуточной БКТ Ро (до 65%)+Кв+Пл+Би породы.

Образование БТМ сопровождается привносом Mg, Ca, Na, H₂O и CO₂ и выносом Ti, Fe, K, Mn, P. В данном случае Mg-Ca-Na метасоматоз протекает в породе с высокими первоначальными содержаниями оснований (~13%). Это указывает на глубинный источник для петрогенных компонентов, мигрирующих по тектонической зоне и переносимых существенно углекислыми флюидами (7-кратное увеличение CO₂ по сравнению с исходной породой).

Непосредственно на контакте с БТМ в зоне БКТ происходит возрастание содержаний Ca, K, H₂O и CO₂ (см. табл. 6, 7), т. е. к элементам, привносимым в тектонит извне, присоединяется K, переотлагаемый из центральной зоны в ее периферические части. Это явление устанавливается и при геохимическом профилировании данной зоны. Так, на профиле длиной 0,8 м от контакта БТМ в сторону вмещающей породы, непосредственно у контакта отмечается снижение содержаний по отношению к исходной породе Na, V, Sc, Sn, Pb, Co, а по отношению к БТМ — Na, Sr, Cr, Ni и увеличение в первом случае K, Li, Rb, Sr и K, Rb, V, Sc, Pb, Co — во втором.

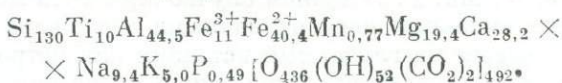
Следовательно, зона БТК несет на себе черты вновь образованной и исходной породы с хорошо выраженной тенденцией к накоплению компонентов, привносимых по основной зоне и извлекаемых из БТМ при метасоматической переработке субстрата (например, K, Rb). Весьма характерно для этой зоны увеличение степени восстановленности Fe в БТМ по

Компонент	Разрез № 71 (141,1 км)		Разрез № 70 (140,9 км)			Разрез № 75 (120 км)	
	71-5	71	70-18	70-20	70-9	75-10	75-11
SiO ₂	59,62	56,20	61,49	72,24	64,36	68,45	43,51
TiO ₂	0,94	0,92	0,76	0,42	0,72	0,66	0,56
Al ₂ O ₃	17,30	19,00	15,15	13,60	16,70	12,80	12,40
Fe ₂ O ₃	3,01	2,76	1,34	1,22	0,73	3,16	3,16
FeO	3,94	4,09	3,33	1,82	2,75	2,94	7,01
MnO	0,06	0,05	0,06	0,08	0,03	0,11	0,17
MgO	2,20	3,06	2,41	1,01	2,06	1,18	8,69
CaO	4,60	3,62	6,12	2,74	4,58	2,01	9,49
Na ₂ O	3,54	4,31	3,71	4,20	3,93	3,33	1,60
K ₂ O	2,74	2,81	1,83	1,03	1,58	2,31	1,15
P ₂ O ₅	0,33	0,44	0,31	0,09	0,25	0,16	0,06
H ₂ O ⁺	1,71	2,01	1,63	0,78	1,06	2,02	5,44
CO ₂	0,11	0,17	1,49	0,44	0,55	0,44	6,27
H ₂ O ⁻	0,17	0,25	0,13	0,20	0,15	0,28	0,52
Σ	100,27	99,69	99,76	99,87	99,45	99,85	100,03
F, %	0,06	0,064	0,016	0,016	0,017	0,045	0,046
Ац, мг/т	Не обн.	4,4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
f	75,96	69,19	65,96	75,05	62,83	83,79	53,94
FeO/Fe ₂ O ₃	1,31	1,48	2,49	1,49	3,77	0,93	2,22

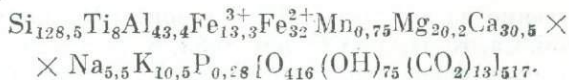
Примечание. 71-5 — плагиогранитогайе (Пл³²⁻³⁹ — 65-70, Кв — 15, Би — 15%, Кпш, Рудн, Цо); 71 — blastsмилонит (Кв + Пл — 85, Би — 15%, Рудн, Ап); 70-18 и 70-20 — плагиогранитогайе катаклазированные (Пл — 60-70, Кв — 10-20, Би — 10, Карб — 5%, Кпш, Эп); 70-9 — blastsмилонит (Кв + Пл — 90, Би — 10%, Кпш, Рудн, Карб, Эп); 75-10 — blastsмилонит (Кв — 40, Пл³²⁻³⁴ — 40-50, Би — 10-15%, Му, Рудн, Цо); 75-11 — blastsмилонит (Би + Хл — 65-70, Карб — 20, Кв + Алб — 10-15%); 74-6 — плагиогранитогайе (Кв — 50, Пл — 40, Би — 10%, Карб, Му, Цо); 74-3 — катаклазированный плагиогранитогайе; Кв — 50-60, Пл — 40, Би + Хл — 5-7%, Карб, Цо, Му); 74 — катаклазированный плагиогранито-

сравнению с исходной породой, что находит выражение в резком снижении Cr/V и возрастании Ni/Co отношений.

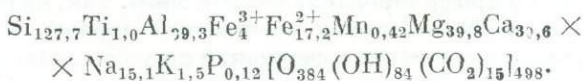
Сопоставим равнообъемные формулы Пир-Амф-Пл кристаллосланца и развитых по нему БТК и БТМ (см. табл. 6). Пироксен-амфибол-плагиоклазовый кристаллосланец, проба № 75-2, $\sigma = 3,02$ г/см³.



Биотит-амфибол-плагиоклазовый blastокатаклазит, проба № 75-8, $\sigma = 3,06$ г/см³.



Бластомилонит, проба № 75-9, $\sigma = 2,76$ г/см³.



Из формул видно, что милонитизация сопровождается уменьшением плотности на 8,6% и возрастанием магнезиальности БТМ в 2 раза и значительным выносом F, хотя содержание Са в нем возрастает. Учитывая высокое P_{CO_2} во флюиде, можно полагать, что в этих условиях образуются фтор-карбонатные комплексы [Гинзбург, 1960], способствующие выносу F из породы.

гранитогнейсов и тектонитов, вес. %

Разрез № 74 (132 км)				Разрез № 72 (143,3 км)		Разрез № 55 (111 км)		
74-6	74-3	74	74-10	72-1	72	55-16	55	55-8
71,69	73,30	61,80	53,88	69,78	45,59	70,00	62,20	45,96
0,45	0,64	0,61	1,15	0,53	0,60	0,37	0,68	0,70
10,35	11,07	12,20	13,40	14,40	13,30	14,30	13,75	11,65
1,02	1,86	1,84	2,93	2,07	3,13	0,28	3,96	5,61
3,94	2,75	10,16	4,55	1,94	5,65	3,30	1,94	3,81
0,06	0,05	0,11	0,12	0,02	0,14	0,04	0,07	0,19
2,44	1,76	3,73	3,18	1,08	7,11	1,10	3,47	6,33
2,77	2,67	2,76	7,47	3,54	8,21	2,82	2,63	14,12
1,84	2,35	2,55	2,81	3,59	2,28	3,42	3,85	2,02
2,42	1,23	0,56	1,10	1,57	1,77	3,18	2,16	0,38
0,12	0,01	0,06	0,20	0,16	0,06	0,12	0,14	0,06
1,82	1,65	2,65	3,52	1,16	3,53	1,20	3,44	2,79
0,50	0,11	0,33	5,67	0,33	8,53	0,28	1,60	6,05
0,32	0,18	0,37	0,27	0,13	0,38	0,12	0,58	0,48
99,74	99,63	99,73	100,25	100,30	100,28	100,56	100,47	100,15
0,042	0,010	0,010	0,010	0,033	0,008	0,017	0,018	0,010
Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не обн.	Не опр.	Не опр.	2,8	Не обн.	14,8
67,03	72,37	76,29	70,17	78,79	55,25	76,50	62,98	59,81
3,86	1,48	5,52	1,55	0,94	1,81	11,79	0,49	0,68

гнейс на контакте с катаклазированной дайкой габбро-диабазов (Кв + Алб — 75—80, Хл — 10, Цо — 10%, Му, Карб); 74-10 — blastsмилонит (Кв + Пл₅₋₁₀ — 70—80, Карб — 5—25, Хл + Му — 5%); 72-1 — плагногранитогнейс (Пл — 60, Кв — 25, Би — 5—7, Кпш — 3—5%); 72 — blastsмилонит (Би + Хл + Акт — 35—40, Карб — 30—40, Кв + Алб — 25—30%, Цо); 55-16 — гранитогнейс (Пл₂ — 50—60, Кв — 15—20, Кпш — 10—15, Би — 5—10%, Карб, Цо); 55 — blastsкатаклизит (Кв + Пл — 80—90, Хл — 5—7, Карб — 5—10%); 55-8 — blastsмилонит с наложенным Fe-Mg-Са метасоматозом (Эц — 25, Карб — 20—25, Хл + Акт — 25, Кв + Алб — 25%). Аналитики Г. А. Кравченко, А. И. Курбатова.

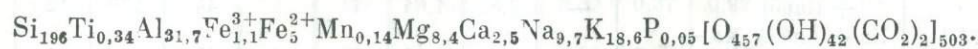
Если учесть, то для этого разреза характерна перемежаемость в зоне лейко- и меланократовых пород и тектонитов, то это создаст пеструю картину чередования в зоне БТМ зрелых тектонитов, отличающихся по составу и по геохимической специализации. Так, здесь наряду с Би-Му blastsмилонитами по гнейсам (см. табл. 10, 11, пр. 75-12, 75-10) отмечаются blastsмилониты Хл + Би + Кв + Пл + Карб состава, в которых не осталось никаких реликтовых минералов. Судя по данным анализов, это, по всей вероятности, зрелый тектонит, образовавшийся по породе ультраосновного состава, в пользу чего говорят аномально высокие содержания таких типоморфных элементов, как V, Cr, Sc, Co, Ni. Но не исключена возможность образования хлорит-биотитового сланца по биотитовому гнейсу.

Формула кварц-альбит-хлорит-биотитового сланца, проба № 75-11, $\sigma = 2,73 \text{ г/см}^3$.



Сопоставление биотитовых гнейсов и Би-Му blastsмилонитов по ним показывает, что в БТМ отмечаются незначительное повышение плотности, привнос Ti, Al, Fe, Ca, Na и вынос Mg, в меньшей мере Si, при постоянстве содержания OH и CO₂.

Формула биотитового гнейса, проба № 75-5, $\sigma = 2,66 \text{ г/см}^3$.



Геохимическая характеристика гранитов

№ пробы	Название и состав породы	L	Na ₂ O	K ₂ O	Li	Rb	Sr	V	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Разрез № 71 (141,1 км)

Гранитогнейсы									
71-5	Пл + Кв + Би	3,0	3,51	2,54	24	100	580	110	48
71-9	То же	2,5	3,62	2,22	20	94	540	100	100
71-4	»	2,2	3,56	2,02	27	130	570	110	38
71-8	»	2,0	3,39	3,44	32	140	570	110	52
71-3	»	1,0	3,55	2,72	26	110	510	95	34
71-7	»	1,0	3,57	2,74	25	110	610	100	34
71-2	»	0,5	3,39	2,42	20	110	540	63	44
71-6	»	0	3,22	2,24	21	88	530	39	15
Бластомилониты									
71-1	Кв + Пл + Би + Рудн	0	3,64	2,81	23	100	540	81	26
71	То же	—	4,33	2,78	27	100	530	74	28
\bar{X}	Гранитогнейсы (n = 6)		3,53	2,76	26	114	563	104	51
\bar{X}	Катаклазированные гранитогнейсы (n = 2)		3,31	2,33	20	99	535	51	30
\bar{X}	Бластомилониты (n = 2)		3,99	2,79	25	100	535	78	27

Разрез № 66 (93,75 км)

66-5	Кв + Пл + Би	2,0	3,59	1,79	19	37	360	120	230
66-4	Кв + Пл + Би + Карб	1,3	3,64	1,74	23	44	440	150	200
66-3	Кв + Пл + Би + Му	0,5	4,11	1,12	11	21	380	72	30
66-2	Кв + Пл + Би	0	4,22	1,31	12	32	380	100	76
Бластомилониты									
66-12	Кв + Пл + Му + Би + Скап + Карб	—	3,62	1,93	8,4	35	370	55	32
\bar{X}	Гранитогнейсы		3,89	1,49	16	34	390	111	134

Разрез № 68 (129,15 км)

Граниты									
68-5	Кв + Пл + Мкр + Би	2,10	3,09	3,72	22	87	300	46	20
68-4	Кв + Пл + Мкр + Би + Му + Хл	1,0	3,47	2,76	14	58	330	36	—
68-3	Кв + Пл + Мкр + Му + Хл + Карб + Эп	0,5	2,97	2,35	26	81	300	72	64

Разрез № 74 (132 км)

Плагиогранитогнейсы									
74-6	Пл + Кв + Би + Му + Карб	10,8	1,91	2,25	16	86	230	48	44
74-5	То же	9	1,85	2,62	19	99	240	52	52
74-4	»	6,7	2,01	2,00	13	70	260	93	48
74-3	Пл + Кв + Би + Хл + Эп	4	2,40	1,19	10	36	330	54	43
Бластокатаклазиты									
74-10	Кв + Пл + Хл + Му + Карб	—	2,83	1,04	11	26	440	130	120
74-11	Кв + Алб + Хл + Карб	—	1,62	0,35	23	13	170	170	240

Дов амфиболитовой фации и тектонитов

Sc	Sn	Pb	Co	Ni	ΣFe	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Na_2O+K_2O}{K_2O}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{Fe}{Fe_2O_3}$	$\frac{Rb}{Sr}$	
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Разрез № 71 (141,1 км)												
24	1,6	15	27	36	7,44	211	6,05	0,72	0,44	1,33	1,10	0,172
13	2,3	19	24	52	6,67	196	5,84	0,61	1,0	2,17	0,97	0,174
21	1,8	19	24	30	7,96	186	6,48	0,82	0,35	1,25	0,66	0,228
20	1,9	15	26	48	9,15	204	6,83	1,01	0,47	1,85	1,02	0,246
14	1,8	14	25	35	7,20	205	6,27	0,77	0,36	1,40	1,42	0,216
14	1,6	15	22	28	7,48	207	6,31	0,77	0,34	1,27	1,20	0,180
10	1,2	16	17	37	7,01	183	5,81	0,71	0,70	2,18	1,93	0,204
—	1,4	14	14	22	6,78	211	5,46	0,70	0,38	1,57	2,96	0,166
13	1,8	19	17	17	8,36	233	6,45	0,77	0,32	1,00	1,74	0,185
13	1,5	20	14	22	7,49	231	7,11	0,64	0,38	1,57	1,37	0,189
18	1,8	16	25	38	7,65	202	6,30	0,78	0,49	1,55	1,06	0,203
5	1,3	15	16	300	6,90	197	5,64	0,71	0,54	1,88	2,45	0,185
13	1,7	20	16	20	7,93	232	6,78	0,71	0,35	1,29	1,56	0,187
Разрез № 66 (93,75 км)												
18	—	4,8	24	86	4,41	402	5,38	0,50	1,92	3,58	1,17	0,103
20	—	4,5	23	76	4,73	328	5,38	0,48	1,33	2,30	1,01	0,100
12	—	7,8	13	31	3,06	443	5,23	0,27	0,42	2,38	2,09	0,055
18	—	7,2	24	52	3,15	340	5,53	0,31	0,76	2,17	2,66	0,084
10	—	6,0	7,3	20	2,45	458	5,55	0,53	0,58	3,74	1,27	0,095
17	—	6,1	21	61	3,84	378	5,38	0,39	1,11	2,61	1,73	0,087
Разрез № 68 (129,15 км)												
—	1,2	25	7	19	3,18	355	6,81	1,20	0,43	2,71	2,06	0,290
—	1,4	19	10	18	3,64	395	6,23	0,80	—	1,80	1,25	0,176
12	3,2	13	17	40	5,09	241	5,32	0,79	0,89	2,35	1,68	0,270
Разрез № 74 (132 км)												
10	1,9	13	16	30	5,60	217	4,16	1,18	0,92	1,88	1,86	0,374
14	2,9	14	16	29	6,27	220	4,47	1,42	1,00	1,81	1,43	0,413
16	2,6	13	17	27	5,08	237	4,01	0,99	0,52	1,59	0,68	0,269
14	2,3	10	13	25	5,10	274	3,59	0,50	0,80	1,92	1,06	0,109
29	1,7	2,7	20	47	7,58	332	3,87	0,37	0,92	2,35	1,8	0,059
40	—	3,0	44	96	10,45	223	1,97	0,22	1,41	2,18	1,74	0,076

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
74	Кв + Пл + Хл + Карб	—	2,62	0,67	14	15	300	110	140
\bar{X}	Плагитогранитогаейсы		2,04	2,02	14	73	265	62	47
\bar{X}	Бластокатаклазиты		2,23	0,70	17	20	305	150	180

Разрез № 72 (143,3 км)

Гранитогаейсы									
72-5	Пл + Кв + Би	2,6	3,27	2,88	13	72	130	44	—
72-4	То же	1,8	3,54	1,88	14	62	120	38	49
72-3	»	1,3	3,52	1,93	13	63	140	31	32
72-2	Пл + Кпш + Кв + + Би + Эп	0,7	2,68	4,95	6,3	80	130	22	15
72-1	Пл + Кв + Би + Эп (контакт с зоной)	0,1	3,77	1,53	10	57	400	40	20
Бластомилониты									
72	Кв + Алб + Би + + Хл + Акт + + Эп + Карб	—	2,39	1,84	22	64	210	290	320
\bar{X}	Плагитогранитогаейсы (без пр. 72-1)	—	3,25	2,91	12	69	130	34	24

Разрез № 55 (111 км)

Гранитогаейсы									
55-16	Пл + Кв + Кпш + + Би + Карб	18,5	3,54	3,40	13	58	330	44	20
55-15	То же	13,0	3,85	2,34	14	45	320	54	34
55-14	»	7,5	3,76	2,47	15	56	340	45	52
55-13	»	5,3	3,66	2,56	10	63	360	63	54
55-5	Пл + Кв + Би + Му + + Карб + Эп	3,0	2,79	2,63	18	86	400	59	50
55-4	То же	2,0	3,17	2,81	13	75	340	71	79
55-3	Пл + Кв + Би + Му + + Хл + Эп	1,6	3,0	2,88	13	88	340	79	62
55-2	То же	0,9	3,10	3,10	12	101	430	85	56
55-1	»	0,3	4,32	2,75	10	88	360	110	76
Бластокатаклазиты									
55	Кв + Пл + Хл + + Карб	0	4,0	2,38	14	57	290	140	63
55-8	Хл + Акт + Карб + + Эп + Алб + Кв	—	2,16	0,56	10	7	470	91	87
55-12	Пл + Кв + Би + + Му + Хл + Карб	0,7	4,14	2,00	15	51	150	120	83
Гранитогаейсы									
55-11	Пл + Кв + Му + + Би + Гем	1,5	4,71	1,68	11	38	150	39	21
55-10	Пл + Кв + Кпш + + Би + Эп + Карб	2,5	3,25	2,84	14	78	350	87	60
55-17	То же	12,5	3,54	2,73	16	64	160	71	58

Разрез № 75 (120 км)

Бластомилониты									
75-12	Кв + Пл + Би	—	3,07	2,15	17	69	130	72	50
75-10	То же	—	3,45	2,21	13	67	170	57	65
75-11	Кв + Пл + Хл + + Би + Карб	—	1,71	1,09	30	34	170	260	1100

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
30	4,1	7,1	39	95	13,41	371	3,29	0,26	1,27	2,44	1,82	0,050
14	2,4	13	16	28	5,51	237	4,06	1,02	0,81	1,80	—	0,275
35	0,8	2,9	32	72	9,02	278	2,92	0,30	1,17	2,27	—	0,066
Разрез № 72 (143,3 км)												
—	1,0	16	9	16	4,06	332	6,15	0,88	—	1,78	1,08	0,554
—	0,9	13	13	17	4,88	252	5,42	0,53	1,29	1,31	1,76	0,517
—	1,5	10	11	17	4,71	254	5,45	0,55	1,03	1,55	2,14	0,450
—	0,9	20	7	12	3,06	514	7,63	1,85	0,68	1,71	1,86	0,615
10	1,0	10	12	12	4,44	223	5,30	0,41	0,50	1,00	0,82	0,143
64	1,0	5,5	50	14	9,57	239	4,23	0,77	1,10	0,28	1,41	0,305
—	1,1	15	10	16	4,18	338	6,16	0,95	0,75	1,59	1,7	0,534
Разрез № 55 (111 км)												
—	1,3	20	8,9	22	3,80	487	6,94	0,96	0,45	2,47	2,39	0,176
10	1,6	20	12	25	3,92	432	6,19	0,61	0,63	2,08	3,67	0,141
—	1,3	18	11	25	4,84	366	6,23	0,66	1,16	2,27	4,26	0,167
—	0,9	19	9,3	29	4,03	337	6,22	0,70	0,86	3,12	2,88	0,175
—	1,5	18	17	44	5,99	254	5,42	0,94	0,85	2,59	3,47	0,315
17	1,2	12	20	48	5,18	311	5,98	0,89	1,11	2,40	3,75	0,221
—	2,3	9,1	22	45	6,78	272	5,88	0,96	0,78	2,05	2,77	0,259
—	1,9	10	20	40	5,65	255	6,20	1,00	0,66	2,00	4,04	0,235
21	3,9	6,9	21	54	5,50	259	7,07	0,64	0,69	2,57	4,45	0,244
18	1,9	4,6	21	48	6,14	347	6,38	0,60	0,45	2,29	3,45	0,211
26	1,0	7,4	18	47	9,68	664	2,72	0,26	0,96	2,61	2,33	0,015
17	3,4	4,1	20	46	6,12	325	6,14	0,48	0,69	2,30	3,86	0,340
—	1,0	9,1	11	19	4,84	367	6,39	0,36	0,54	1,73	2,97	0,253
10	1,4	17	15	45	5,08	303	6,09	0,87	0,69	3,00	3,50	0,223
9	1,7	20	13	36	6,28	354	6,27	0,77	0,82	2,47	0,96	0,400
Разрез № 75 (120 км)												
23	2,8	100	10	20	4,96	259	5,22	0,70	0,69	2,00	2,65	0,531
36	2,1	115	18	22	5,74	274	5,66	0,64	1,14	1,22	1,24	0,394
70	—	5,4	53	280	10,27	266	2,80	0,64	4,23	5,28	2,09	0,200

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Разрез № 70 (140,9 км)									
	Гранитогнейсы катаклазированные								
70-18	Кв + Пл + Би + Карб	2,1	3,71	1,76	19	47	430	72	20
70-17	То же	1,2	3,71	1,80	19	49	430	69	31
70-16	Кв + Пл + Би + + Карб + Эп	0,1	3,00	2,01	25	56	340	130	30
90	То же	0,2	4,08	0,85	10	36	340	62	36
	Бластомилониты								
70-10	Кв + Пл + Би + + Карб + Цо	—	3,20	1,97	24	65	390	130	95
70-11	То же	—	3,22	1,80	21	54	410	110	79
70-12		—	3,03	2,60	32	78	330	100	68
70-13	Кв + Пл + Би + + Амф + Карб + Цо	—	3,29	0,83	10	18	370	78	50
70-9	Кв + Пл + Би + + Карб + Цо	—	3,97	1,67	18	51	450	87	30
70-14	Кв + Пл + Би + + Карб + Амф + Цо	—	3,77	1,40	15	36	430	140	140
90-12	Кв + Пл + Скап + + Би + Карб + + Цо + Амф	—	2,04	2,60	30	9,3	170	230	430
90-8	Амф + Би + Скап + + Кв + Карб + + Цо + Хл	—	1,84	2,27	28	81	130	370	770
\bar{X}	Бластомилониты биотитовые	—	3,41	1,71	20	50	397	108	77
\bar{X}	Гранитогнейсы катаклазированные	—	3,63	1,61	18	47	385	83	29

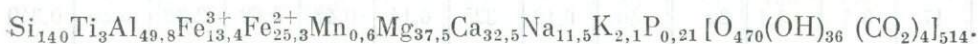
Примечание. n — количество проб; пр. 74 взята на контакте с катаклазированным

Формула кварц-полевошпат-мусковит-биотитового бластомилонита, проба № 75-10, $\sigma = 2,71$ г/см³.



Столь же интересен разрез № 66, где тектоническая зона пересекает плагиогнейсы и Пир + Ро + Пл сланцы (см. табл. 7, 11), бластомилониты Пл + Би + Карб состава развиты по сланцам, которые в различной степени подвержены процессам гранитизации.

Формула рогообманково-двуироксен-плагиоклазового кристаллосланца, проба № 66-7, $\sigma = 3,07$ г/см³.



Формула милонитизированного кристаллосланца, проба № 66-11, $\sigma = 2,70$ г/см³.



Плотность БТМ почти на 12% меньше, чем исходной породы, синтектонические метасоматические процессы сопровождались привнесением К, H₂O и CO₂ и выносом Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na. Иными словами, это типичный случай калиевого метасоматоза при активном участии водно-углекислых флюидов. Проявляется отмеченная выше тенденция выноса F из БТМ и увеличения степени окисленности Fe в породе. Из сланца при его милонитизации выносятся редкие и рассеянные элементы V, Cr, Sc, Co, Ni

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Разрез № 70 (140,9 км)												
13	1,0	5,1	12	28	5,22	311	5,47	0,47	0,28	2,33	1,28	0,109
16	1,6	6,9	16	21	5,61	305	5,51	0,49	0,45	1,31	1,39	0,114
26	2,2	7,2	26	63	5,28	298	5,01	0,67	0,23	2,42	1,42	0,165
14	1,7	3,6	14	28	2,70	196	4,93	0,21	0,58	2,00	2,18	0,106
18	2,0	6,0	22	56	5,15	252	5,17	0,62	0,73	2,55	1,37	0,167
14	3,3	9,5	17	43	5,08	277	5,02	0,56	0,72	2,53	1,36	0,132
18	2,0	6,2	19	50	7,12	277	5,63	0,86	0,68	2,63	1,21	0,236
14	3,5	12	12	34	4,98	383	4,12	0,25	0,64	2,83	1,23	0,049
14	2,0	13	16	29	3,87	272	5,64	0,42	0,34	1,81	1,50	0,113
30	2,6	11	20	66	4,05	323	5,17	0,37	1,00	3,30	0,76	0,084
44	—	—	68	240	9,37	2320	4,64	1,27	1,87	3,53	3,30	0,055
71	—	1,4	47	380	11,17	233	4,11	1,23	2,08	4,94	3,96	0,623
18	2,6	9,6	18	46	5,04	287	5,13	0,51	0,69	2,61	1,24	0,130
17	1,6	5,7	17	35	4,70	278	5,23	0,46	0,39	2,02	1,57	0,124

диабазом и при расчете \bar{X} не учитывается.

и проблематично Pb, привносятся Li, Rb, Sr, причем щелочные элементы в значительно больших количествах. В итоге в БТМ отношение Rb/Sr в 10 раз выше, чем в сланце.

Содержание U в кристаллосланцах в большинстве случаев ниже $10^{-4}\%$, и лишь в одиночных пробах из сланца ($0,6 \times 10^{-4}$) и БТМ ($0,7 \times 10^{-4}$) устанавливаются незначительные количества этого элемента, поэтому ничего определенного о поведении U в процессе преобразования пород на этом разрезе сказать нельзя. Это относится и к Th (табл. 13), хотя в единичной пробе из БТМ устанавливается содержание Th до $23,5 \cdot 10^{-4}\%$.

Геохимический профиль от БТМ во вмещающие сланцы на расстоянии 4,6 м (см. табл. 7) отображает значительное увеличение по отношению к сланцу содержания в приконтактовой части зоны (0,2 м) лишь у Li, V, Rb. То есть наблюдается тенденция, отмеченная ранее: одновременное накопление в непосредственной близости от зоны элементов, выносимых из БТМ (V) и привносимых извне (Li).

В плагиогранитогайнезах развитие процесса милонитизации сопровождается не столь явно выраженным, как в сланцах, калиевым метасоматозом. Отсутствие силикатных анализов не дает возможности определить степень изменения состава вновь образованной породы по петрогенным элементам, но и по геохимическим пробам можно оценить общую направленность процесса (см. табл. 11). В БТМ возрастают содержания K, все остальные элементы проявляют отчетливую тенденцию к выносу или же остаются без существенных изменений. По мере приближения к тектонической зоне, уже в 0,5 м от нее, начинает снижаться содержание Fe, Ni,

Содержание U и Th в гранитоидах амфиболитовой фации и тектонитах,
10⁻⁴%

№ пробы	Ассоциация	U	Th
Разрез № 71 (141,1 км)			
Гранитогнейсы			
71-5	Пл + Кв + Би	0	10
71-4	То же	1,9	19,9
71-3	»	0,2	2,2
71-2	»	2,0	8,2
71-6	»	0	2,5
Бластомилониты			
71-1	Кв + Пл + Би	5,3	17,1
70-12	Кв + Пл + Би + Карб + Цо	0	6,2
70-10	То же	2,4	0,5
70-9	»	1,9	2,3
\bar{X}	Гранитогнейсы	0,8	8,6
X	Бластомилониты	2,6	6,5
Разрез № 66 (93,75 км)			
Гранитогнейсы			
66-5	Кв + Пл + Би	0	0,7
66-4	Кв + Пл + Би + Карб	0	0,7
66-3	Кв + Пл + Би + Му	2,7	0
66-2	Кв + Пл + Би	1,6	0,6
Бластомилониты			
66-12	Кв + Пл + Му + Би + Скап + + Карб	3,5	14,7
Разрез № 74 (132 км)			
Плагιοгранитогнейсы			
74-4	Пл + Кв + Би + Му + Карб	1,7	3,7
74-3	Пл + Кв + Би + Хл + Эп	2,0	11,7
Бластокатаклазиты			
74-11	Кв + Алб + Хл + Карб	0	0
74	Кв + Пл + Хл + Карб	1,0	29,0
Разрез № 72 (143,3 км)			
Гранитогнейсы			
72-4	Пл + Кв + Би	2,5	16,4
72-3	То же	2,6	49,2
72-1	Пл + Кв + Би + Эп	1,7	8,6
Бластомилониты			
72	Кв + Алб + Би + Хл + Акт + + Эп + Карб	0	3,3
Разрез № 75 (120 км)			
Бластомилониты			
75-10	Кв + Пл + Би	2,7	27,9
75-11	Кв + Пл + Хл + Би + Карб	2,8	4,3

Содержание U и Th в кристаллосланцах и тектонитах шарыжалгайского комплекса, 10⁻⁴%

№ пробы	Ассоциация	U	Th
Разрез № 60 (90 км)			
60-13	Кристаллосланец	4,1	0
	Пл + МПир + РПир + Ро + Мг		
60-14	Бластокатаклазит	2,7	2,7
	Пл + Ро + Би + Карб + Эп		
60-15	Бластомилонит	4,1	4,2
	Пл + Ро + Карб + Би + Мг		
Разрез № 66 (93,75 км)			
66-6	Пир + Пл + Ро + Карб	0	0
66-8	Пл + Пир + Ро + Би + Карб + + Мг	0	0
66-9	Пл + Пир + Ро + Мг + Карб	0	0
66-10	Пл + Ро + Би + Эп + Карб	0	3,0
66-11	Бластомилонит	0,6	2,8
	Пл + Би + Карб		
66-11	Кристаллосланец	0,7	2,2
	Пл + Пир + Ро		
58-14	Бластомилонит	0	23,5
	Пл + Ро + Би		
Разрез № 75 (120 км)			
75-1	Пл + Амф + Би + Пир + Эп + + Мг	2,5	2,6
75	Та же	2,3	0
75-8	Бластокатаклазит	1,5	3,7
	Кв + Ро + Карб + Би + Мг		
75-9	Бластомилонит	1,8	1,8
	Кв + Би + Акт + Карб		

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГО «Иркутскгеология».

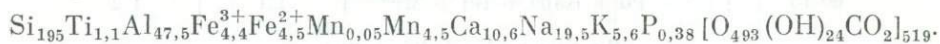
Сг, V, Li. При этом опять же на первых сантиметрах от зоны в сторону вмещающих плагиогнейсов некоторые элементы испытывают тенденцию к накоплению: Rb, V, Сг, Pb, Со, Ni. Иными словами, это в преобладающей массе те элементы, которые выносятся из БТМ и накапливаются в его эндоконтактовой части, играющей роль своеобразного геохимического барьера. По сравнению с исходными породами в БТМ возрастает содержание U и особенно Th (см. табл. 12), однозначно указывающее на их привнос вместе с К в данную тектоническую зону.

На разрезе № 68 тектониты развиты в Кв + Пл + Мкр + Би гранитах (см. табл. 11) и характеризуются выносом из БТМ Кв + Пл + Мкр + Би + Му + Эп + Карб состава К и Pb, привносом Li, Rb, Sr, V, Sc, Со и Ni, и особенно Fe. Судя по минеральному составу тектонита, повышалась концентрация Са и Mg, на базе которых развивались Эп и Карб. Следовательно, по спектру элементов, накапливающихся в породе, это типичное проявление Fe-Са-Mg метасоматоза. По отношению к

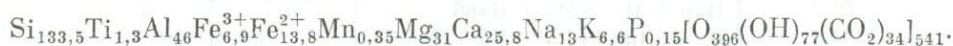
исходной породе в экзоконтактовой части зоны (0—0,5 м) накапливаются Li, V, Cr, Sn, Co, Ni и снижается концентрация K и Rb. Значит, здесь отмечается тенденция, характерная для БТМ, и ближайшее окружение зоны формировалось под воздействием тех же флюидов, что и ее центральная часть, с преобладанием тенденции привноса над выносом для значительной части редких и рассеянных элементов. Характерно увеличение содержания Rb при снижении содержания K и уменьшении отношения K/Rb по мере приближения к БТМ и минимальными его значениями в центральной части (см. табл. 11).

Зона № 72 сечет плагногранитогайеисы, где БТМ представлены существенно новообразованными породами (Би + Хл + Акт — 35—40, Карб — 30—40, Кв + Алб — 25—30% ± Цо), являющимися продуктом Mg-Fe-Ca-CO₂ метасоматоза (см. табл. 10). За счет этого процесса плотность БТМ возрастает на 3,6%, и формульный состав пород следующий.

Гранитогайеис, проба № 72-1, $\sigma = 2,8$ г/см³.



Бластомилонит, проба № 72, $\sigma = 2,9$ г/см³.



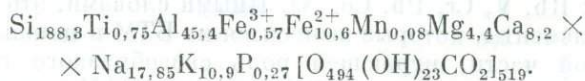
Из петрогенных компонентов в БТМ накапливаются Mg, Ca, Fe и выносятся Si, Al, Na, K, F. Резкое возрастание CO₂ однозначно указывает на существенно углекислый характер флюидов.

Для редких и рассеянных элементов фиксируется четкая дифференциация; в БТМ возрастает содержание Li, Sr, V, Cr, Co и снижается — Pb, при примерно равном количестве Rb, Sn и Ni. Обращает опять же на себя внимание неадекватное поведение K и Rb: первый выносится, второй остается без изменений. Для этого типа тектонитов характерен интенсивный вынос U и Th из БТМ (см. табл. 12). В пробе, отобранной в 10 см от контакта с БТМ (см. табл. 11, 72-1), по отношению к вмещающему гнейсу и бластомилониту устанавливаются высокие содержания Sr, что указывает на привнос его из внешнего источника, а не за счет перераспределения на данном сечении. Щелочномагнезиальный метасоматоз проявляется в резком снижении отношения Rb/Sr с усилением милонитизации породы, что также характерно для Ni/Co.

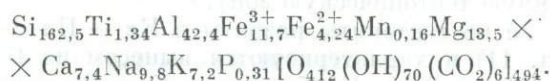
Непосредственно в приконтактовой зоне резко возрастает степень окисления Fe, что соответствует снижению здесь соотношений K/Rb, K/Na, Cr/V и Rb/Sr и отображает разнонаправленные тенденции к накоплению или выносу элементов с разными физико-химическими свойствами.

Мощная зона с Fe-Ca-Mg метасоматозом изучена на разрезе № 55 (рис. 11, табл. 10), где по гранитогайеисам развиты БТК (Кв + Пл — 80—90, Хл — 6—7, Карб — 5—10%) и БТМ (Эп — 25, Карб — 20—25, Хл + Акт — 25, Кв + Пл — 25%). В этом же направлении проявляется тенденция к выносу Si, Al, K, Na, P и привносу Fe, Mg, Ca, Ti, H₂O, и особенно CO₂, с резким возрастанием степени окисления Fe (см. табл. 10). Это хорошо видно и при сопоставлении равнообъемных формул пород.

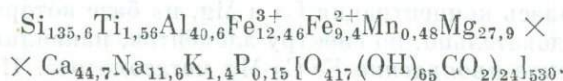
Гранитогайеис, проба № 55-16, $\sigma = 2,70$ г/см³.



Кв + Пл + Хл + Карб бластокатаклизит, проба № 55, $\sigma = 2,62$ г/см³.



БТК, проба № 55-8, $\sigma = 2,95$ г/см³.



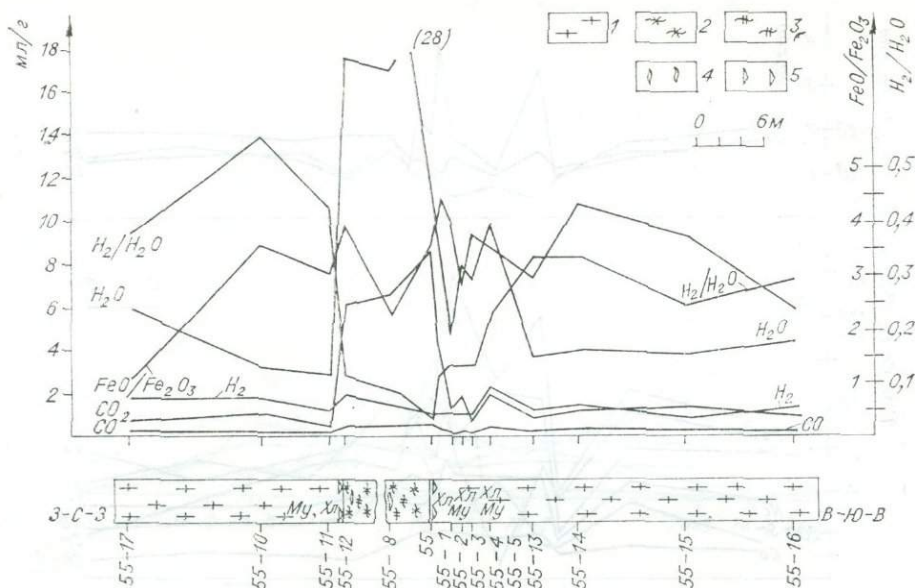


Рис. 11. Флюидный профиль (разрез № 55).

1 — гранитогнейсы; 2 — Хл сланцы, 3 — Хл-Акт сланцы; 4 — Кв-Карб жилы, 5 — катаклиз; Му-мусковитизация, Хл — хлоритизация.

Частая перемежаемость в разрезе гнейсов и тектонитов, развитие в гнейсах Эп, Хл, Му, Карб, неравномерность проявления вторичных минералов наряду с различной «зрелостью» БТК делают сопоставление этих пород друг с другом весьма затруднительным. Но если разделить их на несколько групп по наличию типоморфных минералов, то из относительно неизменных к БТМ выделяются: 1) Хл + Акт + Карб + Эп + Алб + Хл — БТМ; 2) Пл + Кв + Би + Му + Хл + Карб — БТК; 3) Пл + Кв + Би + Му + Хл + Эп + Карб — катаклазированные гранитогнейсы; 4) Пл + Кв + Кпш + Би + Эп + Карб — гранитогнейсы (подчеркнуты типоморфные минералы).

Условность такого разделения для 2- и 3-й групп пород очевидна, поскольку трудно провести грань между БТК и катаклазированным гнейсом. Их сопоставление друг с другом усугубляется еще и тем, что они размещаются по обе стороны от БТМ и отличаются по минеральному составу.

По одну сторону тектонита от БТМ к наименее измененному гнейсу содержания элементов изменяются следующим образом:

- 1) достигая минимальных концентраций в БТМ, в остальных типах пород изменяются мало (K, Li, Rb), хотя для Rb характерны наиболее высокие концентрации в зоне, где Му → Кпш, т. е. в III зоне;
- 2) содержание Fe постепенно уменьшается от БТМ к тыловой зоне;
- 3) достигая высоких концентраций в БТМ и снижаясь к БТК, элементы испытывают тенденцию к накоплению в мусковитовой зоне Sr, Cr, Sc, Ni (рис. 12).

Кроме того, V по сравнению с гнейсом накапливается в БТМ, а максимальные его концентрации устанавливаются во II и III зонах. Олово концентрируется также во II и особенно в III зонах и выносится из БТМ. Содержание свинца уменьшается во всех зонах и минимально в БТК, кобальт примерно одинаково концентрируется в БТМ и во II и III зонах. Необходимо подчеркнуть повышение восстановленности Fe во II и III зонах по сравнению с гнейсом и БТМ. Из сопоставления видно, что мощная тектоническая зона (~40 м) выступает в роли синтетектонического метасоматита с зональностью, неплохо выраженной минералогически и геохимически.

По другую сторону от БТМ зона БТК маломощна (~1,5 м) и гранитогнейсы изменены в той же мере, как описанные выше. Кроме того, в 1,5 м

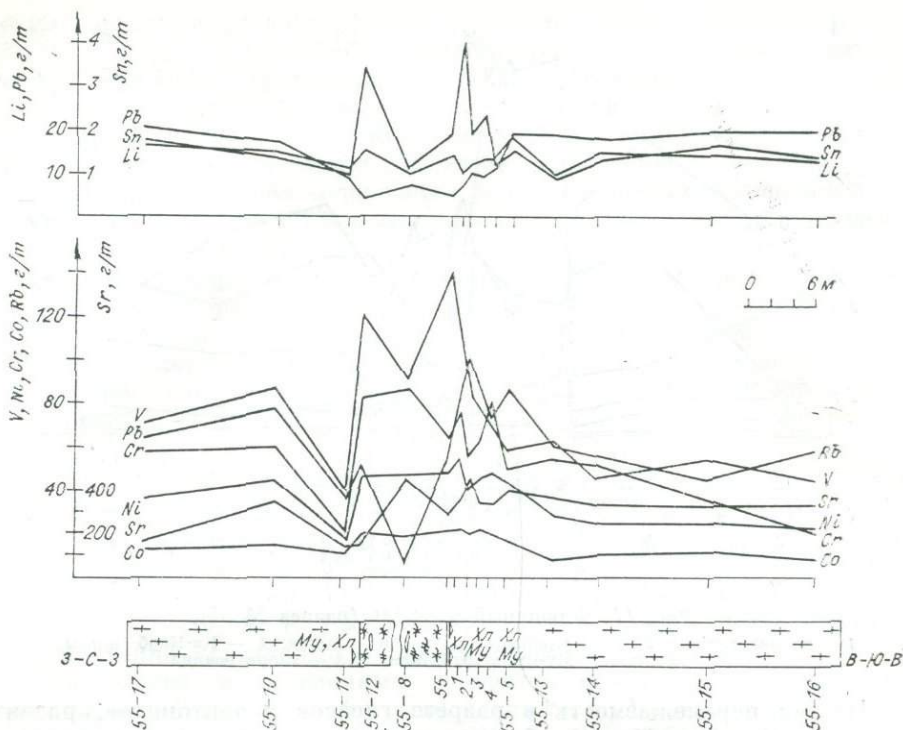


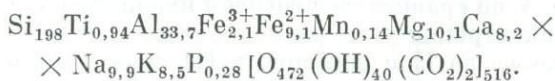
Рис. 12. Геохимический профиль (разрез № 55).
Усл. обозн. см. на рис. 11.

от БТМ в гранитогнейсе фиксируется Гем, что отвечает снижению уровня восстановленности Fe в породе. По сравнению с исходными породами в БТМ накапливаются Sr, V, Cr, Sc и в меньшей мере Co и Ni, выносятся Na, K, Li, Rb, Pb и практически не изменяется содержание Sn. Весьма характерно повышение по отношению к гранитогнейсу в БТМ концентрации V, Cr, Sc, Sn, Co и Ni. Как видим, за исключением Sn, это элементы, приносимые в тектоническую зону при развитии процесса Ca-Fe-Mg метасоматоза, что указывает на высокую степень преобразования этих пород под воздействием глубинных флюидов.

В плане изучения тектонитов, развитых по гетерогенным средам и сложенных кислыми и основными породами, определенный интерес представляет разрез № 74, где Би-Гр плагиогнейсы, плагиомигматиты и плагиограниты с прослоями Би сланцев секутся маломощными дайками диабазов (рис. 13). Эта зона была изучена детально с целью установления степени перераспределения компонентов между гранитоидами и диабазами при их совместном катаклазе.

Равнообъемные формулы пород вычислены на основе силикатных анализов (см. табл. 10) и приведены ниже.

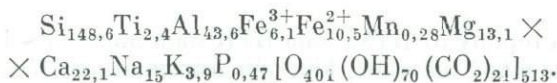
Плагиогранитогнейс, проба № 74-6, $\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$.



Катаклазированный и хлоритизированный плагиогранитогнейс, проба № 74-3, $\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$.



Бластомилонит, проба № 74-10, $\sigma = 2,76 \text{ г/см}^3$.



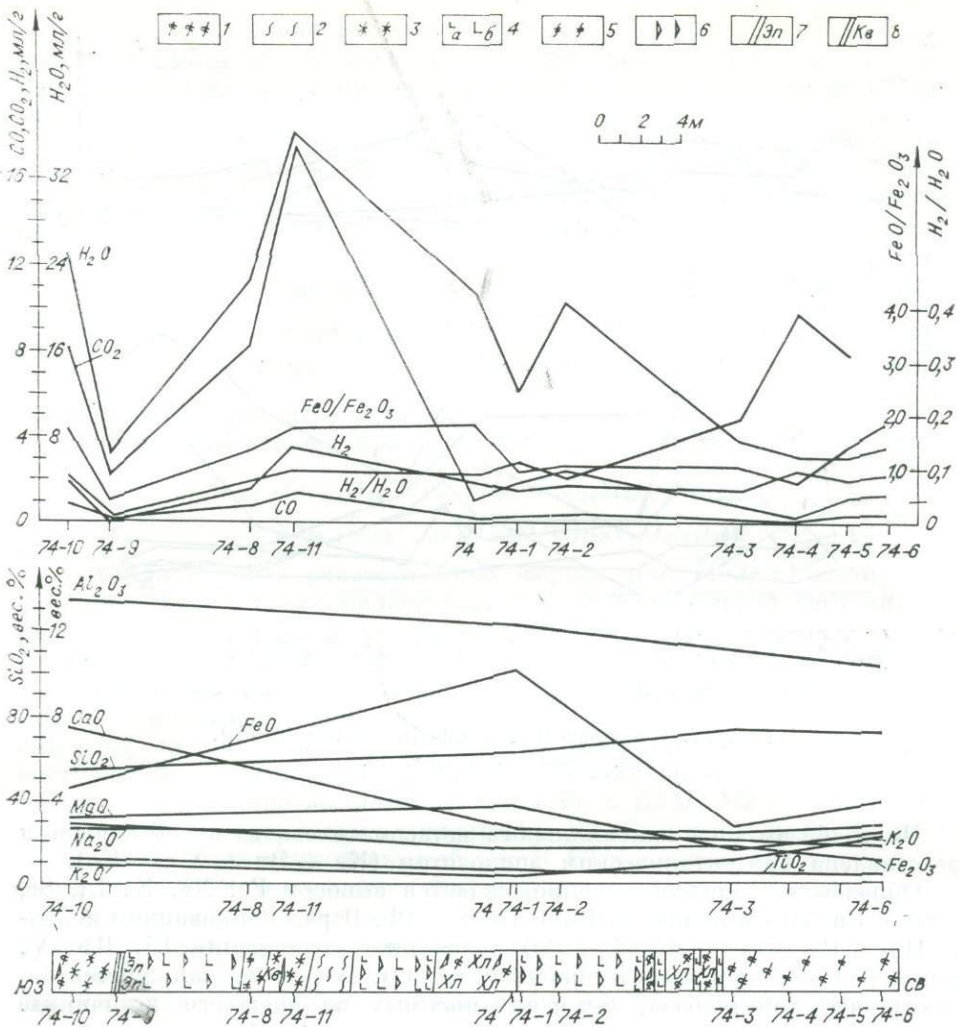


Рис. 13. Флюидно-петрохимический профиль (разрез № 74).

1 — плагиогранитогайеисы; 2 — биотитовые сланцы, мигматиты, 3 — Хл блаетотектониты; 4 — диабазы мелко- (а), среднеземные (б); 5 — Амф-Хл блаетотектониты; 6 — катаклаз; 7 — эпаидзиты; 8 — жлы кварца.

С усилением степени преобразования исходного гнейса и превращения его в БТМ с Хл, Цо, Му и Карб происходили вынос Si, K и F и привнос Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, H₂O и особенно CO₂.

В этом случае весьма необычна гамма элементов, привносимых в милонит, когда вместе с щелочноземельными элементами в породе возростали концентрации Na и Al, переносимых совместно в существенно водноуглекислом флюиде. Необычность химизма такого метасоматического процесса проявилась и в спектре редких и рассеянных элементов, испытывающих тенденцию к накоплению или рассеиванию (рис. 14, табл. 11).

Сравнение плагиогранитогайеисов и БТК по ним показывает, что катаклаз сопровождался выносом из тектонита K, Rb, Sn, Pb, т. е. «гранитофильных» элементов, и привносом Li, Sr, V (в 2,5 раза), Cr (в 4 раза), Sc, Co (в 2 раза) и Ni (в 2,5 раза), с резким снижением в БТК Rb/Sr и возрастанием Cr/V и Ni/Co отношений. Иными словами, налицо типичные черты щелочноземельного метасоматоза с характерной гаммой типоморфных элементов, и, несмотря на привнос флюидами Al и Na, общая направленность процесса характеризуется высокой активностью основных и сопутствующих им редких и рассеянных элементов.

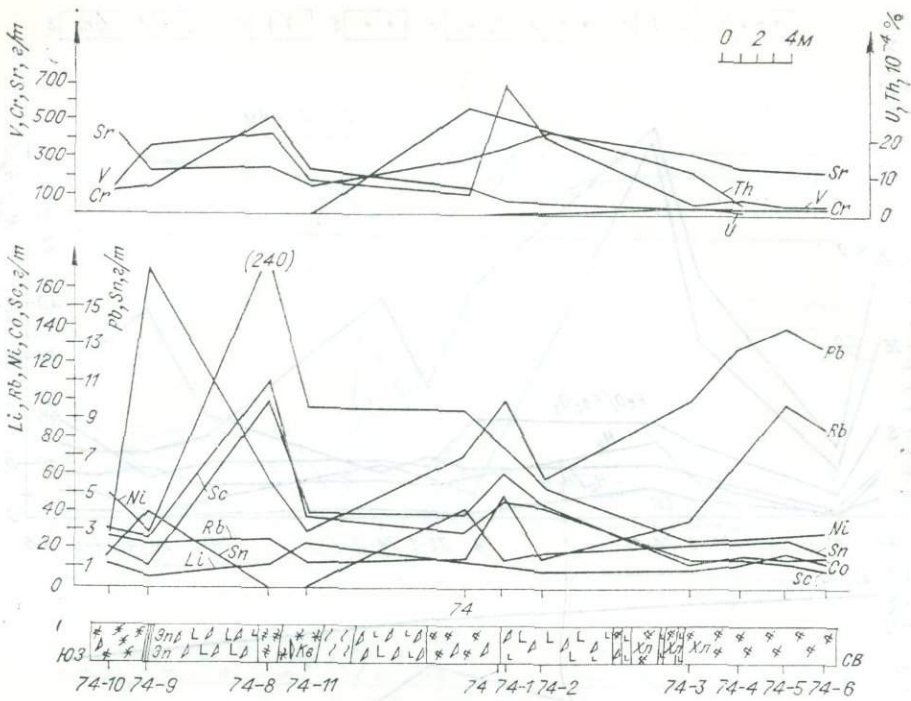


Рис. 14. Геохимический профиль (разрез № 74.).

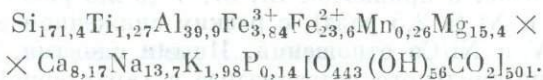
Усл. обозн. см. на рис. 13.

По диабазам зона максимального метасоматического преобразования представлена синтетектоническим эпидозитом (Кв + Эп + Хл + Би).

Образование эпидозита сопровождается выносом Fe, Na, K, Li, Sr, V, Sc, Co и Ni и привносом Rb(?), Cr, Sn, Pb. В рассланцованном диабазе (Пл + По + Хл + Карб + Эп) возрастают содержания Li, Rb, V, Cr (в 8 раз по отношению к диабазу), Sc, Co, Ni, т. е. как элементов, характерных для диабазов, так и привносимых из внешнего источника. Из сопоставления микрокомпонентного состава БТМ из плаггиогнейсов и диабазов видно, что Rb, Sn и Pb, извлекаемые из плаггиогнейса, возможно, накапливаются в БТМ по диабазам, в то же время Cr привносится в обоих случаях. С другой стороны, уменьшение концентрации Li, V, Sr, Sc, Co и Ni в милонитах по диабазам сопровождается возрастанием содержания этих компонентов в БТМ по плаггиогнейсам. Подобное совпадение дает основание для суждения о том, что на фоне единого для всей зоны мощного щелочноземельного метасоматоза происходит перераспределение микроэлементов между синтетектоническими метасоматитами при воздействии на породы флюидов близкого состава.

В пользу такого предположения говорят факты преобразования катаклазированных плаггиогнейсов на контакте с катаклазированной дайкой диабазов (см. рис. 14, табл. 10, пр. 74). По сравнению с аналогичными породами, описанными в этой зоне, в данном случае в катаклазированном плаггиогнейсе значительно возрастает количество Хл и Цо. Уменьшается содержание Si, K, F и возрастает Al, Fe (почти в 2,5 раза), Mg, Na.

Формула катаклазированного плаггиогнейса, проба № 74, $\sigma = 2,76 \text{ г/см}^3$.

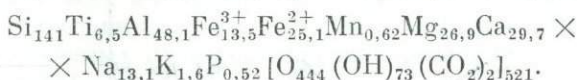


Эти характерные примеры однозначно указывают на то, что в мощных тектонических зонах с неравномерно проявленными катаклизмом и милонитизацией и сложенных различными по составу породами происходит пере-

распределение компонентов между породами контрастного состава, в то время, как указывалось выше, в узких протяженных зонах этого не наблюдается или же такой процесс протекает в крайне ограниченных масштабах.

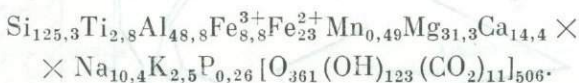
Доказательством того, что петрогенные элементы определяют направленность метасоматических процессов, является тектоническая зона в разрезе № 91, где она сечет гранитогнейсы и диабазы. На расстоянии 0,8 м от тектонического контакта в диабазе Амф → Пир, Хл + Эп + Карб + Алб → Амф + Пл.

Амфиболлизированный диабаз, проба № 91, $\sigma = 3,05 \text{ г/см}^3$.



БТМ представлены хлоритовыми сланцами.

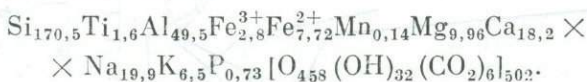
Хлоритовый сланец, проба № 91-1, $\sigma = 2,78 \text{ г/см}^3$.



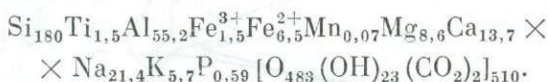
Из приведенных равнообъемных формул (см. табл. 8) видно, что в наиболее значительных количествах в новообразованный тектонит привносятся Mg, Al, H₂O и CO₂ и в меньшей мере K и F, фиксируемые в Би. Соответственно из БТМ выносятся Si, Na, Ti, Fe, Co (почти в 2 раза). Поскольку из основной породы, залегающей в гнейсах и подверженной вместе с ними катаклазу и милонитизации, выносятся Na и Si, а привносятся Mg, то это указывает на более глубокий источник для элементов, поступающих с флюидами в тектоническую зону. Опять же весьма симптоматично возрастание восстановленности Fe в БТМ. Mg-Al метасоматоз сопровождается привнесением в милонит Li, Rb, Cs и выносом Sr, V, Sc, Pb, Ni при неизменности содержания Co. В БТМ резко возрастают отношения Cs/V и Rb/Sr и снижается Ni/Co. Это позволяет утверждать о петрохимической и геохимической специализации флюидных систем, формирующих синтетектонические метасоматиты.

Особый интерес представляет смена Si-Al-Na метасоматоза в тектонитах по алюмосиликатным породам основным метасоматозом, примером чего может служить разрез № 70, где БТМ развиты по плагиогранито-гнейсам (рис. 15).

Слабо катаклазированный плагиогнейс, проба № 70-18, $\sigma = 2,76 \text{ г/см}^3$ (см. табл. 10).



Кварц-плагиоклаз-биотитовый бластомилонит, проба № 70-9, $\sigma = 2,78 \text{ г/см}^3$.



Судя по приведенным формулам (см. табл. 10), наиболее значимые количества привносимых элементов устанавливаются у Si и Al и в значительно меньшей мере — у Na. В этих условиях из породы выносятся Fe, Mg, Ca, K(?), P, H₂O и CO₂. В тех случаях, когда процесс усиливается и становится ярко выражен привнос Si, в условиях сильного окварцевания выносятся за исключением Na все петрогенные компоненты (пр. 70-20). По сравнению с другими БТМ в этой зоне процесс идет без большого массопереноса, о чем говорит равная плотность сравниваемых пород. Микроэлементный состав исходной породы и БТМ изменяется также в целом незначительно и практически постоянен у K, Li, Rb, Sr, Sc, Co. Основной метасоматоз сопровождается замещением Ро → Би и привно-

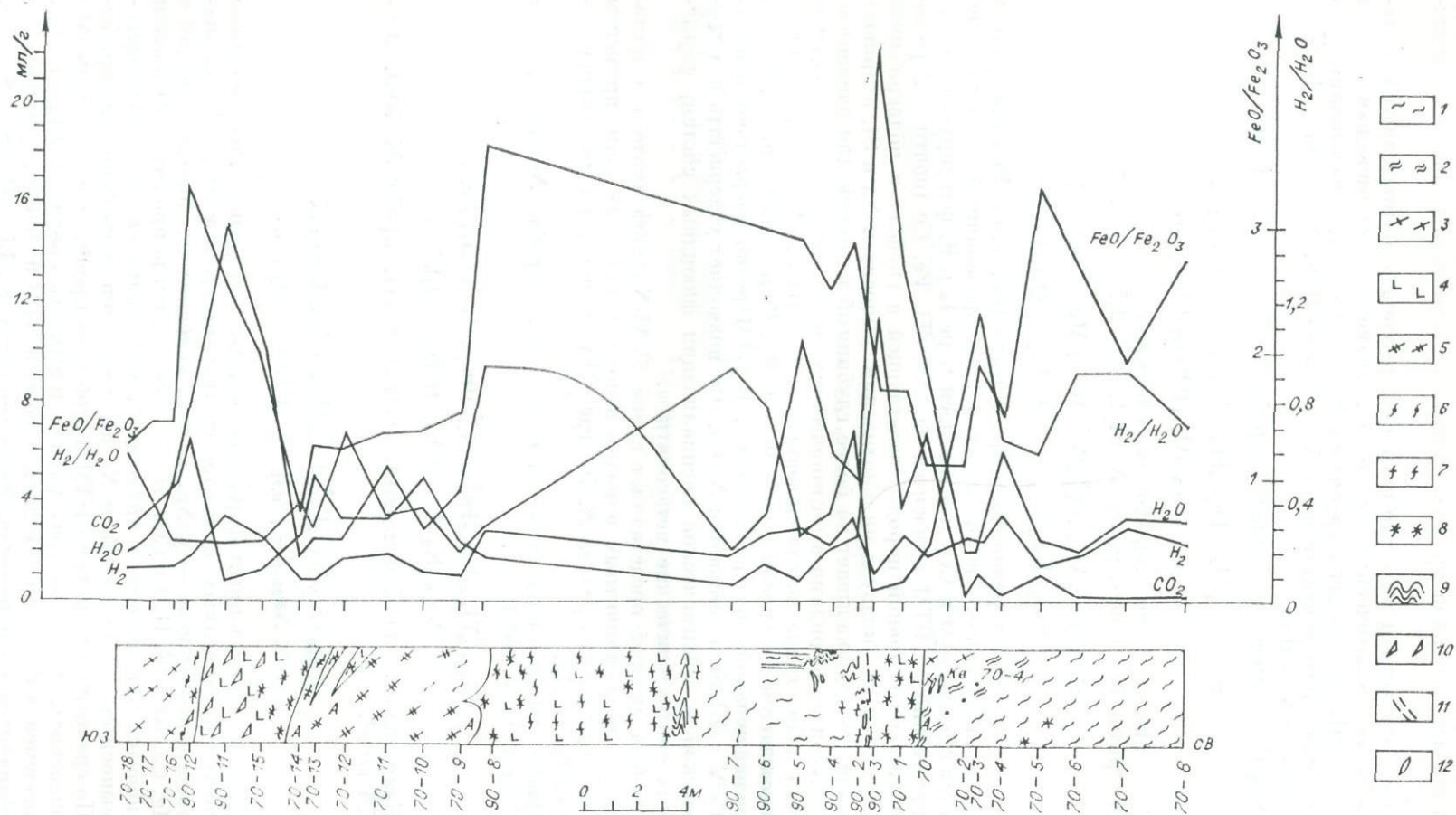


Рис. 15. Флюидный профиль (разрез № 70).

1 — кристаллосланцы Амф-Пл; 2 — кристаллосланцы Би-Пл; 3 — Би гнейсы; 4 — диабазы; 5—8 — blastsмилониты: 5 — Кв-Пш-Би, 6 — Амф, Би (по гнейсам), 7 — Хл-Амф (по кристаллосланцам), 8 — Хл-Амф (по диабазам); 9 — зоны пластического течения; 10 — катаклиз; 11 — молодые зоны дробления; 12 — кварцевые жилы, А — амфиболизация.

сом V, Cr, Sn, Pb, Ni, особенно значимым у Cr (в 2,5 раза; см. табл. 14).

Таким образом, из сделанного сопоставления различных тектонических зон в породах амфиболитовой фации в первую очередь выявляется их петро- и геохимическая специализация, отвечающая определенным физико-химическим условиям формирования каждой конкретной зоны.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ТЕКТОНИТАХ

Суммирование всех аналитических данных по породам и тектонитам Шарыкалгая, приведенным выше, позволяет наметить ряд общих закономерностей, свойственных процессам перераспределения вещества в тектонитах разного состава.

Если сопоставить изученные БТМ по типу проявления в них метасоматоза, то получаются такие комбинации из семи ведущих петрогенных компонентов:

Гранулитовая фация		Амфиболитовая фация	
Тектониты по эндебитам	Тектониты по основным сланцам	Тектониты по гранитоидам	Тектониты по основным породам
K — Si	K — Al	Al — Mg — Na	Mg — Ca — Na
Na — K — Si	Na — Si — Fe	Al — Fe — Ca — Na	K
Fe — Ca	Na — Si — Fe — K	Mg — Ca — Fe	Si
Si	Si — Al — K — Na	Fe — Ca — Mg	Mg — Al — K
Ca — Mg	Ca	Al — Fe — Mg	
Na — K		Si — Al — Fe(?)	

Иными словами, по преобладанию петрогенных компонентов в процессах метасоматоза тектониты гранулитовой фации (не говоря уже о минеральном составе) четко отличаются от таковых в амфиболитовой.

В гранулитовой фации в тектонитах по эндебитам проявлены процессы Na-K-Si и Fe-Ca-Mg метасоматоза, причем первые преобладают. В основных кристаллосланцах в подавляющей массе это алюмо-кремниво-щелочной метасоматоз или его фрагменты с подключенным сюда Fe, в одном случае это чисто кальциево-углекислый метасоматоз. Даже из такого общего сопоставления видно, что тектониты по породам гранулитовой фации в основном формировались под воздействием флюидов, в составе которых доминировали Si, K, Na. Проявления Fe-Ca-Mg метасоматоза в тектонитах по эндебитам, а Ca-Al-Fe в основных породах можно рассматривать как вторичные явления, обусловленные выносом этих компонентов из смежных серий пород. Такое предположение подтверждается данными по сопоставлению петрогенных компонентов в ряду привнос — вынос (табл. 14), ибо при Si-Na-K метасоматозе из эндебитов выносятся Al, Ca, Mg, Fe, которые на стадии инверсии флюидных систем могут выступать в роли ведущих компонентов, определяющих тип метасоматоза [Летников, 1985].

Совсем иная картина устанавливается для тектонитов по породам амфиболитовой фации (табл. 15), где преобладающим типом метасоматических преобразований является в гранитоидах Fe — Mg — Ca, когда в разных сочетаниях к этим элементам присоединяются чаще Al, реже Na и лишь в одном случае Si и K.

Такой же стиль метасоматоза присущ и тектонитам по основным породам, но здесь к Mg, Ca, Na присоединяется Si, судя по всему вынесенный из гранитоидов. В том случае, когда в тектонитах по диабазам установлен Mg-Al-K метасоматоз, эта зона размещается не в собственно Шарыкалгайском блоке, а за его пределами (пос. Листвянка). В Шарыкалгае (132 км) устанавливается и единственный случай чисто кремниевого метасоматоза в диабазе с формированием эпидозитов. Учитывая преобладающий Ca-Mg-Fe тип метасоматоза в гранитоидах, с большой долей уверенности можно полагать, что Si, Na, K и Al имеют вторичную природу и вытеснены из алюмосиликатных пород щелочноземельными компонентами (см. табл. 15).

Перераспределение элементов в тектонитах по породам гранулитовой фации

Тип метасоматоза (ассоциация тектонитов)	Исходный субстрат	Привнос		Вынос	
		Петрогенные	Микроэлементы	Петрогенные	Микроэлементы
K-Si (Пл + Кв + Би + Карб + Эп)	Эндербит	Si, K, Ti	Li (?)	Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na	Ni, Co, Pb, Sn, Sc, Cr, V, Sr, Th
Na-K-Si (Пл + Кв + Би)	Эндербит	Na, K, Si(?)	Li	Al, Fe, Mg, Ca	Ni, Co, Sn, Sc, Cr, V, Sr, Th, U (?)
Fe-Ca (Кв + Пл + Би + Эп + Карб)	Эндербит	Fe, Ca	Sr, V	Si, Al, Na, K	Li, Rb, Pb, Ni, Co
Si (Кв + Пл + Би)	Эндербит	Si	Li, Sr, Sc	Al, Fe, Mg, Na, K, Ca	Rb, V, Cr, Sn, Pb, Co, Ni
Ca-Mg (Му + Хл + Пл + Кв + Карб)	Эндербит	Ca, Mg	—	Na, Al, Ti, P, Fe	—
Na-K (Кв + Алб + Хл + Карб)	Эндербит	Na, K	Li, Rb	—	Sr, V, Cr, Sc, Pb, Co, Ni
K-Al (Ро + Пл + Би)	Кристаллосланец	K, Al	Li, Rb, Ni, Co, Sc, V, Pb	Si, Fe, Mg, Ca, Na	Sr, Cr, U
Na-Si-Fe (Ро + Пл + Кв + Карб + Би)	Кристаллосланец	Na, Si, Fe	Li, Sr, Pb	Al, Mg, Ca	Rb, Cr, Ni
Na-Si-Fe-K (Ро + Пл + Кв + Карб + Би)	Кристаллосланец	Na, Si, Fe	Rb, V, Sc, Co, Li	Al, Mg, Ca	Sr, Cr, Ni
Si-Al-K-Na (Кв + Пл + Би + Ро + Эп)	Кристаллосланец	Si, Al, K, Na	Li, Rb, Sr	Ti, Fe, Mg, Ca, P	V, Sc, Pb, Co, Ni
Ca-CO ₂ (Хл + Алб + Карб + Кв + + Эп + Би)	Днабаз	Ca	Li, Rb	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na, K, P	Sr

Примечание. В Ca-Mg типе метасоматоза нет анализов на редкие элементы, в Na-K — на петрогенные.

Перераспределение элементов в тектонитах по породам амфиболитовой фации

Тип метасоматоза (ассоциация)	Исходный субстрат	Привнос		Вынос	
		Петрогенные	Микроэлементы	Петрогенные	Микроэлементы
Al-Mg-Na (Кв + Пл + Би)	Плагинейс	Al, Mg, Na, P(?)	Pb(?)	Si, Ca	V, Cr, Co, Ni (Rb, Sr, Sc)
Si-Mg-Ca-Na (Кв + Би + Акт + Карб)	Кристаллосланец	Si, Mg, Ca, Na	Li, Sr, Cr(?)	Ti, Fe, K, P	Rb, V, Sc, Pb, Co
Al-Fe-Ca-Na (Кв + Пш + Му + Би)	Биотитовый гнейс	Al, Ti, Fe, Ca	—	Mg, K, Si	—
K (Пл + Би + Карб)	Кристаллосланец	K	Li, Rb, Sr	Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na	V, Cr, Co, Ni
K-CO ₂ (Кв + Пл + Му + Би + + Скап + Карб)	Плагногранит	K	—	Fe	Li, V, Cr, Sc, Co, Ni
Mg-Ca-Fe (Кв + Алб + Би + Хл + + Акт + Эп + Карб)	Гранитогайеис	Mg, Ca, Fe	Li, Sr, V, Cr, Co	Si, Al, Na, K	Pb, U, Th
Fe-Ca-Mg-CO ₂ (Хл + Акт + Карб + Эп + + Алб + Ка)	Гранитогайеис	Fe, Mg, Ca, Ti	Sr, V, Cr, Sc, Co, Ni	Si, Al, K, Na, P	Li, Rb, Pb
Al-Fe-Mg-Ca-Na-CO ₂ (Кв + Пл + Хл + Му + Карб)	Плагногранито- гайеис	Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na	Sr, V, Cr, Sc, Co, Ni	Si, K (F)	Rb, Sn, Pb
Si (Кв + Эп + Хл + Би)	Диабаз	Si	Rb(?), Cr, Sn, Pb	Fe, Na, K	Li, Sr, V, Sc, Co, Ni
Mg-Al-K (Пл + Би + Хл + Карб)	Диабаз	Mg, Al, K	Li, Rb, Cr	Na, Si, Ti, Fe, Ca	Sr, V, Sc, Pb, Ni
Si-Al-Fe(?) (Кв + Пл + Би + Кшп + + Карб + Эп)	Плагногранит	Si, Al, Fe(?)	V, Cr, Sn, Pb, Ni	Mg, Ca, Fe(?)	—

Примечание. В K(CO₂) типе метасоматоза нет силикатных анализов.

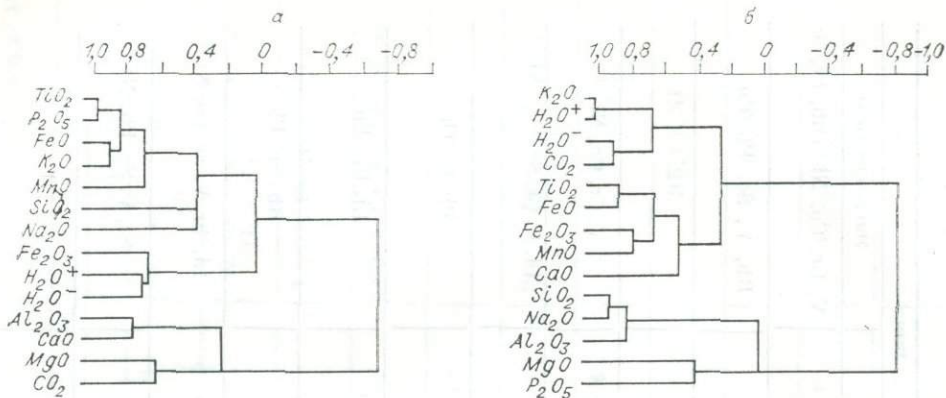


Рис. 16. Результаты кластер-анализа (R-тип).
 а — кристаллосланцы и диабазы; б — Пл — Амф ± бластомylonиты.

Так как в настоящее время все описанные тектониты размещаются на одном уровне и, судя по геологической ситуации, их положение в разрезе не менялось, то это дает нам основание для утверждения о генетическом и возрастном различиях этих двух групп тектонитов, о чем более детально будет сказано ниже.

Наглядное представление о характере взаимосвязи петрогенных компонентов в изученных породах дает сопоставление их кластер-методом. Для кристаллосланцев и диабазов (рис. 16, а) кластер не дает однозначной картины, поскольку в него объединены породы близкого состава, но в разной степени измененные последующими процессами. В силу этого обстоятельства связи между элементами не выявляют явной генетической природы. Однако выделяется типичное для этой группы пород очень тесное группирование Ti и P, что указывает на степень дифференцированности субстрата и обособление Илм и Ап [Летников и др., 1981]. Связь закисного Fe с K дает основание для предположения о том, что процесс фиксации K в Би протекал под воздействием восстановленных флюидов. Связь Si с Na указывает на преимущественное объединение этих элементов в кислой составляющей плагноклазов, точно так же, как и Al с Ca в основных плагноклазах. Связь Fe^{3+} с H_2O означает, что процессы окисления элементов переменной валентности обусловлены привнесом в породу преимущественно водного флюида. Судя по кластеру, разбиение элементов на две неравные подгруппы, в одну из которых входят Al, Ca, Mg, а в другую все остальные петрогенные компоненты, между которыми устанавливается сильная отрицательная связь, может указывать лишь на высокую степень преобразования исходного собственно «габбрового» субстрата, ибо для неизмененного базальта или габбро характерна совсем иная структура кластера [Флюидный режим..., 1981б].

Для Амф или Амф + Би БТМ по кристаллосланцам и диабазам характерна совсем иная структура кластера (см. рис. 16, б). Обособляются две группы элементов: K — H_2O — CO_2 и Ti — Fe — Mn — Ca, между которыми существует хотя и слабая, но положительная связь. Подобная группировка элементов указывает, что в отличие от исходного субстрата (диабазы и сланцы) калиевый метасоматоз в БТМ протекал под воздействием собственно водно-углекислых флюидов с более высоким окислительным потенциалом. Тесная связь Fe и Ti указывает на объединение этих элементов в Илм и меньшее развитие Сф, поскольку связь Ti—Ca значительно слабее. Объединение Si, Na и Al может быть объяснено их преимущественным накоплением в кислых плагноклазах, а хотя и слабая группировка Mg и P указывает, что рост магнезиальности БТМ обуславливает концентрирование в нем P. Резкое обособление элементов на две группы, между которыми устанавливается сильная отрицательная связь, указывает на преобладающий привнос в БТМ Si, Al и Na.

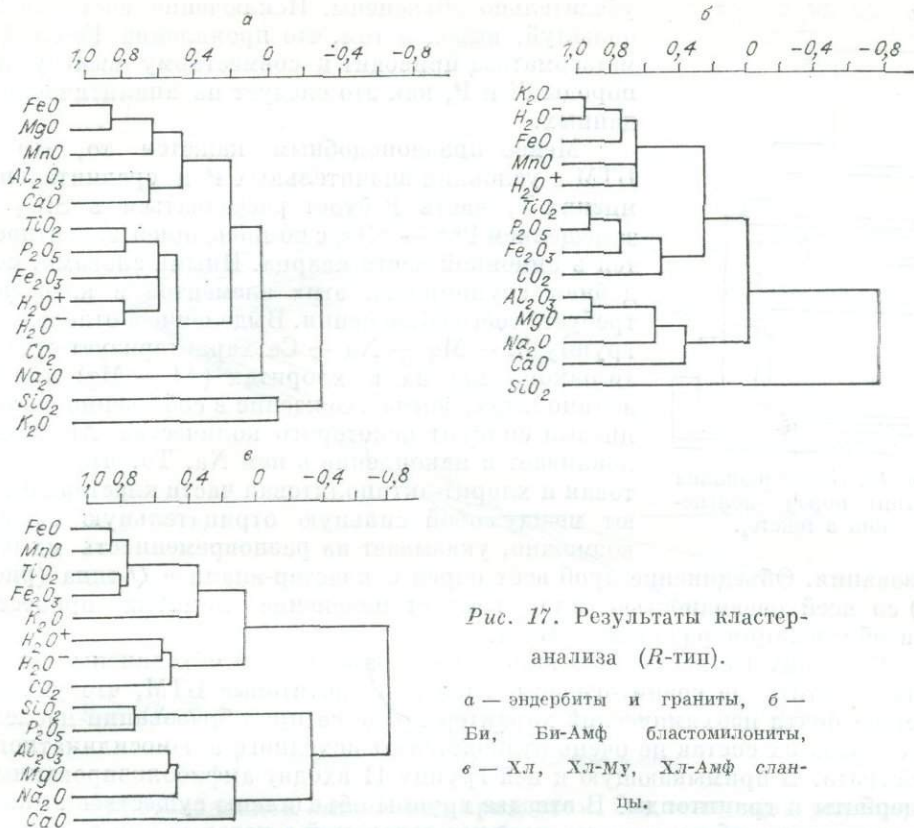


Рис. 17. Результаты кластер-анализа (*R*-тип).

а — эндербиты и граниты, б — Би, Би-Амф blastsмилониты, в — Хл, Хл-Му, Хл-Амф сланцы.

Для эндербитов и гранитов характерна во многом типично «гранитная» структура кластера [Флюидный режим..., 1981а], где четко группируются Fe^{2+} , Mg, Mn в темноцветных силикатах и изоморфные друг с другом Al и Ca в плагиоклазах. Тесная ассоциация Илм с Ап выражается в объединении Ti и P, к которым примыкают Fe^{3+} и $H_2O + CO_2$. Наиболее характерным для этой группы пород является объединение Si и K, которые имеют со всеми остальными компонентами отрицательную связь. Это указывает на развитие в породах процессов привноса SiO_2 и K, но, возможно, не одновременных, когда эти элементы генетически не связаны друг с другом (рис. 17, а).

Би и Амф + Би ВТМ по эндербитам и гранитоидам характеризуются иным типом связей между элементами (см. рис. 17, б). Исчезновение Пир и замещение его Амф и Би приводит к группировке K и Fe^{2+} , к ним примыкает Mn^{2+} , изоморфный с Fe^{2+} . Вместе они составляют обособленную группу, куда входит H_2O , подчеркивая преимущественное накопление этих элементов в Би. Вторая группа петрогенных элементов формирует своеобразное «амфибол-плагиоклазовое» ядро, куда входят Al, Mg, Na, Ca. Группировка Ti, P, Fe^{3+} и CO_2 может быть объяснена тем, что повышение P_{CO_2} приводит к окислению железа до Fe^{3+} , высвобождению Ti из ильменита и обособлению его в виде рутила. Широкое развитие в БТМ кварца обуславливает обособление SiO_2 в данном кластере и его сильную отрицательную связь со всеми остальными компонентами.

Образование Хл, Хл — Му, Хл — Акт БТМ по кислым и основным породам приводит к еще более существенному перераспределению компонентов в породе и их генетически обусловленному разбению в кластере (см. рис. 17, в). Прежде всего обособляются летучие компоненты (H_2O и CO_2), имеющие слабую положительную связь с группой ($Fe + Mn$) — ($TiO_2 + Fe_2O_3$) — K_2O , отображающей спектр элементов, концентрируемых в высокожелезистом Би. Тесное объединение P и Si и отрицательная связь их со всеми остальными компонентами не могут быть достаточно

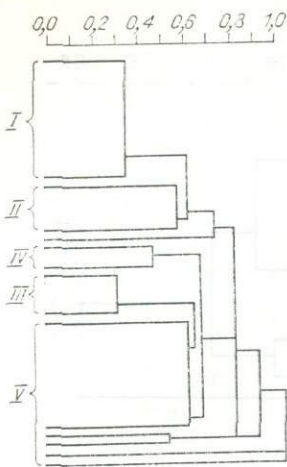


Рис. 18. Кластер-анализ (Q-тип) пород (пояснения в тексте).

убедительно объяснены. Исключение составляет, пожалуй, вывод о том, что проявление Fe-Ca-Mg метасоматоза приводит к совместному выносу из породы Si и P, как это следует из аналитических данных.

Менее правдоподобным кажется то, что в БТМ в условиях значительных P и сравнительно низких T, часть P будет рассеиваться в SiO₂ с замещением P⁵⁺ → Si⁴⁺, с компенсацией валентностей в анионной части кварца. Иными словами, подобная группировка этих элементов в кластере требует своего объяснения. Выделение в отдельную группу Al + Mg + Na + Ca характеризует отчасти накопление их в хлоритах (Al — Mg) или в актинолитах, когда вхождение в собственно кальциевый силикат некоторого количества Al обуславливает и накопление в нем Na. То, что биотитовая и хлорит-актинолитовая части кластера имеют между собой сильную отрицательную связь, возможно, указывает на одновременность их образования.

Объединение проб всех пород в кластер-анализе Q-типа (рис. 18) со всей очевидностью иллюстрирует изменение химизма процесса при образовании различных БТМ.

В группу I с достаточно высокой степенью связей объединены эндербиты, биотитовые гранитогнейсы, гнейсы и биотитовые БТМ, что указывает на почти изохимический характер процесса при образовании последних, когда их состав не очень отличается от исходного алюмосиликатного субстрата. В примыкающую к ней группу II входят амфиболизированные эндербиты и гранитоиды. В эти две группы объединены существенно кислые гранитоподобные породы, привнос оснований в которые при их катаклазе существенно не изменил их первичного состава. Три группы пород образуют вторую половину кластера: исходные кристаллосланцы, диабазы и Амф + Пл БТМ (III), амфиболизированные диабазы и кристаллосланцы (IV) и Му — Хл БТМ по эндербитам и гнейсам; Хл БТМ по диабазам, Хл—Амф по сланцам и Хл—Амф базификаты, тесно примыкающие друг к другу (V). Весьма примечательно, что зрелые БТМ, где проявлен Ca-Mg-Fe метасоматоз, объединяются в одну группу независимо от исходного субстрата, что говорит о высокой степени завершенности процесса. Таким образом, сопоставление исходных пород и образованных по ним тектонитов указывает на существенные изменения связей между петрогенными компонентами в них, а группировка по Q-типу четко разделяет БТМ с разными типами метасоматического преобразования.

Сопоставление между собой тектонитов разного состава по распределению редких и рассеянных элементов с помощью вариационных диаграмм (рис. 19, 20) указывает на существенные различия в накоплении или выносе их в зависимости от типа метасоматических процессов. Если все БТМ по основным сланцам разделить на две группы Би — Амф и Хл — Акт, то в первых накапливаются (в порядке снижения) Pb, Rb, Li, V, Sr, Co и выносятся (в порядке возрастания) Cr, Ni, Sc, Pb, Co. Значительной части этих элементов свойственно проявление обратной тенденции при переходе к Хл — Акт БТМ. Так, в них увеличивается концентрация Cr, Ni, Sr, Li и снижается Co, Sc, V, Pb. Следовательно, в обоих типах тектонитов однонаправленно накапливаются лишь Sr и Li. По щелочным компонентам тенденция разделения в обоих типах метасоматитов проявляется достаточно однозначно: в Би — Амф привнос K и вынос Na и обратные соотношения в Хл-Акт метасоматитах (см. рис. 19). Развитие синтетектонических метасоматитов Би, Би-Му, Хл-Му и Хл-составов по гранитогнейсам имеют свои отличительные особенности (см. рис. 20). Так, для собственно Би метасоматитов характерно незначительное перераспределение микрокомпонентов с тенденцией к выносу Sn, Cr, Ni, Sc, V, Co и привносу Rb, Li,

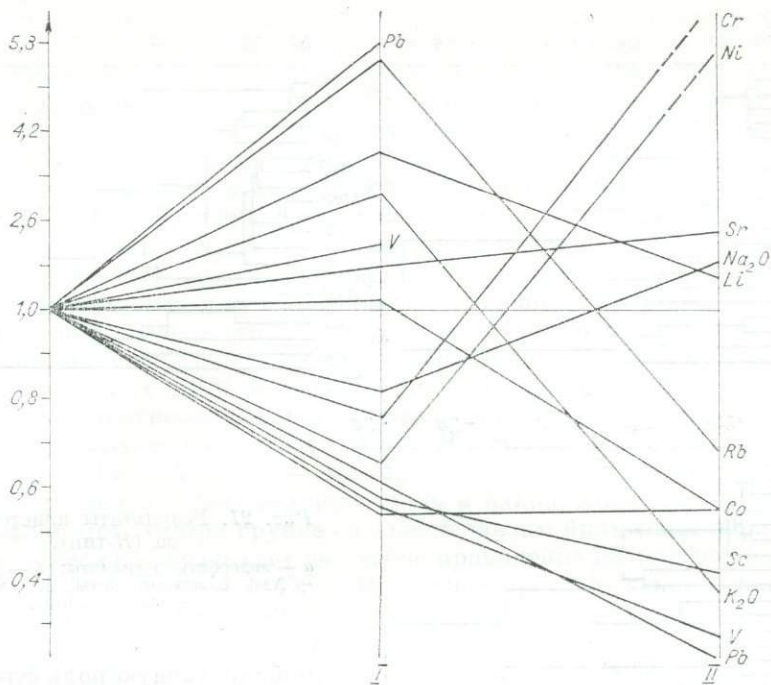


Рис. 19. Вариационная геохимическая диаграмма для тектонитов по кристаллосланцам.

I — Би-Амф; II — Хл-Акт blastsмилониты.

Pb, Sr, с преобладанием выноса над привносом. Эта тенденция усиливается в Би-Му типах, где происходит еще более существенное снижение концентраций почти всех компонентов и незначительное увеличение Rb и Sr. Иными словами, развитие Му вместо Би в еще большей мере снижает емкость тектонита в отношении редких и рассеянных элементов, усиливая

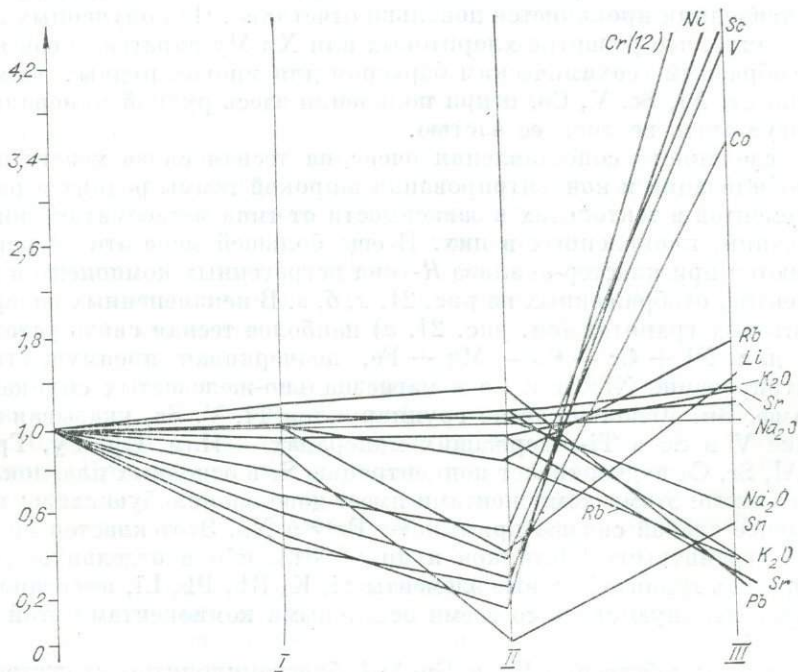


Рис. 20. Вариационная геохимическая диаграмма для тектонитов по гранитогнейсам.

I — Би; II — Би-Му; III — Хл, Хл-Му blastотектониты.

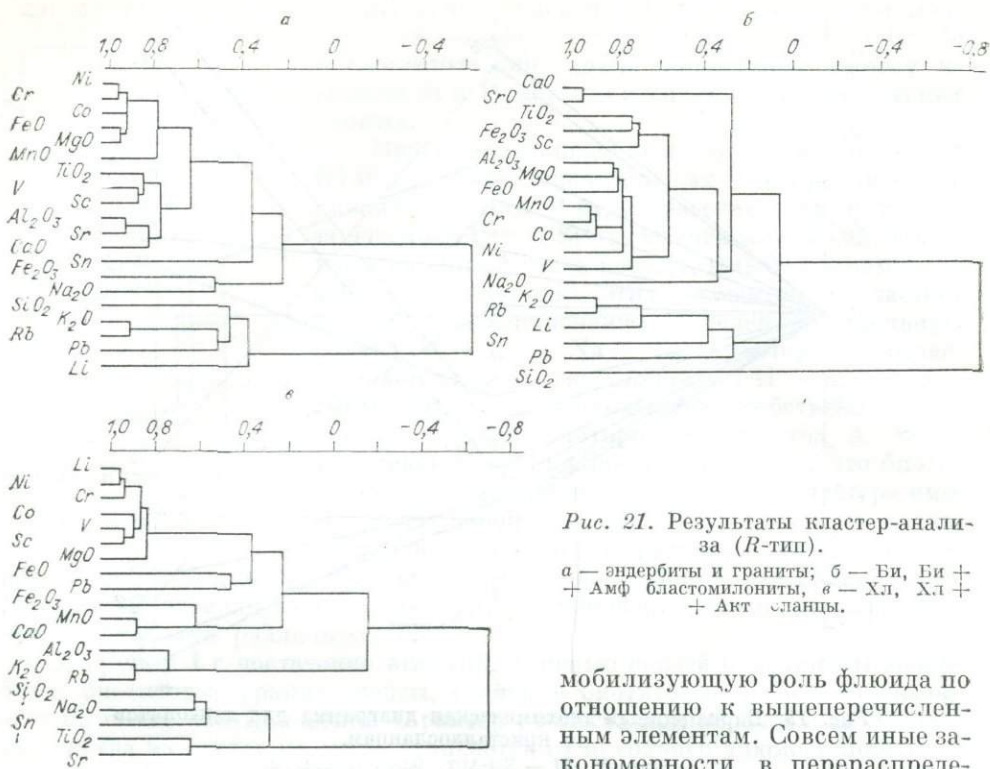


Рис. 21. Результаты кластер-анализа (R-тип).

а — эндербиты и граниты; б — Би, Би + Амф, амфиболиты, в — Хл, Хл + Акт, сланцы.

мобилизующую роль флюида по отношению к вышеперечисленным элементам. Совсем иные закономерности в перераспределении микрокомпонентов уста-

навливаются для хлоритовых и хлорит-мусковитовых метасоматитов.

В собственно хлоритовых типах в значительных количествах концентрируются Cr, Ni, Sc, V, Co и в значительно меньшей мере Li и Sr, с уменьшением Sn, Rb. С возрастанием в породах доли Му соответственно увеличиваются содержания Rb, Li и Sr, хотя и в незначительной мере, но эта тенденция проявляется довольно отчетливо. Из полученных зависимостей видно, что развитие хлоритовых или Хл-Му парагенезисов является своеобразным геохимическим барьером для многих рудных элементов, особенно Cr, Ni, Sc, V, Co, и при появлении здесь рудной минерализации они могут стать весомой ее частью.

Из сделанного сопоставления очевидна тесная связь между процессами мобилизации и концентрирования широкой гаммы редких и рассеянных элементов в тектонитах в зависимости от типа метасоматических преобразований, проявленных в них. В еще большей мере эти зависимости выявляются при кластер-анализе R-типа петрогенных компонентов и микроэлементов, отображенных на рис. 21, а, б, в. В неизмененных эндербитах и биотитовых гранитах (см. рис. 21, а) наиболее тесная связь устанавливается для Ni + Cr — Co — Mg + Fe, подчеркивая преимущественное концентрирование Ni, Cr и Co в магнезиально-железистых силикатах — Пир, Амф, Би. Довольно тесно группируются Ti, V, Sc, указывая на накопление V и Sc в Ti-содержащих минералах — Илм, Сф, Ру. Группировка Al, Sr, Ca подчеркивает концентрацию Sr в основных плагиоклазах. Олово со всеми этими компонентами имеет довольно слабую связь; к нему с еще менее слабой связью примыкают Fe³⁺ и Na. Этот кластер является типично «гранитным» [Летников и др., 1981], ибо в отдельную группу объединились гранитофильные элементы Si, K, Rb, Pb, Li, имеющие сильную отрицательную связь со всеми остальными компонентами этой серии пород.

Переход к собственно Би и Би-Амф амфиболитам существенным образом изменяет связи между компонентами (см. рис. 21, б). В первую очередь наиболее тесная связь устанавливается для пары Ca—Sr в Пл. Вместо триады Ti — V — Sc в гранитоидах здесь обособляется Ti —

— Fe^{3+} —Sc, а V отделяется в другую группу. Подобное разбиение указывает на преимущественное накопление Ti и Sc в минералах с высокими содержаниями Fe^{3+} , Mg (Би, Амф). Объединение Al с Mg и Fe^{2+} иллюстрирует их накопление в Би и Амф, куда входят тесно примыкающие к ним Mn + Cr + Co — Ni — V. С последними слабо связаны Na и Ca. Возможно, это указывает на преобладание их в минералах Na-Ca ряда, главным образом в плагиоклазах и амфиболах. Как и в первом случае, обособляется группа K + Rb — Li с примыкающими к ним Sn и Pb, которые обнаруживают с остальными компонентами довольно слабую положительную связь. Резкое обособление SiO_2 и сильная отрицательная его связь со всеми остальными компонентами подчеркивают тенденцию привноса кремнезема в породу и обособление его в виде все возрастающего количества кварца.

Совсем иная структура кластера характерна для хлоритовых и хлорит-актинолитовых БТМ и метасоматитов по породам кислого состава. Здесь в высокомагнезиальных хлоритах концентрируется целый ряд элементов, что выражается в выделении в R-кластере (см. рис. 21, в) Li + Ni + Cr — Co + V + Sc — Mg. Mg объединяет обе группы элементов, как бы подчеркивая свою ведущую роль в накоплении этих элементов в составе хлоритов. К этой группе со слабой связью примыкает пара Fe^{2+} + Pb, что, возможно, указывает на слабое проявление изоморфного замещения $Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$ и $Pb^{4+} \rightarrow Fe^{2+}$. Последнее предположение основано на близости ионных радиусов Pb^{4+} и Fe^{2+} и нуждается в специальных исследованиях для своего подтверждения. С еще меньшей силой связи к ним примыкает группа Mn + Ca — Fe^{3+} , указывая на вхождение Mn^{2+} и Ca^{2+} в амфиболы и на одновременный процесс перехода части Fe в окисную форму.

Вторая группа большей частью литофильных элементов имеет с первой отрицательную связь и в какой-то мере является реликтовой от исходного гранитного субстрата на фоне наложения Mg-Ca-Fe метасоматоза, присущего данной группе БТМ. В первую очередь это триада Al — K — Rb, характеризующая свое обособление в Му или реликтах Кпш. Группа Si — Na — Sn указывает на преимущественную связь Na и Sn с процессами, обусловленными привносом SiO_2 , например раскислением Пл. Группа TiO_2 и Sr, возможно, подчеркивает преобладание в породе Рут вместо Сф и Илм, и этот процесс, судя по всему, приводит к накоплению в породе Sr, но механизм данного явления до конца не ясен.

Таким образом, совместное сопоставление петрогенных и рассеянных элементов методом кластер-анализа позволяет не только наметить главные группы родственных для каждого типа пород элементов, но и вскрыть более глубокие связи между ними, вплоть до изоморфных замещений на уровне не очень высоких изначальных концентраций.

Особо следует рассмотреть поведение противоположных по своим свойствам элементов; с одной стороны — Au, а с другой — U и Th. Аналитические данные по золоту немногочисленны (табл. 16). Максимальные содержания Au характерны для кристаллосланцев, снижаясь в ряду эндербиты — биотитовые граниты. Процессы раскисления пород в тектонических зонах сопровождаются снижением концентраций золота, в то время как почти изохимическая амфиболизация гранитоидных пород (Амф → Пир, Амф → Би) сопровождается некоторым возрастанием его содержаний. При образовании изохимических тектонитов по эндербитам и гранитоидам количество его практически не меняется. Низкотемпературный катаклиз также не приводит к изменению содержаний золота. Однозначно устанавливается накопление Au в БТМ при развитии Fe-Mg-Ca метасоматоза в породах гранитоидного ряда.

В противоположность Au содержания U и Th возрастают по мере усиления процессов гранитизации (см. табл. 5, 12, 13). В Пир-Пл кристаллосланцах концентрации этих элементов минимальны, а в эндербитах, биотитовых гранитоиднейсах и Амф-Пл кристаллосланцах примерно равны.

Содержание Au в породах и тектонитах шарыжалгайского комплекса, мг/т

№ пробы	Порода	Au	№ пробы	Порода	Au
61-11	Пир — Пл кристаллосланец	2,3	51-16	Эндербит	0,2
61	Бластокатаклазит	0,2	51-2	Биотитовый бластомилонит	0,2
61-10	Бластомилонит	0,2			
60-13	Кристаллосланец	1,2	61-9	Эндербит	0,9
60-14	Бластокатаклазит	3,0	61-5	Биотитовый бластомилонит	1,0
60-16	Бластомилонит	3,2			
58-14	»	0,2	63-10	Эндербит	1,7
			63-5	Биотитовый бластомилонит	1,5
66-6	Кристаллосланец	2,4	73-8	Эндербит	2,0
66-10	Бластокатаклазит	5,0	73-1	Хлоритовый бластокатаклазит	2,3
66-11	Бластомилонит	1,9			
75-2	Кристаллосланец	3,6	64-10	Эндербит	0,2
75-8	Бластокатаклазит	0,2	64-13	Мусковит-хлоритовый сланец	0,2
75-9	Бластомилонит	2,0			
58-13	Эндербит	0,2	71-5	Гранитогнейс	0,2
58-7	Бластомилонит (Кв + + Пл + Би)	2,4	71	Биотитовый бластомилонит	0,2
58-7-1	Бластомилонит (Ро + + Эп + Пл)	0,8	74-5	Гранитогнейс	0,2
60-8	Эндербит	2,8	74-11	Мусковит-хлоритовый сланец	0,2
60	Биотитовый бластомилонит	0,2			
49-27	Кристаллосланец гранитизированный	0,2	55-16	Гранитогнейс	2,8
49-18	Биотит-амфиболовый бластомилонит	0,2	55	Хлоритовый бластокатаклазит	0,2
			55-8	Хлорит-актинолитовый метасоматит	14,8

Примечание. Анализы выполнены химико-спектральным методом. Аналитики Р. М. Клячина, Т. П. Вольнец, ИЗК СО АН СССР.

Особенно резкое возрастание содержания Th характерно для процессов биотитизации, образования биотитовых гнейсов и гранитогнейсов. Развитие в БТМ процессов амфиболитизации (разрез № 60), а в ряде случаев биотитизации и окварцевания (разрезы № 66, 58), проявленных в кристаллосланцах, сопровождается увеличением содержания U и особенно Th. БТМ с карбонатным типом метасоматоза присущ вынос U и Th. В высокотемпературных БТС по гранитоидам проявляются одновременно по разным зонам обе тенденции — и к выносу, и накоплению, поэтому вывод здесь не может быть однозначным. В более низкотемпературных тектонитах зеленосланцевой фации содержание U уменьшается, а Th возрастает (разрезы № 64, 73, 74). Опять же, в отличие от Au, развитие Fe-Mg-Ca метасоматоза с высокой ролью CO₂ (образование карбонатов) сопровождается проявлением однонаправленной тенденции к выносу из БТМ U и Th.

Таким образом, если увязать уровни концентрирования микроэлементов с типами метасоматического преобразования тектонитов, полагая, что нижние, наиболее глубинные, части колонны представлены K-Si-Na метасоматитами, где концентрируются Li, Rb, Sn и Pb, U и Th, то в высокотемпературных Ca-Mg-Fe зонах это Cr, V, Co, Ni, Sc, Sr, Au, а в расположенных выше низкотемпературных — Cr, V, Co, Ni, Au, Li, Pb, Th. Учитывая направленность процесса, можно полагать, что уже на этой стадии

тектонических зон закладывается их геохимическая специализация. Ибо усиление K-Si-Na метасоматоза может привести к усилению здесь процессов гранитизации и появлению гранитоподобных метасоматитов или пегматитов с повышенными содержаниями Li, Rb, Sn. Точно так же на основе Ca-Mg-Fe метасоматитов при высокой концентрации серы и восстановительном флюидном режиме могут сформироваться зоны хлоритизации с золото-сульфидной минерализацией. Особое значение в этом плане приобретает проблема сопряженных с тектонитами жильных образований.

Глава III

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

Для определения флюидного режима формирования тектонитов нами была использована методика газового хроматографического анализа горных пород, апробированная нами ранее на большом количестве объектов [Летников и др., 1981; Флюидный режим, 1977, 1980а, б].

Тектониты по породам гранулитовой фации охарактеризованы теми же пробами, которые использовались для петрохимических и геохимических целей и отражены на соответствующих разрезах, описанных выше.

Мощная зона тектонитов изучена на разрезе № 60, где БТК и БТМ развиты по эндербитам и кристаллосланцам. Сопоставление флюидных характеристик этих пород гранулитовой фации (пр. 60-13, табл. 17 и 60-4 — 60-8, табл. 18) указывает на их близость по таким показателям, как H_2/H_2O , CO/CO_2 , H/C и $\Sigma_{газ}/\Sigma_{газ+H_2O}$, хотя в сланцах несколько выше содержание H_2O и $\Sigma_{газ}$. Иными словами, очевидна однотипность флюидного режима формирования этих пород в условиях гранулитовой фации.

Развитие БТМ по эндербитам в первую очередь выражается в значительном увеличении во флюидах H_2O и CO_2 , хотя в целом отношение H_2/H_2O по сути дела существенно не меняется. Доля H_2O по сравнению с газами в БТМ возрастает в большей мере, однако содержание газов также возрастает в нем примерно в 2 раза (см. табл. 18). Особенно резко увеличивается в этой зоне в БТМ количество H_2 и в одной пробе CO , что приводит к некоторому повышению отношений H/C в БТС по сравнению с эндербитом. В некоторых пробах из БТК, окаймляющих зоны милонитизации, увеличивается доля H_2O во флюиде от 12—53 до 59—87%, в остальном же они по флюидным характеристикам занимают промежуточное положение между эндербитами и БТМ по ним. Судя по флюидным анализам, можно предполагать некоторый привнос в зону H_2O и H_2 , что находит свое отражение в увеличении отношения H/C от 2 до 5,5 в эндербитах и до 6,5—8,5 в милонитах.

Обратная зависимость отмечается у милонитов по кристаллосланцам. За счет привноса CO_2 и развития процессов карбонатизации в породе резко возрастает содержание CO_2 и незначительно H_2O . Более чем в 3—4 раза увеличивается доля CO во флюиде и растет количество H_2 . Поэтому отношение H/C снижается до 1 с сохранением в общем на одном уровне степени окисленности флюида. По сравнению со сланцем в БТМ в 2,5 раза возрастает количество флюидной фазы с изменением отношения газ/вода от 0,46 в сланцах до 0,749 в БТМ.

Таким образом, по отношению H/C и составу флюидов в БТМ по эндербитам можно полагать, что формирование тектонитов сопровождалось привнесом H_2O и H_2 и одновременно — Si, K и Na(?), что привело в итоге к образованию существенно гранитоподобных БТМ, флюиды которых по степени восстановленности в малой мере отличались от флюидов,

Флюидная характеристика кристаллосланцев и тектонитов, мл/г

№ пробы	Название и состав породы	L	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	$\frac{H_2}{H_2O}$	$\frac{CO}{CO_2}$	Σгаз	Σгаз+H ₂ O	H/C	$\frac{\Sigma_{газ}}{\Sigma_{газ+H_2O}}$
Р а з р е з № 60 (90 км)														
60-13	Кристаллосланец некатаклизированный													
	Пл + МПир + РПир + Ро + Мг Бластокатаклизит	—	4,3	2,6	0,52	—	0,55	—	0,128	0,2	3,67	7,97	3	0,460
60-14	Пл + Ро + Би + Карб + Эл Бластомилониты	—	2,4	1,6	0,82	—	3,00	—	1,25	0,513	5,42	7,82	4,5	0,693
60-15	Пл + Ро + Карб + Би + Мг	—	4,8	10,8	2,30	—	1,20	—	0,25	0,213	14,3	19,10	1	0,749
60-16	Пл + Ро + Карб	—	5,2	11,1	1,70	—	0,66	—	0,127	0,153	13,46	18,66	1	0,721
Р а з р е з № 61 (85,7 км)														
61-11	Пл + Пир + Ро + Мг Кристаллосланцы катаклизированные	80	1,8	1,6	0,13	—	0,22	—	0,122	0,081	1,95	3,75	2,5	0,52
61-4	Пл + Пир + Амф + Би + Мг	2,0	2,71	0,68	0,75	Сл.	0,86	0,05	0,317	1,103	2,34	5,05	5	0,463
61-3	То же	1,5	4,00	0,49	0,005	—	0,58	0,03	0,145	0,010	1,105	5,105	19	0,216
61-2	Пл + Амф + Би + Эл + Мг	1,0	3,3	0,09	Сл.	—	0,53	—	0,161	—	0,62	3,92	60,5	0,158
61-1	То же	0,4	5,35	0,18	0,002	—	1,05	—	0,196	0,011	1,232	6,582	71,5	0,187
61	» Бластомилонит	0	7,02	0,14	0,001	—	1,15	—	0,207	0,007	1,591	8,611	122	0,185
61-10	Пл + Би + Кв	—	15,8	0,12	0,008	—	0,49	—	0,031	0,67	0,618	16,42	291	0,038

Разрез № 66 (93,75 км)

66-6	Пир + Пл + Амф + Киш + Карб	4,5	2,3	2,7	0,24	0,014	0,66	—	0,287	0,089	3,614	5,914	2	0,611
66-7	То же	3,1	7,4	4,3	0,44	—	0,77	—	0,104	0,102	5,510	12,91	3,6	0,427
66-8	Пл + Пир + Амф + Би + Карб + + Мг	2,3	3,5	2,7	0,28	—	0,44	—	0,126	0,104	3,420	6,92	2,5	0,494
66-9	Пл + Пир + Амф + Мг + Карб	1,5	7,8	3,1	0,64	—	1,10	—	0,141	0,206	4,840	12,64	5	0,383
66-10	Пл + Амф + Би + Эп + Карб + + Мг	0,2	4,8	2,0	0,47	—	0,82	—	0,171	0,235	3,290	8,09	4,5	0,407
	Бластомилонит													
66-11	Пл + Би + Карб	—	15,6	16,3	1,40	—	1,60	—	0,103	0,086	19,300	34,90	2	0,553

Разрез № 51 (99,2 км)

	Бластокатаклазиты													
51-17	Пл + Амф + Эп + Скап + Карб + Би	—	8,0	0,47	0,05	—	1,4	—	0,175	0,106	1,92	9,92	36,5	0,194
51-18	То же	—	7,8	2,5	0,31	—	1,04	—	0,133	0,124	3,85	11,65	6,5	0,330

Разрез № 60 (90 км)

	Амфиболит													
60-25	Амф + Би + Мг	—	2,3	0,07	0,03	—	2,74	—	1,191	0,429	2,84	5,14	102	0,553
	Амфиболит катаклазированный													
60-26	Амф + Би + Мг	—	3,7	0,29	0,08	—	1,40	2	0,378	0,276	1,77	5,47	28	0,324

Разрез № 75 (120 км)

75-2	Пл + Амф + Пир + Би + Мгт	0,8	8,44	2,12	0,56	—	2,55	0,02	0,302	0,264	5,25	13,69	8	0,383
75-1	Пл + Амф + Би + Пир + Эп + Мг	0,6	9,10	3,07	0,72	—	2,39	—	0,263	0,239	6,18	15,28	6	0,404
75	То же	0,2	11,40	0,67	0,48	—	2,64	0,03	0,232	0,716	3,82	15,22	24,5	0,251
	Бластокатаклазит													
75-8	Кв + Ро + Карб + Би + Мг	0	16,50	11,40	2,60	—	2,50	—	0,152	0,228	16,50	33,00	3	0,500
	Бластомилонит													
75-9	Кв + Би + Акт + Карб	—	28,20	15,90	1,64	—	0,22	—	0,008	0,103	17,76	45,96	3	0,386

Примечание. Аналитики Н. В. Забова, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

Флюидная характеристика эндербитов и тектонитов, мл/г

№ пробы	Название и состав породы	L	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N	$\frac{H_2}{H_2O}$	$\frac{CO}{CO_2}$	Σгаз	Σгаз+H ₂ O	H/C	$\frac{\Sigma_{газ}}{\Sigma_{газ+H_2O}}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Разрез № 60 (90 км)														
Эндербиты														
60-8	Пл + Кв + Кшш + МПир + + РПир + Би + Мг	110	1,84	1,97	0,27	—	0,23	0,03	0,125	0,137	2,50	4,34	2	0,576
60-7	То же	80	2,92	1,65	0,24	Сл.	0,77	—	0,264	0,145	2,66	5,58	4	0,476
60-6	»	60	2,26	1,67	0,12	0,007	0,21	0,03	0,093	0,073	2,04	4,30	3	0,474
60-5	»	30	2,17	1,0	0,04	—	0,65	—	0,299	0,040	1,69	3,86	5,5	0,438
60-4	»	10	3,93	2,3	0,28	—	0,37	0,01	0,094	0,122	2,96	6,89	3,5	0,430
Бластокатаклазиты														
60-3	Пл + Кв + Кшш + Би	35	3,17	0,29	0,05	Сл.	0,15	—	0,047	0,172	0,49	3,66	20	0,134
60-2	Пл + Кв + Кшш + Би + Му + + Скал	20	1,75	0,74	0,14	—	0,35	—	0,200	0,189	1,23	2,98	5	0,413
60-1	Пл + Кв + Кшш + Би	10	6,01	3,06	0,49	Сл.	0,77	—	0,128	0,160	4,32	10,33	4	0,418
Бластомилониты														
60	Кв + Пл + Кшш + Би + Мг	—	9,60	2,12	0,60	Сл.	2,18	0,02	0,227	0,283	4,92	14,52	8,5	0,339
60-11	Кв + Пл + Кшш + Би + Му + + Карб	—	5,01	1,43	0,33	—	0,89	—	0,178	0,231	2,65	7,66	6,5	0,346
Разрез № 58 (90,82 км)														
Эндербиты														
58-13	Пл + Кв + Кшш + МПир + + РПир + Ро + Мг	3,7	1,63	1,46	0,11	0,003	0,18	—	0,110	0,075	1,753	3,383	2,5	0,518
58-11	То же	2,1	1,34	0,79	0,09	0,007	0,21	—	0,157	0,114	1,097	2,347	3,5	0,450
58-10	»	1,0	3,30	1,50	0,26	0,007	0,93	—	0,282	0,173	2,697	5,997	5,0	0,449

Бластокатаклазиты														
58-9	Пл + Кв + Кшш + Ро + Би	0,7	2,84	1,12	0,15	0,007	0,93	—	0,327	0,134	2,207	5,047	6,0	0,437
58-8	Пл + Кв + Кшш + Ро + Би + + Эп + Мг	0,3	2,42	0,11	0,02	—	0,54	—	0,223	0,182	0,670	3,09	46,5	0,216
Бластомилониты														
58-7	Кв + Пл + Би	—	2,67	0,09	0,02	0,007	0,56	—	0,210	0,222	0,677	3,347	19	0,202
58-15	То же	—	5,80	0,45	0,04	—	0,93	—	0,160	0,089	1,420	7,22	27,5	0,197
58-7-1	Ро + Эп + Сф + Пл	—	4,60	0,33	0,05	Сл.	1,54	—	0,335	0,152	1,92	6,52	32,5	0,294

Разрез № 51 (99,2 км)

Калициатизированные эндербиты														
51-16	Пл + Кшш + Кв + МПир + + РПир + Ро + Би + Мг	3,3	1,59	2,56	0,41	0,003	0,21	—	0,132	0,160	3,183	4,773	1	0,667
51-15	То же	2,8	3,76	1,04	0,29	Сл.	1,66	0,05	0,441	0,279	3,040	6,800	8	0,447
51-14	»	2,1	1,80	0,93	0,14	—	0,54	—	0,300	0,151	1,610	3,410	4,5	0,472
51-9	Пл + Кшш + Кв + МПир + + РПир + Ро + Би + Мг	1,5	4,84	2,72	0,43	—	0,44	0,06	0,091	0,158	3,65	8,49	3,5	0,429
51-8	То же	1,0	3,51	2,74	0,61	0,007	0,70	0,06	0,199	0,223	4,117	7,627	2,5	0,539
51-10	»	1,0	2,67	2,72	0,42	0,007	0,65	—	0,243	0,154	3,797	6,467	2	0,587
Бластокатаклазиты														
51-7	Пл + Кв + Кшш + Амф + Би + Мг	0,5	2,51	1,97	0,44	Сл.	0,77	—	0,307	0,223	3,18	5,69	2,5	0,559
51-4	То же	0,5	4,38	1,21	0,27	—	1,02	0,05	0,233	0,233	2,55	6,93	7,5	0,368
51	Пл + Кв + Кшш + Пир + Би + + Амф + Мг	0,5	1,80	0,75	0,16	—	0,94	—	0,522	0,213	1,85	3,65	6	0,507
51-1	То же	0	2,09	0,85	0,26	—	0,70	—	0,335	0,306	1,81	3,90	5	0,464
51-21	Пл + Кв + Кшш + Би + Амф + + Мг	0	7,3	3,50	0,53	—	1,80	Не опр.	0,247	0,151	5,83	13,13	4,5	0,444
51-22	То же	0	2,2	4,90	0,90	—	1,10	—	0,500	0,184	6,900	9,10	1	0,758
Бластомилониты														
51-2	Кв + Пл + Кшш + Би + Амф	—	2,17	1,38	0,04	—	0,73	0,07	0,336	0,039	2,22	4,39	4	0,506
51-3	То же	—	3,67	1,21	0,31	0,007	1,03	—	0,281	0,256	2,557	6,227	6	0,411
51-5	»	—	3,34	3,43	0,55	—	0,79	—	0,237	0,160	4,77	8,11	2	0,588
51-6	»	—	4,60	4,95	1,70	Сл.	1,52	—	0,330	0,343	8,17	12,77	2	0,639
51-11	»	—	2,05	0,98	0,13	—	0,98	—	0,478	0,133	2,09	4,14	5,5	0,505

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Разрез № 49 (102,1 км)														
Гранитизированные сланцы														
49-127	Пл + Пир + РПир + Кв + + Кшш + Би + Мг + Ро	3,4	4,59	1,62	0,21	—	0,23	—	0,050	0,130	2,06	6,65	5	0,309
49-34	То же	2,5	2,44	1,14	0,06	—	0,25	—	0,102	0,053	1,45	3,89	4,5	0,373
49-30	»	2,1	3,34	1,69	0,20	Сл.	0,37	—	0,114	0,118	2,26	5,60	4	0,404
49-33	Пл + МПир + РПир + Кв + + Кшш + Би + Ро + Мг	1,8	1,88	1,01	0,17	0,003	0,35	0,08	0,186	0,168	1,613	3,493	4	0,462
49-32	То же	1,2	3,67	1,47	0,18	—	0,63	—	0,172	0,122	2,28	5,95	2	0,383
49-31	»	0,7	1,67	1,12	0,38	0,007	0,77	—	0,461	0,339	2,277	3,947	1	0,577
Бластокатаклазиты														
49-16	Пл + Кв + Кшш + Пир + Амф + + Би + Мг	—	5,05	1,49	0,19	0,007	1,52	0,03	0,301	0,160	2,937	7,987	9,5	0,378
49-15	То же	—	5,01	0,19	0,07	—	0,68	—	0,136	0,368	0,94	5,95	44	0,158
Бластомилониты														
49-11	Пл + Кв + Амф + Би + Мг	—	5,01	1,22	0,16	0,02	1,87	—	0,373	0,131	3,27	8,28	10	0,395
49-18	То же	—	5,72	0,57	0,06	0,003	1,40	0,04	0,245	0,105	2,073	7,793	22,5	0,266
Разрез № 61 (85,7 км)														
Эндербиты														
61-9	Пл + Кв + МПир + РПир + + Би + Мг	2,0	5,09	2,35	0,18	Сл.	0,25	0,07	0,049	0,077	2,85	7,94	4	0,359
Бластокатаклазиты														
61-8	Пл + Кв + Кшш + Би + Ро	1,5	2,92	1,2	0,24	—	0,42	0,03	0,144	0,2	1,89	4,81	4,5	0,393
61-7	То же	1,0	2,70	0,8	0,11	—	0,84	0,03	0,311	0,138	1,78	4,48	8	0,397
61-6	»	0,5	3,80	0,62	0,06	0,003	0,73	—	0,192	0,097	1,413	5,213	13	0,271
Бластомилониты														
61-5	Кв + Пл + Би + Карб + Эл	—	2,26	4,35	0,42	—	0,23	0,04	0,102	0,097	5,04	7,21	1	0,699

Разрез № 63 (83,825 км)

Эндербиты														
63-10	Пл + Кв + Пир + Ро + Би + Мг	3,4	3,67	1,73	0,13	—	0,35	0,04	0,095	0,075	2,25	5,92	4,5	0,380
63-9	То же	2,8	5,35	1,98	0,56	—	0,75	0,06	0,140	0,283	3,35	8,70	5	0,385
63-8	»	2,0	4,34	3,80	0,45	—	0,42	—	0,097	0,118	4,67	9,01	2,5	0,518
63-7	»	1,2	3,84	3,01	0,43	—	0,65	0,02	0,169	0,143	4,11	7,95	2,5	0,517
Бластокатаклазиты														
63-6	Пл + Кв + Би + Амф	0,5	6,09	2,44	0,54	—	1,02	—	0,167	0,221	4,00	10,09	5	0,396
Бластомилониты														
63-5	Кв + Пл + Би + Скап + Карб + + Му	—	13,2	8,39	1,18	Сл.	0,91	—	0,069	0,141	10,48	23,68	3	0,443

Разрез № 64 (76,4 км)

Черноэндербиты														
64-14	Пл + Кв + Кпш + Би + Ро + + Пир + Карб + Би + Эл	22	8,0	2,30	0,30	—	1,5	—	0,188	0,130	4,10	12,10	7	0,339
Бластокатаклазиты														
64-9	Кв + Пл + Би + Эл + Карб	3,1	8,6	3,53	0,38	—	1,38	—	0,160	0,108	5,29	13,89	5	0,381
64-8	То же	2,1	11,6	3,64	0,32	—	1,24	—	0,107	0,088	5,20	16,80	6,5	0,310
64-7	Кв + Пл + Му + Хл + Карб + + Скап	1,1	4,07	1,79	0,27	Сл.	0,82	—	0,201	0,151	2,88	6,95	5,5	0,414
64-5	То же	0	17,2	5,44	0,22	—	0,82	0,02	0,048	0,04	6,50	23,70	6,5	0,274
Бластомилониты														
64-13	Кв + Алб + Хл + Карб + Пи	—	2,8	19,50	0,60	—	1,60	Не опр.	0,571	0,031	21,70	24,50	0,5	0,886

Разрез № 73 (84 км)

Бластокатаклазиты														
73-5	Пл + Кв + Би + Карб + Скап + + Мг	30	3,7	8,4	0,51	0,014	1,00	Не опр.	0,270	0,061	9,92	13,62	1,06	0,728
73-4	Пл + Кв + Би + Карб + Скап + + Му + Хл	18	10,2	12,2	2,10	0,014	0,88	»	0,157	0,172	15,91	16,11	1,65	0,609
73-3	То же	10	10,0	4,9	0,48	—	1,40	»	0,140	0,098	6,78	16,78	3,50	0,404
73-6	»	1	8,4	0,29	0,06	—	0,66	»	0,079	0,207	1,01	9,41	52	0,107
73-2	»	0	19,7	11,5	0,55	0,014	0,88	»	0,045	0,048	12,94	32,64	3,50	0,397
73-1	Кв + Алб + Хл + Карб	—	30,1	15,0	0,90	0,014	1,20	»	0,067	0,060	17,93	48,03	4	0,373

Примечание. Аналитики Н. В. Забоява, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

Содержание фтора в породах шарыжалгайского комплекса, %

№ пробы	Порода	F	№ пробы	Порода	F
60-13	Кристаллосланец амфибол-пироксен-плагноклазовый Бластомилонит амфибол-плагноклазовый	0,014	46	Эндербит Бластомилонит мусковит-биотитовый	0,055
60-16		0,008	46-3		0,042
61-11	Кристаллосланец амфибол-пироксен-плагноклазовый То же	0,032	49-34	Кристаллосланец гранитизированный Бластомилонит амфибол-биотитовый	0,130
61-4		0,04	49-18		0,052
61	Кристаллосланец катаклазироваанный Бластомилонит биотит-амфиболовый	0,023	51-16	Эндербит Бластомилонит биотитовый То же	0,052
61-10		0,035	51-2		0,011
			51-21		0,145
66-7	Кристаллосланец амфибол-пироксен-плагноклазовый Бластомилонит биотитовый	0,135	58-11	Эндербит Бластомилонит биотитовый Метасоматит амфиболовый	0,012
66-11		0,044	58-7 58-7-1		0,017 0,095
75-2	Кристаллосланец амфибол-плагноклазовый Кристаллосланец катаклазироваанный	0,09	60-9	Эндербит Эндербит катаклазироваанный	0,016
75-8		0,09	60-3		0,012
75-9	Бластомилонит амфиболовый Эндербит биотитизированный Бластомилонит биотитовый	0,055	60	Бластомилонит биотитовый Гнейс биотитовый Гнейс хлоритизированный Гнейс катаклазироваанный хлоритизированный	0,011
61-8		0,008	74-6		0,042
61-5		0,013	74-3		0,010
			74		0,010
64-9	Эндербит амфиболизированный	0,051	74-10	Бластомилонит хлоритовый	0,010
64-5	Эндербит мусковитизированный Бластомилонит мусковит-хлоритовый	0,050	55-16	Гранитогнейс биотитовый Гранитогнейс катаклазироваанный хлоритизированный	0,017
64-13		0,037	55		0,018
71-5	Гнейс биотитовый Бластомилонит биотитовый	0,060	55-8	Метасоматит актинолит-хлоритовый	0,010
71		0,064			
70-18	Гнейс биотитовый катаклазироваанный Бластомилонит биотитовый	0,016	75-10	Бластомилонит биотитовый по биотитовому гнейсу Бластомилонит хлорит-биотитовый	0,045
70-9		0,017	75-11		0,046
			72-1 72		Гранитогнейс биотитовый Метасоматит актинолит-хлорит-биотитовый

П р и м е ч а н и е. Аналитик Н. Г. Таскина, ИЗК СО АН СССР.

заклученных в эндербитах. Совсем иная картина свойственна процессам метасоматоза в тектонической зоне по основным кристаллосланцам, где преобладание процессов карбонатообразования привело к накоплению CO_2 в породе, хотя опять же степень окисленности флюида мало отличается от таковой в БТМ по эндербитам.

Обращает на себя внимание в том и другом случае рост количества H_2 в БТК, а также отношения CO/CO_2 , что позволяет полагать о миграции сюда части восстановленных компонентов и образовании здесь зоны с более восстановленными флюидами, как бы окаймляющей стержневую ее часть, сложенную бластомилонитами. Это предположение отчасти подтверждается тем, что в отдельных пробах, взятых в БТК на контакте их с милонитами, отношение $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ достигает 2,9, т. е. выше, чем в исходных породах.

Воздействие в достаточной мере окисленного флюида в зоне БТМ приводит к мобилизации значительной части микрокомпонентов (см.

табл. 4, 7) и переводу их в подвижное состояние. При этом из сланцев и в меньшей мере из эндробитов происходит вынос F (табл. 19).

Разрез № 61 также характеризует процесс формирования БТМ по породам контрастного состава — эндробитам и кристаллосланцам. Сделанное сопоставление (см. табл. 17, 18) указывает на существенные отличия флюидных систем в БТМ по этим двум типам пород. Для сланцев характерно $H_2O \gg CO_2$, что обуславливает аномально высокую величину $H/C = 291$ и низкий уровень $H_2/H_2O = 0,031$. Напротив, в эндробитах $CO_2 > H_2O$ и $H/C = 1$, когда содержание CO в БТМ является максимальным для этого разреза (см. табл. 18, рис. 2).

Степень окисления H_2 и CO здесь примерно одинакова (0,102 и 0,097 соответственно), с существенным преобладанием газовой составляющей над чисто водной. Следовательно, наличие двух флюидных систем в породах разного состава, что указывает на высокую степень влияния исходных пород на физико-химические свойства флюидов в образующихся по ним тектонитах.

Для этого разреза характерно то, что в БТМ по эндробитам содержание H_2O по сравнению с исходными породами снижается почти в 2 раза на фоне такого же увеличения CO_2 (см. табл. 18). Иными словами, устанавливается переход от водно-углекислой к углекисло-водной системе и снижению отношений H/C от 4 до 1. Происходит своеобразное осушение системы, что приводит к тому, что на контакте с БТМ Амф \rightarrow Би и в самих милонитах наблюдается увеличение доли лейкократовых минералов (в первую очередь кварца) на фоне значительного выноса K из системы. Возрастание P_{CO_2} обуславливает в БТМ образование среди Кв-Пш слоев маломощных жилков и прожилков Эп + Карб. По мере удаления от зоны БТМ в сланцах происходит постепенное снижение концентрации H_2O , а в зоне БТК отмечается более высокое содержание H_2 . Аналогичная картина в отношении H_2 наблюдается и в БТМ по эндробитам (см. рис. 2, табл. 18), хотя во флюиде здесь $CO_2 > H_2O$. Иными словами, вокруг центральной зоны милонитизации в катаклазированных породах образуется зона, обогащенная восстановленными флюидами, в первую очередь водородом. В пользу этого свидетельствует также и последовательное снижение степени окисления Fe: FeO/Fe_2O_3 в эндробите 3,52; в эндробите, где Амф + Би \rightarrow Пир — 2,7 и в БТМ — 1,7. Таким образом, и в чисто водной, и в водно-углекислой синтетектонических флюидных системах происходит своеобразная дифференциация флюида, особенно по водороду. В стержневой части флюид более окислен и восстановлен в окружающих блоках катаклазитов.

На разрезе № 51 мощная зона тектонитов Кв + Пл + Би + Ро + Карб состава сечет калишпатизированные эндробиты и здесь же по основным сланцам развиваются БТК Пл + Амф + Эп + Скап + Карб + Би.

Для флюидных систем в обеих зонах БТМ и БТК характерно $H_2O > CO_2$, причем в сланцах в большей мере, чем в эндробитах. Поскольку в сланцах проявлены лишь блококатаклазиты, то сопоставление не может быть полным, поэтому более детально рассмотрим зону в эндробитах.

Прежде всего необходимо подчеркнуть близость по величине отношений H/C исходных эндробитов и БТМ по ним, по данному показателю это однотипные системы. Столь же близки они в эндробитах, БТК и БТМ по газоводному отношению (см. табл. 18, рис. 1). Соотношение H_2/H_2O увеличивается в БТМ по сравнению с исходными породами и несколько возрастает в БТК. Для CO/CO_2 максимальные значения устанавливаются в зоне БТК, т. е. проявляется тенденция, отмеченная выше, — рост восстановленности флюида в зонах, сопряженных с центральной, представленной милонитом. Если сопоставить между собой флюиды зоны БТК в сланцах и эндробитах, то они более восстановлены в кислых тектонитах, и в них выше соотношение газ/вода. В обеих зонах $H_2O > CO_2$, но H/C в БТК по сланцам значительно превышают таковые для эндробитов.

На разрезе № 66 бластомилониты развиты по типичным для данного региона кристаллосланцам (Пл + Пир + Амф + Карб) и в зоне милонитизации представлены Пл + Би + Карб синтетектоническими метасоматитами. Хотя в тектонитах в 2—6 раз возрастают содержания H_2O и CO_2 , но отношения Н/С изменяются весьма незначительно — от 2 до 5. То же самое относится и к главным характеристическим параметрам флюида, степени его окисленности (H_2/H_2O , CO/CO_2) и соотношению газ/вода. Исходя из этого, можно полагать, что флюидная система БТМ родственна той, под воздействием которой сформировались кристаллосланцы. В пяти пробах, отобранных вкрест зоны в интервале 0—4,5 м от контакта БТМ, по мере удаления во вмещающие породы значительно снижается содержание H_2 , достигая максимума в самой зоне и в 1,5 м от нее. Следовательно, как и в случаях, описанных ранее, отмечается тенденция накопления H_2 в непосредственной близости от контакта с милонитом. В целом же создается впечатление, что флюид в тектониты поступал из родственных им по составу кристаллосланцев при возникновении сквозной дренирующей зоны тектонитов, куда выжимались флюидные компоненты из тектонически напряженных вмещающих пород. Но такое заключение достаточно не обосновано и высказано в качестве предположения.

В еще большей мере эффект возрастания количества H_2O и CO_2 устанавливается на разрезе № 75 (табл. 17), где H_2O в БТМ по отношению к исходным сланцам (Пл + Амф + Пир + Би + Мг) увеличивается более чем в 3 раза, а CO_2 — в 5—7 раз. Развитие Кв + Би + Амф + Карб парагенезиса в синтетектонических метасоматитах шло в обстановке резкого снижения степени восстановленности флюидов по отношению к флюидам исходного субстрата, когда H_2/H_2O снижалось от 0,3—0,2 до 0,008, однако, как и в других зонах, в БТК, примыкающих к БТМ, отмечается значительное (более чем в 10 раз) повышение содержания H_2 , которое сопоставимо с количеством H_2 во вмещающих сланцах. Столь же однозначно фиксируется снижение степени окисления углерода в БТМ, когда CO/CO_2 уменьшается от 0,2—0,7 в сланцах до 0,1 в милонитах.

Привнос значительных количеств CO_2 и CO приводит к снижению в ряду сланец — БТМ отношений Н/С от 24 до 3. Следовательно, в этом случае можно говорить о качественно ином составе флюидов, под воздействием которого формировались милониты.

Суммируя данные по флюидному составу кристаллосланцев и тектонитов в них, можно сделать следующие выводы:

1) за исключением одного случая, когда содержание CO_2 в БТМ и сланцах сопоставимо, во всех остальных устанавливается резкое возрастание H_2O и CO_2 в БТМ (от 2 до 9 раз) независимо от типа метасоматоза, проявленного в милонитах;

2) выделяются два типа флюидных систем: близкие по главным параметрам (степени окисленности, Н/С, газ/вода и т. д.) к флюидам исходных пород и существенно отличные от них. Предполагается, что первые из них не связаны с глубинными дренирующими структурами в отличие от вторых, для которых достаточно обосновывается вывод о глубинном генезисе мигрирующих по ним флюидов;

3) во многих случаях отмечается возрастание уровня восстановленности флюидов в БТК, окружающих зоны милонитов, что позволяет говорить о закономерном процессе миграции H_2 в непосредственно окружающую такую зону трещиноватую породу, в то время как в самом БТМ нарастают процессы окисления флюидов;

4) когда тектониты в одной и той же зоне пересекают эндербиты и основные кристаллосланцы, то в некоторых случаях имеет место сходство тех и других флюидных систем, но в основном они значительно отличаются.

Бластомилонитам в эндербитах свойственны другие отличительные особенности, позволяющие расширить наши представления о флюидном режиме формирования тектонитов в Шарыжалгайском блоке.

Судя по данным хроматографических анализов, разреза № 58 (см. табл. 18) характеризует зону БТМ Кв-Пл-Би состава, когда формирующая их флюидная система резко отличается от таковой в эндербитах. При этом следует заметить, что в данном случае увеличение H_2O в БТМ невелико и иногда сопоставимо с содержанием H_2O в эндербитах, а CO_2 значительно ниже, что приводит к резкому возрастанию отношения H/C в БТМ (в 5—7 раз). Степень окисленности флюидов в обоих случаях по сути дела одинакова, но в них значительно возрастает H_2O по отношению ко всем остальным газам (см. рис. 4). По мере удаления от БТМ в интервале 0,3—3,7 м постепенно уменьшается содержание H_2O и H_2 и возрастает CO_2 . Из сопоставления видно, что флюидная составляющая этой зоны была в основном не заимствована из окружающих пород, а поступала из другого, более глубинного источника. Во многом аналогичная картина устанавливается при изучении разреза № 49, где тектоническая зона пересекает гранитизированные кристаллосланцы (см. табл. 18). Как и в предыдущем случае, здесь в БТМ и в БТК по отношению к исходным породам возрастает содержание H_2O (примерно в 2 раза) и уменьшается во столько же CO_2 , что и приводит к увеличению отношения H/C в БТМ и БТК (в 5—15 раз). Степень окисленности флюидов в них тоже существенно возрастает, и количество H_2 в БТК и БТМ значительно выше, чем в сланцах, и даже повышено на расстоянии до 2,1 м от БТМ (см. рис. 10). Это однозначно указывает на миграцию H_2 по центральной зоне, ибо H_2/H_2O значительно выше в тектонитах по сравнению с исходными. Иными словами, это случай воздействия восстановленных водно-водородных флюидов, имевших, по всей вероятности, глубинную природу.

На разрезе № 63 blastsмилониты со Скап, Карб и Му формировались по эндербитам под воздействием существенно водно-углекислого флюида с достаточно высокими концентрациями H_2 и CO_2 (см. рис. 7). Благодаря одновременному эквивалентному возрастанию H_2O и CO_2 во флюиде отношение H/C осталось неизменным и по сути дела не может характеризовать природу флюида, ибо, с одной стороны, как будто H/C не изменилось, но с другой — концентрация H_2O и CO_2 возросла в 2—4 раза и максимальна в БТМ и БТК. Устанавливается повышение доли H_2 во флюиде в сопряженных с БТМ blastsкатоклазитах и постепенное снижение концентрации CO_2 по мере перехода на расстояние ~ 5 м от blastsмилонитов к эндербитам.

Случай ярко выраженного углекислого метасоматоза по чарноэндербитам с образованием Кв-Алб-Хл-Карб парагенезиса с пиритом устанавливается на разрезе № 64 (см. рис. 9). При соотношении H_2O/CO_2 как 2,8 к 19,5 и подчиненной роли остальных газов систему можно рассматривать как углекислую. Вместе с тем для БТМ устанавливаются резко различные уровни окисленности H_2 и CO , а именно: $H_2/H_2O = 0,571$, что характеризует достаточно высокую степень восстановленности системы, а $CO/CO_2 = 0,03$, что подчеркивает высокую степень окисления углерода во флюиде. Подобные факты мы отмечали и ранее [Летников и др., 1981]. Они могут трактоваться как следствие неодновременности проявления процессов образования хлорит-пиритового парагенезиса (когда пирит подчеркивает высокую степень восстановленности) и более позднего, собственно карбонатного, т. е. наглядная иллюстрация инверсии флюидной системы от восстановительной преимущественно водородно-водной и углекислой окисленной. Высокая концентрация CO_2 во флюиде на завершающих этапах существования этой зоны привела к окислению части H_2 в БТК и обусловила постепенное повышение его содержания по мере перехода от БТМ к вмещающим породам (см. табл. 18). Развитие в центральной зоне процессов карбонизации (с замещением карбонатом в том числе и Хл) привело к резкому снижению здесь H_2O и частичному выносу ее в БТК, где уже в приальбандовой части содержание H_2O возрастает в несколько раз и в 2 раза превышает его в исходных эндербитах. Следовательно, отличительной чертой таких зон является инверсия флюидного режима процесса формирования тектонитов и проявления на его заклю-

Флюидная характеристика гранитоидов амфиболитовой фации и тектонитов, мл/г

№ пробы	Название и состав породы	L	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	$\frac{H_2}{H_2O}$	$\frac{CO}{CO_2}$	Σгаз	$\frac{\Sigma_{газ}}{\Sigma_{газ+H_2O}}$	$\frac{H}{C}$	$\frac{\Sigma_{газ}}{\Sigma_{газ+H_2O}}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Разрез № 71 (141,1 км)														
	Гранитогайсы													
71-5	Пл + Кв + Би	3,0	3,59	0,14	0,04	—	3,01	—	0,838	0,286	2,19	6,78	75	0,471
71-9	То же	2,5	3,59	0,20	0,10	—	2,06	—	0,574	0,500	2,27	5,86	38	0,378
71-4	»	2,2	1,67	0,09	0,02	—	1,89	—	1,132	0,222	2,00	3,67	66	0,545
71-8	»	2,0	2,46	0,12	0,03	—	2,10	—	0,854	0,25	2,25	4,71	62	0,478
71-3	»	1,0	2,71	1,19	0,03	—	1,66	—	0,613	0,025	2,88	5,59	7	0,515
71-7	»	1,0	3,45	0,13	0,03	—	3,09	0,001	0,896	0,231	3,251	6,701	82,5	0,485
71-2	»	0,5	6,81	0,33	0,004	—	2,30	—	0,338	0,012	2,304	9,444	55	0,244
71-6	»	0	3,47	0,14	0,003	Сл.	2,12	0,02	0,611	0,021	2,283	5,753	79	0,397
	Бластомилониты													
71-1	Кв + Пл + Би + Рудн	—	5,18	0,12	0,001	Сл.	2,15	0,001	0,415	0,008	2,272	7,452	123,5	0,305
71	То же	—	6,89	0,71	0,23	0,007	2,01	0,01	0,292	0,324	2,967	9,857	19	0,301
Разрез № 66 (93,75 км)														
66-5	Кв + Пл + Би	2,0	6,10	0,18	0,05	0,014	1,2	—	0,197	0,278	1,444	7,544	60,5	0,191
66-4	Кв + Пл + Би + Карб	1,3	12,6	3,8	0,93	0,007	1,7	—	0,135	0,245	6,437	19,04	6	0,338
66-3	Кв + Пл + Би + Му	0,5	2,5	0,10	0,04	—	0,82	—	0,328	0,4	0,96	3,46	48,5	0,277
66-2	Кв + Пл + Би	0	5,6	0,21	0,04	—	1,5	—	0,268	0,19	1,75	7,35	57,5	0,238
66-12	Кв + Пл + Му + Би + + Скап + Карб	—	11,2	3,4	0,14	—	0,33	—	0,029	0,041	3,87	15	6,5	0,257
Разрез № 59 (93,2 км)														
59-4	Кв + Кпш + Пл + + Би + Скап + Карб	4,2	1,8	0,78	0,08	—	0,33	—	0,183	0,103	1,19	2,99	5	0,398

59-3	То же	3,2	2,3	0,1	0,03	—	0,44	—	0,191	0,3	0,57	2,87	43	0,199
59-2	»	1,7	3,2	0,31	0,04	—	0,77	—	0,241	0,129	1,12	4,32	23	0,259
59-1	Кв + Пл + Киш + + Му + Би	0,7	1,3	0,14	0,04	0,014	0,44	—	0,338	0,35	0,624	1,924	18,5	0,324
59	Кв + Пл + Му	0	3,2	2,8	0,18	—	0,27	—	0,084	0,064	3,25	6,45	2,5	0,504
59-5	Кв + Му + Пл	—	4,3	0,92	0,02	—	0,33	—	0,077	0,022	1,27	5,57	3,5	0,228
59-6	Кв + Би + Му + Пл	—	7,7	0,26	0,02	—	1,9	—	0,247	0,077	2,18	9,88	69	0,221

Разрез № 68 (129,15 км)

68-5	Граниты Кв + Пл + Мкр + Би	2,1	1,5	0,41	0,03	—	0,77	—	0,513	0,073	1,21	2,71	10,5	0,446
68-4	Кв + Пл + Мкр + + Би + Му + Хл	1,0	4,3	0,6	0,08	0,007	0,81	—	0,188	0,133	1,497	5,797	13	0,258
68-3	Кв + Пл + Мкр + + Му + Хл + + Карб + Эп	0,5	7,93	1,52	0,18	Сл.	1,33	0,01	0,168	0,118	3,04	10,97	11	0,277
68	То же	0	6,01	1,87	0,12	0,009	0,91	0,03	0,151	0,064	2,939	8,949	7	0,328
68-13	Бластомилонит Кв + Пл + Мкр + Би + + Му + Эп + Карб	—	12,2	2,3	0,16	—	1,4	Не опр.	0,115	0,07	3,86	16,06	11	0,24

Разрез № 74 (132 км)

74-6	Плагногранитогаейсы Пл + Кв + Би + + Му + Карб	10,8	6,93	1,24	0,32	Сл.	2,15	—	0,310	0,258	3,71	10,64	11,5	0,349
74-5	То же	9	6,05	1,19	0,33	—	1,89	—	0,312	0,277	3,41	9,46	10,5	0,360
74-4	»	6,7	6,01	0,19	0,005	—	2,32	0,03	0,386	0,026	2,545	8,555	86,5	0,297
74-3	Пл + Кв + Би + + Хл + Эп	4	7,39	0,70	0,03	—	1,4	—	0,189	0,043	2,13	9,52	24	0,224
74-10	Бластокатаклазиты Кв + Пл + Хл + + Му + Карб	—	24,9	8,3	0,9	—	2,0	Не опр.	0,08	0,108	11,2	36,1	6	0,310

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
74-11	Кв + Алб + Хл + + Карб	—	36,0	17,8	1,3	—	3,4		0,094	0,073	22,5	58,5	4	0,385
74	Кв + Пл + Хл + Карб	—	21,0	1,03	0,09	0,007	1,78		0,085	0,087	2,907	23,91	40,5	0,122

Разрез № 72 (143,3 км)

Гранитогнейсы														
72-5	Пл + Кв + Би	2,6	3,13	0,45	0,07	—	1,68	—	0,537	0,156	2,20	5,33	6,5	0,413
72-4	То же	1,8	3,38	0,84	0,14	0,007	1,76	—	0,521	0,167	2,747	6,577	10,5	0,418
72-3	»	1,3	2,13	0,56	0,19	—	1,12	—	0,526	0,339	1,87	4,00	8,5	0,422
72-2	Пл + Кпш + Кв + + Би + Эп	0,7	2,51	1,06	0,14	—	0,63	0,04	0,251	0,132	1,87	4,38	5	0,427
72-1	Пл + Кв + Би + Эп	0,1	4,8	0,92	0,15	Сл.	1,33	—	0,277	0,163	2,40	7,20	11,5	0,333

Разрез № 55 (111 км)

Гранитогнейсы														
55-16	Пл + Кв + Кпш + + Би + Эп + Карб	18,5	4,47	0,96	0,25	0,003	1,31	0,06	0,293	0,260	2,583	7,053	9,5	0,366
55-15	То же	13,0	3,8	1,35	0,29	0,007	0,93	—	0,245	0,215	2,577	6,377	6	0,404
55-14	»	7,5	3,97	1,11	0,25	0,003	1,33	—	0,335	0,225	2,693	6,663	8	0,404
55-13	»	5,3	3,63	0,83	0,08	—	1,19	0,05	0,328	0,096	2,15	5,78	10,5	0,372
55-5	Пл + Кв + Кпш + Би + + Му + Карб + Эп	3,0	9,6	1,98	0,43	0,003	2,18	0,01	0,227	0,217	4,603	14,20	10	0,324
55-4	То же	2,0	7,18	0,71	0,10	Сл.	0,91	—	0,127	0,141	1,72	8,9	20	0,193
55-3	Пл + Кв + Би + Му + + Хл + Эп + Карб	1,6	7,98	1,98	0,25	0,003	1,02	—	0,128	0,126	3,253	11,23	1,5	0,29
55-2	То же	0,9	4,72	1,23	0,12	—	0,59	—	0,125	0,098	1,94	6,66	8	0,291
55-1	»	0,3	8,6	3,94	0,25	0,007	0,98	—	0,114	0,063	5,177	13,78	4,5	0,38

55	Бластокатаклазиты Кв + Пл + Хл + Карб	0	28,0	8,48	0,50	0,02	0,96	0,03	0,034	0,059	9,99	37,99	6,5	0,263
55-8	Хл + Акт + Карб + + Эп + Пл + Кв		17,0	6,45	0,46	0,007	1,45	—	0,085	0,155	8,367	25,37	5,5	0,329
55-12	Пл + Кв + Би + Му + + Хл + Карб	0,7	17,5	6,04	0,46	0,009	1,89	—	0,108	0,103	8,559	26,06	6	0,328
55-11	Гранитогайеисы Пл + Кв + Му + + Би + Гем	1,5	2,80	0,37	0,01	0,007	1,17	0,04	0,418	0,027	1,597	4,397	20,5	0,363
55-10	Пл + Кв + Кши + + Би + Эп + Карб	5,2	3,17	1,1	0,09	—	1,75	—	0,552	0,082	2,94	6,11	8,5	0,481
55-17	То же	12,5	6,01	0,77	0,27	0,009	1,75	—	0,373	0,131	3,27	8,28	15	0,395

Разрез № 53 (108 км)

53-3	Гранит Кв + Мкр + Пл + + Би + Ка	26	10,0	1,45	0,24	—	1,8	—	0,18	0,166	3,49	13,49	14	0,259
53-2	Граниты катаклазиро- ванные Кв + Пл + Мкр + + Би + Эп	10	12,1	0,91	0,11	0,014	1,1	—	0,091	0,121	2,134	14,23	25,5	0,150
53-1	Кв + Пл + Мкр + + Хл + Би + Эп + + Му	6	18,6	0,29	0,06	0,014	0,82	—	0,044	0,207	1,184	19,78	108	0,06
53	Кв + Пл + Мкр + + Би + Хл	—	15,6	1,2	0,07	0,007	0,11	—	0,007	0,058	1,387	16,99	24,5	0,082

Разрез № 54 (108,3 км)

54-3	Пегматондные граниты катаклазированные Мкр + Кв + Пл	0,5	5,6	1,3	0,03	—	0,27	—	0,048	0,023	1,6	7,2	9	0,222
54-1	Мкр + Кв + Пл + + Би + Карб	0,5	6,9	0,65	0,003	—	0,11	—	0,016	0,005	0,763	7,663	21,5	0,100
54-2	То же	—	6,1	4,04	0,18	0,014	0,38	—	0,062	0,045	4,614	10,71	3	0,434

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
54	Катаклазит Мкр + Кв + Пл + + Карб	—	15,0	6,3	0,14	—	0,16	—	0,011	0,022	6,6	21,6	4,5	0,306
Разрез № 60 (90 км)														
60-22	Катаклазированный вы- щелоченный гранит Кв + Пл + Сер + + Карб + гидро- окислы Fe	—		22,5	17,0	1,0	—	0,55	0,024	0,059	18,55	41,05	2,5	0,452
Разрез № 70 (140,9 км)														
70-18	Гранитогайсы ката- клазированные Кв + Пл + Би + Карб	—	1,99	2,76	0,72	Сл.	1,19	—	0,598	0,261	4,67	6,66	2	0,701
70-16	Кв + Пл + Би + + Карб + Эп	—	4,93	4,97	1,1	0,003	1,22	0,01	0,247	0,221	7,30	12,23	2	0,597
90	То же	—	5,6	0,9	0,16	—	1,2	Не опр.	0,214	0,178	2,26	7,86	13	0,288
Бластомилониты														
70-10	Кв + Пл + Би + + Карб + Цо	—	2,8	4,88	0,66	—	1,05	—	0,375	0,135	6,59	9,39	1,5	0,702
70-11	То же	—	5,35	3,18	0,73	—	1,77	—	0,331	0,230	5,68	7,12	3,5	0,798
70-12	»	—	2,34	3,13	1,47	Сл.	1,57	—	0,671	0,470	6,17	8,51	2	0,725
70-13	Кв + Пл + Би + + Амф + Карб + Цо	—	2,42	4,84	1,03	Сл.	0,7	—	0,289	0,213	6,57	8,99	4	0,731
70-9	Кв + Пл + Би + + Карб + Цо	—	4,34	2,3	0,66	—	0,95	—	0,219	0,289	3,91	8,25	3,5	0,474
70-14	Кв + Пл + Би + + Карб + Амф + Цо	—	1,84	2,44	0,80	—	0,72	—	0,391	0,328	3,96	5,80	1,5	0,682

90-12	Кв + Пл + Скап + + Би + Карб + + Амф	—	Не опр.	6,5	1,4	—	1,64	Не опр.	0,215	9,54				
90-8	Амф + Би + Скап + + Кв + Карб + + Цо + Хл	—	9,3	1,7	0,88	—	2,7		0,290	0,518	5,28	14,58	9,5	0,362

Разрез № 87 (120,15 км)

87-1	Гнейсы катаклази- рованные Кв + Пл + Би + Карб	—	32,3	11,0	0,04	—	0,11	Не опр.	0,003	0,004	32,45	43,45	6	0,747
87-2	Би + Амф + Кв + + Пл + Эп + Карб	—	19,7	1,8	0,05	—	2,6		0,132	0,028	4,45	24,15	24	0,184

Разрез № 90 (140,9 км)

90-6	Кристаллосланец Пл + Ро + Карб	2,0	3,5	1,5	0,76	—	2,7	Не опр.	0,741	0,507	4,96	8,46	5,5	0,586
90-7	Кристаллосланцы ката- клазированные Пл + Ро + Би + Карб	3,2	2,04	0,62	0,58	0,02	1,9	Не опр.	0,931	0,935	3,12	5,16	6,5	0,605
90-5	То же	1,0	10,4	0,83	0,07	—	2,9		0,279	0,084	3,8	14,2	29,5	0,268
90-4	»	0	5,9	2,1	0,62	—	2,1		0,356	0,095	2,72	10,72	6	0,254
90-2	Бластомилонит Пл + Акт + Ро + + Хл + Би	—	4,8	2,6	0,82	—	3,3		0,688	0,315	6,72	11,52	5	0,583

Примечание. Аналитики И. В. Забова, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

чительных стадиях углекислотного флюида, производящего карбонатизацию породы и вытеснение H_2O в окружающие blastsкатаклазиты.

Весьма интересным представляется распределение флюидных компонентов на разрезе № 73 (см. табл. 18). Здесь БТМ Кв-Алб-Хл-Карб состава почти на 30 м по горизонтали соседствуют с в разной степени катаклазированными и метасоматически преобразованными породами (эндербитами).

Если принять наименее измененные БТК за исходную породу (что, правда, не совсем корректно, но других анализов в данном случае нет), то по отношению к этой пробе, взятой на расстоянии 30 м от зоны БТМ, картина распределения флюидных компонентов выглядит так. Несмотря на неравномерный катаклиз, в БТМ содержания H_2O и CO_2 максимальны и характеризуются резким возрастанием степени окисления флюидов по отношению H/H_2O . Как и в предыдущем случае, отмечаются отгонка H_2O в околоконтактную зону (см. табл. 18, проба 73-6) и вытеснение CO_2 водой с одновременным снижением содержания H_2 , но резким возрастанием отношения H/C до 52. Таким образом, даже для не очень четко выраженной зоны БТК с рассеянным и неравномерно проявленным трещинообразованием и метасоматическим преобразованием породы в околонилозитовой зоне устанавливаются однозначно основные закономерности, позволяющие оценить главные черты эволюции флюидного режима при формировании тектонитов.

Исследование тектонических зон в породах амфиболитовой фации с целью изучения флюидного режима их формирования обнаружило многие черты сходства и различия с аналогичными тектонитами в породах гранулитовой фации Шарькалгайского блока.

На разрезе № 71 БТМ Кв + Пл + Би состава развиты по биотитовым плаггиогнейсам и характеризуются почти 2-кратным увеличением содержания H_2O в БТМ (табл. 20) и практически равными концентрациями остальных флюидных компонентов в тектонитах и исходных породах. В самой зоне мионитизации распределение флюидных компонентов в целом равномерно, за исключением CO_2 и CO , что, возможно, связано с локальным разделением флюидной составляющей и образованием карбонатов. Формирование БТМ протекало на фоне снижения окислительного потенциала флюидной системы (см. табл. 20). В двух пробах, отобранных по мионитам, отношения H/C колеблются от 123,5 до 19, в то время как в гранитогнейсах эти величины варьируют от 38 до 82,5, и в одном случае оно равно 7, но, судя по привнесу H_2O , флюиды имели собственно водородную специфику. Отношение FeO/Fe_2O_3 (см. табл. 11), составляющее в плаггиогнейсах 0,66—1,42, увеличивается до 1,93—2,96 в пробах на контакте с БТМ и несколько снижается, хотя и остается повышенным (1,37—1,74), в мионитах, что подтверждается распределением H_2 в этом ряду пород. Иными словами, устанавливается, как и для тектонитов по гранулитам, обогащение водородом пограничных с БТМ зон.

Сопоставление кривых потерь веса при нагревании плаггиогнейса и blastsмилонита показывает, что при нагреве плаггиогнейса заметная потеря веса начинается при $T = 420^\circ C$; начиная от $850^\circ C$ и до $1120^\circ C$ кривая выполаживается, а от $1120^\circ C$ и до $1170^\circ C$ резко идет вниз, т. е. происходят разрушение кристаллической решетки биотита и выделение конституционной воды. В blastsмилоните потеря веса начинается при температуре $125^\circ C$, на отрезке $850—1030^\circ C$ кривая выполаживается и вновь резко идет вниз при $1030^\circ C$. Сдвиг температур разложения в более низкотемпературную область свидетельствует о том, что в БТМ биотит сформировался, по-видимому, при пониженных, по сравнению с исходной породой, PT -условиях.

Общая потеря веса в плаггиогнейсе составляет 0,4%, в blastsмилоните — 0,95%, при этом на кривой нагревания отсутствуют дополнительные эндоэффекты, связанные с дегидратацией, т. е. выделяющаяся вода заключена в дефектах решеток минералов. Следовательно, в условиях стрессовых тектонических напряжений и диспергирования исходных пород

флюидопоглощение безводными фазами (Кв, Пл, Кпш) резко возрастает в условиях наличия сквозного транзитного флюидного потока по зоне.

Развитие Кв + Кпш + Пл + Би + Му + Скап + Карб милонитов по плагиогнейсам на разрезе № 66 протекало под воздействием водно-углекислых флюидов с отчетливо выраженной окислительной тенденцией по отношению к флюидам в гнейсах (см. табл. 20). Воздействие такого флюида выражается в появлении Карб и Му, и даже в удалении от зоны на расстоянии 1,3 м образуются субпараллельные зоны, по которым этот флюид мигрировал, что выразилось в появлении Карб и резком возрастании H_2O и CO_2 (см. табл. 20). По сравнению с исходными породами сумма флюидных компонентов возрастает более чем в 2 раза, а увеличение CO_2 приводит к снижению отношений Н/С до 6,5, когда в гнейсах эта величина колеблется от 48,5 до 60,5.

Образование Кв + Пл + Му + Би милонитов по Би-Му гнейсам сопровождалось развитием в окружающих породах Скап и Карб. Флюид в зоне БТМ был существенно водным с повышенной долей CO_2 (см. табл. 18), но максимальные количества CO_2 устанавливаются на границе БТМ и вмещающих гнейсов. В самой зоне милонитизации отмечается четкая дифференциация флюида по тонким зонкам разного состава. Так, в пробе 59-5 Кв-Му состава флюид окислен ($H_2/H_2O = 0,077$, $CO/CO_2 = 0,022$), но более восстановлен в биотитовых тектонитах ($H_2/H_2O = 0,247$, $CO/CO_2 = 0,077$), соответственно во втором случае количество H_2O в породе возрастает более чем в 1,5 раза, а CO_2 снижается. Особенно резко в биотитовой зоне возрастает содержание H_2 . Из сопоставления видно, что в самой зоне милонитизации могут проявляться процессы дифференциации флюида на ряд «струй», фильтрующихся вдоль плоскостей расщепления. В соответствии с исходным составом породы и флюида возникают субпараллельные прослойки, слагающие само тело БТМ, отличающиеся по содержанию и составу главным образом темноцветных и гидратных минералов.

Для зоны на разрезе № 68 в интервале 2,1 м от БТМ с Му + Эп + Карб к вмещающим гранитам характерно постепенное снижение содержания H_2O и CO_2 (см. табл. 20), когда в милонитах количество их максимально. Этим подчеркивается высокая степень флюидонасыщенности зоны тектонита с хорошо выраженной тенденцией к снижению степени окисления флюида в нем. Значительно окисленные существенно водно-углекислые флюиды формировали зону БТК на разрезе № 74 (см. табл. 20) с характерной (и уже отмеченной выше) тенденцией дифференциации флюида по зоне, когда содержания CO_2 в соседних пробах варьируют от 1,03 до 17,8 мл/г, что сказывается на вариациях отношений Н/С (см. рис. 14). Но, несмотря на это, во всех случаях флюид бластомилонитов более окислен, чем флюид в гнейсах.

На разрезе № 72 БТМ аномально обогащен карбонатом, что создает непреодолимые трудности для проведения корректного хроматографического анализа, когда по данным силикатного анализа в этих милонитах на порядок возрастает содержание CO_2 и примерно в 3 раза — H_2O . В приконтактной зоне, где развиты Пл + Кв + Би + Эп в разной степени катаклазированные породы, максимальны содержания H_2O и H_2 , но уже в 0,7 м от зоны милонитизации повышается CO_2 и снижается H_2 . Как и в предыдущих случаях, однозначно устанавливается рост степени окисления флюида в околосилонитовой зоне.

Мощная зона с Fe-Ca-Mg метасоматозом в гранитогнейсах изучена на разрезе № 55 с отбором проб по обе стороны. Во всех образцах слабо проявлены сосюритизация и катаклаз, но интенсивное замещение плагиоклазов агрегатом Эп + Му + Карб устанавливается лишь в 3—5 м от зоны. Этот интервал хорошо отбивается по флюидным анализам как зона максимальных содержаний H_2O и CO_2 и более окисленных флюидов (см. табл. 20).

Несколько отличная по составу и характеру метасоматических процессов зона БТМ в гранитогнейсах описана на разрезе № 70. Здесь мило-

ниты Кв + Пл + Би + Карб + Амф + Цо состава делятся на две разновидности (с Амф и без него), но на составе флюида это, в сущности, не отражается. Своеобразие данного разреза заключается в том, что в БТМ флюиды по степени окисленности мало отличаются от таковых в исходных породах, а в общем же являются более восстановленными. Как уже указывалось выше, для зоны БТМ характерна значительная гетерогенность по содержанию флюидных компонентов, указывающая на существенное расслоение флюидной системы вдоль зоны милонитизации.

Для Ро-Хл ± Би blastsмилонитов по кристаллосланцам на разрезе № 90 (140,9 км) характерны аномально высокое содержание H_2 и незначительное повышение доли H_2O по сравнению со сланцами. Среди БТК есть пробы, где содержание воды выше, чем в БТМ, а наиболее высокое количество CO_2 устанавливается в БТМ и БТК в непосредственной близости от милонитов (см. рис. 16). Своеобразие данного флюида очевидно: это $H_2O - H_2 - CO_2 - CO$ в сопоставимых количествах, что выражается в Амф → Би. Следовательно, в отличие от существенно водно-углекислых флюидов в зонах БТМ кислого состава, милонитизация основных кристаллосланцев протекала под воздействием восстановленных флюидов, природа которых во многом не ясна, и этот вопрос будет детально рассмотрен ниже.

В табл. 21 приведены результаты хроматографических анализов породообразующих минералов исходных пород и тектонитов по ним шарыжальгайского комплекса, а также их температура разложения при термическом анализе.

Очевидна максимальная восстановленность флюидов в Би и Амф из пород собственно гранулитовой фации (см. табл. 21, пр. 81-15 и 70-7), особенно по отношению H_2/H_2O . Столь же высоки содержания H_2 и в Би из плагиогнейсов, относимых одними исследователями к гранулитовой фации, другими — к амфиболитовой. Как следует из результатов анализов Би, формирование БТМ по эндербитам сопровождается значительным окислением флюида, хотя в разрезе № 60 в Кв — Пл — Би БТМ по эндербиту выделяются два типа биотитов. Один из них (пр. 81-16) характеризуется высоким содержанием H_2O и H_2 при соотношении $H_2/H_2O = 0,61$ и $CO/CO_2 = 0,28$ с преобладанием газовой составляющей над H_2O . Для второй разновидности Би свойственны низкое содержание H_2O , $H_2O > \Sigma_{газов}$ в 5 раз, высокая степень окисления водорода ($H_2/H_2O = 0,19$), но низкая CO ($CO/CO_2 = 2,5$), отношение $C/H = 40$, а у первой разности — 71.

Соответственно T термического разложения составляют 1185 и 1205°C. Учитывая гетерогенность зон милонитов, можно полагать, что указанные различия биотитов отображают дифференциацию флюидной системы по сечению тектонического нарушения. Но в обоих случаях Би из БТМ по эндербитам и плагиогнейсам характеризуются более высокой степенью окисления флюида по сравнению с исходными породами.

Весьма характерно снижение T разложения у Би из БТМ (разница достигает 30—60° при сопоставлении с Би из гранитоидов). Аналогичная картина устанавливается и для амфиболов из БТМ, развитых по сланцам основного состава (см. табл. 21). В ряду сланец — БТК — БТМ происходит увеличение степени окисленности H_2 и CO в амфиболах из них (см. табл. 21, пр. 70-7, 60-14, 60-15). Порядок цифр таков: $H_2/H_2O - 2,48 - 1,64 - 1,0$; $CO/CO_2 - 1,62 - 1,56 - 0,37$. Во всех амфиболах $\Sigma_{газов} > H_2O$, а в газовой составляющей преобладает H_2 . Среди биотитов лишь у биотитов из эндербитов и плагиогнейсов $H_2 > H_2O$, а во всех остальных случаях $H_2O > H_2$; в амфиболах всегда $H_2 > H_2O$, и только в одном амфиболе из Амф-Пл милонита они равны. Судя по имеющимся данным, можно полагать, что амфиболы образовались в более восстановительной обстановке по сравнению с Би. По сравнению с Амф из сланцев в амфиболах из тектонитов происходит снижение отношений H/C , что указывает на некоторое повышение доли углеродных газов ($CO + CO_2$) во флюиде. В БТМ из разреза № 60 отмечаются также 2 разновидности

Содержание флюидных компонентов в породообразующих минералах, мл/г

№ пробы	Минерал	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	H ₂ H ₂ O	CO CO ₂	Σгаз	Σгаз+H ₂ O	H/C	Σгаз Σгаз+H ₂ O	Т разложения, °C	Порода (привязка, км)
81-15	Биотит	2,90	0,20	0,64	0,17	7,30	2,52	3,2	8,31	11,21	21	0,741	1215	Эндербит (90 км)
81-16	»	12,40	0,42	0,12	0,03	7,65	0,617	0,286	8,22	20,62	71	0,399	1185	Кв-Пл-Би blastsмилонит по эндербиту (90 км)
81-17	»	5,43	0,08	0,20	0,05	1,04	0,192	2,5	1,37	6,80	40	0,201	1205	То же
71-7	»	6,75	0,05	0,25	0,07	8,96	1,327	5	9,33	16,08	86	0,580	1190	Плагиогнейс (141,1 км)
71	»	6,94	0,35	0,13	0,03	4,98	0,718	0,371	5,49	12,43	47	0,442	1130	Кв-Пл-Би blastsмилонит по плагиогнейсу (141,1 км)
70-7	Амфибол	2,38	0,08	0,13	0,02	5,91	2,483	1,625	6,14	8,52	74	0,721	1085	Амф-Пл кристаллосланец (140,9 км)
60-14	»	3,72	0,25	0,39	0,02	6,10	1,640	1,56	6,76	10,48	30	0,645	1075	Амф-Пл blastокатаклазит по Пир-Пл кристаллосланцу (90 км)
60-15	»	2,58	0,32	0,12	Сл.	2,58	1,00	0,375	3,02	5,60	23	0,539	1083	Амф-Пл blastsмилонит (90 км)
66-16	»	1,80	0,12	0,08	0,02	2,68	1,489	0,667	2,90	4,70	42	0,617	1080	То же
81-17	Кварц + плагиоклаз	0,19	0,11	0,06	—	—	—	0,545	0,17	0,36	2	0,472	—	Кв-Пл-Би blastsмилонит по эндербиту (90 км)
81-18	Кварц + полевые шпаты	0,16	0,17	0,22	—	0,052	0,325	1,294	0,442	0,602	1	0,734	—	Жила в Кв-Пл-Би blastsмилонитах по эндербитам (90 км)
49-18	Кварц	0,48	0,06	0,03	Сл.	Сл.	—	0,050	0,09	0,57	11	0,158	—	Жила в Кв-Пл-Би-Амф blastsмилонитах (102,1 км)
71-15	»	1,08	0,84	0,05	—	»	—	0,060	0,89	1,97	2,5	0,452	—	Жила в Кв-Пл-Би blastsмилонитах (141,1 км)
66	»	0,54	0,024	0,022	—	—	—	0,917	0,046	0,586	25	0,078	—	Жила в Кв-Пл-Му blastsмилонитах (93,75 км)
64-14	»	1,44	0,05	—	—	—	—	—	0,05	1,49	58	0,034	—	Кв-Карб жила среди хлоритовых сланцев (76,4 км)
55-20	»	0,72	0,03	0,01	—	—	—	0,333	0,04	0,76	38	0,053	—	То же (111 км)

Примечание. Хроматографический анализ выполнен Н. В. Забоевой и Л. В. Барановой, термический — Н. В. Нартовой, ИЗК СО АН СССР.

амфиболов, отличающиеся несколько по степени восстановленности и ряду других параметров, что указывает на гетерогенность флюидного потока в зоне.

Значительно меньшая флюидоёмкость Кв и Пш по сравнению с Би и Амф и более высокая степень потери флюидных компонентов при их дроблении делают сопоставление их друг с другом неравномерным. Если же сравнить кварцы и полевые шпаты из БТМ, жильных образований и из гранитоидов [Летников и др., 1981], то очевидно обеднение кварца из тектонитов H_2O . В кварцах из жил количество H_2O возрастает в 3—8 раз, и, возможно, обеднение кварцев из тектонитов H_2O является характерной чертой. Судя по отношениям CO/CO_2 , кварцы из Кв-Пл-Би милонитов по эндробитам (пр. 81-17) и из кварцевой жилы среди Кв-Пл-Би blastomylonitов формировались в восстановительной обстановке, во всех остальных случаях условия образования можно определить как окислительные. Таким образом, сопоставление минералов по содержанию флюидных компонентов позволяет еще раз убедиться в расслоении по составу флюидной системы в тектонических зонах, прийти к выводу о более высоком уровне восстановленности при образовании амфиболов с биотитами и о значительно меньшей флюидоёмкости кварцев из тектонитов по сравнению с жильными образованиями.

Характерно также изменение отношений N/C в кварцах и отчасти в полевых шпатах. Оно минимально в БТМ по эндробитам и плагиогнейсам тогда, когда состав вновь образованного тектонита не очень отличается от состава исходной породы, т. е. это blastomylonиты Кв + Пл + Би и Кв + Пл + Амф + Би составов. Но переход к ассоциациям с Хл и Му приводит к резкому возрастанию отношений N/C (в 12—50 раз, см. табл. 21) и характеризует собственно водородную систему. Подобное сравнение приводит к выводу о том, что кварц в БТМ не является продуктом катаклаза и диспергирования (перетирания) исходной породы, а полностью перекристаллизован в новых *PT*-условиях при наличии стрессовых напряжений. В силу этого обстоятельства он и заключает в себе флюид не исходной породы, а тот, под воздействием которого формировались синтетектонические метасоматиты.

Сопоставление эндробитов и гранитизированных кристаллосланцев, близких по составу, с БТК и БТМ преимущественно Би, Амф-Би и Хл-Му составов (рис. 22) указывает, что содержание H_2O начинает возрастать уже при переходе к БТК и более существенно в БТМ, особенно зеленосланцевой фации. Лишь в одном случае (разрез № 61) в БТМ несколько снижается содержание H_2O , но это связано с проявлением процессов окварцевания по эндробитам. Следовательно, все blastomylonиты по алюмосиликатным породам гранулитовой фации характеризуются возрастанием количества H_2O , которая концентрируется преимущественно в дефектных структурах минералов и не является конституционной. Как уже указывалось, если к этому количеству прибавить H_2O , заключенную в решетках водосодержащих фаз, то тенденция накопления H_2O в БТМ будет проявляться в еще большей мере, подчеркивая высокую степень участия существенно водных флюидов в формировании синтетектонических метасоматитов. Еще заметнее такая направленность процесса проявляется в БТМ по породам амфиболитовой фации (рис. 23), где это особенно характерно для Му-Хл тектонитов.

Если сопоставить изменение отношений H_2/H_2O и FeO/Fe_2O_3 в эндробитах и тектонитах по ним, то здесь однозначно устанавливается повышение степени окисленности Fe в БТМ по отношению к эндробитам. Однако относительно БТК в ряде милонитов степень окисленности Fe ниже, что может быть объяснено частичным вытеснением CO_2 из центральных стержневых зон к их периферии, за счет чего здесь повышается окислительный потенциал. Подобная зависимость устанавливается в пяти случаях из восьми и в двух фиксируется по возрастанию отношений H_2/H_2O в этих же пробах (рис. 24), но направленность изменения двух этих параметров неадекватна. Так, отношению H_2/H_2O

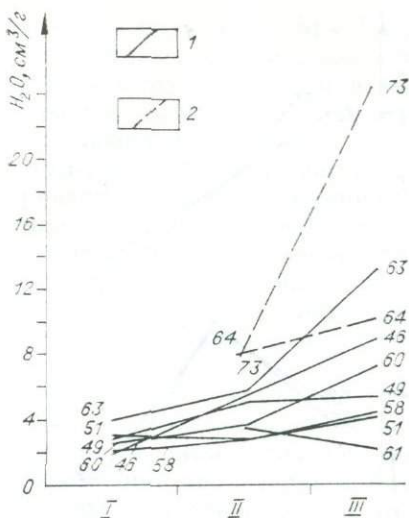


Рис. 22. Изменение содержания воды в тектонитах.

I — эндрбиты; II — бластокатаклазиты; III — бластомилониты. 1 — Би, Амф-Би, Му-Би; 2 — Хл, Му-Хл бластомилониты.

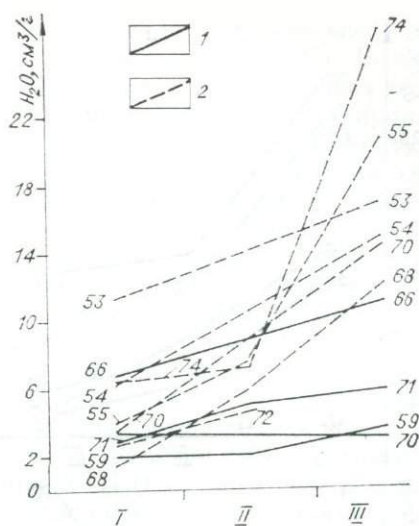


Рис. 23. Изменение содержания воды в тектонитах.

I — гранитоиды амфиболитовой фации; II — бластокатаклазиты; III — бластомилониты. 1 — Би, Би-Му; 2 — Хл, Му-Хл бластомилониты.

свойственно повышение значений по мере перехода от эндрбитов к БТК, за исключением двух разрезов (№ 73 и 64), где проявлены процессы карбонатизации. Во всех остальных случаях, как уже подчеркивалось нами ранее, для БТК, непосредственно примыкающих к милонитам, характерно увеличение концентрации водорода. Уменьшение степени окисления Fe в БТМ и повышение содержания H_2O объясняются реакцией взаимодействия водорода с Fe^{3+} или



Во многом аналогичная картина устанавливается и для тектонитов в гранитоидах амфиболитовой фации с проявлением Fe-Ca-Mg метасоматоза (рис. 25, а), когда степень окисления Fe возрастает в БТК и снижается в БТМ, в то время как отношение H_2/H_2O уменьшается от гнейсов и гранитоидов через БТК и БТМ. Иными словами, в этих условиях реализуется все тот же механизм взаимодействия H_2 с Fe_2O_3 с образованием FeO и H_2O .

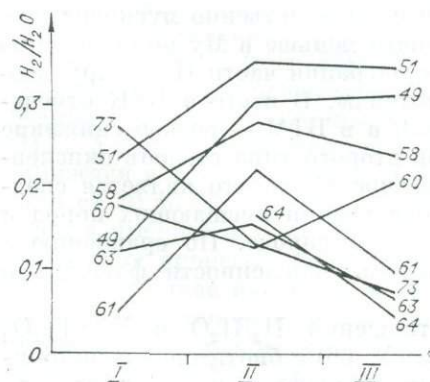
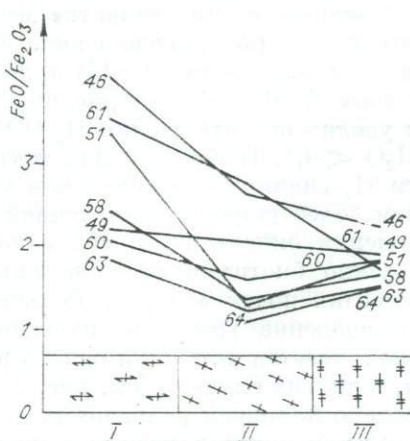


Рис. 24. Сопоставление степени окисленности Fe с отношением H_2/H_2O .

Усл. обозн. см. на рис. 22.



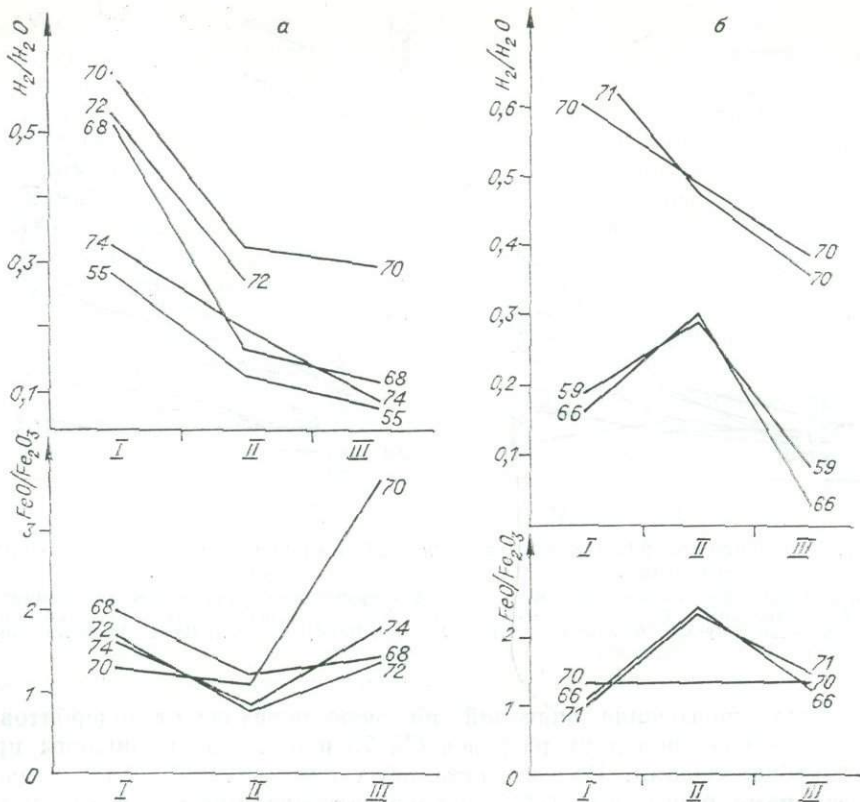


Рис. 25. Сопоставление степени окисленности Fe с отношением H_2/H_2O . а — зоны с Fe-Ca-Mg метасоматозом, б — кремнещелочным. I — гранитоиды амфиболитовой фации; II — бластокатаклазиты; III — бластомилониты.

Несколько другие закономерности устанавливаются для тектонитов с кремне-щелочным типом метасоматоза (см. рис. 25, б). При этом они по характеру степени окисления H_2 в разных зонах разбиваются на две подгруппы: биотитовые БТМ и Би-Му, Му. Для первых характерно линейное снижение H_2/H_2O от гранитоидов через БТК и БТМ (от 0,6 до 0,4), что говорит о сохранении в биотитовых милонитах достаточно высокой степени восстановленности флюидов. Но по отношению к породам амфиболитовой фации процесс формирования биотитсодержащих БТМ протекал в более окислительных условиях.

В отличие от них развитие $Mu \rightarrow Bi$ и соответственно мусковитовых парагенезисов (когда содержание H_2 намного меньше в Му по сравнению с Би [Летников и др., 1981]) приводит к миграции части H_2 в окружающую зону БТМ катаклазированные гранитоиды. В итоге в БТК отмечается увеличение отношения H_2/H_2O до 0,3, а в БТМ — резкое снижение $H_2/H_2O < 0,1$. Поскольку для тектонитов второго типа степень окисленности H_2 значительно ниже, чем у Би разностей, то это является следствием более широко проявленной мусковитизации вмещающих пород и повышения окисленности H_2 , заключенного в породе. По сравнению с собственно биотитовыми милонитами степень окисленности флюидов в мусковитах почти в 4 раза больше.

Совпадение графиков изменения отношений H_2/H_2O и FeO/Fe_2O_3 устанавливается лишь для одного разреза (№ 66) с биотитовыми милонитами, в других случаях (см. рис. 25, б) они отличаются, и это может быть объяснено наличием реликтовых Fe-содержащих минералов, для которых процесс перекристаллизации в новых условиях не прошел до конца.

Сопоставление всех БТМ по степени восстановленности флюидов (отношение H_2/H_2O) указывает на то, что только в тектонитах по эндерби-

там (в 4 случаях из 8) с Ро + Би парагенезисами степень восстановленности флюидов выше, чем в исходных породах (см. рис. 25). Во всех остальных случаях в БТМ флюиды более окислены, чем в породах гранулитовой и амфиболитовой фаций, где эти тектонические зоны проявлены. Это позволяет полагать, что зоны милонитов с высокотемпературными Кум-, Ро-, Би-парагенезисами и восстановленными флюидами сформировались в одном эндогенном цикле с породами гранулитовой фации, возможно на его заключительной регрессивной стадии. Другой альтернативной точкой зрения можно считать предположение о том, что эти тектониты образовались за счет в достаточной степени восстановленных флюидов, выжатых в тектоническую зону из вмещающих эндебитов без существенного привноса из другого эндогенного источника.

Если визуально сопоставить между собой все результаты хроматографических анализов по отношениям H_2/H_2O (рис. 26), то очевидно следующее. Кристаллосланцы основного состава, относимые к гранулитовой фации, а также диабазы по данному параметру сопоставимы с эндебитами при значительном возрастании H_2/H_2O в биотитсодержащих гранитоидах и гнейсах, что отвечает петрологическим моделям, построенным на базе экспериментальных данных Р. Эйгстера и Б. Уонеса [Wones, Eugster, 1965]. Из приведенных данных видно, что для образования биотитсодержащих разностей необходимо повышение P_{H_2O} , а для того, чтобы мог сформироваться Би, необходимо достаточное высокое P_{H_2} , ибо в противном случае Би станет неустойчив и наиболее вероятен процесс $Kпш + Mg \rightarrow Би$. Более детально этот процесс был нами рассмотрен ранее [Летников и др., 1981]. Переход к Амф-Би БТМ характеризуется выравниванием уровней окисленности флюидов, когда все результаты независимо от исходного субстрата группируются в интервале значений H_2/H_2O от 0,05 до 0,5, за исключением двух значений для БТМ по биотитовым гранитоидам (0,6 и 0,9) (см. рис. 26). Переход к Хл-Акт бластомилонитам и бластокатаклазитам характеризуется резким возрастанием степени окисленности флюидов независимо от состава исходного субстрата и близостью значений H_2/H_2O . Из данного сопоставления следуют два важных вывода: 1) намечается четкое соответствие состава и $P-T$ -условий формирования БТМ с типом флюидных систем, при участии которых происходят процессы минералообразования в тектонитах; 2) поскольку состав исходной породы не играет роли для степени окисления флюидов в БТМ, то это означает: в подавляющей части флюидов происходит не заимствование их из исходной для тектонита породы, а привнос из другого эндогенного источника.

Поскольку в данном случае мы оперировали отношениями H_2/H_2O , то сделанные выводы относятся к водороду и кислороду, в значительной мере определяющим направленность процессов минералообразования. Этот вывод хорошо согласуется с данными по распределению Н и С в изученных породах (рис. 27). Здесь на диаграмме, построенной по тому же принципу, что и предыдущая, хорошо отбиваются породы гранулитовой фации — кристаллосланцы и эндебиты с минимальными отношениями Н/С. У биотитовых гнейсов и гранитоидов основная доля значений укладывается в тот же интервал (от 1 до 10), но около 30% проб дают значения от 20 до 88, подчеркивая тем самым двойственную природу этих пород, а именно: исходный эндебитовый алюмосиликатный субстрат и наложенные процессы калиевого метасоматоза. Переход к БТМ Би-Амф и Хл-Акт состава наглядно иллюстрирует тезис о доминирующем привносе флюидных компонентов в тектонические зоны, где формировались синтектонические метасоматиты. Так, в Би-Амф милониты происходил привнос водорода, а в Хл-Акт — углерода, главным образом в виде CO_2 . Сделанное двумя независимыми методами сопоставление однозначно указывает на существенный привнос флюидных компонентов в тектонические зоны из другого, более глубинного источника.

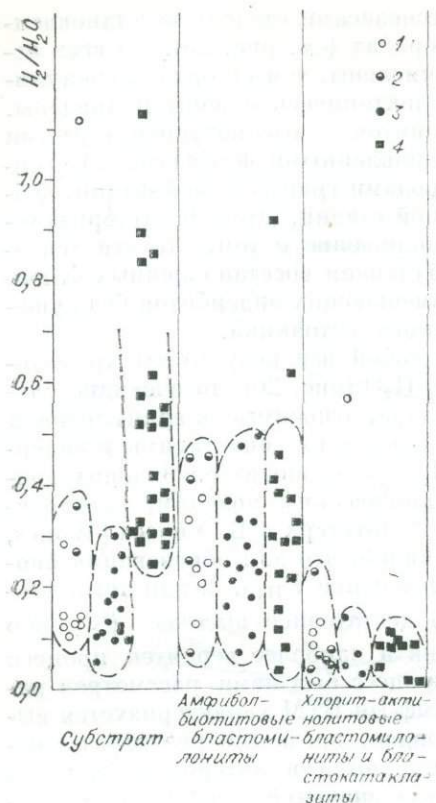


Рис. 26. Изменение отношений H_2/N_2O в разных типах пород.

1 — кристаллосланцы и тектониты по ним; 2 — диабазы и тектониты; 3 — эндербиты и тектониты; 4 — гранитоиды амфиболитовой фации и тектониты.

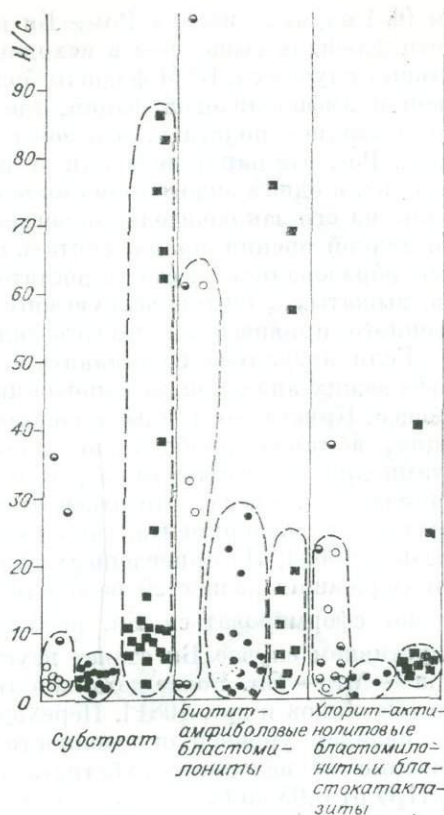
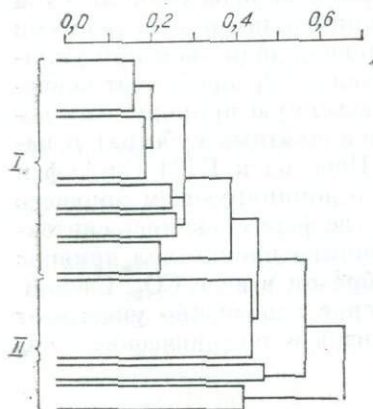


Рис. 27. Изменение отношений H/C в разных типах пород.

Усл. обозн., см. на рис. 26.

Совместный кластер-анализ Q -типа всех проб тектонитов, подвергавшихся хроматографическому анализу, показывает их разделение на две большие группы (рис. 28). В первую входят Би-Амф БТМ по всем исходным породам (от эндербитов до кристаллосланцев), характеризующиеся достаточно тесной группировкой проб. Во вторую обособляются со значительно меньшей силой связи хлоритовые, Хл-Му БТМ и Хл-Акт метасоматиты (базификаты). Подобное разбиение на основе их флюидных характеристик еще раз дает основание для вывода о различном флюидном режиме формирования роговообманково-биотитовых и хлорит-мусковитовых бластомилонитов.



Наглядное представление о характере взаимосвязей между флюидными компонентами в породах и БТМ по ним разного состава дает кластерный анализ R -типа. У кристаллосланцев (Амф + 2Пир + Пл), не подвергшихся катаклазу и являющихся исходной матрицей для дальнейших сопоставлений, флюидные компоненты разбиваются на две четкие группы с сильными связями внутри групп (рис. 29, а, I): $CO-H_2$ и H_2O-CO_2 . Между ними выявляется очень

Рис. 28. Флюидный кластер-анализ (Q -тип) тектонитов Шарыжалгай. Пояснения в тексте.

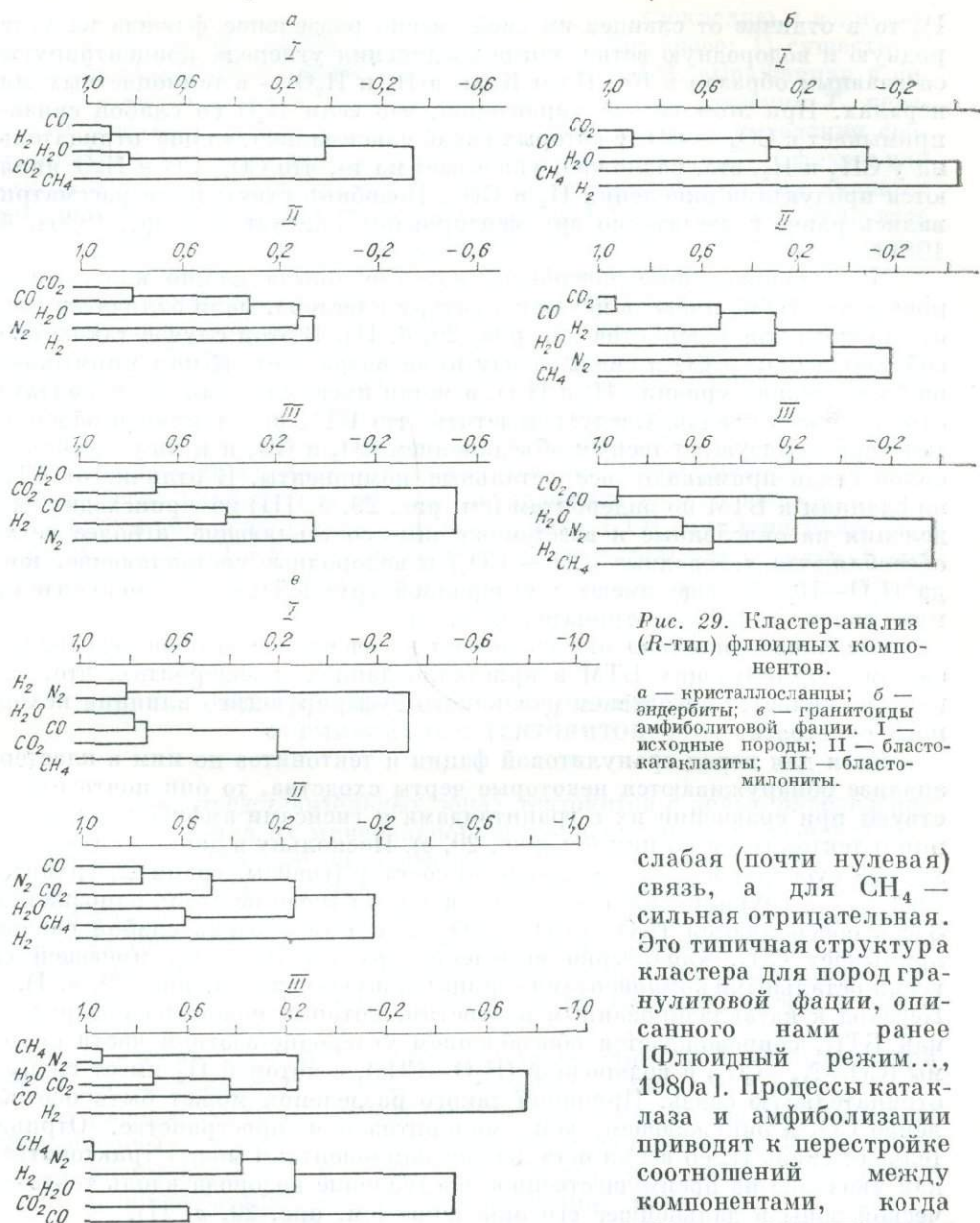


Рис. 29. Кластер-анализ (R-тип) флюидных компонентов.

а — кристаллосланцы; б — эндербиты; в — гранитоиды амфиболитовой фации. I — исходные породы; II — бластокатаклазиты; III — бластомилониты.

слабая (почти нулевая) связь, а для CH_4 — сильная отрицательная. Это типичная структура кластера для пород гранулитовой фации, описанного нами ранее [Флюидный режим..., 1980а]. Процессы катаклаза и амфиболитизации приводят к перестройке соотношений между компонентами, когда тесно группируются

CO_2 — CO и со слабыми связями выделяется триада H_2 — N_2 — H_2O , которые на уровне $+0,3$ примыкают к предыдущей группе.

Следовательно, в этом случае происходит раздел углеродных и водородных компонентов, тем самым подчеркивается высокая степень преобразования флюидной составляющей породы в целом (см. рис. 29, а).

Формирование Амф + Пл, Би-Амф-Пл БТМ характеризуется изменением флюидной системы и в кластере тесной группировкой H_2O — CO_2 , которая имеет сильную отрицательную связь с восстановленными газами H_2 и CO , входящими во вторую группу (см. рис. 29, а, III). Подобная структура кластера указывает на повышение контрастности флюидной системы. Если БТМ формируются либо под воздействием существенно углеродных флюидов с проявлением карбонатизации, либо водно-водородных, обусловивших биотитизацию, то система разделяется по степени окисленности компонентов, при несомненно высоком буферующем влиянии основных сланцев за счет высокого содержания закисного железа. Если сделать подобное сопоставление для эндербитов (см. рис. 29, б,

I), то в отличие от сланцев им свойственно разделение флюида на углеродную и водородную ветви, когда соединения углерода концентрируются главным образом в Кв, Пл и Кпш, а H_2 и H_2O — в темноцветных минералах. При этом весьма характерно, что если H_2O со слабой связью примыкает к $CO_2 + CO$, у которых связь максимальна, то она отрицательна у CH_4 и H_2 , это, возможно, указывает на то, что CO_2 , CO и H_2O являются продуктами окисления H_2 и CH_4 . Подобные схемы нами рассматривались ранее и достаточно аргументированы [Летников и др., 1980а, б, 1981].

Катаклазированные эндрбиты, которые иногда можно классифицировать как БТК, имеют в целом структуру кластера, мало отличающуюся от такового для эндрбитов (см. рис. 29, б, II). В этом случае также обособляются $CO_2 + CO$ и связь между ними возрастает. К ним примыкают на более низких уровнях H_2 и H_2O , а метан имеет со всеми компонентами отрицательную связь. Следует заметить, что БТК по сланцам и эндрбитам характеризуются тесным объединением CO_2 и CO , и к ним с меньшей силой примыкают все остальные компоненты. В отличие от БТМ по сланцам в БТМ по эндрбитам (см. рис. 29, б, III) не происходит разделения на окисленные и восстановленные составляющие, а более четко обособляются углеродные ($CO + CO_2$) и водородные составляющие, когда $H_2O-H_2-N_2$ еще имеют с углеродной группой слабую положительную связь, а CH_4 — отрицательную.

Сделанное сопоставление указывает на очевидное отличие флюидных систем, формирующих БТМ в кристаллосланцах и эндрбитах, что, вероятно, является следствием различного буферизирующего влияния исходного субстрата.

Если для пород гранулитовой фации и тектонитов по ним в кластер-анализе обнаруживаются некоторые черты сходства, то они почти отсутствуют при сравнении их с гранитоидами и гнейсами амфиболитовой фации и тектонитами по ним (см. рис. 29, в). Поскольку в данном случае исходный субстрат не так однороден по составу (гнейсы, граниты, гранито-гнейсы), то группировка элементов в данном случае не столь однозначна. Здесь обособляются $H_2O + CO + CO_2$, и к ним с очень слабой связью примыкает CH_4 , характерно выделение группы $H_2 + N_2$, имеющей со всеми остальными компонентами отрицательную связь (см. рис. 29, в, I). Переход к катаклазированным зонам, которые можно рассматривать как БТК, сопровождается обособлением углеродно-азотной части системы ($CO-N_2-CO_2$) и водородной (H_2O-CH_4), с которой H_2 имеет слабую отрицательную связь. Причиной такого разделения может быть обособление CO_2 в окружающем зоны милонитизации пространстве. Отрицательная связь H_2 со всеми остальными компонентами может трактоваться как указание на преимущественное поступление водорода вдоль тектонической зоны и дальнейшее его окисление (см. рис. 29, в, II).

Среди БТМ выделяются две группы: собственно биотитовые и биотит-мусковитовые (см. рис. 29, в, III), в которых структуры флюидного кластера отличаются друг от друга. Для них обоих характерно тесное объединение CH_4-N_2 , возможно указывающее на совместный перенос этих компонентов во флюидах, поступающих в БТМ, или же на образование в восстановительных условиях CH_4 и NH_4 . Второе соединение нами не фиксируется и, являясь неустойчивым, разлагается с образованием N_2 , который мы и анализируем. Это предположение подтверждается сильной связью с ними H_2 в биотитовых blastsмилонитах.

Обособление группы $H_2O + CO_2 - CO$ указывает на преобладающий водно-углекислый состав флюида, когда CO является продуктом некоторого восстановления CO_2 . Для Му-Би милонитов структура кластера совсем иная. Здесь четко разделяются водородные и углеродные компоненты, между ними очень сильна отрицательная связь. Если учесть, что биотитовые милониты по отношению к Би-Му более высокотемпературные, то в данном случае мы фиксируем перестройку флюидной системы с падением температуры. В этом плане становится понятным проявление

тенденции к расслоению флюидной системы на ее углекислую и водно-водородную ветви. Из сопоставления очевидно следующее: 1) существует общая направленность процесса преобразования БТМ, выраженная в повышении окислительного потенциала системы по мере падения T , перехода от Амф-Би парагенезисов к Хл-Акт, Хл и Хл-Му и выделению собственно Би и Хл типов тектонитов; 2) при формировании БТМ флюид или заимствуется из вмещающих пород (на ранних стадиях), или же является смешанным (на более поздних). Но в зрелых БТМ флюиды привносятся из более глубинного эндогенного источника и определяют общую направленность процесса формирования синтетектонических метасоматитов; 3) в каждом конкретном случае компонентный состав флюида (при прочих равных условиях) в значительной мере зависит от степени взаимодействия его с субстратом тектонита, особенно на начальных этапах процесса. В зрелых тектонитах флюид близок к равновесию с БТМ. С падением T все более проявляется тенденция к обособлению $\text{CO}_2 + \text{CO}$ и $\text{H}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CH}_4$. По всей вероятности, обособление этих ветвей флюидной системы или их инверсионная смена в ходе эволюции приводят к развитию процессов карбонатизации или же развитию гидратсодержащих минералов; 4) проявление у высокотемпературных БТМ двух тенденций (восстановительной у Би-Ро метасоматитов и окислительной у других) дает основание для предположения о разном времени их проявления или же о различных уровнях глубинности.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

В наиболее представительных зонах тектонитов с целью определения T и P формирования их минерального выполнения на микрозонде MAP-2 были выполнены полные силикатные анализы минералов (табл. 22).

Для Пл-Кв-Ро-Би тектонитов (разрез № 51) характерна флюидальная структура, в которой сохраняются более крупные кристаллы реликтового Пл (0,2—0,6 до 1,5 мм) в массе мелких новообразованных зерен Пл (0,01—0,02 мм). Судя по анализам, реликтовый Пл представлен андезином (№ 35,3—35,7), а новообразования имеют более основной состав (№ 36,3—37,3).

Определение T и P по Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсниной [1982] дает значения $T = 565\text{—}575^\circ\text{C}$ при P флюида 7—8 кбар.

На разрезе № 60 для Кв-Пл-Би-Ро бластомилонитов на основании микрозондовых анализов по Амф-Пл геотермобарометру А. П. Плюсниной получены значения $T = 530\text{—}550^\circ\text{C}$ и $P = 6\text{—}7$ кбар, что отвечает условиям эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Для разреза № 49 T формирования тектонитов, оцененная по Амф-Пл геотермометру Л. Л. Перчука, составляет 500°C , по Би-Амф того же автора — 550°C , а Амф-Пл геотермобарометру А. П. Плюсниной — 550°C и $P = 7,5$ кбар.

По данным Му-Хл геотермометра [Котов, 1975], T формирования Кв-Хл-Му тектонита составляла $250\text{—}300^\circ\text{C}$. Таким образом, в породах гранулитового комплекса, как это уже указывалось выше, выделяются два типа тектонитов: высокотемпературные ($530\text{—}575^\circ\text{C}$), что отвечает Кв-Пл-Би-Ро парагенезисам, и низкотемпературные ($250\text{—}300^\circ\text{C}$) для Кв-Му-Хл составов.

Для БТМ в породах амфиболитовой фации микрозондовые определения составов минералов многочисленнее и определяют различные физико-химические обстановки. Для разреза № 75 в БТМ были определены составы Пл (альбит № 5) и Амф, представленного роговой обманкой с пониженным содержанием Al_2O_3 (0,9 ф. е.). По данным Пл-Амф геотермобарометра Л. П. Плюсниной, формирование БТМ происходило при $T = 470^\circ\text{C}$ и при $P_{\text{фл}} \sim 3$ кбар.

Состав ассоциирующих минералов в тектонитах

Компонент	Пр. 49-18 (101,2 км)			Пр. 51-21 (99,2 км)				Пр. 60-14 (90 км)	Пр. 60-16 (90 км)	
	Амф (1)	Пл (1)	Би (1)	Амф (3)	Пл ₁ (2)	Пл ₂ (3)	Би (1)		Амф (3)	Амф(2)
SiO ₂	41,86	60,44	34,69	39,84	58,60	58,40	38,72	40,10	44,52	59,90
TiO ₂	0,19	0,00	1,45	0,32	0,00	0,00	1,87	0,57	0,47	0,00
Al ₂ O ₃	14,18	25,84	16,60	15,24	24,57	24,21	16,75	13,19	12,95	24,75
Cr ₂ O ₅	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	15,32	0,00	14,29	18,21	0,00	0,044	18,00	22,85	16,60	0,00
MnO	0,20	0,00	0,09	0,31	0,00	0,00	0,14	0,30	0,30	0,00
MgO	9,49	0,00	13,75	9,14	0,00	0,00	9,39	7,16	9,46	0,00
CaO	11,16	7,00	0,18	11,62	7,42	7,72	0,22	11,26	11,77	6,22
Na ₂ O	1,23	7,60	0,40	1,71	7,33	7,14	3,77	1,65	1,61	7,43
K ₂ O	0,35	0,00	9,24	1,26	0,16	0,23	10,28	1,09	0,56	0,00
Σ	93,98	100,88	90,69	97,65	98,08	97,73	99,13	98,17	98,24	98,30
Si	6,437	2,665	2,764	6,062	2,667	2,670	3,044	6,199	6,589	2,701
Al ^{IV}	1,563	1,343	1,236	1,938	0,000	0,000	0,956	1,801	1,411	1,315
Ti	0,021	0,000	0,087	0,036	1,318	1,305	0,111	0,067	0,053	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	1,009	0,000	0,323	0,797	0,000	0,000	0,597	0,604	0,846	0,000
Fe	1,970	0,000	0,952	2,318	0,000	0,002	1,183	2,854	2,054	0,000
Mn	0,027	0,000	0,006	0,041	0,000	0,000	0,009	0,039	0,037	0,000
Mg	2,174	0,000	1,632	2,073	0,000	0,000	1,100	1,650	2,088	0,000
Ca	1,838	0,331	0,015	1,895	0,362	0,378	0,018	1,864	1,867	0,307
Na	0,366	0,650	0,062	0,505	0,647	0,633	0,574	0,494	0,462	0,650
K	0,069	0,000	0,939	0,246	0,009	0,013	1,031	0,216	0,105	0,000
X _{Mg}	52,13	—	63,03	46,77	—	—	47,97	35,50	49,95	—
X _{Пл} X _{Ca}	—	33,74	—	—	35,56	36,91	—	—	—	31,65

Примечание. Формульные коэффициенты рассчитаны на 23 атома кислорода в амфиболе, 12 — в гранате, 8 — в плагиоклазе; на 7 катионов в биотите, 6 — в мусковите, 10 — в хлорите. Ассоциации: 49-18 — Кв + Амф + Би + Пл; 51-21 — Кв + Пл + Амф + Би; Пл₁ — реликтовые зерна, Пл₂ — новообразованные в агрегате с Амф и Би; 60-14 — Пл + Амф + Би; 60-16 — Пл + Амф; 75-9 — Амф + Би + Карб + Пл + Кв; 70-4 — Би + Амф + Пл; 90-4 — Амф +

Более детально изучены тектониты на разрезе № 70, где при катаклазе биотит-плагиоклазовых кристаллосланцев (Пл₃₆₋₃₈) Би замещается сине-зеленой Ро ($Ng = 1,682$), составляющей 5—35% площади шлифа, при этом Пл вдоль дислокаций раскисляется до олигоклаза № 28. Замещение биотита роговой обманкой обусловлено, возможно, повышением P при одновременном уменьшении P_{H_2O} , а главное — возрастанием активности Са в поровом флюиде. При оценке PT -условий формирования БТК мы исходили из предположения, что образующие с роговой обманкой мелкозернистые агрегаты плагиоклазы (№ 28) парагенетичны ей (локальное равновесие).

По данным амфибол-плагиоклазового геотермобарометра Л. П. Плюсниной, бластокатаклиз проходил при температуре около 530°C и давлении ~8 кбар.

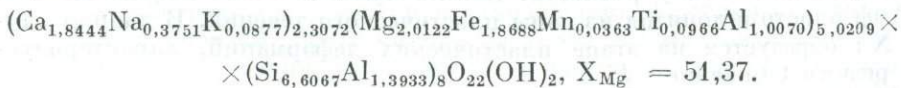
Кроме того, PT -условия формирования БТК были оценены по составам существующих сине-зеленого амфибола и плагиоклаза, образующихся при катаклазе амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев. Проба (см. табл. 22, 90-4) взята на контакте с плейчатыми бластомилонитами.

шарыжалгайского комплекса, вес. %

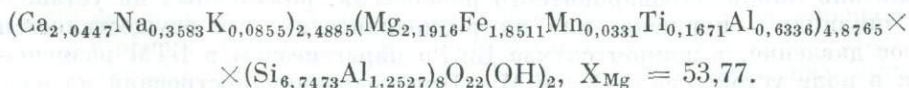
Пр. 75-9 (120 км)		Пр. 70-4 (140,9 км)		Пр. 90-4 (140,9 км)			Пр. 90-2 (140,9 км)		Пр. 64-13 (76,4 км)	
Амф(1)	Пл(1)	Амф(1)	Пл(1)	АмФ ₁ (2)	АмФ ₂ (2)	Пл ₂ (3)	Амф (2)	Пл (1)	Му (5)	Хл (3)
51,01	67,90	43,21	59,26	46,06	45,48	60,86	48,23	59,97	45,98	25,72
0,06	0,00	0,26	0,00	1,52	0,88	0,00	0,26	0,00	0,24	0,00
5,26	20,48	13,09	27,60	10,92	14,02	24,56	10,22	25,87	29,41	23,68
0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
12,70	0,25	17,64	0,25	15,12	15,38	0,38	14,17	0,00	3,36	21,33
0,30	0,00	0,26	0,00	0,26	0,29	0,00	0,25	0,00	0,00	0,17
14,87	0,00	6,53	0,00	10,05	9,29	0,00	11,44	0,00	1,36	16,24
12,13	1,03	9,80	4,37	13,01	11,84	6,51	12,60	6,46	0,00	0,20
0,61	11,21	1,48	6,02	1,26	1,33	7,08	1,09	8,56	0,64	0,00
0,32	0,00	0,94	0,11	0,45	0,47	0,08	0,13	0,00	10,17	0,00
87,29	100,94	93,21	97,63	98,64	98,99	99,48	98,34	100,85	91,16	87,34
7,413	2,947	6,752	2,662	6,747	6,607	2,715	6,992	2,652	3,220	2,678
0,587	1,048	1,248	1,461	1,253	1,393	1,291	1,008	1,348	0,780	1,322
0,007	0,000	0,030	0,000	0,167	0,097	0,000	0,028	0,000	0,013	0,000
0,008	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
0,313	0,000	1,163	0,000	0,633	1,007	0,000	0,738	0,000	1,648	1,585
1,544	0,010	2,305	0,009	1,851	1,869	0,014	1,717	0,000	0,197	1,858
0,037	0,000	0,035	0,000	0,033	0,036	0,000	0,031	0,000	0,000	0,015
3,213	0,000	1,521	0,000	2,192	2,012	0,000	2,471	0,000	0,142	2,520
1,889	0,047	1,641	0,210	2,045	1,844	0,311	1,956	0,306	0,000	0,022
0,171	0,944	0,448	0,524	0,358	0,375	0,612	0,305	0,734	0,087	0,000
0,059	0,000	0,187	0,006	0,086	0,088	0,004	0,025	0,000	0,909	0,000
67,02	—	39,39	—	53,74	51,37	—	58,58	—	41,89	57,36
—	4,72	—	28,38	—	—	33,55	—	29,42	—	—

Пл, Амф, — реликтовые зерна, АмФ₂ — новообразованный, Пл₂ — из агрегата с АмФ₂; 90-2 — Пл + Амф + Хл + Би; 64-13 — Кв + Алб + Хл + Му + Карб. В табл. приведены средние содержания, в скобках — количество проанализированных точек. Аналитики Т. И. Медведева, Г. В. Богданов, И. М. Романенко.

Кристаллохимическая формула амфибола (среднее по 2 анализам) таково:

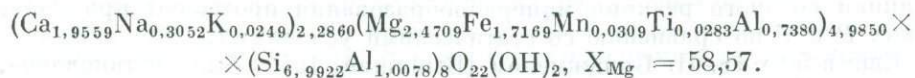


Замещаемый им амфибол имеет состав:



Состав плагиоклаза соответствует андезину № 33-34. По данным амфибол-плагиоклазового геотермобарометра, это соответствует температуре 540—550°C и давлению 7—8 кбар.

В плейчатых Хл-Амф-Пл сланцах с характерными структурами течения Амф имеет следующий состав (среднее по 2 анализам):



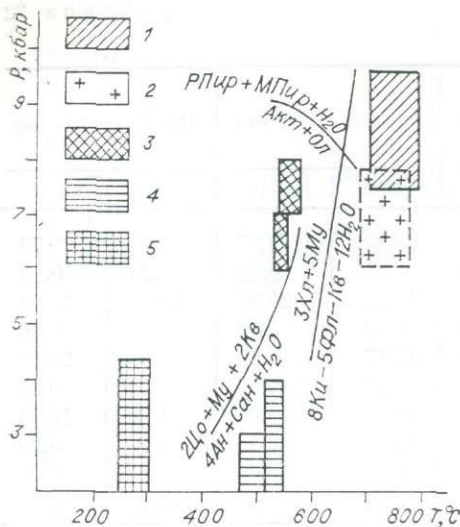


Рис 30. PT -диаграмма тектонитов Шарыжалгая.

1 — PT -условия гранулитовой фации, 2 — эндербитообразования, 3—5 — образования бластомилонитов (3 — Амф-Пл (+Би), 4 — Хл-Амф-Пл, 5 — Хл-Му).

давление значительно снижается, образуются низкобарные фазы, хотя T практически не меняются.

Таким образом, в тектонитах необходимо выделять парагенетические ассоциации двух типов: этапа жестких деформаций, отвечающих высоким P , и пластического течения относительно маловязкого субстрата, в котором P за счет эффекта течения значительно снижено. T и P образования близких по составу БТМ по породам гранулитовой и амфиболитовой фаций в общем сопоставимы по P и немного выше тектонитов амфиболитовой по T (БТМ по гранулитовой — 530—575, по амфиболитовой — 470—550°C).

На обобщенной PT -диаграмме нанесены результаты определения T и P в породах Шарыжалгая и тектонитов по ним, а также линии наиболее характерных моновариантных равновесий (рис. 30), взятых из работы П. И. Дорогокупца и И. К. Карпова [1984]. Из сопоставления этих величин видно, что по отношению к эндербитам, кристаллосланцам, гнейсам и гранитоидам разного состава БТМ не являются изофациальными, по давлению мало отличаются от исходных пород, но значительно ниже по T , особенно Хл-Му разности. Весьма примечательно положение Хл-Пл-Амф бластомилонитов из зоны пластического течения. В данном случае Хл образуется на этапе пластических деформаций, характеризующихся резким снижением P .

Вместе с тем обращает на себя внимание тот факт, что в отличие от положения линий моновариантного равновесия, полученных на установках «цилиндр — поршень» или их разновидностях, где осуществляется осевое давление, в данном случае Би-Ро парагенезисы в БТМ размещаются в поле устойчивости Хл и Му. При сравнении построений на базе петротектонических сеток и геотермобарометров (по имеющимся литературным данным) это несоответствие будет проступать все очевиднее. Во втором случае постоянно происходит занижение P и особенно T образования тех или иных минералов. Это несоответствие приводит нас к выводу о том, что в тектонитизированных породах — сланцах, гнейсах и особенно в мионитах — действует какой-то постоянный фактор, под влиянием которого реакции минералообразования протекают при более низких P и T по сравнению со статическими условиями.

Еще в 50-х гг. П. Бриджменом [Bridgman, 1958] было установлено, что в экспериментах при высоких T и P на установках «цилиндр — пор-

Плагноклаз представлен олигоклазом № 24—29. Сопоставление формул амфиболов из бластокатаклизитов и бластомилонитов показывает, что в первых значительно более высокие содержания Al^{IV} и почти в 2 раза большее содержание щелочей, что является характерной особенностью амфиболов повышенных давлений.

В зоне пластического течения, по Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсониной, $T = 530—550^\circ C$, $P_{фл} = 3,5—5,5$ кбар. То есть при одинаковых T образования в БТК и БТМ, когда в мионитах хорошо выражены структуры течения, резко падает P , от 7—8 кбар в БТК до 3,5—5,5 кбар в плейчатых сланцах. Иными словами, на стадии жестких деформаций, когда каркас породы передает приложенное давление на все минералы, их равновесные составы в итоге отвечают этим PT -условиям; в зонах пластических деформаций

шень» или других, близкого им типа, при наличии сдвиговых, а тем более скальвающих усилий происходит резкое ускорение реакций, а самое главное — снижение P и T фазовых переходов. Позднее этот эффект был с успехом использован для ускорения полимеризации органических соединений (под руководством Н. С. Ениколопова [1981]). Если увязать эти данные с многочисленными экспериментальными результатами по механике [Болдырев, Аввакумов, 1971], то очевидно влияние подобных факторов на процессы минералообразования в деформируемых средах. По данным Н. С. Ениколопова [1981], при одновременном воздействии на полимеры высокого давления в сочетании с деформацией сдвига значение кинетических констант скоростей реакций увеличивается на 8—9 порядков по сравнению с константами скорости в обычных условиях (без деформации сдвига) без существенного изменения энергии активации процесса. Сущность явления заключается в том, что деформация обуславливает локальные изменения размеров и формы элементарной ячейки и поэтому вызывает появление добавочного кристаллического поля.

Выходы дислокаций на поверхность могут захватывать свободные электроны, что вызывает появление локального электрического поля, способного существенно изменять скорость химических реакций. Так, скорость роста зародышей кремния из газовой фазы на однозарядных центрах при температуре 300, 600, 1200 и 1500 К увеличивается в $1,34 \times 10^3$; 37; 6 и 4 раза. При росте на двух- и трехзарядных центрах соответствующие величины возводятся в 4 и 9 степени [Молоцкий, 1972]. Есть многочисленные данные по ускорению при механической обработке реакций синтеза и разложения, окисления и восстановления, изменения валентности элементов [Аввакумов, 1979; Болдырев, Аввакумов, 1971; Ходаков, 1972]. Из этих примеров следует, что при тектонических деформациях пород на свежих сколах минералов образуется огромное число активных центров, обладающих высокой энергией. Эти центры очень быстро взаимодействуют с компонентами флюида. На их месте могут образовываться высокобарные фазы, метастабильные по PT -условиям в случае синтеза их по обычной классической схеме. Поскольку на трещах поверхностях резко возрастает температура (по опытным данным для K_2O до 1000°), происходит эмиссия электронов и возникает «магма-плазма», то в сочетании с высоким P и одновременным воздействием восстановленных флюидов, содержащих CO или CH_4 , на активных центрах может протекать образование микролитов алмаза [Летников, 1983]. Поэтому любые бластомилониты, формировавшиеся в восстановительных условиях, содержащие графит, когенит и самородное железо, должны подвергаться ревизии на алмазы.

Учитывая специфику формирования БТМ, многие из характерных черт которых были подчеркнуты выше, необходимо отметить прежде всего влияние субстрата на характер взаимодействия флюидов с деформируемой горной породой. Зоны милонитов — это весьма специфические геологические образования, где в силу больших скоростей процессов в системе флюид — порода на ранних этапах имеют случаи инверсии флюидного режима [Летников и др., 1985]. В зрелых тектонитах при установившемся флюидном потоке вдоль плоскостей расщепления минеральный состав в общем выравнивается и приближается к равновесному. Поскольку проницаемость для флюидов в БТМ на стадии пластических деформаций резко снижается, то это затрудняет массообмен зоны БТМ с окружающими БТК. В самих милонитах на стадии пластических деформаций значительно снижается степень взаимодействия флюидов с минералами, особенно затруднены реакции гидратации. Например, в милонитах Саянского разлома (район пос. Анчук) в карбонатно-силикатной массе сохраняются незамещенные моноклинный и даже ромбический пироксены. Если же учесть, что на стадии пластических деформаций падает еще и общее давление, то становится очевидной необходимость разбиения процесса образования БТМ на ряд этапов, характеризующихся собственными им специфическими чертами.

ТЕКТОНИТЫ ПО ОСНОВНЫМ И УЛЬТРАОСНОВНЫМ ПОРОДАМ

Наиболее полно тектониты по мантийным породам основного и ультраосновного состава изучены нами на Бирхинском массиве, расположенном в средней части западного берега оз. Байкал. Работы проводились главным образом на его юго-восточной, наиболее хорошо обнаженной и доступной части. Массив сложен разнообразными породами от пироксенитов до габбро и диоритов и подвергнут процессам гранитизации. Контакты массива с вмещающими породами тектонические, но по сумме геологических данных и возрастных датировок возраст его протерозойский.

Для массива характерно широкое развитие зон милонитизации, расщелачивания и катаклаза. На разрезе 127 (см. рис. 31, 32) изучена зона БТМ в плагиоклазовых пироксенитах. Мощность зоны непостоянна и колеблется в пределах первых метров. Плагиоклазовые пироксениты —

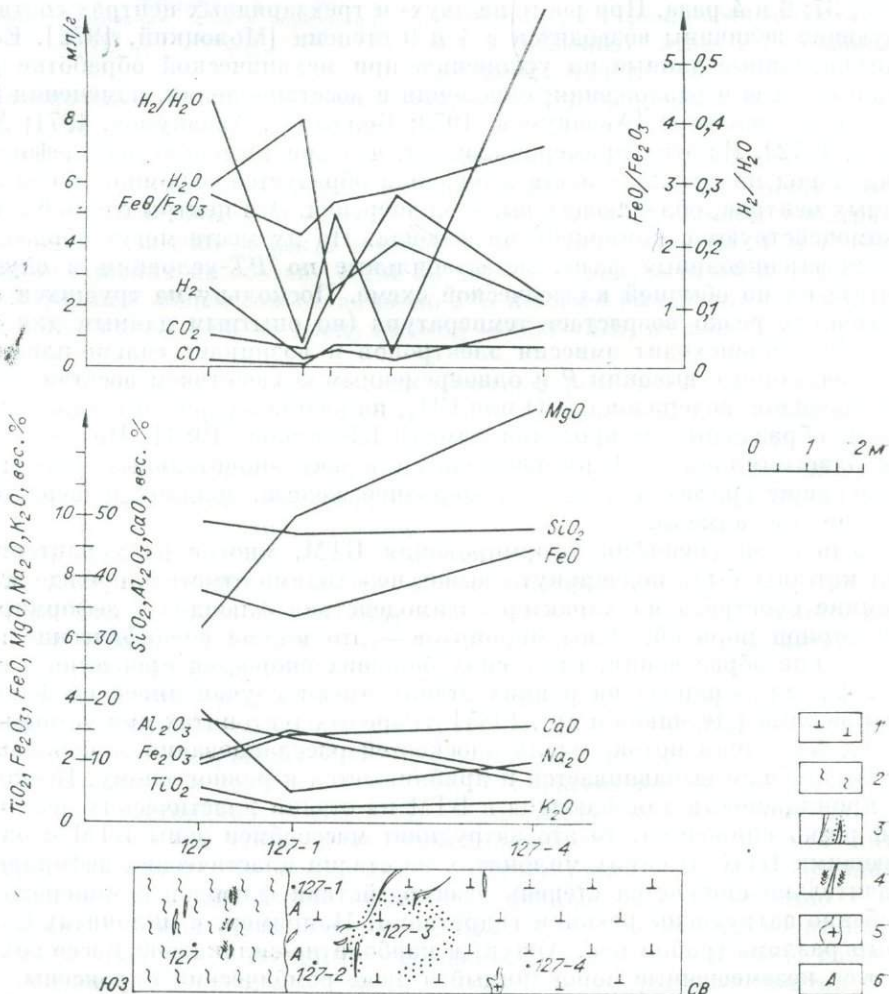


Рис. 31. Флюидно-петрохимический профиль (разрез № 127).

1 — плагиоклазовые пироксениты; 2 — Амф-Пл blastsмилониты; 3 — осветление, гранитизация; 4 — обособления Амф; 5 — прожилки аплитовидного гранита; 6 — амфиболитизация.

крупнозернистые породы, состоящие из 90—95% МПир, реже — РПир, П_{л₅₈₋₆₁} — 5—10%, небольших количеств Ол, замещаемого пироксенами, и Рудн. Более поздняя коричневая Ро развивается по Пир и иногда переходит в буровато-зеленую роговую обманку (Ро ~ 1—3%). По мере приближения к зоне милонитизации количество коричневой Ро сокращается, а зеленой возрастает. В пробе, взятой на контакте с БТМ, коричневый Амф исчезает, сменяясь светло-зеленоватым. Порода приобретает зеленоватый оттенок, плагиоклазы слегка мутнеют, появляются трещины. В БТК ~ 40% пироксенов замещены амфиболом, содержание Пл возрастает до 15—20%, появляется Цо, Флог, Ап, зернистость породы уменьшается, Скап → Пл. БТМ представляет собой темно-серую, слабо сланцеватую мелкозернистую породу, состоящую из П_{л₃₀₋₃₅}, Амф и Би, причем Би → Амф. В БТК наблюдаются кварцевые прожилки мощностью до 1—2 см и более, главным образом послонные, реже секущие. Иногда на контакте с ними наблюдается укрупнение зерен Ро и появление Би.

Во многом аналогичен и разрез № 128, где зона БТМ сечет оливинсодержащие клинопироксениты. Более поздние минералы представлены идингситом, светло-коричневой и зеленоватой Ро и Флог. БТК сложены зеленовато-черными, иногда обохренными породами, в них светло-зеленый Амф → Пир, иногда отмечается Пл. БТМ обычно слабо сланцеватые с неясной полосчатостью на темно-зеленом или зеленовато-сером фоне. Полосчатость обусловлена скоплениями Амф в мелкозернистой основной массе, количество которого составляет 50—60%, в меньшей мере в породе представлен П_{л₃₅₋₄₀}.

На разрезе № 119 зона милонитизации сечет крупно-среднезернистые габбро-диориты (П_{л₄₅} — 60—65%, МПир (амфиболизован) ~ 35%), более поздние минералы представлены Ро, Би, Карб, акцессорные Ап и Рудн. Во вмещающих породах обычны Амф → Пир, кроме того, часто наблюдаются Карб → Пир. На контакте с зоной милонитизации отмечаются Амф → Пир с выделением Мг. БТМ имеют с вмещающими породами резкие контакты и достигают мощностей 4 м, но и в массивных породах есть тонкие параллельные зоны милонитизации. БТМ представляет собой серую породу с линейной текстурой, неравномернозернистую и в крайних частях мелкозернистую, в центральных — среднезернистую. Состав: П_{л₄₀₋₄₅}, синевато-зеленая Ро в мелкозернистых разностях и бледно-зеленая в среднезернистых, менее развит Би, акцессорные Сф и Рудн.

На разрезе № 116 (см. рис. 33) несколько зон БТМ секут массивные среднезернистые габбро-нориты (П_{л₅₀₋₅₄} — 55%, МПир + РПир — 40—45%, более поздние минералы Ро и Би). На контакте с зоной в габбро-норите пироксены почти нацело амфиболизованы. БТМ представляют собой серую среднезернистую породу, состав Пл + Ро + Би ± Кв, акцессорные Ап, Сф. В центральной части зоны БТМ размер зерен минералов увеличивается. БТМ иногда подвергаются наложению более поздних процессов, заключающихся в появлении жилок Кв и маломощных Кв-Пш прожилков. Вдоль них наблюдаются перекристаллизация темноцветных минералов и рост зерен Ро и иногда Би. Еще более поздним процессом является брекчирование БТМ и цементирование обломков кварцем, в котором наблюдаются крупные, до 2—3 см, кристаллы Сф. Завершающими процессами, обусловленными более поздними деформациями, являются образование плоскостей скольжения, проявление карбонатизации и хлоритизации.

В нескольких десятках метров от этой зоны габбро пересекает пологозалегающая зона катаклаза мощностью 0,2—1 м. Состав породы: П_{л₆₅} + МПир ± Ол, более поздние минералы — зеленовато-коричневая Ро, отмечается светло-зеленый Амф → Пир. На контакте с БТК пироксены нацело амфиболизованы. В самой зоне образуются амфиболовые сланцы, которые легко выветриваются и превращаются в «трухляк» желтого цвета. В сланцах Пл нацело сосюритизированы, развивается ассо-

цияция Скуп + Карб → Пл, вдоль трещинок образуются Амф + Карб, Би → Пир.

На разрезе № 115 зона катаклаза и милонитизации мощностью 20 м сечет гранитизированные габбро-нориты. Гранитизация проявляется в Кпш → Пл₅₀₋₅₄ и Би → Пир. По мере приближения к зоне Пир амфиболизируется, а Би по краям обрастает каемками синевато-зеленого Амф. В БТК отмечается слабая сосюритизация Пл, Пир почти нацело замещается светло-голубоватой Ро, порода приобретает неясно выраженную линейную текстуру. Все минералы разбиты субпараллельными трещинками, вдоль которых наблюдается рост Амф, Би, реже Карб. БТМ представлен тонкозернистыми до афанитовых тонкополосчатыми породами черного цвета, очень прочными, линейной текстуры, флюидальной, милонитовой, иногда мелкоочковой структуры. В основной массе, состоящей из мелких зерен Пл₃₅ + Кв + Амф + Би, отмечаются порфирокласты синезеленой Ро и в небольших количествах присутствуют минералы группы эпидота, Сф и Рудн.

В тех случаях, когда гранитизация габброидов проявлена в значительных масштабах, образуются породы, по составу близкие к диоритам. Диориты — серого цвета, среднезернистые, гнейсовидной текстуры породы, сложенные на 25—30% темноцветами, остальную часть слагают Пл₃₃₋₃₅, изредка отмечаются Кв и Кпш, на контактах последнего с Пл возникает мirmekитовая структура. Темноцветы представлены реликтами Пир, практически нацело замещенными зеленой с синеватым оттенком Ро и густо-коричневым Би (примерно в равных количествах), аксессуарные — Ап, Цир и Мг, порода слабо катаклазирована. Зона милонитизации имеет мощность 2—2,5 м и слабо секуща по отношению к исходным диоритам (см. рис. 34). По мере приближения к зоне усиливается степень катаклаза. Вдоль дислокаций и трещин наблюдается рост зерен Би, Амф, Карб. Постепенно порода приобретает линейную сланцеватую текстуру,

Т а б л и ц а 23

Характеристика тектонитов по породам Бирхинского массива

№ разреза	Мощность бластомилонитов, м	Исходный субстрат	Парагенезисы и характерные замещения минералов	
			Тектоническая зона	Вмещающие породы
127	2—4	Плагноклазовые пироксениты	Пл ₃₀₋₃₅ + Амф + Би Би → Амф	Амф → Пир, Скуп → → Пл, Би → Пир
128	~3—4	Пироксениты	Амф + Пл ₃₅₋₄₀	Амф → Пир
119	4	Габбро-диориты	Пл ₄₀₋₄₅ + Ро ± Би + Сф	Амф → Пир
116	~4	Габбро-диориты	Пл + Ро + Би ± Кв Кв + Сф Карб + Хл	Амф → Пир
117	0,2—1	Габбро	Амф + Пл ± Пир Скуп + Карб → Пл Амф + Карб, Би → Пир	Амф → Пир
115	~20	Гранитизирован- ные габбро-но- риты	Пл ₃₅ + Кв + Амф + Би, Эп + Цо → Пл	Амф → Пир, Амф → → Би, карбона- тизация
107	2,0—2,5	Диориты	Кв + Пш + Ро + Амф + + Би + Карб + Сф	Карб → Ро, Би, Пл
106	0,8—1,0	Диориты	Хл → Пир, Му → Кпш, сосюрит → Пл	Ро + Карб → Пир, сосюритизация Пл

милонитовую структуру, при этом в мелкозернистой массе Пл₃₀₋₃₂ и Кв сохраняются отдельные порфиороклеты Пл. Темноцветы представлены сине-зеленой Ро и Би, образующими отдельные слойки. В породе заметно возрастает содержание Карб, который становится в бластокатаклазитах одним из породообразующих минералов, слагая до 5% площади шлифа. Карбонат имеет явно наложенный характер, он более крупнозернистый и замещает остальные минералы. Бластомилониты обычно мелкозернистые, сплошные и переходят в массивные мелкозернистые до афанитовой породы черного цвета, мощность которых около 0,5 м. Среди них наблюдаются отдельные зонки стекловатого облика (псевдотахилиты) мощностью от 0,5 до 1 см. Черные ультрамилолиты и псевдотахилиты в шлифах обнаруживают флюидальную мелкоочковую структуру, где «очки» представлены либо скоплениями Кв и Пш, либо Ро голубовато-зеленого цвета, а основная масса сложена мелкими зернами лейкократовых минералов, Би, Амф и Карб, в заметных количествах присутствует Сф.

Здесь же в диоритах на разрезе № 106 изучена зона катаклаза мощностью 0,8—1 м. Состав диоритов: Пл₂₅, Кпш, Кв, МПир и темно-коричневый Би. На контактах лейкократовых минералов отмечается катаклаз. Характерно замещение Ро + Карб → Пир, Пл сосюритизирован. В самой зоне катаклаза Хл → Пир, Пл сосюритизирован, Му → Кпш, многочисленные секущие трещины выполнены Карб.

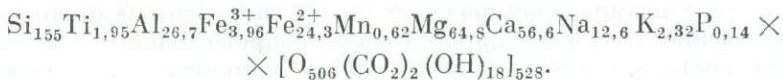
В обобщенном виде характеристика процессов преобразования тектонитов в породах Бирхинского массива приведена в табл. 23. В преобладающей массе это процессы амфиболитизации, развития плагиоклаза, скаполитизации, карбонатизации и биотитизации и лишь в одном случае хлоритизации и мусковитизации. Все изученные зоны, за исключением двух из них, монохронны, т. е. сформировались в одном тектоно-метасоматическом процессе без наложения на эту зону других, более поздних. Во вмещающих породах преобладают явления амфиболитизации пироксенов и в единичных случаях биотитов, сосюритизация плагиоклазов и карбонатизация почти всех минералов.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ТЕКТОНИТОВ

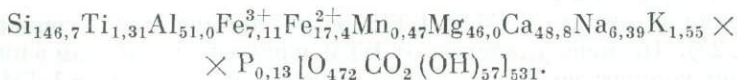
Как и для Шарыжалгайского блока, все тектониты Бирхинского массива были изучены на предмет выяснения закономерностей распределения в них петрогенных и рассеянных элементов.

Для зоны № 127 результаты силикатного и других видов анализов приведены в табл. 24, 25 и отображены на рис. 31, 32.

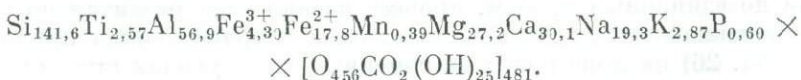
Ниже приводятся формулы пород в расчете на 10 000 Å³. Плагиоклазовый клинопироксенит неизменный, $\sigma = 3,24 \text{ г/см}^3$.



Бластокатаклазит на контакте с бластомилонитами, $\sigma = 3,10 \text{ г/см}^3$.



Бластомилонит, $\sigma = 2,84 \text{ г/см}^3$.



Из сопоставления аналитических данных видно, что милонитизация сопровождается привнесением Al, Ti, Na, K и P и выносом Fe, Mn, Mg, Ca, Si. Одновременно в БТК по отношению к исходной породе снижаются содержания Si, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K и возрастают — Al (почти в 2 раза) и OH (в 3 раза). В БТК в отличие от БТМ отмечается вынос Na и

Компонент	Разрез № 127			Разрез № 128		
	127-4	127-1	127	128-4	128-1	128
SiO ₂	48,12	47,15	49,90	48,32	48,50	53,27
TiO ₂	0,80	0,56	1,20	0,38	0,53	0,89
Al ₂ O ₃	7,00	13,90	17,00	3,60	7,50	16,70
Fe ₂ O ₃	1,63	3,04	2,02	1,19	1,70	0,87
FeO	9,00	6,69	7,50	8,09	7,94	6,32
MnO	0,22	0,18	0,16	0,19	0,20	0,13
MgO	13,46	9,92	6,43	19,77	14,71	6,79
CaO	16,36	14,63	9,86	16,00	14,69	9,80
Na ₂ O	2,00	1,06	3,50	0,43	1,94	3,55
K ₂ O	0,56	0,39	0,79	0,41	0,50	0,15
H ₂ O ⁻	0,03	0,30	0,08	0,10	0,07	0,17
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,25	0,02	0,05	0,13
П. п. п.	0,81	2,44	1,23	1,22	1,83	1,51
CO ₂	0,50	0,27	0,33	0,55	0,05	0,11
Σ	100,54	99,84	100,25	99,97	100,21	100,39
F, %	0,012	0,012	0,042	0,011	0,012	0,016
Au, мг/т	2,0	4,7	3,8	4,3	1,7	0,5
f	44,13	49,52	59,69	31,94	39,59	51,43
FeO/Fe ₂ O ₃	5,52	2,20	3,71	6,80	4,67	7,26
al'	0,29	0,71	1,07	0,12	0,31	1,19
Na ₂ O/K ₂ O	3,57	2,72	4,43	3,91	3,88	23,7

Примечание. 127-4 — плагиоклазовый клинопироксенит (Пир — 90—95, Пл — 5—10%, Ол, Руди, Амф, Би); 127-1 — бластокатаклазит (Пир — 50, Амф — 40, 57—61, Пл — 15—20, По — 3%, Фл, Руди, Ап, Та); 127 — бластомилонит (Пл — 45—50, Ро — 45—50, Би — 3—5%, Руди); 128-4 — клинопироксенит (Пир — 95—97%, Ол); 128-1 — бластокатаклазит (Амф — 90, Пир — 10%); 128 — бластомилонит (Ро — 50, Пл₃₅₋₄₀ — 50%); 119-4 — габбро-диорит (Пл₄₅ — 60—65, МПир (амфиболлизированный) — 35; Ро + Би — 5%, Руди, Ап, Карб); 119-2 — габбро-

К. Если же оценивать масштабы массопереноса, то процесс преобразования пород в зоне милонитизации можно отнести к Al-Na-K метасоматозу со значительным привнесом H₂O. Характерно снижение плотности вновь образованного синтетектонического метасоматита по отношению к исходной породе на 0,4 г/см³.

Из микроэлементов в БТМ в существенных количествах накапливаются Rb, Sr, в меньшей мере Li и снижаются значительно Cr, Sc, V, Co и Ni. Иными словами, формирование по плагиоклазовым пироксенитам преимущественно Пл-Ро-Би парагенезисов сопровождается переводом в подвижное состояние всех главных рудных компонентов, характерных для ультраосновных пород, и накоплением в Ро и Би Sr и редких щелочей, Rb и Li (рис. 32).

На границе между БТМ и БТК резко повышается содержание Li и Sr (табл. 25). По мере удаления от БТМ к исходным породам в них монотонно растет количество V, Co, Ni, Sc и Cr. Соответственно в БТМ уменьшаются отношения K/Rb, K/Na, Cr/V.

Судя по единичным пробам, процесс катаклаза и развития по милонитам и катаклазитам Al-Na-K метасоматоза сопровождается привнесом золота (табл. 26) на фоне почти не изменяющегося уровня степени окисленности железа в минералах (см. табл. 25).

Развитие Амф + Пл милонитов по оливинсодержащим клинопироксенитам изучено на разрезе № 128 (см. табл. 24).

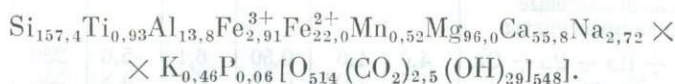
Ниже приведены формулы в расчете на 10 000 Å³ клинопироксенита, бластокатаклазита и бластомилонита.

Бирхинского массива, вес. %

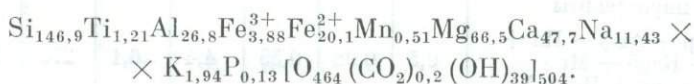
Разрез № 119			Разрез № 116			Разрез № 107	
119-4	119-2	119	116-4	116	117	107-4	107-1
43,58	44,23	50,20	49,14	51,69	47,96	56,45	52,72
3,30	3,10	1,12	0,84	0,98	0,33	0,55	0,56
10,10	11,23	21,30	16,20	15,60	15,00	17,10	16,70
3,85	4,24	1,40	2,15	1,35	1,71	1,65	1,37
14,88	13,81	7,38	8,10	6,90	4,91	4,99	4,75
0,26	0,26	0,14	0,19	0,12	0,12	0,12	0,10
7,36	7,04	4,31	7,98	8,07	8,20	4,93	4,73
10,60	10,58	8,24	10,51	7,76	13,50	7,67	7,18
2,37	2,18	3,69	3,54	3,36	1,67	3,47	3,67
0,83	0,44	1,18	0,46	1,86	0,29	1,68	2,67
0,20	0,22	0,08	0,17	0,20	0,43	0,20	0,27
1,22	1,25	0,29	0,25	0,29	0,03	0,17	0,15
1,16	1,33	0,97	0,70	1,41	1,18	1,21	2,25
0,95	0,55	0,11	0,23	0,33	3,46	0,11	3,13
100,66	100,56	10,41	100,46	99,92	99,79	100,30	100,26
0,070	0,060	0,052	0,009	0,045	0,013	0,012	0,027
1,9	Не опр.	0,6	2,8	Не обн.	Не опр.	Не обн.	1,3
71,79	71,95	67,07	56,23	50,55	44,67	57,39	56,41
3,86	3,25	5,27	3,77	5,11	2,87	3,02	3,47
0,39	0,45	1,63	0,89	0,96	1,01	1,48	1,54
2,86	4,95	3,13	7,70	1,81	5,76	2,07	1,37

диорит амфиболитизированный (Пл — 35—40, Амф — 50, Пир — 10, Би — 5%, Рудн, Ап); 119 — blastsмилонит (Ро — 30—40, Пл — 55—65, Би — 5%); 116-4 — габбро-норит (Пл₅₀₋₅₄ — 55, МПир + РПир — 40—45, Ро + Фл — 3—5%, Рудн, Ап); 116 — blastsмилонит (Пл — 55, Ро — 40—45, Би — 3—5%); 117 — blastокатаклазит (Пл — 80—75, Амф — 20, Би — 5%, Рудн, Карб), 107-4 — Пл₃₄ — 70—75, Ро — 15, Би — 10%, Кв, Ап; 107-1 — blastsмилонит афанитовый (Кв, Пл, Карб, Ро, Би). Аналитики Н. Г. Таскина, Т. А. Лахно, ИЗК СО АН СССР.

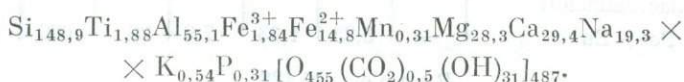
Клинопироксенит, проба 128-4, $\sigma = 3,25 \text{ г/см}^3$.



Бластокатаклазит, проба 128-1, $\sigma = 3,03 \text{ г/см}^3$.



Бластомилонит, проба 128, $\sigma = 2,80 \text{ г/см}^3$.



Из сопоставления формульных выражений видно, что милонитизация сопровождается привнесом Al (более чем в 4 раза), Na (в 7 раз), P (в 5 раз) и в меньшей мере Si, со снижением плотности БТМ по отношению к исходной породе на $0,45 \text{ г/см}^3$, главным образом за счет выноса Fe, Mg, Mn, Ca. Проявление собственно Al-Na-Si метасоматоза приводит к возрастанию в БТМ содержания Sr (в 7 раз) и незначительно Li и Pb, но зато в больших количествах выносятся Cr (более чем в 4,5 раза), Sc, Co (в 3,5—4 раза), Ni (в 5 раз), а содержание V практически не меняется. Столь же резко снижается содержание Au: от 4,3 в клинопироксенитах до 0,6 мг/т в милонитах. За счет привноса Na резко уменьшаются отношения K/Na,

Геохимическая характеристика пород

№ пробы	Название и состав породы	L	Na ₂ O	K ₂ O	Li	Rb	Sr	V	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Разрез № 116									
116-4	Габбро-норит Пл ₅₀₋₅₄ + МПир + РПир + + Ро + Би + Мг	4,5	2,67	0,15	8,2	3,3	600	250	110
116-3	То же	1,0	2,74	0,15	6,5	3,3	640	180	74
116-2	Габбро катаклазированное Пл + Пир + Амф + + Мг	0	3,03	0,33	11	6,9	730	210	55
116-1	Бластомилониты Пл + Ро + Би + Кв	—	4,83	1,49	15	38	700	170	170
116	То же	—	4,28	2,38	19	55	660	200	190
Разрез № 119									
119-3	Габбро-диорит Пл ₄₅ + МПир + Мг + + Би	6,0	2,18	0,58	8,2	17	410	710	63
119-4	Катаклазированный габбро-диорит Пл + МПир + Ро + + Амф + Би + + Карб + Мг	2,2	2,06	0,45	8,2	13	410	350	48
119-2	То же	0	2,25	0,42	6,4	11	500	480	76
119-1	Бластомилониты Пл + Ро + Би	—	3,50	0,76	15	23	640	240	120
119	То же	—	4,0	1,17	17	32	910	100	26
Разрез № 127									
127-4	Плагиоклазовые клинопироксениты МПир + Пл + Ро + Ол	4,0	1,0	0,50	6,1	5,6	230	330	150
127-3	То же	1,5	1,03	0,53	6,1	4,8	330	260	110
127-2	Катаклазированные пироксениты МПир + Амф + Пл + + Карб + Мг	0,5	0,98	0,55	4,4	6,1	270	200	110
127-1	Пир + Ро + Цо + Хл + + Би + Пл + Скап	0	1,13	0,55	14	9,3	510	150	110
127	Бластомилонит Пл + Ро + Би	—	3,23	1,23	7,9	20	660	170	66
Разрез № 128									
128-5	Клинопироксениты МПир + Ол + Ро	12,5	0,52	0,31	5,1	2,0	60	210	1300
128-4	То же	4,5	0,52	0,16	5,3	2,0	90	200	1100
128-3	Бластокатаклазиты Пир + Ро	3,1	0,08	0,35	8,6	5,1	220	260	870
128-2	То же	1,1	0,11	0,39	3,5	2,4	100	230	1100
128-1	»	0,1	1,11	0,35	6,4	2,0	150	240	800
128	Бластомилонит Ро + Пл	—	3,79	0,28	6,2	1,2	540	220	280

Бирхинского массива габброидов

Sc	Sn	Pb	Co	Ni	ΣFe	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Na_2O+K_2O}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{Ni}{Co}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{Rb}{Sr}$
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Разрез № 116												
47	—	—	68	110	10,52	377	2,82	0,06	0,44	1,62	6,31	0,083
38	—	—	48	63	9,88	377	2,89	0,05	0,41	1,31	4,55	0,005
42	—	2,0	37	35	8,71	397	3,36	0,11	0,26	0,95	8,57	0,009
30	—	3,0	38	160	8,79	325	6,32	0,31	1	4,21	4,86	0,054
35	—	—	50	250	8,14	359	6,66	0,56	0,95	5	3,38	0,83
Разрез № 119												
52	1,5	2,4	69	52	19,53	283	2,76	0,27	0,09	0,75	5,08	0,041
32	2,1	214	46	28	20,12	287	2,51	0,22	0,14	0,61	4,72	0,032
63	1,3	210	74	52	18,67	317	2,67	0,19	0,16	0,70	4,74	0,022
40	—	2,2	48	130	8,70	274	4,26	0,22	0,50	2,71	6,31	0,036
15	—	2,5	16	18	9,02	303	5,17	0,29	0,26	1,13	5,35	0,035
Разрез № 127												
87	—	—	76	110	10,97	741	1,50	0,50	0,45	1,45	3,63	0,024
87	—	—	50	81	11,86	916	1,56	0,51	0,42	1,62	2,83	0,015
74	—	—	50	87	10,08	748	1,53	0,56	0,55	1,74	2,79	0,023
50	—	—	50	93	9,95	491	1,68	0,49	0,73	1,86	2,16	0,018
30	—	3,0	28	48	10,30	510	4,46	0,38	0,39	1,71	2,86	0,030
Разрез № 128												
87	—	3,4	87	170	9,48	1287	0,83	0,60	6,19	1,95	6,58	0,033
80	—	4,2	68	140	8,86	664	0,68	0,31	5,5	2,06	6,57	0,022
89	—	4,3	68	140	8,29	570	0,43	4,38	3,35	2,06	3,85	0,023
81	—	3,0	69	140	9,29	1349	0,50	3,55	4,78	2,03	2,20	0,024
90	—	—	74	140	10,03	1452	1,46	0,32	3,33	1,89	3,80	0,013
41	—	4,7	22	34	7,57	1937	4,07	0,07	1,27	1,55	4,37	0,002

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Разрез № 115									
Габбро									
115-5	Пл ₅₄ + МПир + + РПир + Би + + Кшп + Рудн	15	3,73	0,63	13	16	610	140	38
115-4	То же	2,5	3,47	0,87	13	26	610	190	87
115-3	Пл + Пир + Амф + + Би ± Кшп	1,5	3,67	0,85	10	21	600	120	130
115-2	Пл + Пир + Амф	1,5	3,51	0,85	9,1	25	620	130	72
115-1	То же	0	3,41	0,82	13	24	600	200	100
Бластомилонит									
115	Кв + Пл + Ро + Эп + + Карб + Би	—	3,50	0,94	15	29	610	210	110
Разрез № 107									
Диорит									
107-4	Пл ₃₄ + Кшп + Кв + + Ро + Би + Пир + + Ап + Мг	18	4,0	2,03	14	41	580	380	87
Бластокатаклазиты									
107-3	Пл + Кв + Кшп + + Амф + Би + + Карб	6	4,28	0,97	12	28	620	180	440
107-2	Пл + Ро + Би + + Карб + Кв	0	3,38	2,12	23	46	580	240	420
Бластомилонит									
107	Пл + Кв + Ро + + Би + Карб	—	3,15	1,54	15	39	610	130	190
Бластомилонит афанитовый									
107-1	Кв + Пл + Карб + + Би + Ро	—	3,56	2,64	31	60	620	160	220
Разрез № 117									
Габбро									
117-1	Пл ₆₅ + МПир + Ол Габбро катаклазиро- ванное	2,0	1,24	0,17	7,3	9,7	650	110	89
117-2	Пл + МПир + Амф	0,5	1,04	0,22	11	8,7	670	100	63
117	Алб + Акт + Карб + + Би	—	1,89	0,32	19	14	450	140	63
Разрез № 106									
Диориты									
106-2	Пл ₃₅ + Кв + МПир + + Ро + Би	1,2	3,42	2,45	16	71	540	150	170
106-1	То же	0	3,44	2,0	16	58	580	120	130
Катаклазит									
106	Пл + Кв + Хл + + Му + Карб + Гем	—	3,40	1,91	13	62	480	160	140

Примечание. Аналитики Т. И. Елизарьева, Т. П. Вольнец, В. А. Русакова,

Сг/V и Rb/Sr (см. табл. 25). Степень окисленности Fe в минералах от исходных пород к БТМ возрастает и особенно сильно в БТК. Зона БТК характеризуется несколько повышенными содержаниями (по отношению к исходной породе) Li, Rb, Sr, V; по мере удаления от милонитов вкрест зоны на 12,5 м, по мере снижения степени преобразования пород, моно-

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Разрез № 115												
17	5,5	12,1	21	32	8,95	327	4,36	0,17	0,27	1,52	5,30	0,026
30	—	5,4	33	85	7,83	278	4,34	0,25	0,46	2,58	2,80	0,043
22	—	1,9	25	37	7,63	336	4,52	0,23	1,08	1,48	3,02	0,035
23	1,9	3,0	28	78	7,33	282	4,36	0,24	0,55	2,79	2,02	0,040
36	5,0	6,3	38	95	7,00	284	4,23	0,24	0,50	2,50	3,70	0,040
46	2,6	6,6	49	110	7,62	269	4,44	0,27	0,52	2,24	3,23	0,048
Разрез № 107												
27	2,4	2,4	35	85	6,67	411	6,03	0,51	0,23	2,43	6,02	0,071
38	2,3	3,8	37	93	6,22	288	5,25	0,23	2,44	2,51	2,86	0,045
50	2,6	1,2	40	110	6,72	383	5,50	0,63	1,75	2,75	2,73	0,079
30	—	1,5	25	74	6,25	328	4,69	0,49	1,46	2,96	4,34	0,064
30	1,7	2,5	35	59	6,40	365	6,20	0,74	1,38	1,69	2,81	0,097
Разрез № 117												
48	—	—	50	85	6,22	145	1,42	0,14	0,81	1,70	19,73	0,015
33	—	1,4	44	76	4,83	210	1,26	0,21	0,63	1,73	8,66	0,013
46	—	1,3	40	59	6,58	190	2,21	0,17	0,45	1,48	2,09	0,031
Разрез № 106												
30	—	—	24	66	7,12	286	5,87	0,72	1,13	2,75	3,51	0,131
21	—	—	23	54	7,53	286	5,44	0,58	1,08	2,35	3,07	0,100
30	—	—	34	54	7,12	256	5,31	0,56	0,88	1,59	2,12	0,129

ИЗК СО АН СССР.

тонно возрастают содержания Cr, Sc, Co и Ni. Судя по единичным пробам, процесс милонитизации сопровождается привнесом U и Th (табл. 27). Таким образом, в данном случае мы фиксируем в пироксените ранние этапы плагиогранитизации с образованием Ро + Пл парагенезиса. Необычным является аномально высокий привнос Al, значительно превыша-

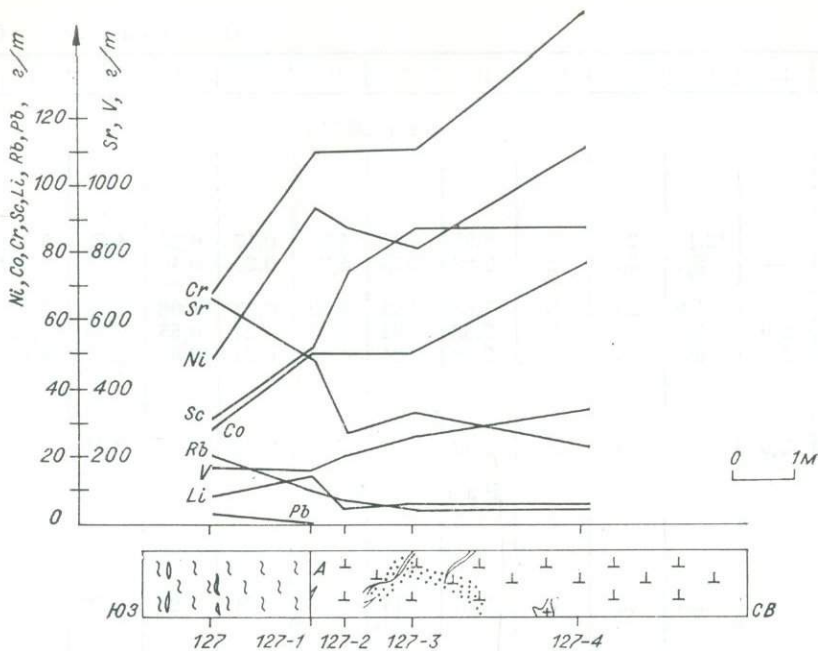
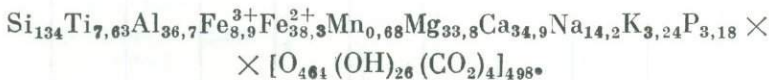


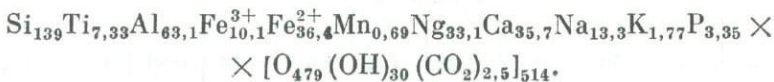
Рис. 32. Геохимический профиль (разрез № 127).
Усл. обозн. см. на рис. 31.

ющий поступление Si и щелочей. Столь же очевиден процесс привноса Al и при формировании зоны милонитизации по габбро-диоритам, изученной на разрезе № 119 (см. табл. 25).

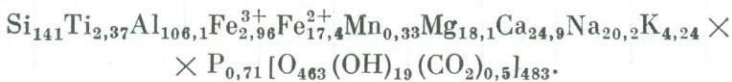
Габбро-диорит, $\sigma = 3,09 \text{ г/см}^3$.



Габбро-диорит амфиболизированный, на контакте с зоной милонитизации, $\sigma = 3,16 \text{ г/см}^3$.



Биотит-амфибол-плаггиоклазовый бластомилонит, проба 119, $\sigma = 2,82 \text{ г/см}^3$.



Образование собственно Ро + Пл ± Би метасоматита сопровождается значительным привносом Al и в меньшей мере Si, Na, K и выносом Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P.

Для этой зоны весьма характерны увеличение степени восстановленности Fe в минералах и снижение доли CO_2 . Существенно изменяется микрокомпонентный состав породы. Так, в БТМ значительно возрастает содержание Li, Rb, Sr, U и Th, но снижается V (в 5—7 раз), Cr, Sc, Co, Ni, Au. Иными словами, это типичные черты процесса гранитизации — вынос халько- и сидерофильных компонентов и привнос литофильных. Необходимо подчеркнуть частично проявленную тенденцию накопления в промежуточной зоне БТК, часто на контакте с БТМ, элементов, выносимых из стержневой зоны милонитизации или же привносимых в нее: Sr, V, Cr, Sc, Co, Ni. Наряду с переносом этих элементов вдоль зоны, отмечается их частичное осаждение и в окружающих БТМ в значительной мере катаклазированных и преобразованных породах. Судя по соотноше-

Содержание Au во вмещающих породах и тектонитах, мг/т

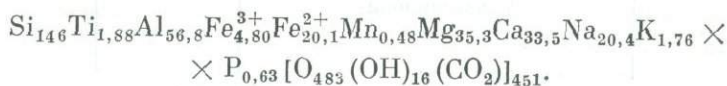
№ пробы	Порода	Au
<i>Бирхинский массив</i>		
128-5	Клинопироксенит	4,3
128-1	Клинопироксенит амфиболизи- рованный	1,7
128	Бластомилонит	0,6
127-3	Клинопироксенит плагиоклазо- вый	2,0
127-1	Клинопироксенит катаклазиро- ванный	4,7
127	Бластомилонит	3,8
116-4	Габбро-норит	9,7
116-1	Бластомилонит	0,2
116	То же	0,2
119-4	Габбро-диорит	1,9
119-1	Бластомилонит	0,7
117-2	Габбро амфиболизированное	0,5
117	Бластокатаклазит	3,3
107-4	Диорит	0,2
107-1	Бластомилонит	1,3
106	Бластокатаклазит	9,3
<i>Дайковые базиты Юго-Западного Прибайкалья</i>		
69-1	Диабаз	5,0
69	Бластомилонит Амф-Пл	0,2
85-3	Диабаз	2,2
85-1	Бластомилонит Амф-Пл	4,5
58-6	Диабаз	3,7
58	Бластомилонит Амф-Пл	3,3
91	Диабаз	5,0
91-1	Бластомилонит хлоритовый	0,2
79-4	Диабаз катаклазированный	2,0
79-3	Сланец хлоритовый	5,5

Примечание. Анализы выполнены химико-спектральным методом. Аналитики Р. М. Клячина, Т. П. Волынец, ИЗК СО АН СССР.

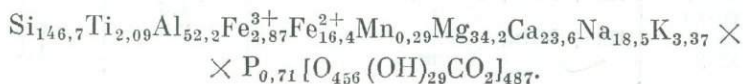
ниям FeO/Fe₂O₃, процесс милонитизации шел при воздействии в достаточной мере восстановленных флюидов.

Проявление Si-K метасоматоза характерно для БТМ в габбро-норитах на разрезе № 116.

Габбро-норит, проба 116-4, $\sigma = 2,98$ г/см³.



Биотит-амфиболовый бластомилонит, проба 116, $\sigma = 2,83$ г/см³.



Содержание U и Th в тектонитах и вмещающих породах, 10⁻⁴%

№ пробы	Ассоциация	U	Th
1	2	3	4
<i>Биргинский массив</i>			
Разрез № 116			
Габбро-пориты			
116-3	Пл + МПир + РПир ± Ро, Фл	0,6	0
116-2	Пл + Пир + Амф	2,6	6,4
Бластомилониты			
116	Пл + Ро + Би ± Кв	3,3	7,4
118	Пл + Ро + Би	1,2	0,5
Разрез № 119			
Габбро-диорит			
119-4	Пл + МПир + Ро + Би	0	0
119-2	То же	0	0
Бластомилонит			
119	Пл + Ро + Би	1,1	7,1
Разрез № 115			
Габбро			
115-4	Пл + МПир + РПир + Би	4,1	9,5
115-3	То же	0,3	6,7
Бластокатаклазиты			
115-2	Пл + Пир + Ро + Би	0	3,5
115-1	То же	0	2,2
Бластомилонит			
115	Кв + Пл + Ро + Эп + Карб + Би	0	5,2
Разрез № 107			
Диориты			
107-4	Пл + Кв + Ро + Би + Пир	0,2	2,7
Бластокатаклазиты			
107-3	Пл + Кв + Ро + Би + Карб	1,8	1,3
107-2	То же	2,2	3,1
Бластомилонит			
107	Пл + Кв + Ро + Би + Карб	3,1	7,3
107-1	Ультрамилонит	1,6	2,7
Разрез № 128			
Клинопироксениты катаклазированные			
128-3	Пир + Ро	0	0
128-2	То же	0	1,9
128-1	»	0	0
Бластомилонит			
128	Ро + Пл	2,6	2,1
<i>Дайкозые базиты Юго-Западного Прибайкалья</i>			
60-17	Пл + МПир ± Ро	0,6	0
60-19	То же	1,8	2,1
58-6	Пл + МПир	2,3	0
85-3	То же	1,4	1,1

1	2	3	4
<i>Бластокатаклазиты</i>			
64-4	Пл + Ро + Эп	0,2	4,1
64-3	То же	0,5	3,2
64-2		0	3,9
64-1	Алб + Кв + Хл + Эп + Карб + + Би	0	3,6
<i>Бластомилониты</i>			
60-20	Пл + Ро + Эп	3,6	1,9
60-21	То же	1,6	0
81	»	0	0,1
81-4	»	1,2	3,6
81-9	»	2,7	2,2
64-12	Алб + Кв + Хл + Эп + Карб + + Би	0	2,7
64-11	То же	2,1	4,9
74-8	Пл + Ро + Хл + Карб + Эп	0	0
91-1	Пл + Би + Хл + Карб	0	1,8
64	Алб + Кв + Хл + Эп + Карб + + Би	0	2,8

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ПГО «Иркутскгеология».

Судя по аналитическим данным (см. табл. 24, 25, рис. 33), в ходе формирования БТМ происходит привнос лишь К, Na, Si, F и H₂O и вынос Fe, Mn, Ca, Al, со снижением плотности породы на 5%, что приводит к образованию Пл-Ро-Би парагенезиса вместо Пл-2Пир ± Фл, Ро. Этот процесс сопровождается накоплением в БТМ Li, Rb, Cr, Ni, в меньшей мере Sr и снижением концентраций V, Sc, Co с отчетливым проявлением тенденции к выносу Fe при возрастании степени его окисленности. Полярность в разделении ряда типоморфных элементов приводит к резкому увеличению отношений Cr/V, Ni/Co и Rb/Sr, что подчеркивает накопление в БТМ Cr, Ni, преобладающий привнос Rb над Sr и вынос V и Co. Как и в других случаях, в БТК непосредственно на контакте с БТМ происходит накопление Sr и в меньшей мере Sc. Преимущественный привнос К по сравнению с Na приводит к увеличению отношения K/Na по мере приближения к милонитам. Для этого случая примечательным является концентрирование в БТМ одновременно двух групп элементов: литофильных, с одной стороны (Na, K, Li, Rb), халькофильных и сидерофильных — с другой (Cr и Ni). Причина такого своеобразия заключается в том, что здесь в условиях повышения окислительного потенциала (снижение FeO/Fe₂O₃) одновременно сосуществуют Би и Ро со своими специфическими наборами микроэлементов. Весьма характерным для этих условий является вынос Au и привнос U и Th. Здесь же в габбро-норитах на разрезе № 117 (см. табл. 25) описана зона БТК. Судя по сопоставлению исходных пород (см. табл. 24, пр. 116-4) и катаклазитов по ним (пр. 117), процесс сопровождался незначительным выносом Si, Ti, Al, Fe, Mn, Na (более чем в 2 раза), K и привносом Ca, Mg, H₂O, CO₂, F. Иными словами, это проявление Ca-Mg-углекислого метасоматоза в породе основного состава, с образованием Алб + Трем + Карб + Би метасоматитов и накоплением в них Li, Rb, V, Au. Соответственно из БТК выносятся Sr, Sc, Ni и Co, возрастают отношения K/Rb и Rb/Sr и снижаются Cr/V и Ni/Co. Ярко выражена тенденция резкого увеличения степени окисления Fe (отношение FeO/Fe₂O₃ снижается от 19,73 до 2,09). Здесь в отличие от других разрезов является аномальным увеличение содержания золота при росте окислительного потенциала системы. Весьма интересной оказалась зона катаклаза и милонитизации в габбро-норитах на разрезе № 115, где наиболее зрелые БТМ представлены Кв + Пл + Ро + Эп + Карб + Би разностями. Поскольку силикатные анализы по этой зоне отсутствуют, то представление о направленности процесса можно получить по

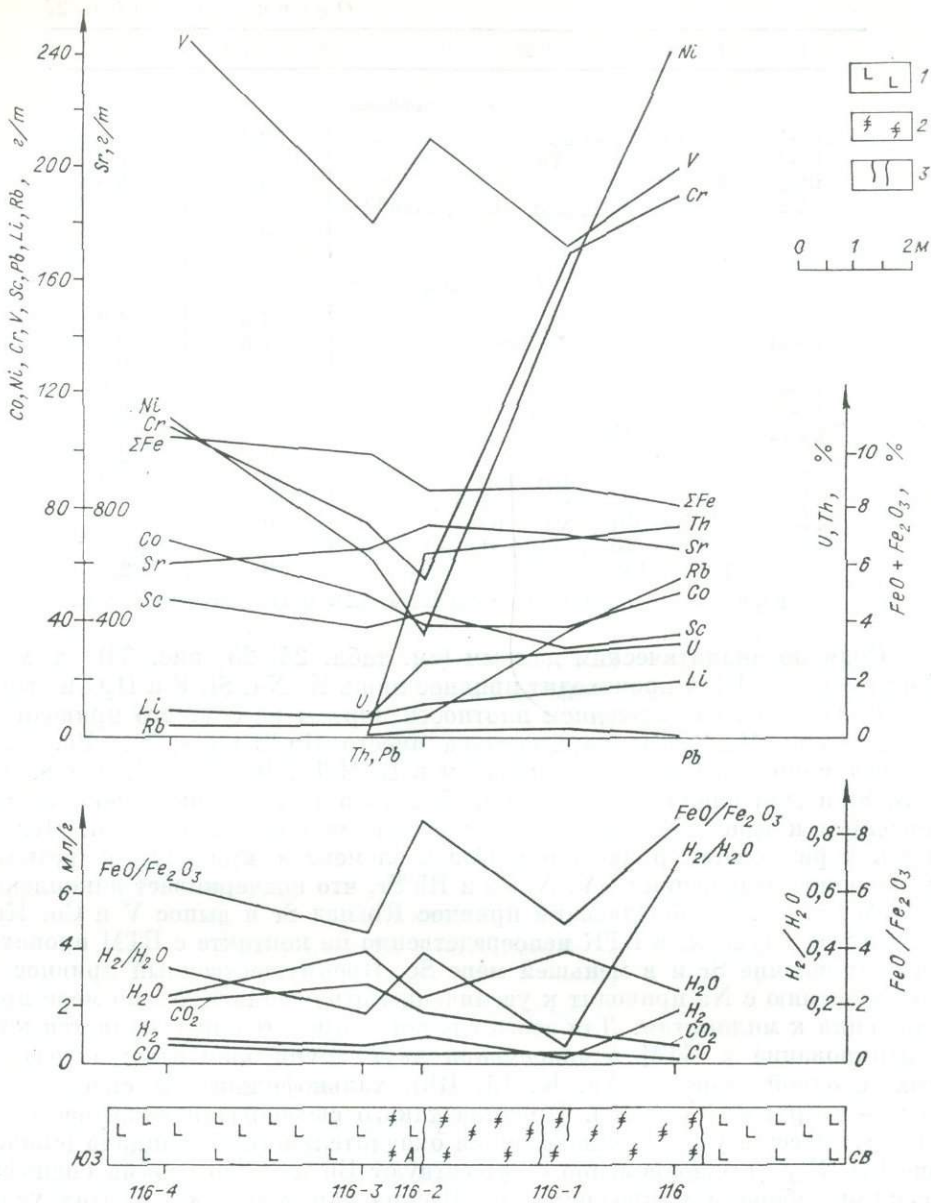
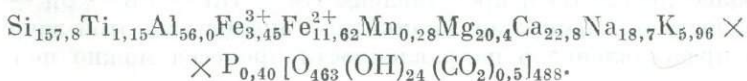


Рис. 33. Флюидно-геохимический профиль (разрез № 116).

1 — габбро-норит; 2 — Амф-Плг blastомилонит; 3 — прожилки Кв и аплитовидного гранита; А — амфиболитизация.

изменению минерального состава и поведению микроэлементов. Наиболее значительно БТМ и переходная зона от БТМ к БТК обогащается Li, V, Cr(?), Sc, Pb, Co и Ni и обедняется U и Th. Если же сравнивать наиболее отдаленную от зоны пробу, взятую в 15 м от зоны, с остальными, отобранными максимум на расстоянии 2,5 м, то очевидно возрастание в около-милонитовом пространстве содержания K, Rb, V, Cr (в 3—4 раза), Sc, Co, Ni и снижение Sn, Pb (см. табл. 25) при более высоком уровне окисления Fe во вновь образованной породе.

На разрезе № 107 была изучена тектоническая зона с ультрамилонитами, представленными афанитовыми разностями (см. табл. 24, рис. 34). Диорит, проба 107-4, $\sigma = 2,78$ г/см³.



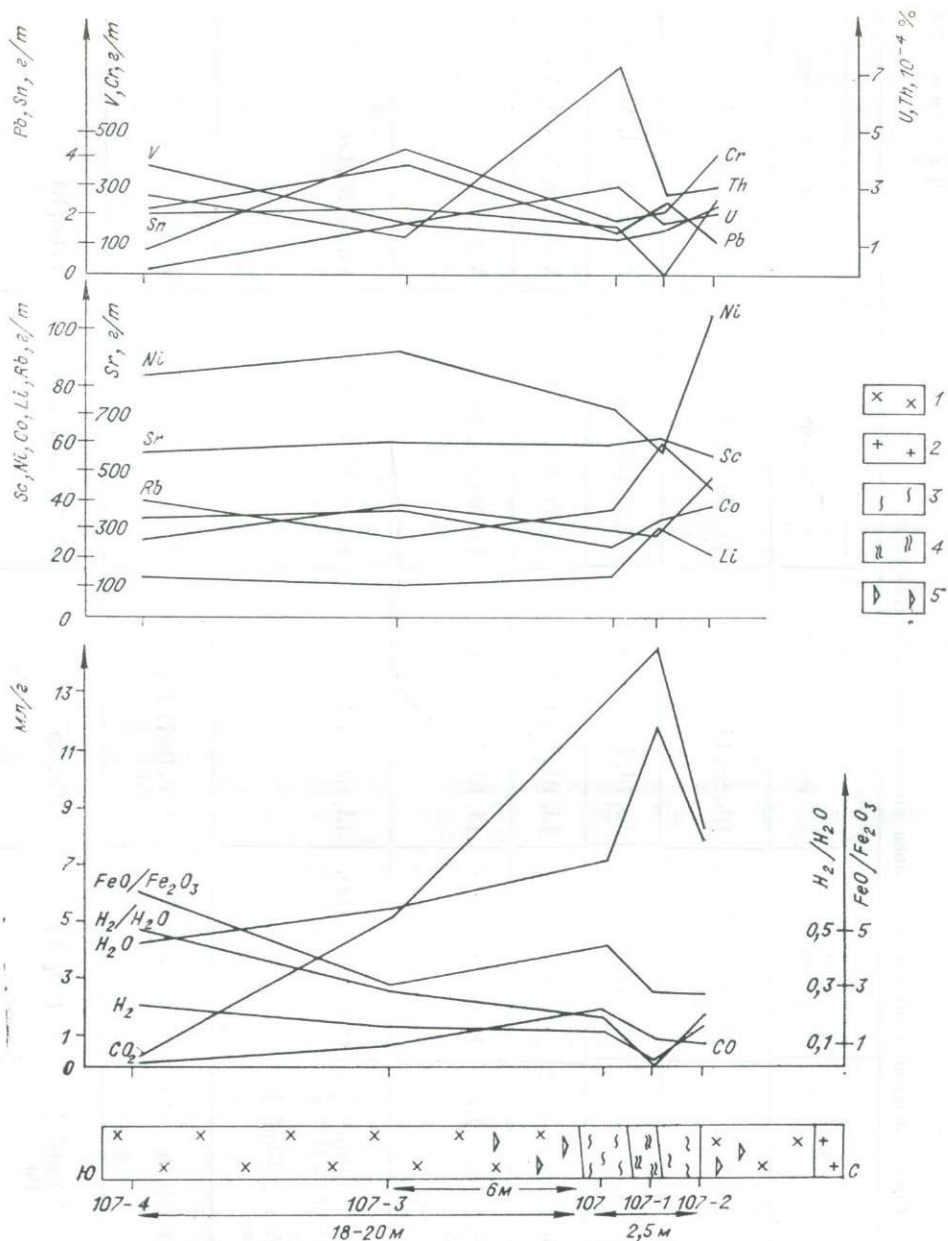
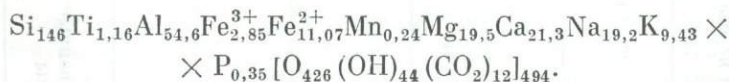


Рис. 34. Флюидно-геохимический профиль (разрез № 107).

1 — метадiorиты; 2 — граниты; 3 — Би-Амф blastsмилониты; 4 — ультрамилониты; 5 — катаклаз.

Ультрамилонит, проба 107-1, $\sigma = 2,77 \text{ г/см}^3$.



Судя по аналитическим данным, процесс образования ультрамилонитов сопровождался незначительным привнесом К, интенсивным CO_2 , F и остальных летучих компонентов. Отмечается снижение в ультрамилоните содержания Si, Al, Fe, Mg, Ca и увеличение степени окисленности Fe по сравнению с диоритами (см. табл. 24).

Процесс мионитизации диоритов сопровождается увеличением концентрации Sr, Cr и снижением V, Ni, Co при примерном равенстве остальных. Весьма примечательно резкое возрастание в БТК таких элементов,

Сопоставление привноса и выноса компонентов в тектонитах

№ разреза	Исходная порода	Состав тектонита	Привнос		Вынос	
			Петрогенные	Микрокомпоненты	Петрогенные	Микрокомпоненты
127	Плагноклазовые пироксениты	Пл ₃₀₋₃₅ + Ро + Би	Al, Ti, Na, K, P, Si	Rb, Sr, Li	Fe, Mn, Mg, Ca	Cr, Sc, V, Co, Ni
128	Пироксениты	Ро + Пл ₃₅₋₄₀	Al, Na, P, Si	Sr, Li, Pb, U, Th	Fe, Mg, Mn, Ca	Cr, Sc, Co, Ni, Au
119	Габбро-диориты	Пл + Ро ± Би	Al, Si, Na, K	Li, Rb, Sr, U, Th	Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P	V, Cr, Sc, Co, Ni, Au
116	Габбро-диориты	Пл + Ро + Би ± Кв Кв + Сф Карб + Хл	K, Na, Si, F	Li, Rb, Cr, Ni, Sr	Fe, Mn, Ca, Al	V, Sc, Co
117	Габбро	Амф + Пл ± Пир Ски + Карб → Пл Би → Пир Алб + Акт + Карб + + Би	Ca, Mg (H ₂ O, CO ₂ , F)	Li, Rb, V, Au	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Na, K	Sr, Sc, Ni, Co
115	Гранитизированные габбро-нориты	Пл ₃₅ + Кв + Ро + Би	—	Li, V, Cr(?), Sc, Pb, Co, Ni	—	U, Th
107	Диориты	Кв + Пл + Карб + + Би + Ро	K (CO ₂ , F)	Sr, Cr, Au	Si, Al, Fe, Mg, Ca	V, Co, Ni

как Cr, Sc, Ni. Переход от БТМ к афанитовым БТМ (см. табл. 25) приводит к росту содержаний Na, K, Li, Rb, V, Cr, Pb, Co, увеличению отношения K/Na и значительному снижению степени окисления Fe. Характерно увеличение концентрации Au в ультрамилонитах по сравнению с диоритами почти в 6 раз (см. табл. 26). По мере преобразования диоритов в них происходит накопление U и Th, достигая максимума в БТМ, но снижаясь в ультрамилонитах. Из сопоставления видно, что в условиях очень высокого преобразования породы до афанитов (типа псевдотахилитов) процесс протекает не изохимически, а с привносом и выносом компонентов.

В табл. 28 приведены результаты сопоставления данных по составу тектонитов с оценкой привноса и выноса компонентов.

При формировании Пл + Амф бластомилонитов по плагиоклазовым клинопироксенитам, когда на заключительных стадиях процесса отмечается Би → Амф, весьма характерен привнос в аномально высоких количествах Al, а также Na, Si, Ti, K, P, что по набору элементов отвечает плагиогранитизации. Однако чрезвычайно высокая степень поступления в тектонит Al дает основание выделить его в особый тип метасоматоза, который только по набору элементов можно сопоставить с гранитизацией. Соответственно со степенью привноса из пироксенитов выносятся Fe, Mn, Mg, Ca.

Вместе с гранитофильными компонентами в тектонит привносятся Rb, Sr, Li, U, Th, а выносятся Cr, Sc, V, Co, Ni, Au. Иными словами, гранитизация или Al-метасоматоз по породам ультраосновного состава в зонах БТМ приводит к мобилизации в них широкого спектра сидеро- и халькофильных элементов.

По габбро-диоритам и габбро развито несколько типов синтетектонических метасоматитов (см. табл. 28). В том случае, когда в зонах милонитизации протекали процессы плагиогранитизации, отмечались привнос Al, Si, Na, K и вынос соответственно Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, P. Одновременно увеличивается содержание Li, Rb, Sr, U, Th и снижается V, Cr, Sc, Co, Ni, Au, т. е. спектр элементов, характерный и для БТМ по пироксенитам, но еще присоединяются Ti, P, V.

При проявлении в габбро-диоритах полихронных процессов изменения БТМ и плагиогранитизации на первом этапе, затем синхронных с ней или более поздних Кв + Сф прожилков и на завершающих стадиях Карб + Хл ассоциаций происходят привнос K, Na, Si, F и вынос Fe, Mn, Ca, Al. Именно вынос Al подчеркивает щелочно-кремниевый тип метасоматоза с высокой долей участия в нем F. Для микроэлементов характерно возрастание концентрации Li, Rb, Cr, Ni, Sr, когда Li, Rb и Sr накапливаются на ранней стадии K-Na-Si метасоматоза, а Cr и Ni — при развитии хлоритизации и карбонатизации. В итоге проявления всех перечисленных выше процессов в БТМ снижается концентрация V, Sc, Co. Развитие по габбро процессов Ca + Mg метасоматоза, протекающего при значительном привносе CO₂, H₂O и F, приводит в итоге к формированию Алб + Тр + Карб + Би синтетектонических метасоматитов.

Этому процессу предшествуют развитие Амф + Пл → Пир, скаполитизация и карбонатизация Пл, когда отмечается Би → Пир. Привнос Ca, Mg, Li, Rb, V, Au сопровождается выносом Si, Ti, Al, Fe, Mn, Na, K, Sr, Sc, Ni и Co. При этом обращает на себя внимание одновременное увеличение концентрации столь различных по физико-химическим свойствам элементов (с одной стороны, Ca, Mg, а с другой — Li и Rb и особенно Au). По всей вероятности, они привносились в породу не одновременно и отражали разные этапы инверсии флюидного режима процесса. Интересен факт выноса Sr, Sc, Ni и Co при развитии Ca-Mg метасоматоза.

Проявление собственно калиевого, со значительным привносом CO₂ и F, метасоматоза по диоритам (разрез № 107) приводит к росту в ультрамилоните Кв + Пл + Карб + Би + По состава Sr, Cr, Au и выносу Si, Al, Fe, Mg, Ca, V, Co и Ni. Необычность спектра элементов, извлекаемых флюидом, очевидна, ибо здесь наряду с кремнеземом выносятся Mg, Ca, а среди микрокомпонентов — V, Co и Ni.

Из приведенных данных следует важный вывод о том, что при высоких активностях во флюиде гранитизирующих компонентов в породе приносятся гранитофильные микрокомпоненты и выносятся Fe, Mg, Ca, Sr, Sc, Co, Ni, Au. Если же активность катионов по сравнению с высокой фугитивностью газов (CO_2) или активностью анионов (F, Cl) невелика, то направленность метасоматического процесса определяется флюидным режимом. В этом случае при проявлении карбонатизации из исходной породы одновременно выносятся далекие друг от друга по своим геохимическим свойствам элементы (разрез № 107).

Иными словами, направленность процессов привноса и выноса компонентов, степень их концентрирования и мобилизации обусловлены суммой факторов, среди которых роль флюидного режима является главной.

ФЛЮИДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ТЕКТОНИТАХ

Определение методами газовой хроматографии содержаний флюидных компонентов, заключенных в горных породах, позволило дать общую оценку флюидного режима образования тектонитов.

Формирование Пл + Ро + Би бластомилонитов по плагиоклазовым клинопироксенитам (разрез № 127) происходило в относительно восстановительных условиях ($\text{H}_2/\text{H}_2\text{O} = 0,4$), в то время как в БТК флюиды были окислены (табл. 29, рис. 35). Процесс образования тектонитов сопровождался привносом в БТМ и БТК в первую очередь H_2O и H_2 и выносом CO_2 и СО. Если в исходной породе газовой составляющей больше, чем H_2O , то в БТМ это соотношение изменяется на обратное, хотя доля газовой компоненты достаточно велика.

Соотношение Н/С возрастает от 2,5 в клинопироксенитах до 14—23 в БТК и БТМ, указывая на преобладающий привнос H_2 и в меньшей мере H_2O и вынос CO_2 и СО. Незначительное отличие по степени восстановленности флюидов в исходных породах и в БТМ по ним обуславливает близость значений окисленности Fe в том и другом случаях и одинаковые уровни окисленности H_2 и CO_2 во всех пробах (см. табл. 29).

Несколько отличен от вышеописанного разрез № 128, где зона милонитизации развита в клинопироксенитах и милониты сложены Ро + Пл, при незначительном привносе H_2O и выносе всех остальных флюидных компонентов, особенно CO_2 , СО и H_2 . Тенденция вытеснения водой газов из БТМ проявлена довольно отчетливо, что соответствует росту отношения Н/С. Иными словами, это наглядный пример мобилизации и уменьшения во вновь образованном тектоните суммы флюидных компонентов по сравнению с исходной породой. Зона БТМ в габбро-диоритах, изученная на разрезе № 119, сложена Пл + Ро + Би ассоциацией и характеризуется привносом в тектоническую зону H_2O . При этом наиболее высокие концентрации H_2O , CO_2 и СО устанавливаются в БТК, а H_2 — в самих милонитах. Характерно появление в тектонической зоне CH_4 , что соответствует резкому возрастанию степени окисления H_2 , когда $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ в милонитах в 4—5 раз выше, чем в БТК. В соответствии с этим в БТМ максимальна степень окисления Fe (см. табл. 29).

Из сделанного сопоставления вполне очевидно различие флюидных систем в бластомилонитах и окружающих их бластокатаклазитах. Происходит характерный процесс вытеснения водородом из центральной зоны в промежуточную CO_2 , СО и H_2O . Таким образом, в зонах БТМ с преобладающим водородным типом флюидов происходит перевод в подвижное состояние в первую очередь углеродсодержащих газов и H_2O , которые отчасти уходят в окружающие БТК, а частично мигрируют вверх по зоне. Иными словами, это зона генерации собственно водно-углекислых флюидов, которые выше по разрезу должны сменить чисто водородные.

Образование Пл + Ро + Би ± Кв милонитов по габброидам (разрез № 116) происходит также при значительном поступлении H_2 , что обуслов-

Флюидная характеристика пород Бирхинского массива, мл/г

№ пробы	Название и состав породы	L	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	$\frac{H_2}{H_2O}$	$\frac{CO}{CO_2}$	Σгаз	Σгаз+H ₂ O	H/C	$\frac{\Sigma_{газ}}{\Sigma_{газ+H_2O}}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$
														15	16
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Разрез № 116															
	Габбро-норит														
116-4	Пл ₅₀₋₅₄ + МПир + РПир + Фл + + Ро + Мг	4,5	2,3	2,09	0,56	0,003	0,78	—	0,339	0,282	3,463	5,763	2,5	0,601	6,31
116-3	То же	1,0	3,86	2,76	0,40	Сл.	0,66	—	0,171	0,145	3,82	7,68	3	0,497	4,55
	Габбро катаклазированное														
116-2	Пл + Пир + Трем + Мг	0	2,3	1,74	0,36		0,9	—	0,391	0,207	3,00	5,30	3	0,566	8,57
	Бластомилониты														
116-1	Пл + Ро + Би + Кв	—	3,95	1,08	0,37	0,006	0,21	—	0,053	0,343	1,666	5,616	6	0,297	4,86
116	То же	—	2,5	0,60	0,11	0,006	1,77	—	0,708	0,183	2,486	4,986	12	0,500	8,38
118	Пл + Ро + Би	—	1,7	0,26	0,02	0,003	1,29	—	0,759	0,077	1,573	3,273	21	0,480	Не опр.
Разрез № 119															
	Габбро-диорит														
119-3	Пл + МПир + Мг + Би	6	1,4	0,46	0,08	Сл.	0,84	—	0,600	0,174	1,38	2,78	8	0,50	5,08
	Габбро-диорит катаклазированный														
119-4	Пл + МПир + Ро + Тр + Би + + Карб + Мг	2,2	3,4	4,9	1,3		1,23	—	0,247	0,265	7,04	10,44	1,5	0,67	4,72
119-2	То же	0	5,26	3,99	0,74	0,006	1,7	—	0,323	0,185	6,436	11,69	3	0,55	4,74
	Бластомилониты														
119-1	Пл + Ро + Би	—	1,6	0,39	0,08	0,006	1,74	—	1,088	0,205	2,216	3,816	14	0,581	6,31
119	То же	—	2,75	0,22	0,10	0,006	2,91	—	1,058	0,455	3,236	5,986	35	0,540	5,35

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Разрез № 127															
	Клинопироксениты плагиоклазовые														
127-4	МПир + Пл + Ро + Ол	4,0	2,3	2,21	0,65	0,003	1,4	—	0,607	0,294	4,263	6,563	2,5	0,65	3,63
127-3	МПир + Пл + Ро + Ол	1,5	5,6	4,0	0,65	0,003	0,13	—	0,023	0,163	4,783	10,38	2,5	0,46	2,83
Пироксениты катаклазированные															
127-2	Пл + МПир + Ро + Трем + + Карб + Мг	0,5	2,14	2,55	0,66	Сл.	0,54	—	0,252	0,259	3,75	5,89	2	0,64	2,79
127-1	Пл + Пир + Ро + Цо + Му + + Би + Хл	0	8,06	0,69	0,03		0,30	—	0,037	0,043	1,02	9,08	23	0,41	2,16
Бластомилонит															
127	Пл + Ро + Би	—	5,92	1,09	0,13	0,003	2,61	—	0,441	0,119	3,833	8,530	14	0,45	2,86
Разрез № 128															
Клинопироксениты															
128-5	МПир + Ол + Ро	12,5	3,62	1,78	0,52	0,006	1,05	—	0,290	0,292	3,356	6,976	4	0,48	6,58
128-4	То же	4,5	3,6	2,15	0,54	0,003	1,11	—	0,308	0,251	3,803	7,403	3,5	0,51	6,57
Бластокатаклазит															
128-3	Пир + Ро	3,1	2,3	3,07	0,56	Сл.	0,72	—	0,313	0,182	4,35	6,65	1,5	0,65	3,85
128-2	То же	1,1	4,9	0,58	0,04		1,08	—	0,220	0,069	1,70	6,60	19	0,26	2,20
Бластомилонит															
128	Ро + Пл	—	4,4	0,76	0,07		0,54	—	0,123	0,092	1,37	57,7	12	0,24	4,37
Разрез № 115															
Габбро															
115-5	Пл ₅₄ + МПир + РПир + Би + + Рудн	15	2,6	0,47	0,06	0,006	0,45	—	0,173	0,128	0,986	3,586	12	0,275	5,30
115-4	То же	2,5	14,2	0,43	0,009	0,006	1,08	—	0,076	0,210	1,606	15,80	59	0,102	2,80
115-3	Пл + Пир + Би + Амф	1,5	7,8	0,43	0,11	0,006	1,65	—	0,212	0,256	2,196	9,996	35	0,220	3,02
115-2	Пл + Пир + Амф	1,5	4,2	0,21	0,04	0,009	1,02	—	0,243	0,190	1,279	5,479	42	0,233	2,02
115-1	То же	0	5,18	2,03	0,62	0,009	1,44	—	0,278	0,305	4,099	9,279	5	0,44	3,70
Бластомилонит															
115	Кв + Пл + Ро + Эп + Карб + Би	—	6,5	3,65	0,83	0,006	1,89	—	0,291	0,227	6,376	12,88	4	0,495	3,23

Разрез № 107

	Дiorиты														
107-5	Пл ₃₄ + Кв + Ро + Би + Пир + + Ал + Mg	18	4,24	0,18	0,09	0,006	2,04	—	0,481	0,5	2,316	6,556	47	0,353	6,02
	Бластокатаклазит														
107-3	Пл + Кв + Кши + Амф + Би + + Карб	6	5,5	5,2	0,79	0,003	1,44	—	0,262	0,152	7,433	12,93	2,5	0,575	2,86
107-2	Пл + Ро + Би + Карб + Кв	0	8,00	8,3	1,1	Сл.	1,6	—	0,200	0,133	11,0	19,0	2,0	0,579	2,73
	Бластомилонит														
107	Пл + Кв + Ро + Би + Карб	—	7,4	13,0	2,06	0,003	1,41	—	0,191	0,158	16,47	23,87	1	0,69	4,34
	Бластомилонит афанитовый														
107-1	Кв + Пл + Карб + Би + Ро	—	12,0	14,7	1,13	0,006	0,27	—	0,023	0,077	16,11	28,11	1,5	0,57	2,81

Разрез № 117

	Габбро														
117-1	Пл ₆₅ + МПир + Ол	2,0	3,12	2,16	0,19	0,003	0,33	—	0,106	0,088	2,683	5,803	3	0,462	19,73
	Габбро катаклазированное														
117-2	Пл + МПир + Амф	0,5	5,51	5,28	0,49	0,006	0,99	—	0,180	0,093	6,766	12,28	2	0,55	8,66
117	Алб + Карб + Би + Акт	—	19,6	22	1,26	0,003	0,63	—	0,032	0,057	23,89	43,49	2	0,55	2,09

Разрез № 106

	Дiorиты														
106-2	Пл ₃₅ + Кв + МПир + Ро + Би	1,2	5,67	0,27	0,06	0,006	1,65	—	0,291	—	1,986	7,656	44	0,26	3,51
106-1	То же	0	13,0	5,53	0,83	0,009	2,3	—	0,177	—	8,669	21,67	5	0,40	3,07
	Катаклазит														
106	Пл + Кв + Хл + Му + Карб + + Гем	—	10,1	10,7	0,87	Сл.	0,17	—	0,116	0,081	12,74	22,84	2	0,56	2,12

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>Дайковые базиты Юго-Западного Прибайкалья</i>															
	Диабазы некатаклизированные														
58-6	Пл + МПир + Мг	3,93	2,16	0,34	Сл.	0,84	—	—	0,214	0,157	3,34	7,27	4	0,459	4,29
58-3	То же	3,00	2,49	0,48	0,007	0,67	—	—	0,223	0,193	3,647	6,647	2,5	0,549	1,68
51-49	»	1,4	2,3	0,39	—	0,60	He	0,429	0,170	—	3,29	4,69	1,5	0,701	2,21
58-5	»	2,12	1,08	0,20	0,007	0,61	опр.	0,02	0,286	0,188	1,857	3,987	4,5	0,466	3,61
Бластокатаклазиты															
60-17	Пл + МПир + Амф + Мг	1,5	0,14	0,03	0,009	1,68	—	—	1,12	0,214	1,859	3,359	36	0,553	2,68
60-18	То же	1,92	0,47	0,13	Сл.	0,70	—	—	0,365	0,277	1,30	3,22	9	0,404	2,19
60-19	Пл + Амф + Пир + Эп	5,89	0,40	0,13	0,01	1,61	0,04	—	0,273	0,325	2,19	8,08	28	0,271	2,12
90-11	Пл + Ро + Би	15,2	0,73	0,10	0,035	3,3	He	0,217	0,137	—	4,165	19,37	40	0,215	2,55
90-10	Пл + Ро + Би + Карб	15,9	2,3	0,09	—	2,2	опр.	»	0,138	0,039	4,59	20,49	15	0,224	2,71
90-9	Пл + Ро + Карб	19,5	0,44	0,06	0,014	3,3	»	»	0,169	0,136	3,814	23,31	14	0,164	2,99
91	Пл + Ро + Хл + Эп + Би + Мг	20,2	1,06	0,05	—	1,6	»	»	0,079	0,047	2,71	22,91	40	0,118	1,80
64-10	Пл + Ро + Эп + Мг	10,3	0,98	0,19	—	1,6	»	»	0,155	0,194	2,77	13,07	21	0,212	He опр.
64-1	Пл + Ро + Карб + Хл + Эп + Рудн	18,0	4,0	0,20	—	0,94	—	—	0,052	0,05	5,14	23,14	9	0,222	0,96
74-2	Пл + Ро + Эп + Би + Мг	20,4	2,37	0,30	0,007	1,68	—	—	0,082	0,127	4,357	24,76	17	0,176	1,25
74-1	То же	12,1	1,77	0,18	Сл.	1,4	—	—	0,116	0,102	3,35	15,45	14	0,217	0,94
Бластомилониты															
60-20	Пл + Ро + Эп	4,26	0,16	0,04	0,007	1,96	—	—	0,460	0,25	2,167	6,427	61	0,337	1,77
60-21	То же	14,5	4,79	0,34	Сл.	0,91	0,02	—	0,063	0,071	6,06	20,56	6	0,295	1,72
60-22	Пл + Ро + Карб	5,8	5,3	1,44	—	2,4	He	0,414	0,272	—	9,14	14,94	2,5	0,612	3,04
60-23	То же	6,3	5,5	0,76	—	1,5	опр.	»	0,254	0,138	7,86	14,16	2,5	0,555	3,89
60-24	Пл + Ро + Эп	3,5	0,06	0,04	—	1,6	»	»	0,457	0,667	1,7	5,2	106	0,327	3,93
91-1	Пл + Хл + Карб + Би	49,4	12,8	0,72	—	3,8	»	»	0,077	0,056	17,32	66,72	8	0,260	2,32
64-11	Пл + Хл + Би + Эп + Карб	32,0	21,5	1,1	—	1,64	He	0,051	0,051	—	24,24	56,24	3	0,431	He опр.
64-12	Пл + Хл + Эп + Карб	42,7	2,3	0,08	—	2,5	опр.	»	0,059	0,035	4,88	47,58	38	0,103	1,87
74-8	Пл + Ро + Хл + Карб + Эп	22,6	8,2	0,76	—	1,53	»	»	0,068	0,093	10,49	33,09	5,5	0,317	1,37
90-3	Пл + Хл + Карб + Гем	22,3	11,2	0,072	—	1,1	He	0,049	0,006	—	12,37	34,67	4	0,357	1,71
87	Кв + Алб + Акт + Карб + Гем	39,0	22,5	0,96	—	1,5	опр.	»	0,038	0,043	24,96	3,5	3,5	0,390	He опр.
74-9	Кв + Эп + Хл + Би	6,5	2,2	0,16	—	0,04	»	»	0,006	0,073	2,4	8,9	5,5	0,270	0,44

Примечание. Аналитики И. В. Забова, Л. В. Баранова, ИЭК СО АН СССР.

ливают появление CH_4 в БТМ (см. табл. 29, рис. 33). Отношение Н/С резко возрастает в БТМ и имеет наименьшие значения в исходных породах и БТК. Следовательно, и в данном случае водородный флюид вытесняет из центральной зоны CO_2 , CO и, возможно, H_2O . Общую обстановку в зоне милонитизации можно оценить как восстановительную. В этой зоне отмечается более позднее проявление процессов гранитизации, выразившееся в образовании кварц-полевошпатовых метасоматических прожилков ($\text{Кв} - 65-70$, $\text{Пл} - 30-35$, $\text{Би} + \text{Амф} < 1\%$). Состав флюидов в прожилках таков (пр. 118-1): $\text{H}_2\text{O} - 1,62$; $\text{CO}_2 - 0,09$; $\text{CO} - 0,1$; $\text{H}_2 - 0,21$ мл/г; CH_4 не обнаружен. Если сопоставить эти результаты с данными по милонитам, то очевидно, что процесс гранитизации происходил под воздействием более окисленных флюидов ($\text{H}_2/\text{H}_2\text{O} = 0,13$ по сравнению $> 0,7$ в БТМ) и низком отношении газ/ H_2O , что указывает на резкое возрастание доли H_2O .

Совсем в ином флюидном режиме протекает формирование Алб + Трем + Карб + Би милонитов по габбро (разрез № 117), где в БТМ резко преобладают H_2O и CO_2 , когда их концентрация по сравнению с исходной породой возрастает в 6—10 раз, CO — в 6 раз, H_2 — в 2 раза (см. табл. 29) и флюид по составу является водно-углекислым. Отношение $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ падает от 0,106 в габбро до 0,032 в милонитах, соответственно этому снижается и степень окисленности Fe ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ уменьшается от 19,7 до 2,09). Таким образом, в данном случае мы имеем процесс воздействия водно-углекислого флюида с формированием собственно карбонат-амфибол-биотитового метасоматита, с высокими уровнями окисленности флюидных компонентов и железа в составе минералов (см. табл. 29).

Образование по габбро зоны БТМ с Кв + Пл + Ро + Эп + Карб + Би парагенезисом (разрез № 115) проходило под воздействием водно-углекислых флюидов с высокой долей CO (см. табл. 29). Судя по отношениям $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и CO/CO_2 , степень окисления флюида по сравнению с таковым в габбро несколько снижается, но флюид все же остается окисленным. Соответственно мало изменяется и степень окисления Fe в габбро и БТМ. Таким образом, в отличие от зон с преимущественным водородным типом флюидов в данном случае водород более или менее равномерно распределен в БТМ и БТК, а CO_2 и CO достигают максимальных концентраций в центральной зоне бластомилонитов.

Воздействие существенно водно-углекислого флюида приводит к формированию Пл + Кв + Хл + Му + Карб метасоматитов по диоритам (разрез № 106), когда по сравнению с исходной породой происходит резкое снижение доли H_2 , но одновременно с CO_2 возрастает количество CO (см. табл. 29). Резко увеличивается сумма газов (в 6 раз) и в меньшей мере H_2O (в 2 раза). В табл. 30 приведены результаты газового хроматографического анализа амфиболов из тектонитов Бирхинского массива. Сопоставление флюидов, заключенных в них (исключая конституционную воду), однозначно указывает на то, что у амфиболов, образовавшихся при наиболее высоких температурах, концентрации H_2 максимальны. Хотя отношение $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ в амфиболах изменяется не линейно в зависимости от такой же величины в самих тектонитах, общая тенденция очевидна: в тектонитах с восстановленными флюидами отношения $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ в амфиболах наиболее высоки, с окисленными флюидными системами — минимальны. В целом такая же зависимость характерна и для уровней окисления углерода, т. е. соотношений CO/CO_2 . Высокотемпературным синтетическим метасоматитам в амфиболах свойственно преобладание газовой компоненты над H_2O (преимущественно H_2), в низкотемпературных соотношении резко изменяется на обратное. При термическом анализе на дериватографе более высокотемпературные амфиболы с высокими содержаниями H_2 характеризуются и максимальными T разложения (1065—1085°C), а существенно водные — минимальными (1045°C, пр. № 117).

На рис. 35, а приведены результаты группировки проб кластер-методом, куда были включены все флюидные анализы пород Бирхинского массива. В первую группу входят неизмененные клиношироксениты и пла-

Содержание флюидных компонентов в амфиболах

№ пробы	Ассоциация	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	$\frac{H_2}{H_2O}$
119-1	Пл + Ро + Би	1,98	0,26	0,21	0,03	3,98	2,010
118	То же	1,00	0,05	0,11	0,01	4,48	4,480
127	»	2,60	0,14	0,07	0,008	1,06	0,408
115	»	0,70	0,33	0,18	0,02	1,43	2,043
117	Пл + Би + + Акт + Карб	16,60	0,28	0,032	0,09	0,60	0,036

Примечание. T, °C — температура разрушения кристаллической решетки и выделен —1500D.

гиоклазовые клинопироксениты (разрез № 127 и 128), неизменные габбро-нориты разреза № 116, некоторые пробы некатаклазированных габбро и габбро-диоритов. К ним примыкают катаклазированные амфиболлизированные клинопироксениты и ряд проб амфибол-плагноклазовых бластотектонитов. К этой группе по мере ослабления связи присоединяются габбро-диориты, гранитизированные габбро, диориты, амфибол-плагноклазовые бластокатаклазиты, амфибол ± биотит-плагноклазовые бластомилониты, т. е. флюидный режим формирования амфибол-плагноклазовых бластотектонитов близок к флюидному режиму формирования гранитизированных габбро и диоритов. С этими группами очень слабую связь имеют афанитовые ультрамилониты и биотит-амфиболовые карбонатизированные бластомилониты по диоритам, а также бластокатаклазиты из наиболее, по-видимому, низкотемпературных зон дробления (с наложенной хлоритизацией, серицитизацией), для которых характерны окисленный флюид и высокое парциальное давление CO₂. Таким образом, тектониты Бирхинского массива различаются по их флюидному режиму: высокотемпературные бластотектониты явились проводниками для водорода и фтора, с которыми переносились гранитизирующие компоненты. Более молодые и низкотемпературные тектониты формировались при повышенных давлениях, при этом рост парциального давления CO₂ приводил к карбонатизации и препятствовал перекристаллизации и укрупнению зерен других минералов.

Результаты факторного анализа (R-тип), проведенного по программе

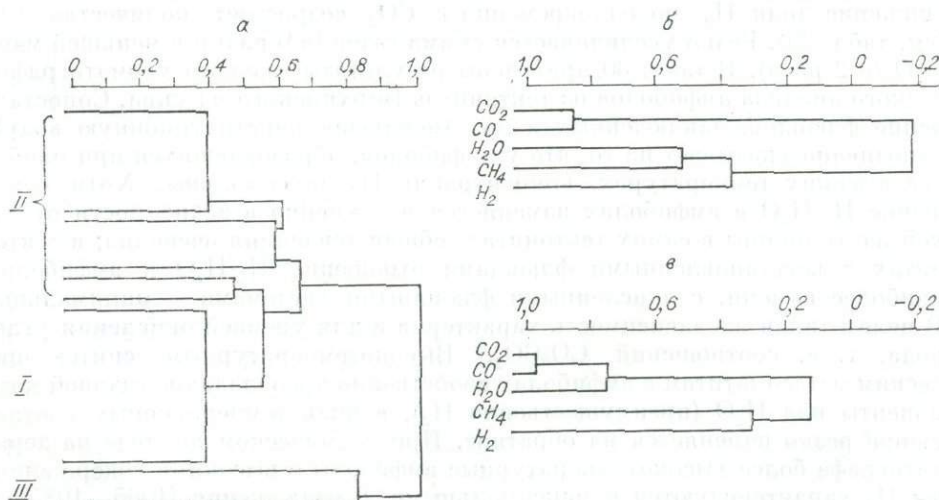


Рис. 35. Результаты кластер-анализа хроматографических данных.

a — Q-тип (I — пироксениты, габбро, габбро-нориты; II — габбро, габбро-диориты, Амф-Пл бластомилониты; III — ультрамилониты, бластокатаклазиты); б, в — R-тип (б — пироксениты, габбро, габбро-нориты, в — Амф-Пл бластомилониты).

из бластотектонитов Бирхинского массива, мл/г

$\frac{CO}{CO_2}$	$\Sigma_{\text{газ}}$	$\Sigma_{\text{газ}+H_2O}$	$\frac{H}{C}$	$\Sigma_{\text{газ}}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	T, °C
				$\Sigma_{\text{газ}+H_2O}$		
0,808	4,480	6,46	24	0,693	5,0	1065
2,200	4,65	5,65	65	0,823	7,1	1085
0,500	1,278	3,878	34	0,330	5,0	1085
0,545	1,960	2,660	8	0,737	3,6	1080
0,114	1,002	17,602	87	0,057	4,2	1045

ния конституционной воды. Термический анализ выполнен Н. В. Нартовой на дериватографе Q—

«Кластер» для всех исходных пород Бирхинского массива (пироксенитов, габбро, габбро-норитов), указывают на наиболее тесную связь между CO_2 и CO , обособившихся в отдельную группу и имеющих со всеми остальными компонентами флюида отрицательную связь (см. рис. 35, б). Группировка всех водосодержащих газов и вся структура кластера указывают на разделение флюидной системы на водородную и углеродную, при достаточно высокой концентрации CO_2 и CO в этих породах [Летников, 1983]. Образование по ним Амф-Пл высокотемпературных тектонитов произошло, как указывалось выше, главным образом в восстановительных условиях и при значительном привносе H_2 , которому сопутствует CH_4 . Это обстоятельство четко фиксируется в структуре кластера, где разделились окисленные компоненты $H_2O + CO_2$ и восстановленные $CH_4 + H_2$. То, что CO тесно примыкает к CO_2 и входит в группу окисленных флюидов, объясняется в основном сопряженностью реакций переходов $CO \rightleftharpoons CO_2$, в то время как H_2 и CH_4 привносились в породу, уже обогащенную углеродсодержащими газами (см. рис. 35, в).

В этом плане весьма интересно сопоставление кластеров по тектонитам Бирхина и Шарыжалгая, где в обоих случаях исходным субстратом для тектонитов являлись габброиды (рис. 36, а, б).

В первую очередь необходимо подчеркнуть высокую степень идентичности (сравним рис. 35, в и рис. 36, а) кластеров для Амф-Пл высокотемпературных тектонитов в том и другом случае. В них четко выделяется группа $CO_2 + CO - H_2O$ с высокой положительной силой связи между компонентами. Судя по структуре кластера для исходных габброидов, это в значительной мере реликтовые флюиды, к которым в шарыжалгайских тектонитах с меньшей силой связи примыкает H_2 , а CH_4 обнаруживает сильную отрицательную связь. В то же время в бирхинских тектонитах, где установлен привнос существенно водородных флюидов, обособляются H_2 и CH_4 , имевшие с группой $CO_2 + CO - H_2O$ очень слабую положительную связь. Таким образом, судя по структуре кластера, устанавливается привнос в первую очередь водорода и метана при значительной степени унаследования от исходной матрицы CO_2 и CO . Совсем иная структура кластера R-типа для существенно хлоритовых БТМ Шарыжалгая (см. рис. 36, б). Здесь обособляются восстановленные углеродсодержащие газы — $CO + CH_4$; вторую группу образуют $H_2O + H_2$, к ним с очень низкой, почти нулевой,

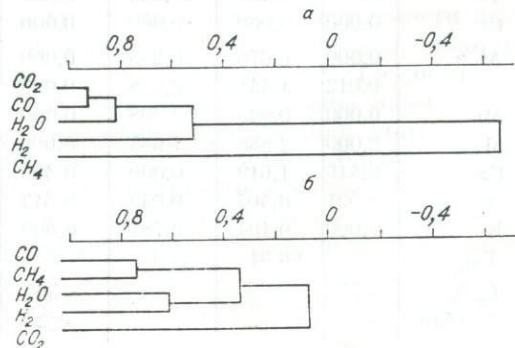


Рис. 36. Кластер-анализ (R-тип) флюидных компонентов тектонитов Шарыжалгая.

а — Амф-Пл; б — Хл, Амф-Хл.

силой связи примыкает CO_2 . Если учесть устанавливаемый аналитически для этих метасоматитов интенсивный привнос CO_2 , то очевидно, что в этом типе БТМ в результате взаимодействия флюидов с горными породами идут процессы образования CO и CH_4 , H_2O и H_2 .

Из изложенного выше вытекают два важных вывода: 1) в породах Бирхинского массива установлен значительный привнос водорода в зоны милонитов, что сопровождается уникальным по масштабам процессом привноса в них глинозема. Это особый, редко встречающийся случай метасоматоза, реализуемый, вероятно, в достаточно восстановительных условиях; 2) из сопоставления флюидной информации по Амф-Пл высоко-температурным БТМ по диабазам на Шарыжалгае и габбро в Бирхинском массиве очевидна их высокая степень идентичности. Это обстоятельство позволяет полагать близкие возрастные рубежи их проявления или же одинаковый стиль эволюции флюидных систем при их взаимодействии с породами основного состава.

ОЦЕНКА T И P ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

В табл. 31 приведены составы сосуществующих Амф и Пл, а также Би из БТМ Бирхинского массива. Для разреза № 116, где Пл + Ро + Би *бластомилониты развиты по габбро-норитам, определены составы всех минералов. В них Ро характеризуется относительно низкими содержаниями глинозема (1,44—1,54 ф. е.), особенно Al^{IV} . T и P , оцененные по экспе-*

Таблица 31

Состав сосуществующих минералов из бластомилонитов Бирхинского массива

Компонент	Проба 118			Проба 119				
	Пл	Амф	Би	Пл _{кр}	Амф _{кр}	Пл _{цен}	Амф _{цен}	Би
SiO_2	56,14	49,21	36,62	60,22	47,73	59,97	42,68	36,91
TiO_2	0,00	0,95	2,53	0,00	0,97	0,00	1,47	2,22
Al_2O_3	23,04	9,03	16,75	24,16	7,21	24,46	11,13	16,12
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,31	11,89	14,25	0,25	14,07	0,23	16,47	17,82
MnO	0,00	0,21	0,13	0,00	0,30	0,00	0,32	0,20
MgO	0,00	13,36	14,48	0,00	13,52	0,00	13,62	13,23
CaO	8,17	10,43	0,00	8,87	12,11	9,03	12,03	0,00
Na_2O	6,42	1,44	0,33	6,25	0,90	6,14	1,27	0,22
K_2O	0,00	0,56	8,03	0,07	0,56	0,08	1,11	9,11
Σ	94,08	97,07	93,12	99,82	97,37	99,90	97,11	95,83
Si	2,670	7,128	2,791	2,692	7,035	2,680	6,459	2,797
Al^{IV}	1,291	0,872	1,209	1,273	0,965	1,288	1,541	1,203
Ti	0,000	0,104	0,145	0,000	0,108	0,000	0,167	0,126
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al^{VI}	0,000	0,670	0,295	0,000	0,289	0,000	0,444	0,237
Fe	0,012	1,441	0,908	0,009	1,734	0,009	2,085	1,129
Mn	0,000	0,025	0,008	0,000	0,037	0,000	0,042	0,013
Mg	0,000	2,886	1,635	0,000	2,970	0,000	2,396	1,494
Ca	0,416	1,619	0,000	0,425	1,912	0,432	1,952	0,000
Na	0,591	0,404	0,049	0,542	0,187	0,532	0,374	0,032
K	0,000	0,104	0,781	0,009	0,105	0,004	0,215	0,881
X_{Mg}	—	66,31	64,09	—	62,65	—	52,97	56,68
$T, ^\circ\text{C}$	~575			~590		~590		
$P, \text{кбар}$	~2			<2		~4		

риментальному Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсниной, составляют соответственно 575—600°C и 2 кбар. Для БТМ Пл + Ро + Би состава в габбро-диоритах (разрез № 119) также на микрозонде был проведен анализ породообразующих минералов. Амфиболы зональны, в направлении от центра к краю уменьшается содержание Al, Na, K, Ti, Fe и возрастает Si и Mg. В отличие от Амф плагиоклазы не зональны. По Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсниной, для центральной части Амф определены $T \sim 590^\circ\text{C}$ и $P \sim 4$ кбар, для краевых зон — $T \sim 590^\circ\text{C}$ и $P \sim 2$ кбар, что свидетельствует о значительном снятии давления на заключительной стадии формирования этих милонитов.

Если сопоставить PT -условия формирования однотипных тектонитов Шарыжалгая и Бирхина, то для последних характерны более низкие P при близости температур.

Глава V

ТЕКТОНИТЫ В ПОРОДАХ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА

До сих пор мы описывали тектониты, которые по условиям образования, особенно по T , были регрессивными по отношению к исходным породам. Поэтому переход к толщам, сложенным породами низких ступеней метаморфизма, диктовался необходимостью изучить тектониты с прогрессивным стилем развития относительно парагенетических ассоциаций исходного субстрата. Тектониты подобного рода изучались в протерозойских толщах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма и вытянутых вдоль подножия Тункинских гольцов (Восточный Саян).

Здесь среди Хл-Му-Би сланцев была прослежена на 5 км зона рассланцевания, представленная Гр-Ди-Би сланцами. Мощность ее несколько десятков метров, простираение субширотное. Этой тектонической зоне, характеризующейся автономностью, протяженностью и хорошо видимыми ограничениями, свойственна фациальная однотипность минеральных парагенезисов на всем ее протяжении. Вся эта тектоническая структура выделяется по типичному набору минералов, образующихся при более высоких T и P относительно низкофациальных вмещающих сланцев. На всем протяжении породы внутри этой зоны в той или иной мере графитизированы. Исходные массивные мелкозернистые сланцы в зоне сменяются более крупнозернистыми биотитовыми или Гр + Би сланцами, иногда по своему облику более лейкократовыми. На смену им приходят крупнозернистые темноокрашенные Ди-Гр-Би или Ди-Би тектониты, имеющие облик типичных сланцев, в которых кристаллы Ди достигают в длину 0,5—1 см.

Для всей этой зоны характерна высокая степень проницаемости для глубинных флюидов и расплавов. В частности, по биотитовым сланцам образуются метасоматические зонки мусковитого или Му + Гр состава с реликтами Би и Ди. Подобные образования были описаны нами ранее на Кокчетавской глыбе и характеризуют своим проявлением зоны глубокого заложения с восстановленным флюидным режимом [Флюидный режим..., 1980а]. В этой же зоне отмечаются кварцевые и пегматитовые жилы. Иными словами, это долгоживущая структура глубокого заложения со сравнительно выдержанным, в пределах, доступных нашему изучению, термодинамическим режимом.

Нами были детально изучены отдельные поперечные разрезы вдоль этой структуры.

Разрез № 93. Тектониты представлены Кв + Пл + Би, Кв + Пл + Гр + Ди + Би породами, обычно среднезернистыми (размер зерен лейкократовых минералов в среднем 0,25 мм), в которых порфиробласты Гр достигают 1,5—2 мм. Метаморфическая дифференциация проявлена достаточно хорошо, и в светлоокрашенных слоях основная масса сложена Кв при подчиненной роли Пл. Лейсты Би достигают 1,5 мм в длину, крупные кристаллы Ди бледно-голубого цвета размером от 4—5 мм до 1,5—2 см встречаются довольно часто. Порфиробласты Гр и Ди содержат многочисленные включения Кв.

Ориентировка новообразованных минералов обусловлена двумя факторами: с одной стороны — направленным давлением, с другой — реликтовой первичной метаморфической полосчатостью, составом отдельных полос. В тектонитах обильна вкрапленность сульфидов Fe, окружающих с периферии оболочкой из окислов, что указывает на инверсию флюидного режима с восстановительного на окислительный. Незначительно проявлен процесс Му → Би. В Гр + Ди + Би сланцах карбонат в шлифах отмечен не был, но обильно и во всех минералах отмечается вкрапленность графита, что приводит, в частности, к изменению окраски Би на зеленовато-коричневую. Среди плоскостных Кв + Пл + Гр + Ди + Би сланцев отмечаются маломощные прослои интенсивно графитизированных сланцев, состоящих из Кв + Би + Ди, мощность их варьирует от 1 до 2 см.

В лежащем боку этой зоны залегают массивные мелкозернистые серые Хл + Му + Би сланцы. Судя по минеральной ассоциации, эти породы формировались в условиях верхов биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Структура сланцев роговиковая, лепидобластовая, отдельные слойки различаются по крупности зерен, от 0,08—0,12 до 0,2—0,3 мм. Метаморфическая дифференциация вещества отсутствует. Содержание кальцита не превышает 3—5%; распределен кальцит во всей породе равномерно. Гидратсодержащие минералы представлены Хл, Му и Би, где Му отчасти отмечается в виде порфиробласт, но чаще мелкий (как и Хл), длиной 0,2—0,4 мм.

Из приведенного описания очевидно существенное отличие сланцев из вмещающей толщи и развитых по ним тектонитов.

Разрез 95 начинается в толще массивных серых мелкозернистых Хл + Му + Би ± Карб сланцев. По мере приближения к тектонической зоне в интервале 20 м наблюдается слабое рассланцевание. Мощность самой зоны ~ 20 м, она сложена дистеновыми сланцами, в которых отмечаются жилы Кв + Пш + Му + Тур пегматитов. Вмещающие Хл-Му-Би сланцы характеризуются низким содержанием Карб (не более 0,5%). Среди лейкократовых минералов преобладает Кв, аксессуарные представлены Ап, рудные — сульфидами. Метаморфическая дифференциация проявлена слабо. В краевых частях тектонической зоны зернистость породы растет (размер лейкократовых минералов ~ 0,25 мм), исчезают Хл, Му, Скап. Среди лейкократовых минералов начинает преобладать Кв. Появляется Гр, размер зерен Би увеличивается до 0,6—0,8 мм. Усиление степени рассланцевания в центральной части зоны приводит к образованию Гр-Ди-Би сланцев, когда начинает проявляться метаморфическая дифференциация, и Би обособляется в отдельные слойки. Количество Ди в тектоните варьирует от 1 до 25% при одновременном увеличении содержания Кв. В тектоните во всех минералах устанавливаются включения графита, эпизодически Му или Хл замещают Би.

При пересечении тектонической зоны на р. Шихтолайке (**разрез № 96**) установлено, что она затрагивает здесь и карбонатные породы, но наиболее отчетливо выражена в сланцах. В всячем боку тектонической зоны залегают мелкозернистые Хл-Му-Би сланцы, в которых Би образует порфиробласты размером до 2 мм. Ниже по разрезу их сменяют Му-Би и Хл-Му-Би полосчатые сланцы с обилием Карб, который образует как самостоятельные прослои, так и цементирует зерна минералов, часто отмечаются прослойки сульфидов. Далее по разрезу залегают мелкозернистые Хл-Гр-Би сланцы.

Развитие зон рассланцевания сопровождается графитизацией, $Mu \rightarrow Bi$, появлением Di и исчезновением Карб. Иными словами, на этом этапе образуются Гр-Ди-Би сланцы, в которых возрастает содержание Кв и снижается Пл. Характерно, хотя и слабо проявлено, замещение $Mu \rightarrow Bi$, $Mu + Хл \rightarrow Bi$. Проявление процессов кислотного выщелачивания приводит к образованию Гр + Му сланцев и последующему окварцеванию породы. Рассланцевание внутри зоны проявлено неравномерно. Среди Гр-Ди-Би сланцев мощностью ~ 10 м отмечаются массивные полосчатые среднезернистые плотные породы мощностью в несколько сантиметров, сложенные мелкими зернами Кв и Пл, порфиробластами Гр и Ро, в качестве аксессуарных присутствуют Цо и Сф. Гранат обычно бледно-розового цвета, диаметром до 3 мм, иногда его скопления имеют слабо вытянутую форму. При общей высокой степени окварцевания породы проявлен процесс $Хл \rightarrow Bi$, и в Кв содержатся вкрапленники сульфидов, обычно окисленных с поверхности. Эти породы далее по разрезу сменяются катаклазированными Амф-Би и Хл-Амф-Би-Карб сланцами.

Последние представлены массивными мелкозернистыми породами, темноцветные минералы (Хл, Би, Амф) составляют 10—15%. Количество Ка не превышает 5%, он равномерно распределен в породе. Роговая обманка почти повсеместно приурочена к скоплениям карбоната и образуется за счет реакции декарбонатизации. Аксессуарии (Ап и сульфиды, замещенные с периферии окислами) постоянно отмечаются в составе основной массы, представленной Кв и Пш. Очевидно, в целом степень метаморфизма пород данного разреза выше и отвечает низам амфиболитовой фации.

Вдоль узких зон рассланцевания, в преимущественно алюмосиликатных по составу сланцах, развивается скаполитизация, количество Скап достигает иногда 30%. Характерно снижение содержания Ка с усилением скаполитизации. В зернах скаполита обычны включения Кв, Хл и Би. Таким образом, для данного разреза характерно проявление процессов метаморфизма и метасоматоза, что в итоге создает сложную картину преобразования исходных сланцев.

Разрез № 97 по р. Бухота начинается пачкой тонко-мелкозернистых массивных полосчатых микросланцев. Полосчатость обусловлена чередованием карбонатных и алюмосиликатных прослоев, кроме того, карбонат встречается в цементе лейкократовых минералов. Состав сланцев: Кв — 60—65, Алб — 5—10 до 20, Би — 10—12, Хл — 2—3, Карб — 3%. Размер зерен лейкократовых минералов составляет 0,08—0,1 мм, среди них отмечаются порфиробласты Би, зачастую катаклазированные, что сопровождается $Хл \rightarrow Би$.

Ниже по разрезу эти породы сменяются Хл + Амф + Би сланцами (Кв — 50—55, Пл — 20—25, Карб — 10—15, Би — 5, Ро — 3—5, Хл — $\sim 1\%$). В сланцах чередуются прослои разной зернистости — от 0,01—0,04 до 0,08—0,11 мм. Амфибол приурочен в основном к карбонатным прослоям и, вероятно, формируется при процессах декарбонатизации.

Метаморфическая дифференциация проявлена слабо, но иногда Би образует отдельные маломощные слойки. По мере подхода к тектонической зоне эти породы подвергаются катаклазу. При этом имеют место мобилизация карбоната из цемента в отдельные секущие и согласные прожилки и замещение карбонатом темноцветных минералов. Нарастание катаклаза породы обуславливает сланцеватую текстуру за счет линейного расположения лейст Би, вместе с которым ассоциирует Хл и Амф актинолит-тремолитового ряда. Реже отмечаются секущие сланцеватость порфиробласты роговой обманки, основность Пл возрастает до № 35. Состав: Кв — 50, Пл — 20—25, Би — 25—30, Амф — 1—2 до 25, Хл $\sim 1\%$, размер зерен лейкократовых минералов 0,05—0,16 мм.

Далее вдоль р. Бухота на протяжении ~ 60 м тянутся в различной степени рассланцованные вышеописанные породы. На участках наибольшего рассланцевания появляется дистен, который в основном тяготеет к плитчатым сланцам (Кв — 60—70, Би + Му — 20—25, Пл — 5—10%,

Хл и сульфиды, обычно окисленные). Размер зерен Кв 0,2—0,4 мм, в редких случаях отмечаются Му — Ди сланцы.

Далее вверх по р. Бухота среди известковистых мусковит-биотитовых сланцев, катаклазированных и интенсивно хлоритизированных, находится зона рассланцевания (разрез № 99) мощностью около 10 м с явным прогрессивным характером процесса. По мере приближения к зоне в породах растут порфиробласты граната, которые в крупнозернистых Би-Гр-Ди сланцах, находящихся в центре зон, достигают в диаметре 1—1,5 см. Среди хлоритизированных пород иногда сохраняются практически незатронутые более поздним катаклизом Гр-Би-Ди сланцы с вкрапленностью графита, аналогичные вышеописанным. Лейкократовые минералы представлены Кв, Пл₂₈ и составляют в сумме ~ 75%. Усиление хлоритизации приводит к исчезновению дистена и образованию Гр-Хл сланцев, затем в них появляется синевато-зеленая роговая обманка и образуются секущие прожилки Алб.

Здесь же в мелкозернистых бурых сланцах (Кв — 55—60, Би — 20—25, Пл₅₋₈ — 15, Му — 2—3, Карб — 1—2, Скап — 1%) находится зона слабого катаклаза мощностью около 5 м (разрез № 98). При катаклазе в породе возникают многочисленные трещины и зеркала скольжения, плагиоклазы мутнеют, Сер → Пл, Хл → Би. В породе появляются тонкие прожилки Алб. На конечной стадии Би нацело замещается Хл, появляется Эп и секущие метасоматические прожилки Карб, в небольшом количестве сохраняется Му.

Таким образом, во всей тектонической зоне, в ее разных сечениях, для тектонитов прогрессивного этапа характерен ряд типичных признаков, указывающих на глубинную природу этой структуры и активную роль в массопереносе. Повсеместная графитизация тектонитов и параллельное развитие при этом Ди еще раз подтверждают выдвинутый ранее тезис [Летников и др., 1977] о каталитической роли восстановленных флюидов для образования полиморфных разновидностей Al_2SiO_5 , в данном случае Ди. Другая особенность этой зоны — повсеместное проявление алюмокремниевого метасоматоза, выражающегося в развитии Му-Гр метасоматитов и процессов окварцевания, столь характерных для структур глубокого заложения с восстановительным флюидным режимом [Летников и др., 1977; Флюидный режим..., 1980а].

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ТЕКТОНИТОВ

В отличие от комплексов магматических и метаморфических пород, описанных выше, в данном случае тектоническая зона развивается в зеленосланцевой толще, где сланцы характеризуются крайне высокой изменчивостью состава. В силу этого обстоятельства более целесообразно описать отдельные разрезы и проследить в каждом случае направленность массопереноса петрогенных и рудных компонентов.

Как уже указывалось выше, разрез № 93 характеризует зону рассланцевания Кв + Би + Гр + Ди состава среди Кв + Алб + Би + Хл + Му + Карб сланцев. В промежуточной части разреза, примыкающей к тектониту, на фоне исчезновения Карб и Хл появляются Гр и Ди (рис. 37).

Процесс формирования тектонитов с Гр и Ди идет по линии увеличения содержания Si, Al, F, Ti (табл. 32) и снижения Fe, Mg, Ca, Na, CO₂. Иными словами, это типичный случай проявления алюмо-кремниевого метасоматоза, идущего по линии декарбонатизации породы и выноса щелочноземельных элементов, Fe и Na. Судя по анализам, эта тенденция прослеживается довольно четко и в поведении микроэлементов (табл. 33). По мере нарастания интенсивности процесса преобразования тектонитов из них выносятся Na, Li, Rb, Sr, Ni, Cr, U. Широкое развитие окварцевания в центральной зоне сопровождается переносом в соседнюю с нею часть тектонита Fe, Mg, Na, K, Rb, Pb.

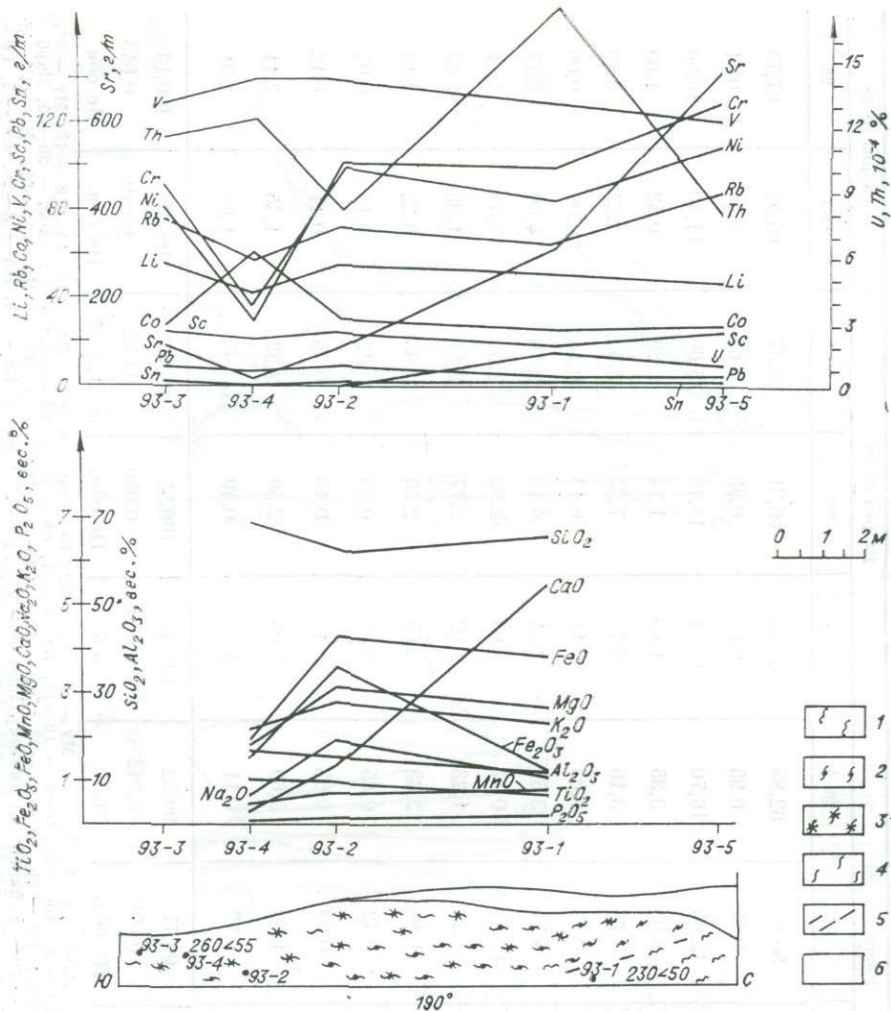


Рис. 37. Петролого-геохимический профиль (разрез № 93).

1-4 — сланцы (1 — Хл + Му + Би, 2 — Гр + Ди + Би + Пш + Кв, 3 — Гр + Ди + Би + Кв, 4 — Гр + Ди + Би + Кв + графитовые); 5 — катаклаз; 6 — четвертичные отложения.

В ходе формирования наиболее зрелого тектонита в породу привносятся Co и резко снижаются отношения Ni/Co и Cr/V, соответственно возрастают у Rb/Sr и K/Na. Наблюдающаяся в боковых породах слабая карбонатизация подтверждает данные анализа о выносе CO_2 из тектонической зоны. Весьма характерно резкое увеличение содержания Co в связи с интенсивной графитизацией пород, но другие халькофильные элементы отсюда выносятся. Таким образом, изменение минерального состава породы в связи с формированием синтетектонических алюмо-кремниевых метасоматитов приводит в итоге к выносу многих микроэлементов и к общему снижению их суммарного содержания. В первую очередь это касается Sr, Ni, Cr, которые на стадии инверсии флюидной системы и перехода ее к щелочно-земельному типу метасоматоза будут накапливаться во вновь образуемой породе.

Хотя силикатные анализы по разрезу № 95 отсутствуют, представление о направленности процесса можно получить по характеру смены минеральных парагенезисов и изменению содержаний микроэлементов и щелочей (см. табл. 33). Увеличение зрелости тектонитов приводит к образованию Кв + Пл + Би + Ди + Гр породы и накоплению в ней прежде всего K, Li, Rb, V, Sc и Fe, с отчетливой тенденцией в выносу Sr, Co,

Химический состав сланцев, вес. %

Компонент	Разрез № 93			Разрез № 96			Разрез № 99			Разрез № 98	
	93-1	93-2	93-4	96	96-1	96-4	99-4	99-3	99-1	98-2	98
SiO ₂	65,06	62,38	68,76	57,00	50,62	62,88	60,52	56,31	66,37	66,95	67,73
TiO ₂	0,65	0,98	0,99	0,51	0,62	0,95	0,67	0,93	0,62	0,64	0,61
Al ₂ O ₃	11,25	15,70	17,30	11,10	12,05	16,70	11,71	18,10	13,60	11,40	10,80
Fe ₂ O ₃	1,34	3,60	1,66	0,85	2,05	3,35	1,63	1,74	1,28	0,42	1,69
FeO	3,74	4,32	1,94	3,72	3,93	3,16	3,70	7,25	5,62	4,22	3,10
MnO	0,07	0,07	0,04	0,07	0,13	0,05	0,11	0,13	0,14	0,09	0,06
MgO	2,68	3,14	1,78	3,42	4,51	3,52	2,71	4,15	2,48	4,30	2,17
CaO	5,56	1,35	0,29	11,02	12,67	0,77	7,63	2,95	2,51	3,48	5,41
Na ₂ O	1,08	1,94	0,69	3,28	1,30	1,23	1,92	2,77	2,87	1,96	1,84
K ₂ O	2,26	2,79	2,13	0,78	1,86	2,38	2,55	2,76	0,93	3,22	2,13
H ₂ O	0,22	0,17	0,38	Не обн.	0,42	0,65	0,25	0,23	0,22	0,15	0,05
P ₂ O ₅	0,13	0,08	0,04	0,12	0,09	0,08	0,14	0,15	0,25	0,11	0,12
П. н. п.	2,36	3,16	4,19	1,04	1,60	3,69	2,05	2,59	2,52	1,45	2,11
CO ₂	3,19	Не обн.	0,11	7,04	7,92	0,11	4,84	0,49	Не обн.	1,65	2,31
Σ	99,59	99,68	100,30	99,95	99,77	99,52	100,43	100,55	99,41	100,04	100,13
F, %	0,062	0,041	0,012	0,039	0,090	0,012	0,050	0,050	0,012	0,040	0,043
Au, мг/т	7,6	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	21,0	5,5	Не обн.	1,5	Не обн.	Не обн.

Примечание. 93-1: Кв — 50—55, Пл — 20—25, Би — 15, Карб — 5—7, Хл — 3, Му — 1—3%; 93-2: Кв — 50, Би — 25, Пл — 10—15, Ди — 10, Му — 3%, Гр, графит; 93-4: Кв — 75—80, Би — 10, Ди — 10%, Гр, графит; 96: Пл — 50, Кв — 20, Карб — 10—15, Би — 5—7, Ро — 3—5, Хл — 3%; 96-1: Скап — 30—35, Карб — 25, Пл — 10—15, Ро — 10—12, Би — 10, Кв — 5—7, Хл — 1—2%; 96-4: Кв — 60, Би — 25—30, Ди — 10, Хл — 1, Му — 1%; 99-4: Пл — 50—55, Кв — 20—25, Карб — 10, Хл — 3—5, Му — 3—5, Би — 3%; 99-3: Пл — 50—55, Кв — 20—25, биотит хлоритизированный — 25, Гр — 1%; 99-1: Кв — 80, Пл — 8—10, Би — 5, Гр — 3, Ди: 98-2: Би — 20, Пл — 15, Кв — 60—70, Карб — 5%, Му: 98: Кв — 60—70, Пл — 15—20, Би — 15—20%. Агальитики Г. А. Кравченко, А. И. Чигричева, ИЗК СО АН СССР.

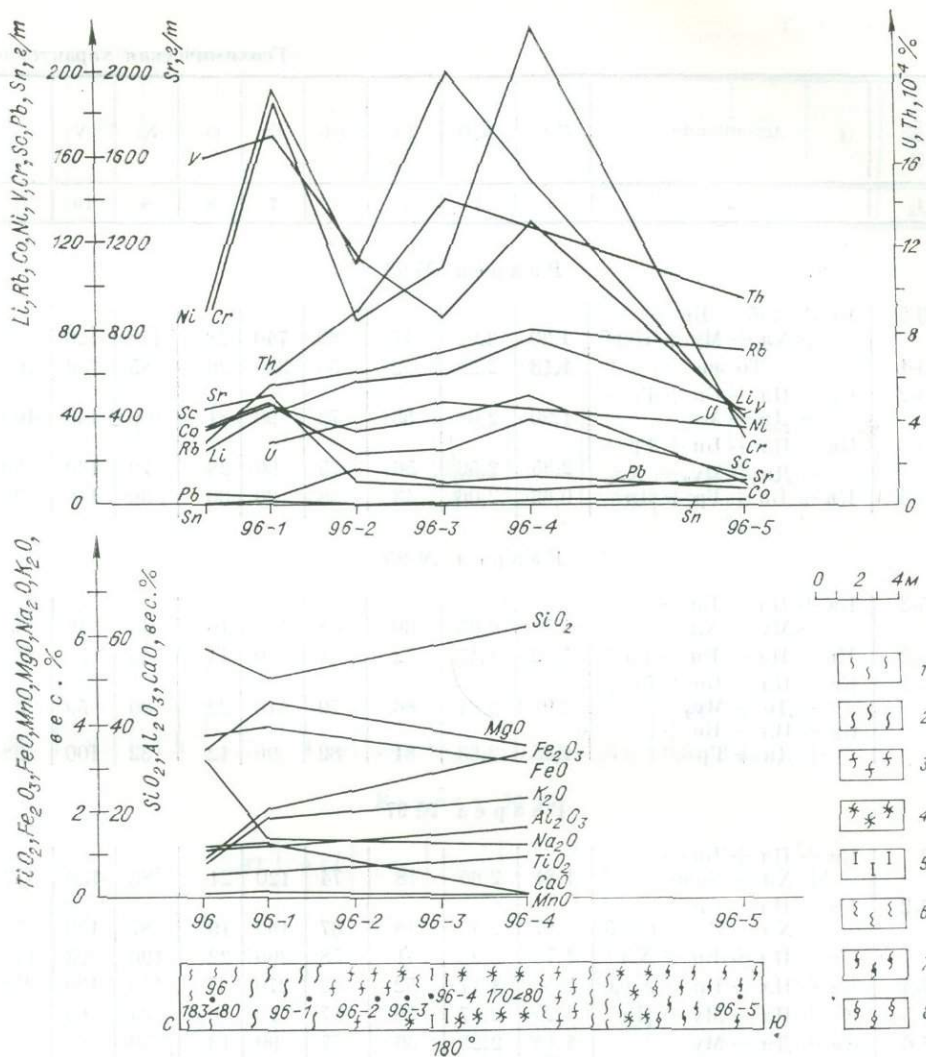


Рис. 38. Петролого-геохимический профиль (разрез № 96).

1-6 — сланцы (1 — Хл + Амф + Би, 2 — Хл + Амф + Би катаклазированные, 3 — Кв + Пл + Би ± Гр ± Ди, 4 — Гр + Ди + Би, 5 — Ди + Би, 6 — Гр + Му); 7 — Кв + Пл + Би + Гр ± Хл; 8 — Гр-Амф-Пл окварцованная порода.

Ni, Cr. Как и в предыдущем случае, отмечается обогащение переходной зоны от тектонита к вмещающим породам (в ней уже появляется Ди) целым рядом элементов: Na, K, Li, Rb, Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, Pb, Th; часть из них выносятся из центральной части тектонической зоны, а другие поступают сюда с глубинными флюидами.

Высокое содержание карбонатов в породах из разреза № 96 (рис. 38) придает особые специфические черты процессу формирования метасоматитов по тектонитам. По сути дела, в данном случае мы имеем явление глубокой декарбонатизации породы и вытеснение карбонатов гидратсодержащими фазами при развитии Al-Si-K-Fe метасоматоза. Привнос Al, Si, K, Ti, Fe сопровождается снижением концентрации в тектоните в особо значительных количествах Ca и в меньшей мере Na и F (см. табл. 32). Несмотря на гетерогенность разреза и разнообразие минеральных форм в вмещающих его породах, общая тенденция в накоплении и выносе микроэлементов проявляется достаточно однозначно (см. табл. 33). В наиболее зрелых тектонитах (Кв + Би + Ди + Му₂) по отношению к исходным породам Кв + Пл + Ро + Хл + Карб состава накапливаются Li, Rb, Co, Ni, Cr, Pb, U(?), Th и выносятся Sr, V(?). Следуя принятой схеме

№ пробы	Ассоциация	N ₂ O	K ₂ O	Li	Rb	Sr	Co	Ni	V	Cr
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11

Разрез № 93

93-5	Кв + Алб + Би + + Хл + Му + Карб	1,50	2,92	47	89	740	28	110	120	130
93-1	То же	1,13	2,22	52	66	320	26	85	130	100
93-2	Кв + Пл + Би + Гр + + Ди + Му ₂	1,90	2,68	55	73	90	31	100	140	100
93-3	Кв + Пл + Би + Гр + + Ди + Му ₂ + Хл ₂	2,35	2,59	56	75	90	28	79	130	89
93-4	Кв + Би + Гр + Ди	0,63	2,06	43	58	20	60	30	140	36

Разрез № 95

95-3	Кв + Пл + Би + + Му + Хл	1,75	0,95	30	43	110	16	44	46	40
95-2	Кв + Пл + Би + Гр	1,02	1,47	52	44	50	14	49	59	46
95-1	Кв + Пл + Би + Гр + + Ди + Му ₂	2,91	2,64	66	79	110	22	89	59	63
95	Кв + Пл + Би + + Ди + Гр	1,45	2,63	81	82	90	12	32	100	32

Разрез № 97

97	Кв + Пл + Би + + Хл + Карб	1,81	2,60	18	74	120	21	83	130	72
97-2	Кв + Пл + Би + + Хл + Ро + Карб	1,67	2,75	18	87	160	19	87	130	79
97-3	Кв + Пл + Би + Хл	1,78	2,23	41	58	290	22	190	93	110
97-4	Кв + Пл + Би + Амф	2,36	1,17	52	42	270	35	150	130	240
97-5	Кв + Пл + Му + Ди	1,25	2,97	50	87	70	6,6	34	66	30
97-6	Кв + Ди + Му	1,13	2,25	56	57	90	13	50	66	40
97-8	Кв + Пл + Му	1,62	2,76	44	66	90	11	53	51	46

Разрез № 96

96	Кв + Пл + Би + Ро + + Хл + Карб	2,73	0,68	25	29	440	33	91	160	91
96-1	Скап + Кв + Пл + + Би + Ро + Хл + + Карб	1,39	1,60	42	55	500	45	190	170	190
96-2	Кв + Пл + Би + Гр + + Ди + Му ₂	2,27	2,9	57	61	110	34	110	110	85
96-3	Кв + Би + Гр + Ди + + Му ₂	1,83	2,60	61	71	90	40	200	187	110
96-4	Кв + Би + Ди + Му ₂	1,14	2,60	77	81	70	51	150	130	220
96-5	Кв + Пл + Би + Гр + + Хл	3,79	2,0	44	71	120	11	38	42	33

Разрез № 98

98-3	Кв + Пл + Би + + Му + Карб + Скап	1,75	3,0	30	100	300	13	40	59	25
98-2	То же	1,55	3,20	46	95	300	15	42	71	42
98-1	Кв + Пл + Би + + Му + Хл + Карб	1,70	3,33	41	100	440	27	68	100	63
98	Кв + Пл + Хл + + Му + Карб	1,82	2,13	18	47	560	18	55	72	52

ТИКА СЛАНЦЕВ И ТЕКТОНИТОВ

Sc	Pb	Sn	ΣFe	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	$\frac{Na_2O + K_2O}{Na_2O}$	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	$\frac{Rb}{Sr}$	$\frac{K}{Rb}$	$\frac{Cr}{V}$	$\frac{Ni}{Co}$	U	Th
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Разрез № 93												
25	6	2	6,08	2,60	4,44	1,947	0,120	27,2	1,083	3,929	0,9	7,6
19	5	1,6	4,66	2,58	3,35	1,95	0,206	27,9	0,769	3,296	1,6	17,7
25	9,5	1,9	5,99	2,65	4,58	1,411	0,811	30,5	0,714	3,226	0	8,0
25	9,1	—	6,09	2,01	4,94	1,102	0,833	28,7	0,685	2,921	0	11,4
22	6	2	3,56	0,85	2,69	3,27	2,9	29,5	0,257	0,5	0	12,2
Разрез № 95												
10	He опр.	—	3,59	3,40	2,70	0,543	0,391	18,3	0,870	2,75	—	—
11	3,2	—	3,66	4,08	2,49	1,441	0,88	27,7	0,780	3,5	3,8	4,7
19	15,8	1,3	6,58	9,28	5,55	0,907	0,718	27,7	1,068	4,045	2,4	11,8
25	8,3	1,9	7,77	1,15	4,08	1,814	0,911	26,6	0,320	2,667	—	—
Разрез № 97												
23	1,4	2,4	5,87	2,51	4,41	1,436	0,617	29,2	0,554	3,952	1,8	3,4
26	1,7	3,5	6,14	2,51	4,42	1,647	0,544	26,2	0,608	4,579	0	6,4
40	1,4	1,5	5,61	5,45	4,01	1,253	0,2	31,9	1,183	8,636	0	8,1
24	2,2	2,3	7,85	7,09	3,53	0,496	0,156	23,1	1,846	4,286	1,7	8,8
16	19,0	2,6	4,48	1,38	4,22	2,376	1,243	28,3	0,455	5,152	4,6	7,1
16	13,8	1,5	5,65	2,34	3,38	1,991	0,633	32,8	0,606	3,846	0	3,8
18	13,8	3,3	3,92	3,36	4,38	1,704	0,733	34,7	0,902	4,818	2,7	7,6
Разрез № 96												
35	4,2	—	4,48	3,23	3,41	0,249	0,066	19,5	0,569	2,76	—	—
46	2,9	1,7	5,42	2,28	2,99	1,159	0,11	24,1	1,118	4,222	2,8	6,0
24	16,2	—	4,21	3,78	4,36	0,921	0,555	28,4	0,773	3,235	3,7	9,0
26	10,4	1,5	6,10	1,91	4,43	1,421	0,878	30,4	1,264	5	4,8	14,0
39	13,0	2	6,02	0,73	3,74	2,81	1,157	26,6	1,692	2,941	—	—
14	8,7	2,3	5,15	4,99	5,79	0,528	0,528	23,4	0,786	3,455	3,6	9,4
Разрез № 98												
10	7,9	1,8	4,85	5,64	4,75	0,714	0,333	24,9	0,424	3,077	—	—
14	4,6	2,0	4,91	5,06	4,75	2,065	0,317	28,0	0,592	2,8	—	—
20	3,8	2,5	5,73	7,07	5,03	1,959	0,227	27,6	0,630	2,519	—	—
17	8,3	2,1	4,74	3,05	3,95	1,170	0,084	37,6	0,722	3,056	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Разрез № 99										
99-4	Кв + Пл + Би + Му + + Карб + Хл ₂	1,57	2,34	24	83	380	17	55	100	100
99-3	Кв + Пл + Би + + Хл ₂ + Гр	2,83	2,58	39	80	340	27	89	170	140
99-2	Кв + Пл + Би + + Гр + Ди	2,36	2,79	39	80	350	27	71	120	93
99-1	Кв + Пл + Би + + Хл ₂ + Гр + Ди	2,81	0,89	31	40	240	29	53	63	91
99	Кв + Пл + Хл + + Ро + Гр	3,0	2,0	36	45	700	30	59	200	210

Примечание. Na₂O, K₂O, ΣFe = FeO + Fe₂O₃ — вес.%, U, Th — 10⁻⁴%, остальное ИЗК СО АН СССР. Аналитики Т. И. Елизарьева, О. В. Агалакова, Т. В. Бобровская,

определения общей направленности процесса метасоматоза по поведению петрогенных компонентов, мы в данном случае и по микрокомпонентам устанавливаем специфические черты этого процесса, заключающегося в совместном накоплении в породе типично щелочных элементов Li и Rb и элементов группы железа — Co, Ni, Cr.

Проявление процессов скаполитизации приводит к возрастанию в породе содержания K, Li, Rb, Sr, Co, Ni, Cr, Sc, Fe, Al, Mg, Ca, K и CO₂ и значительному уменьшению количества SiO₂, Na и Pb (см. табл. 32, 33). Усиление окварцевания приводит к значительному снижению содержания многих микроэлементов, а также преимущественно Na по отношению к K. Одной из примечательных черт наиболее зрелых тектонитов этой зоны (а также описанных выше разрезов № 93 и 95) является резкое увеличение в них степени окисления Fe на фоне существенного преобладания FeO над Fe₂O₃ в окружающих менее зрелых тектонитах и сланцах (хотя в них постоянно отмечается графит). Возможно, это указывает на инверсию флюидного режима при образовании метасоматитов от восстановительного на ранних этапах к окислительному на более поздних.

Поскольку по разрезу № 97 силикатные анализы отсутствуют, то описание процессов массопереноса не может быть полным. Однако некоторые выводы о геохимических особенностях образования тектонитов могут быть сделаны и на основании имеющихся данных по микроэлементному составу породы, содержанию щелочей и железа (рис. 39). Если следовать петрографическому описанию и считать наиболее зрелыми дистенсодержащие тектониты, то для этих пород характерен вынос Na и Fe, а также сопутствующих им элементов — Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, которые отчасти накапливаются в окружающих катаклазированных сланцах (см. табл. 33, пр. 97-3 и 97-4). Одновременно в дистенсодержащих сланцах возрастают содержания K, Li, Pb, U — типичных элементов кремне-щелочного метасоматоза и явлений гранитизации. Характерная особенность этой зоны — резкое возрастание степени восстановленности Fe в катаклазированных породах, особенно в разностях, сопряженных с дистенсодержащими тектонитами.

Одной из особенностей развития тектонитов по известковистым Му + Би сланцам (разрез № 99) является образование нескольких разновидностей тектонитов, детально описанных выше.

Прежде всего выделяется прогрессивный ряд пород (см. табл. 32, пр. 99-4, 99-3 и 99-1), когда по мере повышения P и T происходит смена характерных минералов: Хл + Би + Му → Би + Гр → Би + Гр + Ди. В этом направлении, несмотря на отдельные вариации, вызванные неравномерностью распределения компонентов в исходных породах, нарастает содержание Si, Al, Na и снижается Ca и K. Соответственно петрогенным компонентам во многом аналогично поведение их типоморфных микро-

Содержание U и Th в сланцах, $10^{-4}\%$

№ пробы	Порода	U	Th
93-1	Хл-Му-Би сланец	4,6	17,7
93-5	То же	0,9	7,6
97-9	»	4,0	10,3
97	Хл-Би сланец	1,8	3,4
96-1	Хл-Амф-Би сланец	2,8	6,0
97-2	То же	0	6,4
97-3	»	0	8,1
99-3	Гр-Би сланец	0	8,1
97-4	Би сланец	1,7	8,8
96-5	Гр-Би сланец	3,6	9,4
95-2	То же	3,8	4,7
99-2	Гр-Ди-Би сланец	1,8	4,3
96-2	То же	3,7	9,0
96-3	»	4,8	14,0
95-1	»	2,4	11,8
93-2	»	0	8,0
93-3	»	0	11,4
93-4	»	0	12,2
97-5	Гр-Ди-Би сланец мусковитизированный	4,6	7,1
97-6	То же	0	3,8
97-8	»	2,7	7,6

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГО «Иркутск-геология».

типичных элементов щелочно-земельного метасоматоза (см. табл. 33). Таким образом, микроэлементы в тектонитах являются тонкими индикаторами для определения общей направленности процесса метасоматического преобразования пород и дают возможность прогнозировать условия перевода их в подвижное состояние или же наметить зоны концентрирования. До сих пор мы описывали преимущественно тектониты прогрессивного типа развития, но на разрезе № 98 исследована зона с регрессивными, по отношению к исходным сланцам, синтектоническими метасоматитами. Судя по изучению шлифов, в наиболее зрелых тектонитах отчетливо проявляется полная хлоритизация Би и интенсивная серицитизация Пл. Судя по силикатным и геохимическим анализам (см. табл. 32, 33), процесс протекает без существенного массопереноса. В тектоните возрастает содержание Si, Ca, CO_2 и снижается Al, Mg, K. Соответственно среди микрокомпонентов выносятся Li и Rb, привносятся Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, характеризуя тем самым обстановку щелочно-земельного метасоматоза, фиксируемого процессами хлоритизации, появлением эпидота и развитием карбонатных прожилков.

Анализируя распределение U и Th в сланцах различных степеней метаморфизма и тектонитах по ним, можно отметить общее повышение концентрации U и Th в них, в то время как повышение степени метамор-

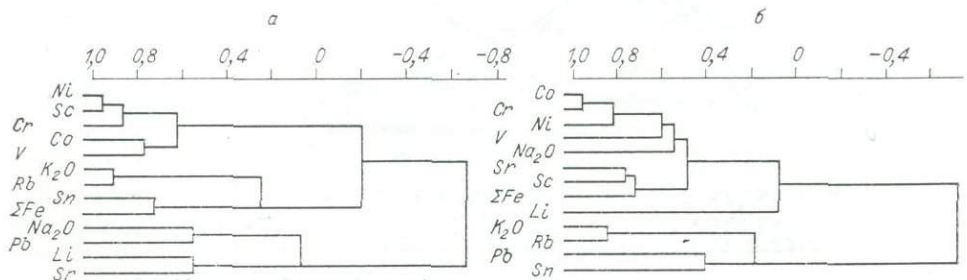


Рис. 40. Результаты кластер-анализа (R-тип) геохимических данных. а — исходные породы; б — тектониты с Ди + Гр.

Петрохимическая и геохимическая характеристика тектонитов

Парагенезис	Привнос		Вынос	
	Петрогенные	Микрокомпоненты	Петрогенные	Микрокомпоненты
Кв + Би + Гр + + Ди	Si, Al, F, Ti	Co	Fe, Mg, Ca, Na, CO ₂	Li, Rb, Sr, Ni, Cr, U
Кв + Би + Ди + + Му	Al, Si, K, Fe, Ti	Li, Rb, Co, Ni, Cr, Pb, U(?)	Ca, Na, F	Sr, V
Кв + Пл + Би + + Ро + Хл + + Карб + Скал	K, Fe, Al, Mg, Ca, K, CO ₂	Li, Rb, Sr, Co, Ni, Cr, Sc	Si, Na	Pb
Кв + Гр + Би + + Ди	Si, Al, Na	—	Ca, K	Li, Rb, Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, Pb, Sn
Кв + Хл + Ро + + Гр	Na, Ca, Mg	Co, V, Cr, Sc	K, Si	Li, Sr, Pb

физма и образование Гр-Би пород сопровождается уменьшением содержания Th. Эта же тенденция отмечается для U и Th в Амф-Би сланцах. Формирование же Гр-Ди-Би тектонитов характеризуется ростом концентрации Th. Проявление процессов кислотного выщелачивания приводит к выносу части Th из породы, хотя содержание U практически не меняется (табл. 34).

Выявленные при помощи кластер-метода (*R*-анализ) связи между микрокомпонентами сланцев и развитых по ним дистеновых тектонитов указывают не только на значительное изменение в составе групп элементов, но и на изменение функциональных связей между группами и элементами внутри групп (рис. 40, а, б).

В породах субстрата четко обособляется группа элементов, характеризующих общими чертами в геохимических процессах (Ni + Sc + Cr — Co + V), имеющих между собой довольно сильные связи (см. рис. 40, а). К ним с отрицательной корреляцией примыкают четыре элемента K + Rb — Sn + Fe, обычно типоморфные (за исключением Fe) для процессов К-метасоматоза или гранитизации. В отдельную группу объединяются со значительно меньшей силой связи друг с другом Na + Pb — Li + Sr; они на уровне —0,6 примыкают ко всем остальным элементам. Иными словами, среди микроэлементов наиболее четко обособляются две группы: сидерофилов и халькофилов, с одной стороны, и литофилов + Fe — с другой. Это, возможно, указывает на два различных источника сноса материала на стадии формирования осадков или на проявление уже на стадии метаморфизма тенденции к разделению элементов по группам в соответствии с геохимическими свойствами. Если учесть, что первая группа (Ni, Sc, Cr, Co, V) элементов преимущественно концентрируется в Хл и Би, вторая (K, Rb, Sn, Fe) — Му и Би, а Na, Pb, Sr и Li(?) — в полевых шпатах и карбонатах, то преобразование в дистеновые тектониты неизбежно должно приводить к перераспределению этих элементов между отдельными фазами в соответствии с изоморфной емкостью минералов и *PT*-условиями процесса.

R-кластер для дистеносодержащих сланцев (см. рис. 40, б) указывает на перестройку всей диаграммы, при этом в первой группе элементов вместо пары Co — V появляется с очень сильной связью пара Co—Cr, к которым примыкают Ni, V и Na. Подобная группировка указывает или на концентрирование Co, Cr, Ni и V преимущественно в Na-содержащих минералах, или же на то, что повышение в тектоните концентрации Na при-

водит к их обособлению в одной из минеральных фаз (например, сфене или ильмените). По сравнению с исходными сланцами в дистенсодержащих тектонитах образуется новая группа элементов $Sr + Sc - Fe$, прилегающая к первой на уровне $+0,5$ (см. рис. 40, б).

Судя по ее составу, в данном случае Sr и Sc преимущественно концентрируются в Fe -содержащих минералах, а объединение с первой группой, возможно, указывает на общее их накопление в темноцветах, в данном случае Gr и Bi . Развитие в тектонитах процессов $Si-Al-K$ метасоматоза приводит к выносу части микроэлементов, что подчеркивается структурой данного кластера, ибо $K - Rb - Pb - Sn$ слагают отдельную группу и имеют со всеми другими элементами сильную отрицательную связь. Таким образом, при детальном петролого-геохимическом анализе исходных сланцев и тектонитов по ним и при кластер-анализе исходной геохимической информации отчетливо устанавливается перераспределение элементов по группам, указывая на характер и степень метасоматического преобразования пород.

В обобщенном виде петрохимическая и геохимическая характеристика тектонитов приведена в табл. 35. Из сопоставления этих данных очевидно проявление нескольких типов метасоматического преобразования тектонитов. Преимущественное развитие окварцевания с формированием $Kb + Bi + Gr + Di$ пород сопровождается привнесением Si, Al, Ti, Fe, Co и выносом, наряду с Fe , щелочно-земельных элементов и Na при широкой декарбонатизации породы и миграции CO_2 в окружающие породы. Эта стадия процесса характеризуется переводом в подвижное состояние Li, Rb, Sr, Ni, Cr, U и накоплением в породе лишь Co . Сужение масштабов Si -метасоматоза и образование соответственно $Di-Bi-Mu$ парагенезиса приводят к расширению круга накапливающихся в тектоните элементов ($Li, Rb, Co, Ni, Cr, Pb, U, Al, Si, K, Fe, Ti$) и сужению выносимых из нее (Ca, Na, Sr, V). Следует, вероятно, различать два вида процессов окварцевания в связи с проявлениями определенного флюидного режима: окварцевание в условиях окислительного или восстановительного флюидного режима. Окварцевание под действием существенно окисленных флюидов является процессом преимущественно выноса петрогенных и особенно рудных компонентов. При инверсии флюидного режима от окислительного к восстановительному сопряжению с окварцеванием начинаются процессы образования сульфидов и самородных элементов. Из геологических данных видно, что в ходе инверсии флюидного режима такие условия могут проявляться несколько раз даже в пределах одного эндогенного цикла.

Щелочно-земельно-натриевый метасоматоз, сопровождаемый развитием процессов хлоритизации, приводит к накоплению в тектоните типичной группы элементов — Co, V, Cr, Sc и выносу из нее части литофильных и рудных, в частности Li, Sr, Pb .

Таким образом, явления массопереноса при формировании тектонитов зависят от двух ведущих факторов: от активности во флюиде петрогенных компонентов, определяющих тип метасоматоза, и от его флюидного режима, обуславливающего в основном поведение рудных компонентов.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФЛЮИДНЫХ КОМПОНЕНТОВ

Результаты определения содержания флюидных компонентов в изучаемых породах приведены в табл. 36. Все пробы можно разбить на 3 группы по содержанию типоморфных минералов (1 — $Xl + Mu + Bi$, 2 — $Bi + Gr$, 3 — $Gr + Di + Bi (\pm Mu_2 \text{ и } Xl_2)$), что дает основание для группировки проб из различных разрезов. Следует заметить, что обилие выделяющегося CO_2 не позволяет провести точный хроматографический анализ исходных карбонатсодержащих $Xl-Mu-Bi$ сланцев. Кроме того, при флюидном анализе тектонитов и сланцев мы определяем интегральную составляющую, в то время как процесс формирования этих пород не был однонаправленным и в нем имела место инверсия, возможно и не

Флюидная характеристика пород зеленосланцевой фации и дистенсодержащих сланцев, мл/г

№ пробы	Ассоциация	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	$\frac{H_2}{H_2O}$	$\frac{CO}{CO_2}$	H/C	Σ _{Газ+H₂O}	Σ _{Газ}	$\frac{\Sigma_{\text{Газ}}}{\Sigma_{\text{Газ}+H_2O}}$
												$\frac{\Sigma_{\text{Газ}}}{\Sigma_{\text{Газ}+H_2O}}$
97-9	Кв + Алб + Би + Му + Хл + Карб	13,5	30,0	2,00	Сл.	2,20	0,163	0,067	1	47,70	34,20	0,718
95-3	Кв + Алб + Би + Хл + Му	8,4	2,86	0,49	0,003	1,23	0,146	0,171	6	14,12	4,583	0,325
97-2	Кв + Пл + Би + Ро + Хл + Карб	15,3	7,74	0,95	Сл.	2,60	0,169	0,123	4	26,59	11,29	0,425
95-2	Кв + Пл + Би ± Гр	4,5	0,14	—	—	1,83	0,410	0	72	6,506	0,874	0,308
96-5	То же	12,0	0,20	0,03	Сл.	3,00	0,250	0,150	131	15,23	3,23	0,212
99-3	Кв + Пл + Би + Гр + Хл	22,4	0,97	0,13	0,01	4,38	0,196	0,134	48	27,89	5,49	0,197
97-4	Кв + Пл + Би + Ро	21,7	2,63	0,18	0,006	2,55	0,118	0,068	17	27,07	5,366	0,198
96-2	Кв + Пл + Гр + Ди + Би + Му	18,5	0,37	0,03	Сл.	1,50	0,081	0,081	100	20,40	1,90	0,093
96-3	То же	18,0	0,33	0,02	0,006	1,86	0,103	0,061	113	20,22	2,216	0,110
96-4	»	16,6	0,43	0,08	Сл.	3,97	0,239	0,186	81	21,08	4,48	0,213
93-2	»	14,08	0,56	0,05	»	1,57	0,112	0,089	52	16,26	2,18	0,134
95-1	Кв + Пл + Гр + Ди + Би + Му	11,3	0,28	0,06	—	2,97	0,260	0,214	77	14,61	3,31	0,227
95	Кв + Пл + Гр + Ди + Би	16,3	0,32	0,03	0,002	0,30	0,018	0,094	94	16,95	0,67	0,040
99-2	То же	18,09	0,44	0,05	0,02	3,22	0,178	0,114	84	21,82	3,73	0,171
93-3	Кв + Пл + Гр + Ди + Би + Хл	18,34	0,49	0,04	0,03	0,60	0,033	0,082	69	19,50	1,16	0,059
93-4	То же	16,7	0,49	0,06	0,02	0,12	0,007	0,122	60	17,26	0,564	0,033
97-6	Кв + Пл + Гр + Ди + Би + Му + Хл	20,02	0,50	0,04	0,01	0,66	0,033	0,08	76	21,23	1,21	0,057
97-8	Кв + Пл + Му + Би	22,2	0,88	0,05	0,006	1,77	0,080	0,057	52	24,91	2,706	0,109
99-1	Кв + Пл + Гр + Би + Хл	19,7	0,37	0,04	0,01	1,95	0,099	0,108	104	22,07	2,37	0,107

Примечание. Аналитики Н. В. Забова, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

единожды. Поэтому по наблюдениям в шлифах за закономерностями распределения графита и сульфидов и их последующего преобразования можно сделать вывод о том, что на ранних стадиях возникновения тектонических зон они характеризовались более восстановленным флюидным режимом, а затем произошла инверсия от восстановительного к окислительному. Это выразилось, в частности, в уменьшении содержания графита, окислении сульфидов до их полного исчезновения и увеличении степени окисления Fe в минералах. Эта особенность развития флюидного режима тектонических зон в сланцах хорошо прослеживается.

Так, в разрезе № 93 (рис. 37, табл. 36) Ди и Гр уже содержат включения графита, а сами тектониты — значительное количество H_2O , которое возрастает по мере развития процессов Хл → Би. В графитизированных сланцах появляется CH_4 . По мере нарастания интенсивности тектонических напряжений, судя по степени окисленности Fe, происходит увеличение потенциала кислорода.

Повышение степени метаморфизма под воздействием восстановленных флюидов сопровождается переходом пород в зоне рассланцевания от типичных представителей зеленосланцевой фации до Му-Би с дистеном, разложением карбонатов и переходом части Са в Пл и Гр. Увеличение доли CO_2 во флюиде ведет к снижению P_{H_2O} и с ростом T обуславливает сокращение поля устойчивости водосодержащих минералов и рост безводных фаз — Гр и Ди. Инверсия флюидного режима, обусловленная ростом P_{H_2O} , приводит к повторной мусковитизации и хлоритизации минералов тектонитов.

В разрезе № 97, судя по данным хроматографических анализов, процесс разложения карбоната связан со сменой водородно-углеродного флюида ($H/C = 4$) на существенно водородный ($H/C = 17$) при заметном снижении доли газов. Возрастание P_{H_2O} во флюиде на конечных стадиях процесса приводит к Му → Ди. Хотя для данного типа тектонитов и исходных сланцев выборка мала и статически неоднородна, все же ряд закономерностей общего порядка намечается вполне определенно: 1) начальные этапы формирования тектонических зон, фиксируемые появлением граната, характеризуются наиболее восстановленным характером флюида. При этом скорость образования графита из газовой фазы намного превосходит скорость роста всех порообразующих минералов, что подтверждается, в частности, постоянным присутствием графита внутри кристаллов Гр и Ди; 2) по мере развития процесса все время нарастает доля H_2O во флюиде и происходит увеличение отношения H/C . Но и на конечных этапах (в условиях воздействия собственно водного флюида) имеют место случаи инверсии флюидного режима, что выражается в замещении Му → Ди, Хл → Гр и т. д.

Для изучения характера выделения флюидов из пород при их нагреве было проведено ступенчатое определение газов и воды через интервал в $100^\circ C$ в породах из разреза № 95. Нагрев производился от 200 до $800^\circ C$. При температуре 480 — $700^\circ C$ могут разлагаться с выделением конституционной H_2O лишь хлориты, все остальные минералы устойчивы, за исключением, пожалуй, сидерита. Таким образом, выделяющиеся при нагреве из породы компоненты флюида входят в дефектные структуры минералов различного размера, что и определяет в итоге динамику их выделения из минералов (табл. 37). Судя по характеру кривых выделения из (рис. 41) Гр-Ди-Би, Гр-Ди-Би-Му и Хл-Му-Би сланцев H_2O , CO_2 и H_2 , для каждого выделенного типа пород динамика выделения флюида различна. Особенно это очевидно при сопоставлении близких по условиям образования Гр-Ди-Би и Гр-Ди-Му-Би сланцев, когда совпадение T -интервалов выделения H_2O отмечается лишь при 400 , 500 , 700 и $800^\circ C$, но в количественном отношении превалирует Гр-Ди-Би тектонитов. Для них же характерен и резкий тип высвобождения из породы H_2O при $600^\circ C$, что возможно за счет α - β -перехода кварца и указывает на высокотемпературный характер формирования этой породы. Как и следовало ожидать, H_2O

Результаты хроматографического анализа сланцев при ступенчатом нагреве, мл/г

№ пробы	Порода	T нагрева, °C	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	$\frac{H_2}{H_2O}$	$\frac{CO}{CO_2}$	$\frac{H}{C}$	$\Sigma_{\text{Газ}+H_2O}$	$\Sigma_{\text{Газ}}$	$\frac{\Sigma_{\text{Газ}}}{\Sigma_{\text{Газ}+H_2O}}$	
95-3	Хлорит-мусковит-биотитовый сланец	200	0,42	0,02	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	47	0,44	0,02	0,045	
		300	0,27	0,03	»	»	»	—	—	19	0,30	0,03	0,100	
		400	0,18	0,02	»	»	»	—	—	20	0,20	0,02	0,100	
		500	1,05	0,07	»	»	»	—	—	30	1,12	0,07	0,063	
		600	1,08	0,35	0,01	»	»	0,15	0,139	0,029	7	1,59	0,51	0,321
		700	1,70	1,33	0,16	»	»	0,30	0,176	0,120	3	3,49	1,79	0,513
		800	2,18	0,87	0,17	»	»	0,69	0,317	0,195	6	3,91	1,73	0,442
		—	6,88	2,69	0,34	»	»	1,14	—	—	—	9,91	4,17	—
Σ	850	8,40	2,86	0,49	0,003	1,23	0,146	0,171	6	12,98	4,58	0,353		
95-2	Биотитовый сланец	200	0,61	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	174	0,62	0,01	0,011	
		300	0,17	0,02	»	»	»	—	—	17	0,19	0,02	0,105	
		400	0,27	0,03	»	»	»	—	—	18	0,30	0,03	0,100	
		500	0,31	0,03	»	»	Сл.	—	—	21	0,34	0,03	0,088	
		600	0,53	0,05	»	»	»	—	—	22	0,58	0,05	0,086	
		700	0,56	0,01	»	»	»	0,18	0,320	—	148	0,75	0,19	0,253
		800	0,59	0,01	»	»	»	0,54	0,920	—	252	1,14	0,55	0,482
		—	3,04	0,16	»	»	»	0,72	—	—	—	3,91	—	—
Σ	850	4,50	0,14	»	»	1,83	0,410	—	72	6,47	1,97	0,304		
95-1	Гранат-дистен-биотитовый сланец	200	0,50	0,04	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	26	0,54	0,04	0,074	
		300	2,40	0,11	»	»	»	—	—	44	2,51	0,11	0,044	
		400	0,20	0,04	»	»	»	—	—	11	0,24	0,04	0,167	
		500	2,30	0,08	»	»	»	—	—	59	2,38	0,08	0,034	
		600	1,60	0,04	»	»	»	—	—	84	1,64	0,04	0,024	
		700	1,09	0,03	»	»	»	0,12	0,110	—	83	1,24	0,15	0,121
		800	2,00	0,05	»	»	»	0,54	0,270	—	108	2,59	0,59	0,228
		—	10,99	0,39	»	»	»	0,66	—	—	—	11,14	1,05	—
Σ	850	11,30	0,28	0,06	»	2,97	0,260	0,214	77	14,61	3,31	0,227		
95	Гранат-биотит-дистеновый сланец	200	3,90	0,08	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—	97	3,98	0,08	0,020	
		300	2,40	0,11	»	»	»	—	—	44	2,51	0,11	0,044	
		400	2,00	0,09	»	»	»	—	—	45	2,09	0,09	0,043	
		500	2,30	0,08	»	»	»	—	—	57	2,38	0,08	0,034	
		600	3,70	0,06	»	»	»	0,06	0,016	—	124	3,82	0,12	0,031
		700	2,20	0,07	»	»	»	0,09	0,040	—	66	2,36	0,16	0,070
		800	3,80	0,04	»	»	»	0,18	0,050	—	197	4,02	0,22	0,055
		—	20,30	0,53	»	»	»	0,33	—	—	—	21,16	0,84	—
Σ	850	16,30	0,32	0,03	0,002	0,30	0,018	0,094	94	16,95	0,65	0,038		

Примечание. Аналитики Н. В. Забоева, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

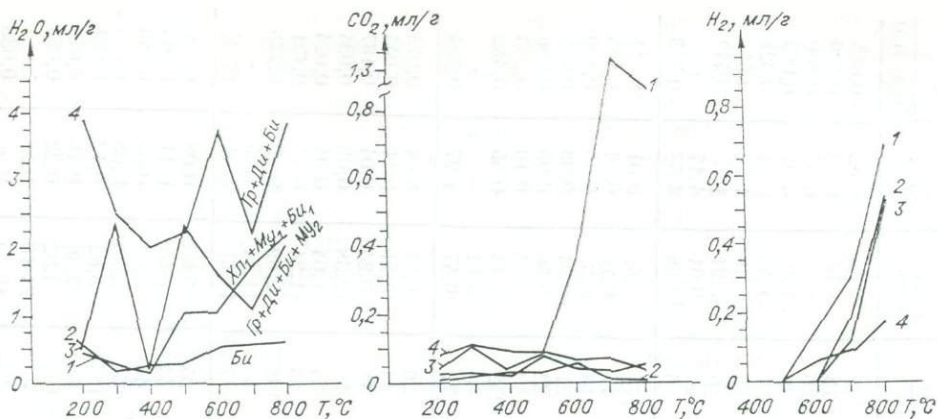


Рис. 11. Динамика выделения флюидных компонентов.
1 — Хл + Му + Би, 2 — Би, 3 — Гр + Ди + Би + Му, 4 — Гр + Ди + Би сланцы.

резко преобладает над CO_2 и H_2 ; ее выделение из породы подвержено значительно бóльшим колебаниям, чем у газов. Весьма характерно, что H_2 фиксируется лишь начиная с $T = 500\text{--}600^\circ\text{C}$; с повышением T его концентрация все время растет.

Сравнительное сопоставление динамики газовой выделению несет информацию о формах нахождения флюидных компонентов в породе, на что мы уже указывали ранее [Летников и др., 1977; Летников, Вилор, 1980]. Суть этого явления заключается в том, что следует различать две преимущественные формы консервации флюидных компонентов в дефектных позициях минералов: газовой-жидкие включения, с одной стороны, и вакансии и дислокации — с другой. Вскрытие включений происходит при сравнительно низких температурах за счет их взрывания при нагреве. Поскольку такие включения окружены роем вакансий, то часть флюидной фазы после взрыва попадает в эти позиции и удаляется из них только при нагреве до более высоких температур [Гегузин, 1976].

Таким образом, можно полагать, что H_2O и CO_2 преимущественно размещаются в газовой-жидких, достаточно крупных включениях, а H_2 — в вакансиях и дислокациях. Весьма информативным оказалось сопоставление данных по содержанию флюидных компонентов в породообразующих минералах (табл. 38). Следует отметить, что поскольку в анализируемых минералах содержания CO и CO_2 находятся в пределах точности метода анализа (сотые доли миллиметра), то более достоверную информацию об уровнях окисленности флюидов можно получить из отношений $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ по Би, где концентрации компонентов достаточно велики.

В разрезе № 95 по мере перехода от исходных Хл-Му-Би через Би-Гр к Гр-Ди-Би сланцам постепенно снижается степень восстановленности флюидов ($\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ уменьшается от 0,79 до 0,38). В то же время для Би-Гр и Гр-Ди-Би сланцев характерны повышенные отношения CO/CO_2 . Следует заметить, что подобные факты, т. е. неодинаковое или даже разнонаправленное течение процесса окисления H_2 и CO , когда H_2 окисляется, а CO , наоборот, в еще большей мере накапливался в породе, отмечались нами уже неоднократно. Особенности такого явления рассматривались нами ранее и вполне объяснимы с позиции физико-химии [Летников и др., 1977]. Однако в данном случае высокая информативность минералов по их флюидным характеристикам очевидна и заключается в том, что многие параметры в парагенных ассоциациях довольно близки (см. табл. 38, разрез № 95). Так, обращает на себя внимание близость величин CO/CO_2 , $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$, $\Sigma_{\text{газ}}/\text{H}_2\text{O}$ для Би, Кв, Пл в пределах одного типа пород, что указывает на неизменность флюидного режима на всем протяжении их образования и существенные его изменения при переходе к следующей минеральной ассоциации. Судя по значениям Н/С в однотипных ми-

Содержание флюидных компонентов в породообразующих минералах, мл/г

№ про- бы	Минерал	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	H ₂ H ₂ O	CO CO ₂	Σгаз	Σгаз+H ₂ O	H/C	Σгаз		T, °C	Порода
												Σгаз	Σгаз+H ₂ O		
95-3	Биотит	9,42	0,16	0,13	0,06	7,47	0,793	0,813	7,82	17,24	99	0,454	1190	Хл-Му-Би сланец То же	
95-3	Кварц	0,18	0,08	0,04	Сл.	Сл.	—	0,5	0,12	0,30	3	0,40	—		
95-2	Биотит	14,30	0,09	0,13	Сл.	8,71	0,609	1,444	8,93	23,23	212	0,384	1165	Биотитовый сланец То же »	
95-2	Кварц	0,10	0,04	0,06	—	—	—	1,5	0,1	0,20	2	0,5	—		
95-2	Плагиоклаз	0,84	0,07	0,20	0,03	0,26	0,310	2,857	0,56	1,40	8	0,4	—		
95-1	Биотит	21,33	0,18	0,25	0,06	8,27	0,388	1,389	8,76	30,90	122	0,291	1155	Гр-Ди-Би сланец То же » »	
95-1	Кварц	0,46	0,07	0,08	Сл.	Сл.	—	1,143	0,15	0,61	6	0,246	—		
95-1	Плагиоклаз	0,48	0,034	0,06	—	0,16	0,333	1,765	0,254	0,734	14	0,346	—		
95-1	Плагиоклаз + + дистен	1,20	0,07	0,08	—	0,21	0,175	1,143	0,36	1,56	49	0,231	—		
95	Биотит	32,20	0,67	0,20	0,02	4,79	0,149	0,299	5,68	37,88	84	0,150	1155	Гр-Би-Ди сланец То же »	
95	Кварц	1,84	0,25	0,07	0,006	—	—	0,28	0,326		12	0,151	—		
95	Плагиоклаз + + дистен	11,00	0,61	0,05	Сл.	Сл.	—	0,082	0,66		34	0,057	—		
96	Кварц	0,30	0,09	0,10	0,01	—	—	1,11	0,20	0,50	3	0,4	—	Хл-Амф-Би сланец То же	
96	Плагиоклаз	1,15	0,14	0,17	0,05	0,18	0,157	1,214	0,54	1,69	8	0,32	—		
96-2	Биотит	33,01	0,20	0,21	0,06	6,16	0,187	1,05	6,63	39,64	169	0,167	—	Гр-Ди-Би сланец То же »	
96-2	Кварц	0,40	0,061	0,09	0,02	0,10	0,25	1,475	0,271	0,671	7	0,404	—		
96-2	Плагиоклаз	0,48	0,09	0,06	0,01	0,21	0,438	0,667	0,37	0,85	9	0,435	—		
93-2	Биотит	35,20	0,74	0,42	0,014	7,2	0,205	0,568	8,374	43,57	72	0,194	1165	Гр-Ди-Би сланец То же	
93-2	Кварц + плагио- клаз + дистен	1,32	0,15	0,06	0,06	0,16	0,121	0,400	0,43	1,75	12	0,246	—		

153 Примечание. T, °C — температура выделения конституционной воды и разрушения кристаллической решетки с образованием новых минеральных фаз. Термический анализ выполнен Н. В. Нартовой, хроматографический — Н. В. Забоевой и Л. В. Барановой, ИЗК СО АН СССР.

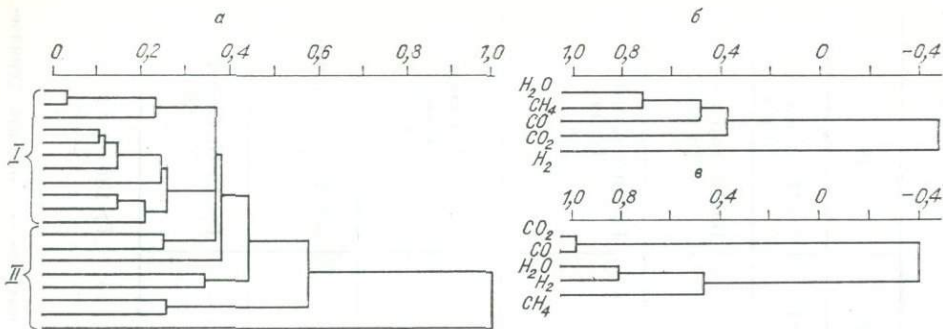


Рис. 42. Кластер-анализ хроматографических данных.

а — Q-тип (I — Гр + Би + Ди, II — Хл + Му + Би, Хл + Амф + Би + Карб) сланцы;
 б, в — R-тип (б — Хл + Му ± Амф + Би ± Карб, в — Гр + Би + Ди) сланцы.

нералах, переход от чисто метаморфических пород к зрелым Ди-Гр тектонитам сопровождался возрастанием доли водорода по сравнению с углеродом.

Несколько иные зависимости устанавливаются для Гр-Ди-Би пород в разрезе № 96 (см. табл. 38). Если в исходных Хл-Амф-Би сланцах целый ряд флюидных характеристик для Кв и Пл близок (CO/CO_2 , $\Sigma_{газ}/H_2O$), то в Гр-Ди-Би тектонитах у Би они существенно отличаются от таковых в Кв и Пл, что, возможно, указывает на образование их в различных флюидных обстановках.

Сопоставление всех флюидных анализов исследуемых пород, проведенное кластер-методом (Q-анализ), разделяет породы на две обособленные группы (рис. 42, а): в первую включаются тектониты Гр + Би + Ди состава, а во вторую — исходные сланцы с характерными Хл + Му + Би и Хл + Амф + Би + Карб парагенезисами.

Сравнение этих групп методом R-анализа (см. рис. 42, б, в) еще раз подчеркивает их существенное отличие друг от друга, указывая на их различную генетическую природу. У исходных сланцев выделяется пара $H_2O + CH_4$ с силой связи +0,7, к ним на уровне +0,5 примыкает CO и +3,8 CO_2 . Иными словами, это структура сложного флюида, который несет в себе черты первичной осадочной, затем метаморфизованной породы (см. рис. 42, б). Со всеми вышеперечисленными компонентами H_2 обнаруживает сильную отрицательную связь, что указывает на его привнос из другого эндогенного источника.

Воздействие существенно водно-водородного флюида на тектониты отражается на структуре кластера в четком разбиении флюидных компонентов на водородные и углеродные соединения, между которыми обнаруживается сильная отрицательная связь (см. рис. 42, в). В данном случае пара CO — CO_2 отражает долю реликтового флюида в тектоните, а все остальные — привнесенные в тектонит из глубинного источника.

Таким образом, весь комплекс методов, примененных для изучения тектонитов, образованных по сланцам, указывает на то, что процесс их формирования достаточно сложен и сопровождается инверсией флюидного режима. На первых этапах процесса, когда отношение Н/С во флюиде не превышало 6, это создавало благоприятные условия для образования графита и сульфидов, поскольку [Гантимуров, 1982] с увеличением во флюиде доли углерода относительно водорода при прочих равных условиях поле устойчивости графита расширяется. Поступление в тектоническую зону H_2 и H_2O приводило к окислению H_2 на многочисленных кислородных активных центрах деформируемых силикатов, окислов и карбонатов. Все это обуславливало рост P_{H_2O} и снижение устойчивости карбонатов, их разложение и удаление CO_2 за пределы тектонической зоны, где широко проявлены процессы наложенной карбонатизации. Дальнейшее направление процесса следовало по линии увеличения P_{H_2O} и

расширения поля Би. Как показывают детальные петрографические исследования, на фоне общего нарастания P_{H_2O} имели место явления локальных флуктуаций флюидного режима — его инверсии от собственно водной к водно-газовой системам. В этом случае отмечается рост Гр и Ди, а затем замещение их Би, Му и Хл. Более детально механизм этого явления был рассмотрен нами ранее на примере синтетических метасоматитов Кокчетавской глыбы [Летников и др., 1981].

Одним из следствий такого процесса явились собирательная перекристаллизация графита и замещение сульфидов окислами, которые знаменуют завершающие стадии формирования достигших высокой зрелости Ди-Гр-Би тектонитов.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ T И P ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

Использование рентгеновского микроанализатора дало возможность определить составы сосуществующих минералов и подойти к оценке термодинамических условий их формирования (табл. 39, 40).

Термодинамические условия формирования сланцев оценивались по составам сосуществующих Гр и Би, Гр и Пл, Амф и Пл, по известным уравнениям и графикам. Оценка T и P производилась в четырех разрезах.

Температура рассчитывалась по формуле Л. Л. Перчука [1983]:

$$t^{\circ}C = \frac{3947,5}{\ln K_D + 2,868} + 252,25 (X_{Mn}^{Gr} - 0,035) - 273,$$

исходя из предположения об изоморфном замещении в гранате,



Давление оценивалось по формуле

$$P (10^9 \text{Па}) = \{A + BT + 24,939T [\ln X_{An}^{Pl} + 2 \ln (1 + X_{An}^{Pl}) - \\ - \ln X_{Grcs}^{Gr}] + 3(1 - X_{An}^{Pl})^2 (8577 + 39293X_{An}^{Pl}) - \\ - 3[(23864 - 5,496T) X_{Py}^{Gr} (1 - X_{Grcs}^{Gr}) + \\ + (10058 + 1,079T) X_{Grcs}^{Gr} (2 - X_{Grcs}^{Gr})]\} / [C - 19,406 (0,2 - X_{Grcs}^{Gr})^2],$$

где $A = 48\,569$, $B = -176,728$, $C = -6,306$, T — температура, К. В ряде случаев оценка температур и давлений производилась по валовому составу Би и Пл, что, естественно, искажает результаты.

Экспериментальный Амф-Пл геотермобарометр Л. П. Плюсниковой, используемый нами, разработан для метабазитов, тогда как в наших пробах чередуются алюмосиликатные, карбонатные и магнезиально-железистые сланцы, что не дает нам основания оперировать абсолютными значениями, а позволяет лишь сопоставлять их друг с другом.

PT -условия начала образования Амф оценивались по составам ассоциирующих Пл и незонального Амф либо Пл и центральных частей зонального Амф и составляли $T \sim 550^{\circ}C$ и $P \sim 3,5$ кбар. В зонах рассланцевания за счет роста T и P увеличивается степень преобразования пород вплоть до появления Ди, что отвечает, по схеме С. П. Кориковского [1979], уровню Би-Му гнейсов. При этом в богатых СаО породах образуются зональные Амф с резким возрастанием от центра к краям зерен содержания Al (от 1,71 до 2,52 ф. е.), одновременно растет суммарное количество щелочей, Ti , Fe , а Ca , Mg , Mn уменьшается. Поскольку в этом же направлении возрастает основность Пл (от № 36,9 до 42,4), то в итоге это дает $T \sim 570 - 580^{\circ}C$ и $P \sim 6$ кбар.

В бедных СаО породах на первых этапах формирования тектонических зон возникает ассоциация $Kv + Пл + Би + Ди + Гр$ при резком сокращении доли Пл. Характерная черта таких зон — отсутствие Карб, уменьшение содержания Ca и рост Al . В ряде случаев гранаты таких ди-

Составы ассоциирующих

Компо- нент	Проба № 96-1						Проба № 96-5	
	Амф _ц	Би _ц	Пл _ц	Амф _{кр}	Би _{кр}	Пл _{кр}	Би	Пл
SiO ₂	47,43	36,02	57,74	44,64	37,47	58,37	35,49	63,20
TiO ₂	0,35	1,41	0,00	0,37	1,37	0,00	1,96	0,00
Al ₂ O ₃	9,69	22,24	24,58	14,30	22,36	25,19	19,78	22,85
Cr ₂ O ₃	0,09	0,11	0,00	0,09	0,08	0,00	0,20	0,00
FeO	11,69	12,56	0,06	12,71	11,80	0,11	22,57	0,24
MnO	0,20	0,08	0,00	0,19	0,04	0,00	0,24	0,00
MgO	12,28	11,81	0,00	9,80	12,44	0,00	8,55	0,00
CaO	10,74	0,06	7,12	10,54	—	8,55	0,07	0,32
Na ₂ O	0,77	0,33	6,20	1,03	0,16	6,40	0,26	9,08
K ₂ O	0,62	7,07	0,78	1,12	7,10	0,05	9,50	0,13
Σ	93,86	91,70	96,48	94,74	92,82	98,66	98,62	98,83
Si	7,106	2,754	2,668	6,684	2,809	2,642	2,692	2,818
Al ^{IV}	0,894	1,246	1,339	1,316	1,191	1,344	1,308	1,200
Ti	0,039	0,081	0,000	0,041	0,077	0,000	0,112	0,000
Cr	0,011	0,006	0,000	0,010	0,005	0,000	0,012	0,000
Al ^{VI}	0,817	0,579	0,000	1,208	0,785	0,000	0,461	0,000
Fe	1,466	0,803	0,002	1,594	0,740	0,004	1,432	0,009
Mn	0,025	0,005	0,000	0,024	0,003	0,000	0,016	0,000
Mg	2,742	1,346	0,000	2,186	1,390	0,000	0,967	0,000
Ca	1,724	0,005	0,352	1,690	—	0,415	0,006	0,159
Na	0,223	0,049	0,556	0,300	0,023	0,561	0,038	0,785
K	0,118	0,690	0,046	0,213	0,679	0,003	0,920	0,008
Пироп	—	—	—	—	—	—	—	—
Альм	—	—	—	—	—	—	—	—
Спес	—	—	—	—	—	—	—	—
Грос	—	—	—	—	—	—	—	—
Увар	—	—	—	—	—	—	—	—
X _{Ca} ^{Пл}	—	—	36,90	—	—	42,39	—	16,67

стенных тектонитов обнаруживают прямую зональность (разрезы № 99, 167). В них в направлении от центра к краю зерен возрастают содержания Mg, Fe и уменьшаются Mn, в то время как для Ca в одних случаях отмечаются как уменьшение (разрез № 99), так и возрастание (разрез № 167). Зональность Пл либо не проявлена, либо очень слабо выражена, как на разрезе № 99, где от центра к краю зерен она незначительно возрастает от 27,9 до 28,4; биотиты обычно не зональны. Определения температур и давлений по Би-Гр геотермометру и Гр-Пл геобарометру колеблются соответственно в пределах 423—503°C и 4,3—6,1 кбар для центральных частей зональных Гр; 540—580°C и 7,0—7,5 кбар — для их краевых частей. Следовательно, образование Гр охватывает интервал от верхов зеленосланцевой фации до Би-Му при отсутствии характерных минералов ставролитовой (хлоритид, ставролит). Необходимо отметить, что некоторые гранаты из Гр-Би и Гр-Ди-Би пород не обнаруживают зональности (разрез № 95), что указывает на их неодновременный рост.

Наряду с фиксацией в зональных гранатах нарастания T и P устанавливаются и регрессивные явления. Так, в разрезе № 95, судя по центральной части Гр, $T = 505—510^\circ\text{C}$, $P = 7$ кбар, а по краевой — $T \sim 495—505^\circ\text{C}$ и $P = 6,5—7$ кбар.

На рис. 43 представлена PT -диаграмма, где отображена направленность изменения T и P по мере усиления степени переработки пород в

минералов, вес. %

Проба № 96-5		Проба № 95				Проба № 99-2				
Гр _ц	Гр _{кр}	Би	Пл	Гр _ц	Гр _{кр}	Пл _ц	Гр _ц	Би _{кр}	Пл _{кр}	Гр _{кр}
37,28	37,63	39,85	63,89	36,99	37,66	61,85	36,44	38,72	61,85	36,83
0,10	0,10	1,12	0,00	0,06	0,06	0,00	0,12	1,21	0,00	0,12
22,17	22,36	18,61	22,00	21,71	21,73	23,10	20,41	19,52	23,06	20,63
0,23	0,13	0,00	0,00	0,16	0,13	0,00	0,09	0,12	0,00	0,13
33,13	34,23	12,42	0,00	29,06	29,72	0,00	27,23	18,28	0,00	32,98
4,44	3,72	0,12	0,00	3,72	3,64	0,00	7,28	0,15	0,00	3,63
2,41	2,45	11,93	0,00	3,46	3,38	0,00	1,13	9,16	0,00	2,58
2,08	1,85	0,00	3,68	2,33	2,31	6,03	5,70	0,06	6,00	3,58
0,00	0,00	0,34	9,41	0,00	0,00	8,57	0,00	0,37	8,29	0,00
0,09	0,09	7,62	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	8,48	0,09	0,00
101,94	102,57	92,02	98,98	97,48	97,95	99,63	98,39	96,08	99,29	100,49
2,952	2,959	3,069	2,844	3,004	3,023	2,759	2,995	2,952	2,765	2,970
0,048	0,041	0,931	1,154	0,000	0,000	1,214	0,005	1,048	1,215	0,030
0,006	0,006	0,065	0,000	0,004	0,004	0,000	0,007	0,069	0,000	0,007
0,014	0,009	0,000	0,000	0,010	0,008	0,000	0,006	0,007	0,000	0,008
2,022	2,033	0,759	0,000	2,078	2,055	0,000	1,971	0,707	0,000	1,930
2,194	2,251	0,800	0,000	1,976	1,998	0,000	1,874	1,165	0,000	2,227
0,298	0,248	0,008	0,000	0,256	0,247	0,000	0,507	0,010	0,000	0,248
0,285	0,287	1,369	0,000	0,419	0,404	0,000	0,139	1,041	0,000	0,310
0,176	0,156	0,000	0,176	0,203	0,200	0,288	0,502	0,005	0,287	0,309
0,000	0,000	0,050	0,812	0,000	0,000	0,741	0,000	0,055	0,718	0,000
0,009	0,009	0,749	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,825	0,005	0,000
9,5	9,6	—	—	15,2	14,7	—	4,6	—	—	10,3
73,1	75,0	—	—	67,2	68,0	—	62,5	—	—	74,1
9,9	8,3	—	—	9,6	9,4	—	16,9	—	—	8,3
6,8	6,7	—	—	7,5	7,5	—	15,7	—	—	6,8
0,7	0,5	—	—	0,5	0,4	—	0,3	—	—	0,5
—	—	—	17,81	—	—	27,85	—	—	28,42	—

тектонических зонах. К сожалению, мы располагаем единственным определением для исходных сланцев по Амф-Пл ассоциациям в 550°C и 3,5 кбар. Во всех остальных случаях это сравнение тектонитов разной зрелости или же отдельных тектонитов без сопоставления с их более или менее измененными разностями. Фиксируются три тенденции:

1) значительное увеличение P при сравнительно небольшом повышении T (см. рис. 43, 1 и 2), когда для зоны рассланцевания в Пл-Амф сланцах отмечается преимущественный рост P по сравнению с T . Такая же зависимость отмечается в Би-Гр-Ди тектонитах (см. табл. 40, пр. 167-7), где для центральной части зерен Гр устанавливаются $T = 503^\circ\text{C}$ и $P = 4,3$ кбар, а для периферии — 533°C и 7 кбар. Иными словами, это процесс формирования высокобарных тектонитов за счет существенного увеличения P в квазиизотермических условиях;

2) резкое увеличение T при незначительном возрастании P (см. рис. 43, 2^a),

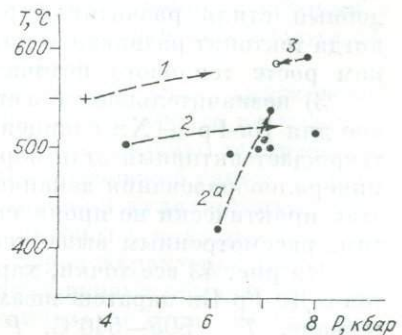


Рис. 43. PT -диаграмма тектонитов.

Пояснения в тексте.

Компонент	Проба № 167-1								
	АмФ _ц	Пл _ц	АмФ _{кр}	Пл _{кр}	Би	Би	Пл	Гр _ц	Гр _{кр}
SiO ₂	47,72	57,81	47,98	56,48	36,17	34,70	59,54	35,17	35,62
TiO ₂	0,46	0,00	0,41	0,00	1,83	1,36	0,00	0,11	0,00
Al ₂ O ₃	9,41	23,14	9,44	23,83	16,20	18,36	23,49	18,62	19,27
Cr ₂ O ₃	0,20	0,00	0,20	0,00	0,42	0,00	0,00	0,14	0,12
FeO	11,36	0,16	11,18	0,20	15,28	15,74	0,15	28,16	29,64
MnO	0,21	0,00	0,22	0,00	0,13	0,25	0,00	9,23	5,92
MgO	13,90	0,00	14,01	0,00	14,59	12,93	0,00	2,53	3,56
CaO	11,97	6,62	11,92	7,61	0,05	0,00	5,09	1,99	3,27
Na ₂ O	1,07	7,35	1,14	6,63	0,30	0,33	8,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,29	0,08	0,22	0,50	7,88	8,64	0,08	0,00	0,00
Σ	96,13	95,16	96,64	95,24	92,85	92,31	96,35	95,94	97,40
Si	6,946	2,706	6,982	2,656	2,763	2,698	2,738	2,996	2,967
Al ^{IV}	1,054	1,276	1,018	1,320	1,237	1,302	1,273	0,004	0,033
Ti	0,051	0,000	0,045	0,000	0,105	0,079	0,000	0,007	0,000
Cr	0,023	0,000	0,023	0,000	0,025	0,000	0,000	0,009	0,008
Al ^{VI}	0,575	0,000	0,603	0,000	0,223	0,382	0,000	1,864	1,858
Fe	1,398	0,006	1,364	0,008	0,976	1,024	0,006	2,009	2,067
Mn	0,026	0,000	0,027	0,000	0,009	0,016	0,000	0,666	0,417
Mg	3,043	0,000	3,044	0,000	1,662	1,499	0,000	0,321	0,442
Ca	1,884	0,332	1,864	0,383	0,004	0,000	0,251	0,182	0,292
Na	0,305	0,667	0,321	0,605	0,044	0,050	0,713	0,000	0,000
K	0,055	0,005	0,041	0,030	0,768	0,857	0,005	0,000	0,000
Пироп	—	—	—	—	—	—	—	10,6	14,4
Альм	—	—	—	—	—	—	—	66,7	68,6
Спес	—	—	—	—	—	—	—	22,1	13,9
Грос	—	—	—	—	—	—	—	0,6	2,7
Увар	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4
X _{Ca} ^{Пл}	—	33,07	—	37,62	—	—	25,90	—	—

Примечание. 96-1: Слп + Кв + Пл + Хл + Ро + Би + Карб; 96-5: Кв + Пл + Гр + Би; 95: Кв + Пл + Гр + Ди + Би; 99-2: Кв + Пл + Гр + Ди + Би; 167-1: Кв + Пл + Амф + Би + Карб; 167-7: Кв + Пл + Гр + Ди + Би; ц — центр зерна, кр — край. Анализы выполнены Т. И. Медведевой и Г. В. Богдановым на рентгеновском микроанализаторе MAP-2.

когда в Би-Гр-Ди тектонитах для центральных зон Гр устанавливаются $T = 423^{\circ}\text{C}$ и $P = 6,1$ кбар, а для периферических — 540° и $7,1$ кбар (см. табл. 40, пр. 99-2). Как следует из приведенных цифр, подобный стиль развития характерен для высокобарных парагенезисов, когда тектонит развивался при сохранении значительных давлений и резком росте теплового потока по зоне;

3) незначительное снижение P в изотермических условиях, характерное для Би-Гр ± Хл сланцев (см. табл. 40, пр. 96-5; рис. 43,3). Это подтверждает активный этап образования зрелых тектонитов, когда процесс минералообразования заканчивается при высоких P и T , а регрессивный этап практически не проявлен, что в еще большей мере свойственно другим, рассмотренным выше тектонитам.

На рис. 43 все точки, характеризующие образование зрелых тектонитов с Ди-Гр-Би парагенезисами, располагаются в сравнительно узком интервале, $T = 505\text{--}540^{\circ}\text{C}$, $P = 6,4\text{--}8$ кбар.

Таким образом, тектонитам по сланцам зеленосланцевой фации свойствен прогрессивный тип преобразования, идущий при активном алюмо-кремниевом или алюмо-кремниевом-щелочном метасоматозе и сопровожда-

РТ-параметры минеральных равновесий

№ пробы	Ассоциация	$X_{Гр_{Mg}}$	$X_{Бп_{Mg}}$	$X_{Гр_{Mn}}$	$\ln K_d$	$X_{Пл_{An}}$	$X_{Гр_{рос}}$	$T, ^\circ C$	$P, \text{кбар}$
96-5	Кв + Пл + Би + + Гр _ц	0,0963	0,4003	0,1074	1,8341	0,1667	0,0596	585	7,8
96-5	Кв + Пл + Би + + Гр _{кр}	0,0975	0,4003	0,0889	1,8207	0,1667	0,0530	583	7,3
167-7	Кв + Пл + Би + + Гр _ц + Ди	0,1011	0,5903	0,2226	2,5507	0,2589	0,0572	503	4,3
167-7	Кв + Пл + Би + + Гр _{кр} + Ди	0,1374	0,5903	0,1428	2,2023	0,2589	0,0908	533	7,0
99-2	Кв + Пл + Би + + Гр _ц + Ди	0,0459	0,5337	0,2012	3,1693	0,2786	0,1660	423	6,1
99-2	Кв + Пл + Би + + Гр _{кр} + Ди	0,1003	0,4698	0,0891	2,0729	0,2842	0,0998	540	7,1
95	Кв + Пл + Би + + Ди + Гр _ц	0,1458	0,6289	0,0957	2,2955	0,1777	0,0714	507	7,0
95	То же	0,1479	0,6289	0,1082	2,1595	0,1777	0,0707	508	7,0
95	Кв + Пл + Би + + Ди + Гр _{кр}	0,1439	0,6289	0,0962	2,3108	0,1777	0,0745	504	7,1
95	То же	0,1463	0,6289	0,0890	2,2913	0,1777	0,0709	506	6,9
95	»	0,1354	0,6289	0,0949	2,3824	0,1777	0,0669	494	6,4

Примечание. Ц — центр зерна, кр — край.

ющийся инверсией флюидного режима от восстановительного к окислительному, который и характеризует стадию образования наиболее зрелых тектонитов.

Глава VI

ТЕКТОНИТЫ ПО КИСЛЫМ ЭФФУЗИВАМ И ГРАНИТОИДАМ

В предыдущих главах мы рассмотрели тектониты по породам гранулитовой и амфиболитовой фаций, сформировавшиеся при высоких T и P . Для выяснения условий образования тектонитов по породам средних и малых глубин изучены зоны БТК и БТМ по протерозойским кислым эффузивам и гранитоидам в Северном Прибайкалье.

Основное внимание было уделено кислым эффузивам аkitканской серии [Бухаров, 1973] в южной части Байкальского хребта на участках от руч. Юж. Кедровый до р. Лебяной. Здесь широко развиты терригенные, пирокластические и эффузивные образования хибеленской свиты, выделяемые А. А. Бухаровым в мужаинайско-тонгодинский вулканогенный комплекс. Нами преимущественно изучались тектониты в кварцевых порфирах и фельзит-порфирах. Для всех этих пород характерна полнокристаллическая основная масса, во вкрапленниках первых обычно округлые зерна Кв и таблитчатые — Пл (альбит-олигоклаза) и Кпш, иногда отмечаются Амф и Би. Плагноклазы вкрапленников зачастую сосюритизированы и эпидотизированы, основная масса породы подвержена хлоритизации, эпидотизации, серицитизации.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	137	138	148-4	151-7	137-2	147	148-9	149-4	156-6	149	150-4
SiO ₂	73,58	73,71	73,81	73,99	76,65	72,63	75,38	73,81	72,51	72,97	78,03
TiO ₂	0,56	0,80	0,46	0,42	0,43	0,58	0,38	0,46	0,53	0,54	0,41
Al ₂ O ₃	12,20	12,15	12,65	12,45	10,15	12,75	12,00	12,60	12,90	12,00	10,25
Fe ₂ O ₃	1,07	1,41	1,09	1,69	0,10	1,31	0,60	0,47	0,73	1,88	1,36
FeO	3,47	2,99	2,40	2,10	2,59	2,93	1,71	2,89	3,94	2,81	1,36
MnO	0,08	0,04	0,04	0,08	0,05	0,07	0,05	0,06	0,08	0,09	0,04
MgO	0,21	0,12	0,12	0,14	2,74	0,57	3,50	0,39	0,37	0,25	0,12
CaO	1,33	0,63	0,39	0,67	0,56	0,90	0,12	1,16	1,15	0,98	1,26
Na ₂ O	2,56	3,50	3,01	3,26	1,25	3,50	1,25	2,75	3,15	2,31	2,10
K ₂ O	4,21	4,65	6,16	4,85	2,23	3,10	2,50	5,35	3,35	4,83	3,50
P ₂ O ₅	0,13	0,06	0,06	0,06	0,11	0,14	0,06	0,09	0,13	0,12	0,10
H ₂ O ⁻	He обн.	He обн.	He обн.	0,04	0,12	0,16	0,08	He обн.	0,03	He обн.	0,21
H ₂ O ⁺	0,82	0,19	0,14	0,43	2,57	1,04	2,81	0,56	0,49	0,75	0,45
F	0,05	0,03	0,03	0,03	0,12	0,03	0,12	0,03	0,03	0,06	0,04
CO ₂	0,06	0,06	He обн.	0,22	He обн.	0,66	0,11	He обн.	0,22	0,22	0,33
-O ₂	0,02	—	—	—	0,05	0,01	0,05	—	—	0,02	0,01
Σ	100,40	100,31	100,33	100,40	99,62	100,36	100,62	100,59	100,58	99,79	99,55

Примечание. Анализы 1—7 — руч. Водопадный: 1—4 — кварцевые порфиры, 5—6 — катаклазированные кварцевые порфиры, 7 — бластомилонит; 8—16 — руч. Сев. Кедровый: 8, 9, 15 — кварцевые порфиры, 10—14, 16 — бластомилониты; 17—19 — руч. Юж. Кедровый:

Судя по силикатным анализам (см. табл. 41), среди кварцевых порфиров выделяются риолитовые и риодацитовые порфиры. Все породы принадлежат к группе K-Na, пересыщенных Al₂O₃ и SiO₂.

В кварцевых порфирах изучены зоны катаклаза и милонитизации. Видимая мощность зон катаклаза от нескольких метров до первых десятков метров, а милонитов редко достигала 2—3 м. Макроскопически выделяются 3 типа тектонитов: 1 — катаклазиты, 2 — милониты без низкотемпературных минеральных преобразований основной массы, 3 — милониты со значительным преобразованием основной массы за счет широкого проявления низкотемпературных метасоматических процессов.

Катаклазиты представляют собой породы массивного облика, иногда брекчиевидной текстуры. Вкрапленники приобретают волнистое угасание, раздроблены на ряд блоков, в них появляются многочисленные зоны перекристаллизации с гранобластовой структурой. Порода рассечена сетью тонких трещин, в результате чего имеет блоковую текстуру. Первичная структура основной массы сохраняется на отдельных участках, но в основном наблюдается перекристаллизация, исчезновение микролитов Kпш, причем иногда зерна укрупняются. Структура породы на участках перекристаллизации становится близкой к роговиковой. Вкрапленники полевых шпатов мутнеют и краснеют. Вдоль зон катаклаза широко проявлены метасоматические процессы.

В катаклазированных породах выделяются два основных типа метасоматических преобразований, которые составляют в ряде случаев соответственно внешние и внутренние зоны метасоматических колонок, наиболее хорошо проявленные в разрезе № 137. Во внешних зонах развиты эпидотизация и хлоритизация, во внутренних — серицитизация, окварцевание, отмечаются согласные и секущие кварцевые прожилки мощностью до 1—2 см. Реже встречаются катаклазиты, где в условиях высокого парциального давления кислорода происходило интенсивное окис-

И ТЕКТОНИТОВ, ВЕС. %

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
155-2	150-3	155	154-2	154	153-3	153-1	153-4	142-3	140-1	141-3	141-2	142-2
74,12	70,46	72,91	72,00	72,49	72,34	70,88	71,25	71,89	65,35	72,55	79,38	72,30
0,51	0,52	0,53	0,53	0,55	0,36	0,50	0,59	0,57	0,66	0,41	0,36	0,65
11,75	13,00	12,80	12,90	12,75	12,95	11,95	13,05	12,65	15,50	10,90	9,40	11,75
1,71	1,94	1,71	1,37	1,37	2,47	1,90	2,22	2,58	2,32	0,83	0,81	2,40
1,90	2,81	1,94	3,32	2,66	2,00	1,99	2,12	2,22	3,10	6,47	2,23	3,52
0,05	0,08	0,07	0,07	0,07	0,08	0,09	0,07	0,08	0,09	0,10	0,29	0,09
0,31	0,91	0,86	0,21	0,86	0,16	0,79	0,23	0,29	1,41	0,42	0,25	0,25
1,04	2,56	1,06	1,42	1,06	0,63	3,16	0,19	1,66	1,38	1,92	0,68	0,65
3,26	2,30	3,02	3,20	2,34	2,98	3,48	3,02	3,73	2,63	3,10	1,50	1,08
3,57	2,85	3,06	4,45	3,45	5,53	2,75	4,84	3,65	4,08	2,50	4,60	6,39
0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,04	0,12	0,13	0,14	0,12	0,10	0,07	0,13
0,06	0,10	0,06	0,08	0,12	0,04	0,04	0,07	Сл.	0,36	0,15	Сл.	0,10
0,88	1,49	1,52	0,68	1,66	0,28	0,87	0,82	0,15	2,69	0,09	0,31	0,53
0,12	0,11	0,15	0,03	0,12	0,03	0,32	0,13	0,03	0,12	0,03	0,07	0,08
0,39	0,17	0,33	0,17	0,22	0,22	0,72	0,28	0,72	0,11	0,44	0,17	0,55
0,05	0,05	0,06	0,01	0,05	—	0,13	0,05	—	0,05	0,01	0,03	0,03
99,73	99,37	100,08	100,53	99,80	100,08	99,43	99,96	100,33	99,87	100,00	100,09	100,44

17 — фельзит-порфир, 18, 19 — бластомилониты; 20—24 — р. Ледяная: 20 — кварцевый порфир, 21, 22 — бластокатаклазиты, 23, 24 — бластомилониты. Аналитик Г. В. Бондарева, ИЗК СО АН СССР.

ление железа, в результате чего образовались пустоты выщелачивания, а породы приобрели красноватую окраску.

Бластомилониты в отличие от катаклазитов характеризуются появлением линейной текстуры, обусловленной разрушением вкрапленников кварца и полевых шпатов, их растягиванием, размазыванием, постепенным исчезновением, при этом порода приобретает темный афанитовый облик. Амфибол и биотит исчезают, иногда появляется обильная вкрапленность пирита. Совместно с эпидотом присутствует цоизит. В милонитах полностью (в отличие от катаклазитов) исчезает первичная структура, и размер зерен основной массы обычно уменьшается. Структура флюидальная, образована мелкими, вытянутой формы, с неровными очертаниями зернами лейкократовых минералов размером 0,004—0,010 мм.

В каре в верховьях р. Ледяной встречены ультрамилониты — тонкозернистые породы черного цвета, имеющие темную окраску в шлифах как при одном, так и при скрещенных николях. Полевые шпаты и кварц образуют тонкие вытянутые полоски, полевые шпаты обычно замещены серицитом, появляется хлорит. Кроме того, отмечается карбонатный метасоматоз (образование прожилков карбоната). На отдельных участках наблюдается укрупнение зерен кварца.

В редких случаях непосредственно в обнажениях можно проследить переходы от неизмененных кварцевых порфиров к бластомилонитам. Так, в районе руч. Сев. Кедровый по мере приближения к зоне милонитизации в кварцевых порфирах, содержащих в небольшом количестве хлорит и эпидот, появляются отдельные маломощные (несколько сантиметров) зонки милонитизации. В них полевые шпаты вкрапленников подвергаются катаклазу, приобретают блоковое строение и волнистое погасание, иногда замещаются Сер и Эп. Вкрапленники Кв также вытягиваются в полоски, образуя структуру течения.

Геохимическая характеристика

№-пробы	Название породы	Na ₂ O	K ₂ O	Li	Rb	Sr	Co	Ni	V
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
137	Кварцевый порфир	2,84	4,25	10	130	240	5,1	6,9	21
137-1	Кварцевый порфир катаклазированный	2,16	3,00	8,9	78	190	4,0	4,0	24
137-2	То же	1,32	2,18	49	96	He обн.	3,5	2,2	19
138	Кварцевый порфир	3,66	4,56	2,6	120	81	2,8	9,4	5,4
138-1	Кварцевый порфир катаклазированный	2,66	4,09	34	100	He обн.	9,2	4,6	6,9
142-3	Кварцевый порфир	4,00	3,86	9,6	110	250	5,1	8,0	18
140-1	Кварцевый порфир катаклазированный	2,84	4,06	73	220	220	6,7	5,0	24
141	То же	1,43	5,44	39	260	170	4,0	4,1	16
141-3	»	3,26	2,53	8,2	71	170	9,2	13	29
141-2	Кварцевый порфир милонитизированный	1,64	4,56	13	190	120	4,6	5,7	10
142-2	То же	1,41	6,89	24	280	200	4,6	4,4	10
141-1	»	3,98	3,93	13	110	260	4,5	5,5	17
147-1	Кварцевый порфир	3,00	4,40	38	170	190	5,7	3,5	24
147	Кварцевый порфир катаклазированный	3,75	3,00	44	68	190	5,0	4,6	15
147-2	То же	4,20	2,33	31	110	270	6,5	4,7	21
148-4	Кварцевый порфир	2,91	5,87	3,7	190	54	2,3	6,1	3,8
148-3	Кварцевый порфир катаклазированный	2,27	4,30	14	130	240	3,2	3,4	4,5
151-7	Кварцевый порфир	3,30	4,64	3,4	170	81	2,5	6,3	6,8
148-9	Сланец хлорит-серицитовый	1,33	2,73	51	91	He обн.	2,8	2,5	5,4
151-3	То же	0,18	2,00	170	61	32	12	18	70
148-7	Кварцевый порфир катаклазированный	2,73	3,69	1,6	130	81	2,6	3,7	4,2
152-1	Фельзит-порфир	3,40	5,09	5,1	150	90	1	3,3	4,0
152	Фельзит-порфир милонитизированный	3,56	5,00	11	140	75	2,4	3,7	4,1
153-3	Фельзит-порфир	3,20	5,45	6,5	190	90	2,3	4,1	3,0
153-5	Фельзит-порфир катаклазированный	2,30	4,64	5,0	160	150	2,8	5,1	14
153-2	То же	3,60	3,43	10	150	200	5,0	7,1	17
153-4	Бластомилонит биотит-серицитовый	3,20	5,0	14	190	200	5,1	3,8	35
153	То же	3,00	4,09	95	160	180	6,8	3,5	30
153-1	»	3,67	2,57	41	73	270	4,4	3,5	20
149-3	Кварцевый порфир	3,22	4,70	12	180	160	4,0	6,6	18
149-4	То же	2,73	5,36	23	200	270	5,4	12	32
156-6	»	3,30	5,82	21	160	190	6,5	4,1	26
155	Сланец хлорит-серицитовый	3,50	3,30	53	160	190	5,6	3,7	18
155-1	То же	1,82	5,50	110	100	20	5,9	3,5	33
156	»	1,82	4,50	150	370	110	4,7	3,0	20
150-1	»	2,82	4,18	73	240	270	6,4	4,2	30
150-3	»	2,60	2,80	51	120	270	5,2	2,9	18
155-2	Кварцевый порфир милонитизированный	3,50	3,70	24	370	180	4,4	2,4	15

эффузивов акитканской серни

Cr	Sc	Sn	Pb	Zn	Σ Fe	$\frac{\text{FeO}}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}}$	$\frac{\text{Rb}}{\text{Sr}}$	$\frac{\text{K}}{\text{Rb}}$	$\frac{\text{Cr}}{\text{V}}$	$\frac{\text{Ni}}{\text{Co}}$
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
5,1	15	6,5	32	73	5,02	2,41	7,09	1,50	0,54	273	0,24	1,35
6,0	6,8	8,0	20	110	4,49	2,01	5,16	1,39	0,41	319	0,25	1
3,0	6,7	3,1	2,8	75	2,97	3,95	3,50	1,65	—	188	0,16	0,63
16	6,8	11	12	12	4,22	1,67	8,22	1,25	1,48	355	2,96	0,63
3	7,1	11	3,2	99	5,40	2,51	6,75	1,54	—	339	0,44	0,50
8,4	11	4,4	37	57	4,31	1,11	7,86	0,97	0,44	291	0,47	1,57
3	11	6,1	33	77	5,76	1,33	6,90	1,43	1	153	0,13	0,75
6,8	13	4,2	29	50	4,18	1,58	6,87	3,80	1,53	174	0,43	1,03
21	7,8	4,8	30	87	7,61	3,01	5,79	0,78	0,42	296	0,72	1,41
9,8	8,0	3,7	16	38	3,25	3,71	6,20	2,78	1,58	199	0,98	1,24
6,3	17	5,0	38	65	6,23	1,82	8,30	4,89	1,40	204	1,63	0,96
10	10	4,6	32	55	3,34	0,65	7,91	0,99	0,42	297	0,59	1,22
4,6	8,4	3,3	34	76	4,33	4,03	7,40	1,47	0,89	215	0,19	0,61
6,5	7,5	4,2	57	120	4,40	2,41	6,75	0,80	0,36	366	0,43	0,92
8,2	11	7,5	34	74	4,80	3,66	6,53	0,55	0,41	176	0,39	0,72
7,1	12	6,2	11	21	3,60	2,10	8,78	2,02	3,52	256	1,87	2,65
5,7	12	6,8	16	46	5,04	1,67	6,57	1,89	0,54	275	1,27	1,06
6,8	11	3,4	26	76	3,92	1,36	7,94	1,41	2,10	227	1,08	2,52
4,6	6,4	4,6	3,8	45	2,33	2,82	4,06	2,05	—	249	0,85	0,89
3	6,8	4,4	1,6	6,8	4,99	4,20	2,18	11,1	11,91	272	0,04	1,5
6,0	10	5,5	580	120	3,66	2,16	6,42	1,35	1,60	236	1,43	1,42
3	7,2	6,1	22	47	3,53	1,18	8,49	1,50	1,67	282	0,75	3,3
3	7,2	6,3	20	38	3,52	2,29	8,56	1,40	1,87	296	0,73	1,54
6,0	4,4	6,5	44	90	4,26	0,95	8,65	1,70	2,11	238	2	1,78
8,5	12	4,4	28	29	3,86	1,95	6,94	2,02	1,07	241	0,61	1,82
6,7	13	3,3	37	70	3,53	0,98	7,03	0,95	0,75	190	0,39	1,42
4,7	9,0	4,7	40	81	4,15	1,40	8,20	1,56	0,95	218	1,34	0,75
3	12	4,8	38	85	4,22	1,31	7,09	1,36	0,89	212	0,15	0,52
3,5	10	3,7	45	84	3,87	1,09	6,24	0,70	0,27	292	0,28	0,80
7	8	4,3	34	38	3,31	1,61	7,92	1,46	1,13	217	0,39	1,65
7,4	5,5	3,5	18	32	3,53	2,60	8,09	1,96	0,74	222	0,23	2,22
3,0	7,4	4,1	21	56	4,57	4,08	9,12	1,76	0,84	302	0,12	0,63
2,8	10	4,4	27	71	3,48	0,94	6,80	1,06	0,84	171	0,16	0,66
6,0	20	6,2	37	85	4,00	0,63	7,32	3,02	5	457	0,18	0,59
6,8	10	5,5	34	66	4,15	1,33	6,32	2,47	3,36	101	0,34	0,64
2,4	15	4,5	22	69	4,25	0,95	7,0	1,48	0,89	145	0,08	0,66
2,5	11	4,4	30	58	4,79	1,71	5,40	1,08	0,44	194	0,14	0,56
4,6	6,3	3,8	28	60	2,80	1,17	7,20	1,06	2,06	83	0,31	0,55

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
150-4	Кварцевый порфир милонитизированный	2,40	3,54	18	110	120	3,4	8,8	18
149	То же	2,55	4,73	20	180	160	3,6	6,7	23
154-2	Кварцевый порфир	3,60	4,46	13	170	180	4,4	3,8	22
154-5	То же	3,60	4,46	16	140	160	5,7	12	16
154-4	»	3,50	5,08	4,5	150	190	3,9	3,1	15
154	Бластомилонит хлорит- серицитовый	3,00	3,70	53	190	160	4,4	4,3	15
154-3	То же	3,18	4,46	11	140	150	3,7	2,5	18
154-6	»	4,50	1,24	17	44	190	4,6	2,9	14
<i>Ирельский комплекс</i>									
139	Граносиенит	3,50	3,82	21	110	160	10	6,6	38
139-2	Граносиенит милонити- зированный	3,45	4,00	12	110	260	6,6	5,7	20
139-3	Бластомилонит муско- вит-хлоритовый	2,48	0,77	170	67	Не обн.	9,2	4,8	24
<i>Сарминская серия</i>									
135-10	Дацит	3,17	5,89	38	260	54	2,5	3,2	4,3
135-4	Дацит милонитизиро- ванный	2,00	5,00	34	130	220	7,6	3,1	7,8

Примечание. Na_2O , K_2O , $\Sigma\text{Fe} = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, вес.%; остальные — г/т. Na_2O , K_2O , ская; Co, Ni, V, Cr, Sc, Sn, Pb, Zn — в ГЕОХИ СО АН СССР.

Эти породы по мере усиления милонитизации сменяются собственно мионитами — породами со слабополосчатой текстурой, флюидальной структурой, размер зерен основной массы уменьшается. Благодаря присутствию Хл и Сер структура породы ближе к микролепидогранобластовой. Мощность катаклазированных порфиров около 4 м, а собственно бластомилонитов не более 1 м.

В ряде случаев возникают породы сланцеватой текстуры, зеленоватого цвета, с изредка сохраняющимися вкрапленниками кварца, вкрапленники полевых шпатов обычно исчезают. Основная масса серицитизирована и хлоритизирована, имеет микролепидогранобластовую структуру, изредка милонитизация сопровождается карбонатизацией полевых шпатов.

Кроме вышеописанных, встречаются мелкоочковые бластомилониты по кварцевым порфирам и фельзит-порфирам. Порфирокласты представлены Пл и Кпщ, плагиоклазы эпидотизированы, основная масса серицитизирована и биотитизирована.

В правом борту руч. Водопадного на контакте дайки диабазов и кварцевых порфиров находится зона рассланцевания видимой мощностью в несколько метров. Катаклаз диабазов (ассоциация МПир + Пл₅₅ + Руди) сопровождается амфиболлизацией пироксенов, серицитизацией плагиоклазов. По мере усиления катаклаза и приближения к контакту с кварцевыми порфирами Хл→Пир одновременно в большом количестве образуется сфен, Сер→Пл, в породе появляется Кв. На следующей стадии катаклаза порода приобретает неясно выраженную лепидобластовую структуру, сланцеватую текстуру и зеленую окраску, на отдельных участках образуются прожилки Кв. На контакте рассланцованных диабазов и кварцевых порфиров образуются сланцеватые породы зеленого цвета, состоящие из Кв, Сер, Хл, в небольшом количестве отмечается Сф.

ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ТЕКТОНИТОВ

В отличие от вышеописанных примеров в породах акитканской серии зоны БТМ выражены не столь отчетливо, и процессы метасоматического преобразования их проявлены крайне неравномерно. Все это затрудняет

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
10	6,7	3,3	22	19	2,59	1,47	5,94	1,48	0,92	267	0,56	2,59
8,2	7,8	5,1	28	58	4,58	2,91	7,28	1,85	1,13	218	0,36	1,86
6,5	11	5,9	31	53	4,86	1,47	8,06	1,24	0,94	218	0,30	0,86
16	9,5	5,5	39	84	4,69	1,70	8,06	1,24	0,88	264	1	2,11
3,7	6,0	4,7	34	47	3,17	0,76	8,58	1,45	0,79	281	0,25	0,80
6,8	12	5,1	30	75	4,08	1,50	6,70	1,23	1,19	162	0,45	0,98
3,9	5,8	4,8	29	54	3,37	0,96	7,64	1,40	0,93	264	0,22	0,68
3,8	7,5	5,3	27	78	3,54	2,19	5,74	0,28	0,23	234	0,27	0,63
<i>Ирельский комплекс</i>												
10	12	7,2	40	120	7,98	3,48	7,32	1,09	0,69	288	0,26	0,66
7,6	15	6,8	39	99	6,74	1,96	7,45	1,16	0,42	302	0,38	0,86
3	3,6	2,4	3,4	63	8,38	4,62	3,25	0,31	—	95	0,13	0,52
<i>Сарминская серия</i>												
5,1	3,4	12	49	180	4,06	1,43	0,06	1,86	4,81	188	1,19	1,28
5,2	14	9,7	35	190	6,08	0,45	7,00	2,5	0,59	319	0,67	0,41

Li, Rb, Sr, FeO, Fe₂O₃ определены в ИЗК СО АН СССР. Аналитики О. В. Агалакова, Т. В. Бобров-

определение направленности массопереноса петрогенных и редких элементов. Поэтому в данном случае мы фиксируем стиль преобразования исходной породы и определяем тенденцию к выносу или привносу тех или иных компонентов, полагая, что от первого к третьему типу тектонитов их зрелость возрастает. При этом градация типов преобразования пород следует в порядке убывания массопереноса того или иного компонента. Исходные для выводов данные приведены в табл. 41 и 42. Прежде всего рассмотрим типы синтетектонических метасоматитов, которые прослеживаются во всех выделенных нами типах тектонитов. При этом необходимо учесть, что чем выше зрелость тектонита, тем более четко выражена его петрохимическая и геохимическая специфика, в то время как в БТК иногда происходит наложение нескольких этапов преобразования пород и специфические черты процесса выражены не столь однозначно. Кроме того, на изученных нами четырех участках наиболее зрелые БТМ встречены лишь на трех (ручьи Юж. Кедровый, Водопадный и Сев. Кедровый), а БТМ второго типа — на двух (руч. Сев. Кедровый и р. Ледяная). Все это затрудняет их сопоставление, но, учитывая разнообразие аналитических данных и однотипность проявления метасоматических процессов, дать общую оценку этим тектонитам можно.

Проявление Mg-Si метасоматоза с формированием по кварцевым порфирам БТМ Хл + Сер состава установлено в одной из зон на руч. Водопадном (см. табл. 41, пр. 148—9), где на фоне интенсивного поступления в породу Mg и значительно меньшего Si из редких элементов привносятся лишь Sn, Li, U, Th и выносятся почти все остальные определяемые нами элементы, за исключением Co (см. табл. 42). В БТМ второго типа такие метасоматические проявления не установлены, но хорошо проявлены в БТК руч. Водопадного (см. табл. 41, пр. 137—2). Здесь наблюдается значительное увеличение содержаний Mg и Si (последнего в значительно больших количествах, чем в предыдущем случае), когда Mg и Si выступают почти на равных началах. Отмечается рост содержания Li и вынос всех остальных элементов, за исключением V (?) и Zn, когда их количества сопоставимы. Таким образом, для Mg-Si метасоматоза в зрелых тектонитах характерен привнос Li, Sn, U, Th, а в незрелых — лишь одного Li с отчетливо выраженной тенденцией к удалению из Хл-Сер метасоматита всех остальных петрогенных и редких элементов (табл. 43).

Содержание U и Th в эффузивах и тектонитах аkitканской серии, 10⁻⁴%

№ пробы	Порода	U	Th
137	Кварцевый порфир	5,8	22,2
137-1	Кварцевый порфир катаклазированный	1,6	16,2
137-2	То же	1,3	13,5
138	Кварцевый порфир	3,4	14,5
138-1	Кварцевый порфир катаклазированный	3,1	17,7
142-3	Кварцевый порфир	6,1	13,0
140-1	Кварцевый порфир катаклазированный	7,4	25,9
141	То же	4,3	19,7
141-3	»	2,5	15,4
141-1	Кварцевый порфир милонитизированный	4,3	19,7
141-2	То же	8,4	23,6
142-2	»	7,4	27,0
147-1	Кварцевый порфир	2,1	17,1
147	Кварцевый порфир катаклазированный	1,4	14,2
147-2	То же	6,5	24,7
148-4	Кварцевый порфир	6,1	24,3
148-3	Кварцевый порфир катаклазированный	7,2	23,0
151-7	Кварцевый порфир	1,6	15,2
148-9	Сланец хлорит-серицитовый	5,4	20,3
151-3	То же	1,5	20,7
152-1	Фельзит-порфир	4,1	24,6
152-2	Фельзит-порфир милонитизированный	4,4	25,0
153-3	Фельзит-порфир	2,9	21,1
153-5	Фельзит-порфир катаклазированный	6,8	17,6
153-2	То же	2,9	16,0
153-4	»	6,3	20,8
153	Сланец хлорит-серицитовый	1,3	24,4
153-1	То же	1,3	18,2
149-3	Кварцевый порфир	4,4	24,6
149-4	То же	5,9	21,4
150-6	Кварцевый порфир	2,0	19,4
155-2	Кварцевый порфир милонитизированный	7,8	17,8
150-4	То же	2,7	14,8
149	»	4,5	23,4
155	Сланец хлорит-серицитовый	3,8	16,0
155-1	То же	8,8	22,8
156	»	9,8	23,1
150-1	»	5,4	28,2
150-3	»	7,1	18,7
154-2	Кварцевый порфир	5,9	20,6
154-5	То же	7,7	18,4
154-4	»	8,5	17,6
154	Сланец хлорит-серицитовый	9,9	22,9
154-6	То же	5,3	18,5
139	Граносиенит	2,9	16,0
139-2	Бластомилонит биотит-амфиболовый	1,6	15,2
139-3	Бластомилонит мусковит-хлоритовый	5,0	14,1

Примечание. Пробы 139—139-3 — ирельский комплекс. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГО «Иркутскгеология».

Если масштабы привноса Mg и Si значительно меньше (см. табл. 41, пр. 154) и формируются Хл-Сер БТМ, то проявляется все та же направленность метасоматического процесса, но наряду с перечисленными выше элементами возрастает доля Ti, P и Rb. Иными словами, характерными элементами, концентрировавшимися в Хл-Сер милоните (в порядке убывания), являются Li, Sn, U, Th, Ti, P, Rb, Zr. Следовательно, в данном случае мы фиксируем начальные стадии образования специфических редкометаллических метасоматитов, описанных ранее в литературе [Архангельская, Гинзбург, 1975].

В зонах милонитизации во всех остальных случаях устанавливается проявление метасоматических процессов, сопровождаемых выносом SiO₂, но всегда в различных количествах отмечается привнос Mg в сочетании с другими элементами.

Mg-Na-Al метасоматоз с формированием по кварцевым порфирам Хл+Сер БТМ характеризуется ростом концентрации в милоните Li, Ti, Zr и Sc, с проявлением тенденции к уменьшению содержаний K, Ni, V, Cr, Th, Au.

Ca-Fe-Mg-Al-(Na) метасоматоз сопровождается образованием Сер+Хл + Эп тектонитов, в которых накапливаются, кроме перечисленных элементов, Ti, F, Li, Sr, Sc, Pb, U, Mn, т. е. широкая гамма элементов, родственных главным петрогенным и формирующим тип метасоматита. При этом из породы выносятся столь же разнообразные по свойствам элементы (см. табл. 42), когда в подвижное состояние переходят вместе со щелочами Ni, Cr, V, Th и Au. Если вместо Fe в породу поступает Na и в тектонитах образуется ассоциация Би + Сер, то спектр накапливаемых в породе элементов расширяется главным образом за счет увеличения изоморфной емкости Би (см. табл. 42). Парадоксальным является факт образования Би на фоне выноса K, вместе с которым из породы удаляются Si, Cr, Sn, Rb.

В свете сопоставления двух групп синтетектонических метасоматитов, в одной из которых за счет Би резко возрастает количество концентрируемых в породе элементов, более точным будет не суждение о том, что флюид привносит в породу какие-то элементы, а вывод о степени их концентрирования в данной породе.

Ca-Mg-Na метасоматиты характеризуются сужением круга элементов, концентрируемых в породе (см. табл. 42), среди которых необходимо выделить F, Li, Sr, Sc, Co, V, где F и Li образуют группу, свойственную щелочному метасоматозу (связь с Na), а остальные — щелочно-земельному. Соответственно из породы вместе с K и Si выносятся Fe, Rb и Sn.

Таким образом, наиболее характерная черта рассмотренных БТМ с широким проявлением низкотемпературных метасоматических процессов — отсутствие четко выраженной их специализации. В метасоматитах одновременно происходит накопление полярных по свойствам элементов, например Si, Mg, Na, Rb и т. д. То же самое относится и к элементам, которые покидают породу. Как следует из нашего опыта изучения тектонитов, подобная ситуация возникает при высокой массоемкости тектонита в отношении флюида и инверсии флюидного режима, неизбежных при подобном характере взаимодействия в системе раствор — порода [Летников и др., 1985].

В тектонитах второго типа проявлены метасоматические процессы совсем иного рода, идущие с привносом значительных количеств Si, Na, K и реже Fe (см. табл. 41). В тех случаях, когда в породу привносятся Si, K и Na, в ней одновременно накапливаются преимущественно литофильные компоненты, свойственные процессам гранитизации — F, Li, Rb, Th, U. В случае K-Fe-Si или чисто Fe метасоматоза вместе с железом в милоните концентрируются Sn, Zn, Pb, Cr. Отличительной чертой этой группы метасоматитов является вынос оснований, иногда щелочных элементов и широкой гаммы халькофильных и сидерофильных элементов (см. табл. 42).

Перераспределение петрогенных и редких ком

Тип метасоматоза	Состав метасоматитов	Метасоматиты I типа	
		Привнос	Вынос
Mg-Si	Хл + Сер	Li, F, Mg, Si, Zn(?)	Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Na, K, P, Rb, Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, Sn, Pb
Mg-Na-Al	Хл + Сер + Карб	—	—
Ca-Fe-Mg-Al	Сер + Хл + Эп	—	—
Ca-Mg-Na-Al	Би + Сер	—	—
Ca-Mg-Na	Эп + Карб + Сер ± Би	—	—
Si-K	Кв + Сер(?)	—	—
Si	Кв	—	—
Si-Na	Кв	—	—
K-Fe-Si	Кв + Пи	—	—
Fe	Пи(?)	—	—
Na-Mg-Al-Fe-Ca	Эп + Хл	Na, Mg, Al, Fe, Ca, Ti, Mn, Pb, Zn, Au	Si, K, V, Rb
Fe-Si-Ca-Mg	Эп + Хл	Fe, Si, Ca, Mg, Mn, V, Cr, Zn	Al, K, Rb, Sr, U
Al-Mg-Fe-K	Сер ± Хл	Al, Mg, Fe, K, F, Ni, Cr, Sr	Si, Na, V, Zn, Rb, Li, Th

В метасоматитах первого типа, где в значительно меньшей мере (чем в третьем типе) проявлены процессы хлоритизации, эпидотизации и серицитизации, широко отмечаются явления привноса и выноса петрогенных и рудных компонентов.

Когда в тектоните накапливаются Na, Mg, Al, Fe и Ca, вместе с ними растут содержания Ti, Mn, Pb, Zn и Au (табл. 44) и снижаются Si, K, V, Rb. Здесь отчетливо превалируют черты щелочно-земельного метасоматоза с развитием процессов десиликации породы. Если вместе с Fe и щелочно-земельными элементами привносится Si, то из породы выносятся Al, Sr и U, а накапливаются Mn, V, Cr, Zn.

показателей в тектонитах по кислым эффузивам

Метасоматиты II типа		Метасоматиты III типа	
Привнос	Вынос	Привнос	Вынос
—	—	Li, Sn, U, Th, Ti, P, Rb, Mg, Si	Al, Fe, Mn, Ca, Na, K, Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc, Pb
—	—	Mg, Na, Al, Ti, F, Li, Zn, Sc	K, Ni, V, Cr, Th, Au
—	—	Mg, Ca, F, Ti, Li, Sr, Sc, Pb, U, Mn	Si, Na, K, Ni, Cr, V, Rb, Th, Au
—	—	Ti, Ca, Mg, Na, Al, F, Li, Sr, Sc, Co, V, Mn	Si, K, Cr, Sn, Rb
—	—	Mg, Ca, F, Na, Li, Sr, Sc, Co, V	Si, Fe, K, Rb, Sn
Si, K, Mn, F, Li, Rb, Th	Ti, Al, Fe, Ca, Na, Ni, V, Sc, Zn, Pb, Sr	—	—
Si, F, Cr	Al, Fe, Mg, Na, K, Co, Sr, V, Zn, Rb, Au, Th	—	—
Si, Na, F, Rb, U, Ti	Al, Fe, K, Au, Co, Ni, V, Th	—	—
K, Fe, Ti, Si, F, Li, Rb, Sc, Zn, Th	Al, Ca, Na, Ni, V, Cr, Sc	—	—
Fe, F, Zn, Sn, Pb, Cr	Mg, Ca, Na, Co, Sr, Au	—	—
—	—	—	—
—	—	—	—
—	—	—	—

Проявление собственно алюмометасоматоза с ростом в тектоните содержания Mg, Fe и K приводит к увеличению, наряду со F, концентраций Ni, Cr, Sc, т. е. типичных сидерофилов. Снижение в тектоните содержания гранитофильных элементов (Si, Na, Rb, Li, Th) подтверждает преобладание щелочно-земельной тенденции метасоматоза, но обеднение вновь формируемой породы V и Zn указывает на то, что на стадии инверсии процесса переход от щелочно-земельной к собственно калиевой тенденции (замена Xл на Сер) сопровождается выносом V и Zn.

Если сопоставить между собой все три группы синтетектонических метасоматитов, то видно, что чем выше их зрелость, тем интенсивнее массоперенос и шире спектр привносимых и удаляемых из породы микроком-

Содержание Au в эффузивах и тектонитах акитканской серии, мг/т

№ анализа	№ пробы	Порода	Au
1	137	Кварцевый порфир	0,2
2	137-2	Кварцевый порфир катаклази- рованный	0,2
3	138	Кварцевый порфир	1,7
4	148-4	То же	0,2
5	151-7	»	0,2
6	147	Кварцевый порфир катаклази- рованный	1,9
7	148-9	Сланец хлорит-серицитовый	0,2
8	149-4	Кварцевый порфир	2,9
9	150-6	То же	2,7
10	149	Кварцевый порфир мплонитизи- рованный	0,7
11	150-4	То же	2,2
12	155-2	»	1,7
13	156	Сланец хлорит-серицитовый	3,2
14	150-3	То же	0,2
15	150-1	»	0,2
16	155	»	0,4
17	155-1	»	0,2
18	154-2	Кварцевый порфир	4,8
19	154	Сланец хлорит-серицитовый	0,2
20	153-3	Фельзит-порфир	0,2
21	153-1	Биотит-серицитовый сланец	0,3
22	153	То же	0,2
23	142-3	Кварцевый порфир	0,2
24	141	Кварцевый порфир катаклази- рованный	0,2
25	141-2	Кварцевый порфир мплонити- зированный	0,2

Примечание. Анализы выполнены химико-спектральным методом. Аналитики Р. М. Клячина, Т. П. Вольнец. Анализы 1—7 — руч. Водопадный; 8—19 — руч. Сев. Кедровый; 20—22 — руч. Юж. Кедровый; 23—25 — р. Ледяная.

понентов. При кремниевом метасоматозе степень извлечения компонентов выше, чем при щелочно-земельном. В большинстве проб кварцевых порфиров содержание Au составляет 0,2—4,8 мг/т. В БТМ второго типа происходит некоторое снижение его концентрации (0,2—2,2 мг/т), резко она падает в милонитах Хл-Сер состава (до 0,2 мг/т). Катаклазированные кварцевые порфиры характеризуются вариациями в содержании Au 0,2—1,9 мг/т (табл. 45).

По высокой степени извлечения петрогенных и рудных элементов из кислых эффузивов можно сделать вывод о значительной агрессивности флюида зон тектонитов, его высоком окислительном потенциале, что и подтверждается при проведении флюидных анализов.

ФЛЮИДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ В ТЕКТОНИТАХ

Результаты флюидного анализа кислых эффузивов и тектонитов приведены в табл. 46.

Бластокатаклазиты (тектониты I типа) характеризуются резким (в 2—5 раз, иногда на порядок) возрастанием содержания H_2O по сравнению с кварцевыми порфирами, причем одновременно усиливается степень метасоматической переработки породы. Во внутренних зонах метасоматических колонок (кварц-серицитовые метасоматиты) количество H_2O увеличивается до 23—28,5 мл/г. Одновременно растет содержание водорода (от 0,4 до 1,3 мл/г) и метана (от 0,006 до 0,01 мл/г), в то время как CO и CO_2 не меняется. Отношение H/C резко повышается, что свидетельствует о вод-

Флюидная характеристика эффузивов и тектозитов акитканской серии, мл/г

№ пробы	Порода	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	$\frac{H_2}{H_2O}$	$\frac{CO}{CO_2}$	Σгаз	Σгаз+H ₂ O	$\frac{H}{C}$	$\frac{\Sigma_{газ}}{\Sigma_{газ+H_2O}}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
137	Кварцевый порфир	8,63	0,12	0,07	0,006	0,39	0,045	0,583	0,586	9,216	94	0,064
137-1	Кварцевый порфир катакла- зированный	13,2	0,02	0,04	Сл.	0,89	0,067	2	0,95	14,15	503	0,067
137-2	То же	23,2	0,11	0,08	0,01	1,34	0,058	0,727	1,54	27,74	249	0,062
137-3	»	28,4	0,09	0,07	0,01	0,99	0,035	0,778	1,16	29,56	350	0,039
138	Кварцевый порфир	2,83	0,07	0,07	0,006	0,24	0,085	1	0,386	3,216	43	0,120
142-3	Кварцевый порфир	4,00	1,50	0,02	—	0,21	0,053	0,013	1,73	5,73	5,5	0,302
140-1	Кварцевый порфир катакла- зированный	18,9	0,09	0,08	Сл.	0,59	0,031	0,889	0,76	19,66	232	0,039
141	То же	16,7	0,11	0,06	—	0,42	0,025	0,545	0,59	17,29	204	0,034
141-3	»	7,10	0,06	0,03	—	0,42	0,059	0,500	0,51	7,61	172	0,067
141-2	Кварцевый порфир милош- тизированный	5,26	0,17	0,05	0,006	0,30	0,057	0,294	0,526	5,786	50	0,091
142-2	То же	7,20	0,10	0,02	—	0,52	0,072	0,2	0,64	7,84	132	0,082
141-1	Бластомилонит хлорит-сери- цитовый	6,55	1,73	0,04	0,006	Сл.	—	0,023	1,776	8,326	7,5	0,213
147-1	Кварцевый порфир	11,4	0,11	0,05	0,006	0,99	0,087	0,455	1,156	12,56	152	0,092
147	Кварцевый порфир катакла- зированный	16,0	0,16	0,15	0,02	0,74	0,046	0,938	1,07	17,07	103	0,063
147-2	То же	15,3	0,09	0,04	Сл.	0,94	0,061	0,444	1,07	16,37	690	0,065
148-4	Кварцевый порфир	4,66	0,05	0,04	Сл.	0,09	0,019	0,8	0,18	4,84	107	0,037
148-3	Кварцевый порфир катакла- зированный	14,0	0,07	0,04	—	0,44	0,031	0,571	0,55	14,55	268	0,038
151-7	Кварцевый порфир	3,22	0,10	0,26	—	Сл.	—	2,6	0,36	3,58	18	0,101
148-9	Сланец хлорит-серицитовый	28,6	0,09	0,05	0,006	0,69	0,024	0,556	0,836	29,436	408	0,028
151-3	То же	56,7	0,09	0,09	0,02	1,89	0,033	1	2,09	58,79	594	0,036

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
151-4 148-7	Кварц Кварцевый порфир катакла- зированный	1,20	0,03	0,01	—	0,05	0,042	0,333	0,09	1,29	66	0,070
152-1 152	Фельзит-порфир Бластомилонит биотит-сери- цитовый	7,44 0,18	0,77 0,18	0,53 0,07	Сл. —	Сл. 0,10	— 0,556	0,688 0,389	1,30 0,35	8,74 0,53	12 2	0,149 0,660
		4,56	0,18	0,04	0,01	0,64	0,140	0,222	0,77	5,43	46	0,142
153-3 153-5	Фельзит-порфир Фельзит-порфир катаклази- рованный	5,05	0,09	0,04	Сл.	Сл.	—	0,444	0,13	5,18	79	0,025
153-2 153-4	То же Бластомилонит биотит-сери- цитовый	4,26 21,8	1,10 0,09	0,21 0,07	0,02 —	0,94 0,33	0,221 0,015	0,191 0,778	2,27 0,49	6,53 22,29	8 278	0,348 0,022
153 153-1	То же »	5,75 12,8 7,14	0,09 2,40 1,92	0,03 0,08 0,21	Сл. 0,006 0,02	Сл. 0,57 0,44	— 0,045 0,062	0,333 0,033 0,109	0,12 3,056 2,59	5,87 15,856 9,73	97 11 7	0,020 0,193 0,266
149-3 149-4 150-6	Кварцевый порфир То же »	5,00 4,36 11,8	0,20 0,10 0,05	0,79 0,08 0,02	0,01 0,01 —	0,45 1,14 0,78	0,09 0,261 0,066	3,95 0,8 0,4	1,45 1,33 0,85	6,45 5,69 12,65	11 59 365	0,225 0,234 0,067
155 155-1 156 150-1 150-3 155-2	Сланец хлорит-серицитовый То же » » » Кварцевый порфир милли- тизированный	10,0 23,6 2,00 17,4 20,6	0,56 0,016 0,17 0,08 0,18	0,04 0,12 0,29 0,03 0,10	— — — — 0,01	2,60 0,21 0,26 0,42 0,49	0,26 0,009 0,13 0,024 0,024	0,071 7,5 1,706 0,375 0,556	3,2 0,346 0,72 0,53 0,78	13,2 23,946 2,72 17,93 21,38	42 354 10 331 147	0,242 0,014 0,265 0,030 0,036
150-4 149	То же »	5,46 6,15 10,6	0,07 0,34 0,22	Сл. 0,26 0,05	Сл. — —	Сл. — 0,09	— — 0,008	— 0,765 0,227	0,07 0,6 0,36	5,53 6,75 10,96	157 21 84	0,013 0,089 0,033
154-2 154-5 154-4 154	Кварцевый порфир То же » Бластомилонит хлорит-сери- цитовый	9,20 9,52 3,30	0,04 1,01 2,40	0,06 0,04 0,03	— — —	0,83 0,14 —	0,090 0,015 —	1,5 0,040 0,013	0,93 1,19 2,43	10,13 10,71 5,73	208 19 3	0,092 0,111 0,424
154-3 154-6	То же »	19,0 8,40 9,92	0,14 0,051 0,05	0,09 0,02 0,04	0,02 — Сл.	0,74 0,104 0,74	0,039 0,012 0,075	0,643 0,392 0,8	0,99 0,175 0,83	19,99 8,575 10,75	160 253 245	0,050 0,020 0,077

но-водородном характере флюида, действующего на породу. Отношение CO/CO_2 значительно возрастает во внешней зоне и несколько понижается во внутренней. Магнезиально-железисто-кремниевый и магнезиальный метасоматоз протекал также в условиях окислительного флюидного режима. Во всех этих пробах возрастает содержание H_2O и H_2 , тогда как количество CO и CO_2 фактически не меняется, увеличивается и отношение H/C при снижении доли газа во флюиде. Для всех проб характерны эпидотизация, хлоритизация, серицитизация, при этом отношение $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ либо не меняется, либо несколько уменьшается. Судя по анализам, формирование хлоритовых, хлорит-серицитовых blastokataklazитов происходит в условиях водно-водородного флюида.

Бластомилониты второго типа формировались под воздействием флюида, мало отличавшегося по составу от флюида исходных пород. Содержание H_2O в нем увеличивается незначительно, доля CO и CO_2 практически не меняется, в то же время количество H_2 либо не меняется, либо уменьшается, что сопровождается некоторым снижением $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$.

В бластомилонитах третьего типа (хлорит-и биотит-серицитовых) состав флюида, так же как и в blastokataklazитах, характеризуется резким увеличением H_2O при некотором росте или уменьшении количества H_2 , доля CO_2 и CO иногда возрастает. Бластомилониты формируются при повышении P_{O_2} (преимущественное уменьшение отношения $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$) и в ряде случаев при возрастании во флюиде H_2O и росте отношения H/C . Кварцевые жилы, образующиеся в процессе кислотного выщелачивания, характеризуются, как и хлорит-серицитовые сланцы, среди которых они находятся, окисленными флюидами.

Таким образом, в бластомилонитах устанавливаются три разных флюидных режима: первому свойствен относительно «сухой» флюид, по составу близкий к составу флюида исходных пород, но характеризующийся ростом концентрации фтора; во втором наблюдается увеличение содержания H_2O и иногда H_2 при росте отношения H/C . Этот флюидный режим характерен для магнезиального, магнезиально-кремниевое метасоматоза с типоморфными элементами Li , Zn , Sc , Rb , Sn . При магнезиально-кальциевом метасоматозе, сопровождающемся привнесом таких элементов, как Li , Sr , Sc , Co , V , прослеживается тенденция к росту во флюиде доли окислов углерода, уменьшению отношения H/C и появлению карбоната. В целом же для тектонитов по кислым эффузивам характерен целый ряд типичных особенностей.

1. Различная степень окисления H_2 и CO (см. табл. 46), когда, судя по отношениям $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ и CO/CO_2 , различаемых иногда на 1—2 порядка, это флюидные системы, где $\text{H}_2\text{O} \gg \text{H}_2$, но примерно сопоставимы количества CO и CO_2 .

2. Преимущественно водные (водно-водородные) системы с резко подчиненной ролью CO_2 , CO , CH_4 , что выражается в очень высоких значениях H/C .

3. Высокая степень окисленности флюида и его преимущественно водный состав — благоприятный фактор массопереноса компонентов породы и формирования зрелых синтетектонических метасоматитов.

4. В результате широкого проявления в породе гидратсодержащих фаз (Хл, Сер, Эп) на завершающих стадиях процесса в верхних частях тектонических зон или в тупиковых оперяющих структурах можно ожидать инверсии флюидного режима с окислительного на восстановительный и формирования сульфидного, золотого и серебряного оруденения.

ТЕКТОНИТЫ В ПОРОДАХ ТАТАРНИКОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Татарниковский комплекс гранитоидов, расположенный в Северо-Западном Прибайкалье, приурочен к системе глубинных разломов. Детально геология и петрология массива были изучены Н. А. Срывцевым

Химический состав исходных пород и тектонитов татарниковского комплекса, вес. %

Компонент	157	157-2	158	158-1	159-1
SiO ₂	64,74	63,29	61,14	63,04	64,20
TiO ₂	1,01	0,76	1,07	0,88	0,39
Al ₂ O ₃	14,05	15,80	15,55	15,25	17,35
Fe ₂ O ₃	1,18	2,44	2,54	3,09	0,80
FeO	5,65	4,63	5,32	4,48	2,47
MnO	0,14	0,11	0,19	0,14	0,05
MgO	0,81	1,64	0,69	1,08	5,55
CaO	2,86	2,83	3,03	4,75	0,12
Na ₂ O	3,12	2,05	3,75	3,85	0,23
K ₂ O	4,90	3,64	5,45	2,00	4,42
P ₂ O ₅	0,27	0,16	0,39	0,22	0,03
H ₂ O ⁻	0,09	0,13	0,07	0,13	0,05
H ₂ O ⁺	0,73	2,13	0,73	1,28	4,02
F	0,14	0,15	0,14	0,12	0,12
CO ₂	0,33	0,17	0,11	0,26	0,44
-O ₂	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05
Σ	99,96	99,87	100,11	100,52	100,19

Примечание. 157 — адамеллит; 157-2 — биотит-мусковитовый blastsмилонит; 158 — кварцевый монзонит; 158-1 — биотит-мусковитовый blastsмилонит; 159-1 — хлорит-мусковитовый blastsмилонит. Аналитик Г. В. Бондарева, ИЗК СО АН СССР.

[1974]. Возраст татарниковского комплекса по данным Rb-Sr и K-Ar методов оценивается им как раннепротерозойский.

Выделяются два этапа в становлении пород татарниковского комплекса: ранний — образование кварцевых монцо- и гранодиоритов Рельского и кварцевых монзонитов и адамеллитов Татарниковского массивов, и поздний — внедрение даек диабазов и аплитов.

В верховьях р. Татарниково Русло были опробованы тектониты в

Геохимическая характеристика пород

№ пробы	Порода	Na ₂ O	K ₂ O	Li	Rb	Sr	Co	Ni	V
157	Адамеллит	3,20	4,80	36	250	110	12	3,7	26
157-8	То же	3,60	4,80	49	260	160	9,3	3,0	19
157-1	Адамеллит катаклазированный	3,26	4,80	62	240	130	7,1	1,6	12
157-2	Бластмилонит биотит-мусковитовый	2,51	3,80	33	160	260	19	30	87
157-5	Милонит	5,40	4,60	35	210	150	7,9	4,0	15
158	Монзонит	3,90	5,48	24	180	130	7,0	3,0	7,4
158-2	То же	3,90	5,26	16	130	130	7,5	3,2	8,2
158-3	»	3,90	5,20	28	220	100	5,0	2,8	8,4
158-1	Бластмилонит мусковит-биотитовый	4,46	2,30	23	95	270	16	5,2	32
159-1	Сланец хлорит-мусковитовый	0,56	4,46	31	270	He опр.	5,6	16	20
159	Кварц-альбит-кальшпатовая порода	4,10	1,70	19	130	390	6,8	6,5	16

Примечание. Na₂O, K₂O, ΣFe = FeO + Fe₂O₃, вес.%, U, Th — %10⁻⁴; остальные — ва, т. В. Бобровская; Co, Ni, V, Cr, Sc, Sn, Pb, Zn в ГЕОХИ СО АН СССР, U, Th — в ЦХЛ ИГО

адамеллитах и кварцевых монцонитах. Кварцевые монцониты представляют собой серые средне-крупнозернистые массивные породы, сложенные Кпш (~80%), Пл, в небольшом количестве Кв, МПир, Амф и Би. Среди аксессуаров в значительном количестве встречаются апатит и циркон. Пироксены и рудные минералы обрастают каймами Би и Амф, плагиоклазы слабо ссюртитизированы. Адамеллиты представляют собой мелко-среднезернистые серые массивные породы порфирированной структуры. Порфирированные вкрапленники сложены плагиоклазом (№ 30), слабо ссюртитизированным, сменяющимся по краям антипертитом и калиевым полевым шпатом. Темноцветы представлены Амф, Би, редко амфиболитизированным Пир, в большом количестве присутствует аксессуарный Ап. Рудные минералы обрастают по краям сфеном.

В монцонитах и адамеллитах довольно часто зоны милонитизации мощностью от нескольких десятков сантиметров до десятка метров. При этом совместно с гранитоидами подвергаются катаклазу и милонитизации дайки аплитов, пегматитов и кварцевые жилы. При катаклазе кварцевых монцонитов и адамеллитов прежде всего наблюдается Амф → Пир (появление сине-зеленого амфибола), затем образование линейной текстуры, первоначально очковой («очки» представлены порфирокластами Кпш и реже Пл). При усилении милонитизации образуются тонко-мелкозернистые тонкополосчатые, иногда пльчатые милониты с редкими реликтами полевых шпатов и темно-серой до черной основной массой. Структура породы приобретает черты лепидогранобластовой. В породе возрастает содержание Би, Сф и Эп.

В бластомилонитах широко развиты процессы метасоматоза, что проявляется в полном исчезновении Амф, замещении его Би, затем Му → Би. В лейкократовой части породы наблюдается перекристаллизация кварца. В некоторых случаях мусковитизация сопровождается образованием метасоматических прожилков карбоната. Интенсивная метасоматическая проработка свидетельствует о том, что бластомилониты являлись зонами повышенной проницаемости.

Однако встречаются милониты с иным типом преобразования. Это очень прочные тонкозернистые породы черного цвета мелкоочковой текстуры (ультрамилониты). «Очки» в них представлены округлыми зернами Кпш и Ро, иногда Пл. В основной массе интенсивно проявлена амфиболитизация.

Третьим типом бластомилонитов по породам татарниковского комплекса являются хлорит-мусковитовые сланцы. Формирование их начинается с образования гнейсовидных очковых бластокатаклизитов. При

Таблица 48

татарниковского комплекса

Cr	Sc	Sn	Pb	Zn	U	Th	ΣFe	FeO	K ₂ O	Rb	Cr	Ni
								Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	Sr	V	Co
8,7	16	13	46	120	8,3	34,6	7,21	2,08	1,5	2,27	0,34	0,31
3	11	13	52	160	9,6	35,8	7,50	2,47	1,33	1,63	0,16	0,32
8,4	10	9,2	41	110	10,7	32,7	7,07	2,70	1,47	1,85	0,7	0,23
37	27	8,6	31	110	5,8	25,7	7,12	1,75	1,51	0,62	0,43	1,58
5,9	13	46	59	160	9,9	44,4	7,45	2,51	0,85	1,40	0,39	0,51
3	23	7,7	36	160	6,6	14,5	8,06	3,01	1,41	1,38	0,41	0,43
3	22	6,8	30	150	8,3	15,1	8,85	2,85	1,35	1	0,37	0,43
3	12	12	47	140	9,0	25,1	7,22	2,80	1,33	2,2	0,36	0,56
3	12	10	51	140	8,2	22,9	7,57	1,26	0,52	0,35	0,09	0,33
3	6,9	23	6,3	40	6,4	57,7	3,42	1,92	7,96	—	0,15	2,86
3	4,6	12	8,9	35	21,3	57,9	2,74	3,89	0,41	0,33	0,19	0,96

г/т. Na₂O, K₂O, FeO, Fe₂O₃, Li, Rb, Sr определены в ИЗК СО АН СССР. Аналитики О. В. Агалако-«Иркутскгеология».

этом темноцветы замещаются амфиболом актинолитового ряда, эпидотом и сфеном, полевые шпаты серицитизированы. При усилении степени метасоматической проработки образуются Аб-Кв-Хл-Му сланцы. В ряде случаев кислотное выщелачивание приводит к образованию Кв-Аб-Кпш тонкополосчатых бластомилонитов с очень небольшим содержанием Хл.

В табл. 47 приведены силикатные анализы исходных пород и тектонитов по ним. Основная черта метасоматического процесса в тектонитах — привнос Mg. Если рассматривать ряд милонитов от Би + Му к Хл + Му как эволюционный, то отмечаются следующие особенности. На ранних, высокотемпературных стадиях процесс протекает со снижением содержаний Si, Na, K, что присуще щелочно-земельному метасоматозу. Как указывалось выше, Mg постоянно привносится в тектониты, а в случае, когда по кварцевым монзонитам образуется Би-Му БТМ, в них растет и концентрация Са при одновременном увеличении степени окисления Fe в минералах. Переход к Хл-Му БТМ знаменуется повышением степени накопления в тектонитах Si, Al, Mg (в 8 раз) и выносом Ti, Fe, Ca, Na, K, P. Иными словами, развитие Si-Al-Mg метасоматоза приводит к переводу в подвижное состояние щелочей, Fe и Са. В результате сопоставления этих двух разновидностей метасоматоза очевидна инверсия флюидного режима, когда Mg-Са метасоматоз ранних стадий сменяется Si-Al-Mg на поздних. Отсюда можно сделать вывод о том, что на фоне постоянного привноса Mg в тектоническую зону наблюдаются инверсионные явления за счет увеличения во флюидах активности компонентов, извлекаемых из породы, а затем входящих в состав минералов тектонита.

Ранние этапы катаклаза адамеллитов протекают практически без изменения химического состава породы (табл. 48) с проявлением тенденции к снижению содержаний Co, Ni, V, Sc, Sn, Pb, Zn и увеличению Li и U при постоянстве Na и K. Образование Би-Му БТМ по адамеллитам сопровождается выносом Na, K, Li, Rb, Sn, Pb, U и Th и накоплением столь характерных для щелочно-земельного метасоматоза Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc при снижении отношения FeO/Fe_2O_3 от 2,08 в адамеллитах до 1,75 в БТМ. Характерно резкое снижение отношения Rb/Sr и увеличение Ni/Co.

Инверсия флюидной системы и переход ее от щелочно-земельной к собственно щелочной знаменует этап формирования бластомилонитов, в которых по отношению к Би-Му БТМ возрастает количество Na (более чем в 2 раза), K, Rb, Sn (в 5 раз), Pb, Zn, U, Th и снижается Sr, Co, Ni, V, Cr, Sc с возрастанием степени восстановленности Fe в породе. В соответствии с этим растут отношения Rb/Sr и падают Ni/Co.

На фоне проявления высокотемпературных метасоматических процессов проявляются две тенденции: Ca-Mg(\pm Na) с формированием Би-Му БТМ и кремне-щелочная, характеризуемая Кв-Аб-Кпш метасоматитами (см. табл. 48). В первом случае во вновь образуемой породе накапливаются Na, Sr, Co, Ni, V, т. е. типоморфные элементы щелочно-земельного метасоматоза, и выносятся Rb при примерно равных содержаниях для остальных элементов в обеих группах сравниваемых пород. Кв-Аб-Кпш метасоматиты имеют характерные черты, свойственные описанным выше, и некоторые отличия. Прежде всего в них по отношению к исходному адамеллиту возрастает содержание Na, Sr (более, чем в 3 раза), Ni, V, U, Th и снижается K (в 3 раза), Li, Rb, Sc, Pb (в 4—5 раз), Zn (в 4 раза). Такое снижение в одном геохимическом цикле содержания элементов, различных по своим физико-химическим свойствам, может быть объяснено или сложностью состава исходного флюида, или же тем, что эти метасоматиты образовались на стадии инверсии.

Переход от натриевой к калиевой ветви процесса знаменуется образованием Хл-Му БТМ (см. табл. 48), где по отношению к исходному адамеллиту проявляется процесс выноса Na (в 6 раз), Sc, Pb, Zn, U и привноса Li, Rb, Ni, V, Sn, Th. Накопление в составе БТМ компонентов, отличающихся по своим физико-химическим характеристикам, опять же объясняется нечетко выраженной направленностью процесса, когда в БТМ

Результаты хроматографического анализа пород татарниковского комплекса, мл/г

№ пробы	Порода	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	$\frac{H_2}{H_2O}$	$\frac{CO}{CO_2}$	$\Sigma_{\text{газ}}$	$\Sigma_{\text{газ}+H_2O}$	$\frac{H}{C}$	$\frac{\Sigma_{\text{газ}}}{\Sigma_{\text{газ}+H_2O}}$
157	Адамеллит	3,60	0,17	0,21	0,01	1,70	0,472	1,750	2,04	5,64	31,5	0,362
157-8	То же	2,58	0,06	0,04	0,006	1,79	0,694	0,667	1,896	4,476	87	0,424
157-1	Адамеллит катаклазированный	2,10	0,10	0,12	—	0,80	0,381	1,2	1,02	3,12	26,5	0,327
157-2	Бластомилонит биотит-мусковитовый	10,8	0,16	0,11	0,01	2,10	0,194	0,688	2,38	13,18	93	0,181
157-5	Милонит	4,0	0,065	0,09	0,01	1,30	0,325	1,385	1,465	5,465	66	0,268
158	Кварцевый монзонит	9,9	0,08	0,04	Сл.	1,14	0,115	0,5	1,26	11,16	189	0,113
158-2	То же	7,84	0,07	0,05	—	1,19	0,152	0,714	1,31	9,15	152	0,143
158-3	»	6,25	0,13	—	—	0,69	0,110	—	0,82	7,07	109	0,116
158-1	Бластомилонит-биотит-мусковитовый	7,1	0,12	0,03	—	2,1	0,296	0,25	2,25	9,35	124	0,241
159-1	Сланец хлорит-мусковитовый	38,9	0,65	0,04	—	0,88	0,023	0,062	1,57	40,47	116	0,039
159	Кварц-альбиткальцишатовая порода	20,1	0,07	—	—	0,78	0,039	—	0,85	20,95	601	0,041
157-4	Кварц	0,06	0,08	—	—	—	—	—	0,08	0,14	1,5	0,571
157-3	Кварц милонитизированный	0,32	0,04	0,04	—	0,05	0,156	1	0,13	0,45	9,5	0,289
159-2	То же	0,18	0,04	0,04	—	0,05	0,278	1	0,13	0,31	6	0,419

Примечание. Аналитики Н. В. Забова, Л. В. Баранова, ИЗК СО АН СССР.

образуются одновременно Хл и Му, концентрирующие различные по свойствам элементы.

В табл. 49 приведены результаты хроматографического анализа пород и тектонитов татарниковского комплекса. Прежде всего необходимо отметить отличие по флюидной составляющей адамеллитов и кварцевых монцонитов. Для адамеллитов характерна «сухость» флюидов — меньшие содержания H_2O и высокие отношения H_2/H_2O (в пределах 0,47—0,69), в то время как в кварцевых монцонитах количество H_2O в 2—4 раза выше, а отношение H_2/H_2O не превышает 0,15. Это обстоятельство проявляется и в значениях отношений Н/С, которые резко возрастают в монцонитах (табл. 49). Судя по анализам, в адамеллитах флюид существенно водно-газовый, а в монцонитах водный. Для данной группы пород характерна некоторая преимущество флюидного состава БТМ по отношению к исходной породе, особенно для ранних высокотемпературных фаций (Би + Му).

По мере снижения T и перехода к Хл-Му ассоциациям привнос H_2O становится все существенней и флюидная система все более удаляется от исходной, близкой к флюидной системе материнской породы.

Ранние этапы метасоматоза характеризовались достаточно высоким уровнем восстановленности флюида, который значительно снижается по мере перехода к Хл + Му и Кв + Алб + Кпш разностям.

Одна из характерных черт этой флюидной выборки для пород татарниковского комплекса — малое количество углеродсодержащих газов (CO_2 , CO , CH_4), т. е. типичная водно-водородная ветвь эволюции эндогенных флюидных систем. Хотя данные по гранитоидам и тектонитам татарниковского комплекса и немногочисленны, они представляют определенный интерес для понимания общей схемы развития процесса формирования тектонитов на различных термодинамических уровнях литосферы.

Глава VII

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

С целью определения влияния различных факторов на развитие метасоматических процессов в тектонитах нами было проведено физико-химическое моделирование на ЭВМ сложных мультисистем, адекватных изучаемым нами породам, по программе «Селектор» [Карпов, 1981]. Мощности и широкие возможности этой универсальной программы были апробированы нами ранее многократно и отражены в наших более ранних публикациях [Летников и др., 1981, 1985; Флюидный режим..., 1980 а, б]. Не останавливаясь на методических аспектах используемого метода, ибо они изучались ранее более детально и на хорошей теоретической основе [Карпов и др., 1976; Карпов, 1981].

МОДЕЛЬ ГРАНИТОГНЕЙС + ФЛЮИД

За основу химического состава породы был взят анализ реального гранитогнейса из шарыжалгайского комплекса (пр. 55—16), по которому образовывались тектониты (см. табл. 50). При расчетах для упрощения модели из анализа было вычтено содержание MgO , скорректировано CaO и добавлена концентрация CO_2 до содержания, определенного методами газовой хроматографии, затем этот состав заново был приведен к 100%.

В модельном расчете использовался общий состав гранитогнейса в молях (см. табл. 50).

В исходную матрицу входили Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, S, Cl, H, O, которые образовывали 45 соединений водного флюида, соответствующих основным формам состояния сложного раствора и важнейшим формам переноса петрогенных компонентов, а также Кв, Сан, Пл, РПир, МПир, Гр, Би, Му, Амф, Мг, Гем, Эп, Карб, Хл, Хлд, Сап, Корд, Анд, Сф, Рут с учетом миналов, входящих в состав этих минералов. Термодинамические константы веществ взяты из работ [Дорогокупец, Карпов, 1984; Карпов и др., 1976; Найгебауэр, Казьмин, 1982].

Гранитогнейсовая модель при $T = 400\text{--}900^\circ\text{C}$ и $P = 1\text{--}7$ кбар рассмотрена на базе исходных данных, приведенных в табл. 50; обобщенная PT -диаграмма, основанная на частных выдачах по отдельным PT -сечениям системы, приведена на рис. 44. Как видно из полученных результатов, границы полей различных парагенетических ассоциаций имеют в основном положительный наклон — до $600\text{--}650^\circ\text{C}$, а в области более высоких температур проявляются более сложные зависимости. Двигаясь по линии возрастания T , мы последовательно получаем различные типы пород со своими специфическими парагенезисами (см. рис. 44).

1. Ассоциация Кв + Пл + Би + Му + Карб + Мг + Сф устойчива при $T = 400\text{--}450^\circ\text{C}$ и $P = 2,5\text{--}7$ кбар, по составу отвечает Кв-Пл-Би-Му сланцам с примесью карбоната и аксессуарных Мг и Сф.

2. Повышение T приводит к переходу предыдущей ассоциации в Кв + Кпш + Пл + Би + Му + Мг + Сф + Карб, т. е. за счет уменьшения доли Би и Му в системе одним из ведущих минералов становится Кпш, а Карб переходит в разряд аксессуарных минералов. За счет процесса замещения Кпш → Би повышается доля Мг.

3. Дальнейшее повышение T приводит к полному исчезновению Карб, что хорошо согласуется с данными по изучению тектонитов по породам зеленосланцевой фации.

4. Рост $T > 500^\circ\text{C}$ во всем исследуемом интервале P приводит лишь к некоторому увеличению основности Пл за счет Сф и замещению Рут → Сф, в основном же ассоциация остается без изменений.

5. При температуре выше 575°C и давлении 1 кбар вдоль граничной линии раздела происходит дробление мультисистемы на несколько узких по PT -интервалам полей устойчивости определенных ассоциаций, и в поле 5 исчезает Му и появляется Корд, что отвечает области высоких P и T .

6. Снижение T и особенно P до самых низких значений приводит к образованию ассоциации Кв + Кпш + Пл + Би + Рут + Мг без Му и Корд.

7. Повышение T до 800°C и P до 5 кбар обуславливает появление в существенно Кв + Пл + Кпш системе наряду с биотитом граната и кордиерита.

8. Снижение T и P приводит к исчезновению Корд, когда темноцветы представлены Гр и Би.

9. Наиболее высокотемпературное поле в интервале 800° и более 800°C и при давлении не более 2,5 кбар характеризуется наличием наряду с Кв + Пл + Кпш порообразующих Гр + Гип и аксессуарного Корд, что, в общем, соответствует чарнокиту или Гр-Гип гнейсу гранулитовой фации.

Таким образом, в пределах выявленных в ходе моделирования на ЭВМ полей могут быть размещены главные типы изученных нами маг-

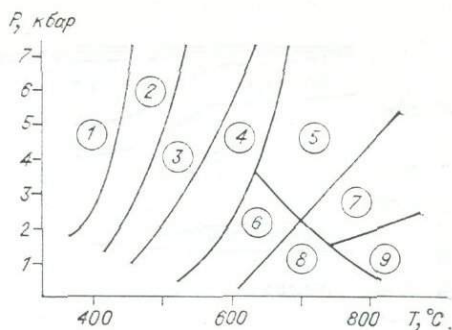


Рис. 44. PT -диаграмма гранитогнейсовой системы.

Пояснение в тексте.

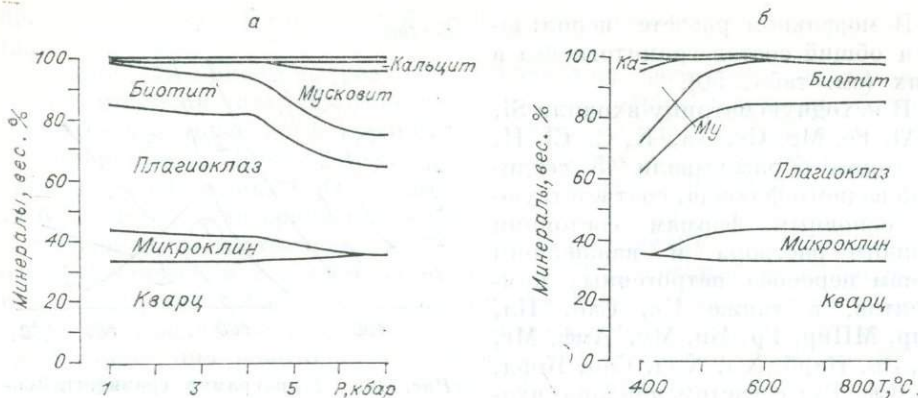


Рис. 45. Изменение состава системы при $T = 500^{\circ}\text{C}$ (а) и $P = 4$ кбар (б).

матических, метаморфических и метасоматических пород гранитоидного состава, и полученные зависимости в общем виде верно отображают эволюцию закрытой алюмосиликатной мультисистемы при росте T и P . Сама постановка задачи, когда мы оперировали неизменным балансом масс, определяла рассмотрение изохимической системы. Полученные данные являются основой для решения методами физико-химического моделирования открытых систем с вполне подвижными компонентами (в понимании Д. С. Коржинского), что отвечает условиям формирования метасоматитов в тектонических зонах.

Для определения характера изменения направленности процесса в зависимости от вариаций T и P рассмотрим два сечения обобщенной диаграммы: изотермическое и изобарическое. При $T = 500^{\circ}\text{C}$ и $P = 1-7$ кбар (рис. 45, а) с ростом P до 4 кбар соотношение главных породообразующих минералов меняется мало, и лишь незначительно возрастает доля Му. Выше 4 кбар в системе появляется Карб, расширяется поле Му, резко идет на убыль Мкр, при 7 кбар это ассоциация Кв + Пл + Би + Му + Карб ± Кш с акцессорными Сф и Мг, которые

появляются на уровне 3 кбар, а при $P < 3$ кбар снижается содержание акцессорных Рут + Мг. Такова эволюция системы в изотермических условиях.

Таблица 50
Химический состав гранитогнейса, вес. %

Компонент	Проба 53-16	Модельный состав		
		1	2	3
SiO ₂	70,00	67,20	70,20	69,90
TiO ₂	0,37	0,35	0,37	—
Al ₂ O ₃	14,30	13,73	14,30	14,27
Fe ₂ O ₃	0,28	0,03	0,03	0,60
FeO	3,30	3,38	3,54	3,00
MgO	1,10	1,05	1,10	1,10
CaO	2,85	2,09	2,25	2,84
Na ₂ O	3,42	3,38	3,53	3,41
K ₂ O	3,18	3,05	3,12	3,17
H ₂ O ⁺	1,20	3,57	1,20	1,20
H ₂ O ⁻	0,12	0,00	0,00	1,20
CO ₂	0,28	2,11	0,28	0,54
Σ	100,40	100,00	100,00	100,00

Примечание. 1 — модельный состав пересчитан на 100% с учетом флюидной фазы; 2 — то же, но без учета флюидной фазы; 3 — то же, за вычетом TiO₂.

Обратные соотношения между фазами характеризуют изобарическую систему в интервале 400—800°C (рис. 45, б). Здесь при 4 кбар рост T от 400 до 470°C приводит к исчезновению Карб, при 625—630°C исчезает Му, одновременно расширяется поле Пл и Мкр, а при 700—800°C отмечается ассоциация Кв + Мкр + Пл + Би с акцессорными Корд, Гр, Мг, Рут. По мере роста T состав акцессорных минералов изменяется так: Сф + Мг(400—500°C) → Рут + Мг (600°C) → Рут + Корд + Мг (700°C) → Корд + Гр + Мг + Рут (800°C).

Таким образом, для одних и тех же составов рост T или P приводит к качественно иным изменениям фазового состава. Поэтому именно PT -диаграммы наиболее полно отображают всю гамму преобразований сложных систем, во многом аналогичных природным объектам.

Дальнейшие построения проводились на базе рассчитанной *PT*-диаграммы (см. рис. 44) или по линии моделирования открытых систем, в которых порода подвергалась метасоматическому преобразованию под действием растворов заданного состава. Как уже указывалось выше, на базе реального гранитогнейса использовались и модельные составы, несколько отличающиеся от исходного (табл. 50).

Моделирование взаимодействия гранитогнейса (3-й модельный состав) с водно-хлоридно-натровым флюидом ($\text{NaCl} - 0,01 \text{ м}$) проводилось на ЭВМ при заданном балансе масс флюида и $P = 3000 \text{ бар}$ и $T = 200 - 350^\circ\text{C}$. На соответствующей диаграмме (рис. 46, *а*) отображена степень взаимодействия флюида с породой (ξ), т. е. по оси абсцисс от 0 до 4 возрастает степень переработки породы — повышение степени ее взаимодействия с флюидом [Карпов, 1981]. На графике отражены поля отличающихся друг от друга по составу парагенетических ассоциаций и линии, отделяющие границы устойчивости той или иной фазы, направление стрихов указывает в сторону поля, где эта фаза устойчива.

От 0 до 2,5 ξ порода не претерпевает существенных преобразований и состав ее отвечает гранитогнейсу: Кв, Пл, Кпш, Би, Му + Эп и Ка, т. е. проявляются процессы эпидотизации, мусковитизации и карбонатизации. При этом на уровне от 2,8 до 0,5 ξ и от 200 до 280°C проходит линия, ниже которой в низкотемпературной области устойчив Ка, а выше ее он как фаза исчезает. Дальнейшее усиление процесса метасоматического преобразования породы, идущее по линии привноса Na, Cl и H_2O , приводит к растворению SiO_2 и исчезновению Кв как фазы, когда в сравнительно узкой зоне (см. рис. 46, *а*, поле 3) существует порода состава Би + Му + Эп + Пл + Кпш, из которой затем во всем T -интервале исчезает Кпш,

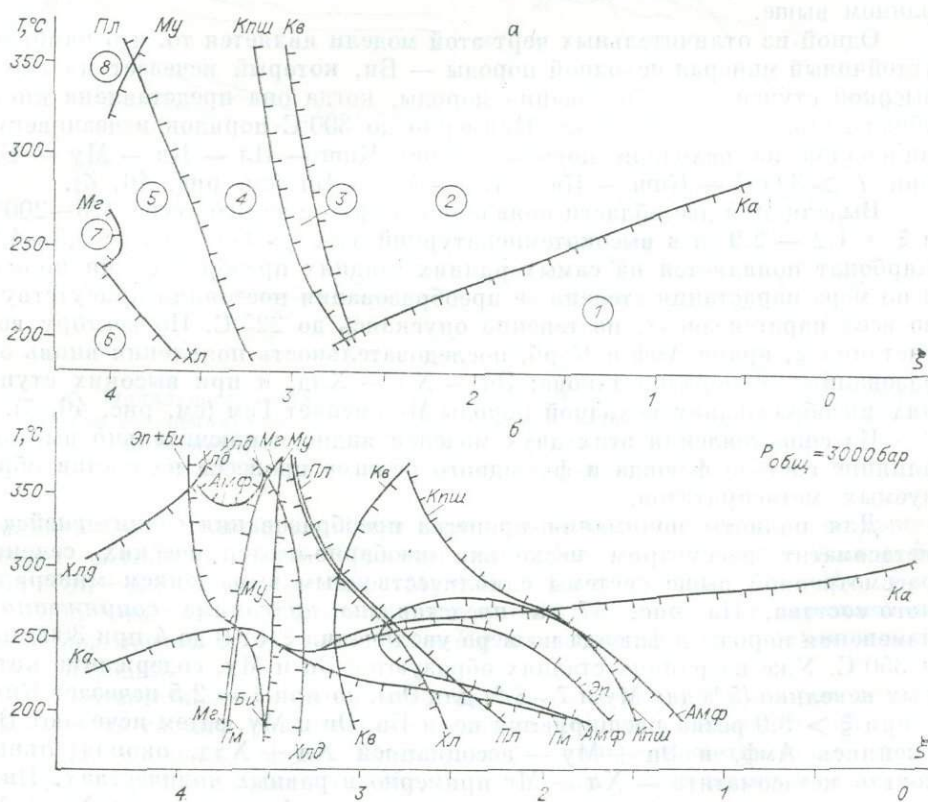


Рис. 46. Диаграмма зависимости минеральных парагенезисов от степени протекания процесса (ξ) и температуры в модели взаимодействия гранитогнейса с водой (*а*) и со сложным раствором (*б*).

1 — Кв, Пл, Кпш, Би, Му, Эп, Ка; 2 — Кв, Пл, Кпш, Би, Му, Эп; 3 — Би, Му, Эп, Пл, Кпш; 4 — Би, Му, Эп, Пл; 5 — Би, Му, Эп; 6 — Би, Му, Эп, Хл; 7 — Би, Му, Мг, Эп; 8 — Би, Эп.

в широком интервале ξ устойчива ассоциация Би + Му + Эп + Пл (поле 4).

Усиление метасоматического преобразования породы приводит к появлению парагенезиса Би + Му + Эп (поле 5), который в низкотемпературной зоне (ниже 230°C) сменяется ассоциацией Би + Му + Эп + Хл (поле 6), в узкой зоне в районе 250°C появляется Мг (поле 7), парагенезис представлен Би + Му + Мг + Эп. В самой высокотемпературной части системы устойчив двухминеральный парагенезис Би + Эп (поле 8). Таким образом, в изученной нами модели при воздействии на гранитогнейс слабо минерализованного существенно водного хлоридно-натриевого раствора при $P = 3000$ бар и в T -интервале 200–350°C происходит постепенная смена минеральных ассоциаций за счет выноса петрогенных соединений и вытеснения безводных минералов гидратсодержащими; в высокотемпературной области это двуминеральный парагенезис Би + Эп, а в низкотемпературной — Би + Му + Эп + Хл. Понимая идеальность построенной модели и преобладание процессов выноса над привнесом, что приводит к появлению редких и порой экзотических парагенезисов, мы получаем возможность оценить общую направленность эволюции системы и наметить в ней место метасоматитам. Следует заметить, что одной из характерных черт этого процесса является десиликация породы.

Замена в нашей модели простого флюида на более сложный приводит к качественно иным построениям. Исходная матрица осталась той же — это гранитогнейс, но состав флюида стал более многокомпонентным ($H_2O = 55,51$, $NaCl = 0,01$, $CaCl_2 = 0,01$, $MgCl_2 = 0,02$ и $FeCl_2 = 0,02$ М), $P = 3000$ бар, T -интервал 200–350°C. Результаты расчета приведены на рис. 46, б, принцип построения остался тем же, что и в случае, разобранным выше.

Одной из отличительных черт этой модели является то, что наиболее устойчивый минерал исходной породы — Би, который исчезает на очень высокой ступени преобразования породы, когда она представлена вновь образованным метасоматитом. Примерно до 300°C порядок исчезновения минералов из исходной породы таков: Кпш — Пл — Кв — Му — Би, при $T > 300^\circ C$ — Кпш — Кв — Пл — Му — Би (см. рис. 46, б).

Выделяются две области появления Амф при температуре 275–200°C и $\xi = 1,2 - 2,9$ и в высокотемпературной зоне $> 350^\circ C$ и $\xi = 3,5 - 4,0$. Карбонат появляется на самых ранних стадиях преобразования породы и по мере нарастания степени ее преобразования постоянно присутствует во всех парагенезисах, постепенно опускаясь до 225°C. По вектору возрастания ξ , кроме Амф и Карб, последовательность появления вновь образованных минералов такова: Эп — Хл — Хлд, и при высоких ступенях преобразования исходной породы Мг сменяет Гем (см. рис. 46, б).

Из сопоставления этих двух моделей видно исключительно высокое влияние состава флюида и флюидного режима процесса на состав образующих метасоматитов.

Для полноты понимания процесса преобразования гранитогнейса в метасоматит рассмотрим несколько изобарно-изотермических сечений рассмотренной выше системы с количественным выражением минерального состава. На рис. 47, а представлена диаграмма сопряженного изменения породы и флюида по мере увеличения ξ от 0 до 4 при 3000 бар и 350°C. Уже на ранних стадиях образуются Эп и Му, содержание которых невелико (5% для Му и 7–8% для Эп), но при $\xi = 2,5$ исчезает Кпш, а при $\xi > 3,0$ резко расширяются поля Би, Эп и Му, затем исчезают Би, сменяясь Амф, и Эп + Му — ассоциацией Хл + Хлд, окончательный состав метасоматита — Хл + Мг примерно в равных количествах. Иными словами, в данном случае получена модель формирования Хл + Мг метасоматитов (руд) при привносе в породу Fe, Na, Ca, Mg существенно хлоридно-натровым водным раствором. Учитывая единую направленность рассмотренного процесса, полученную схему можно представить как метасоматическую колонку с наиболее зрелым метасоматитом при макси-

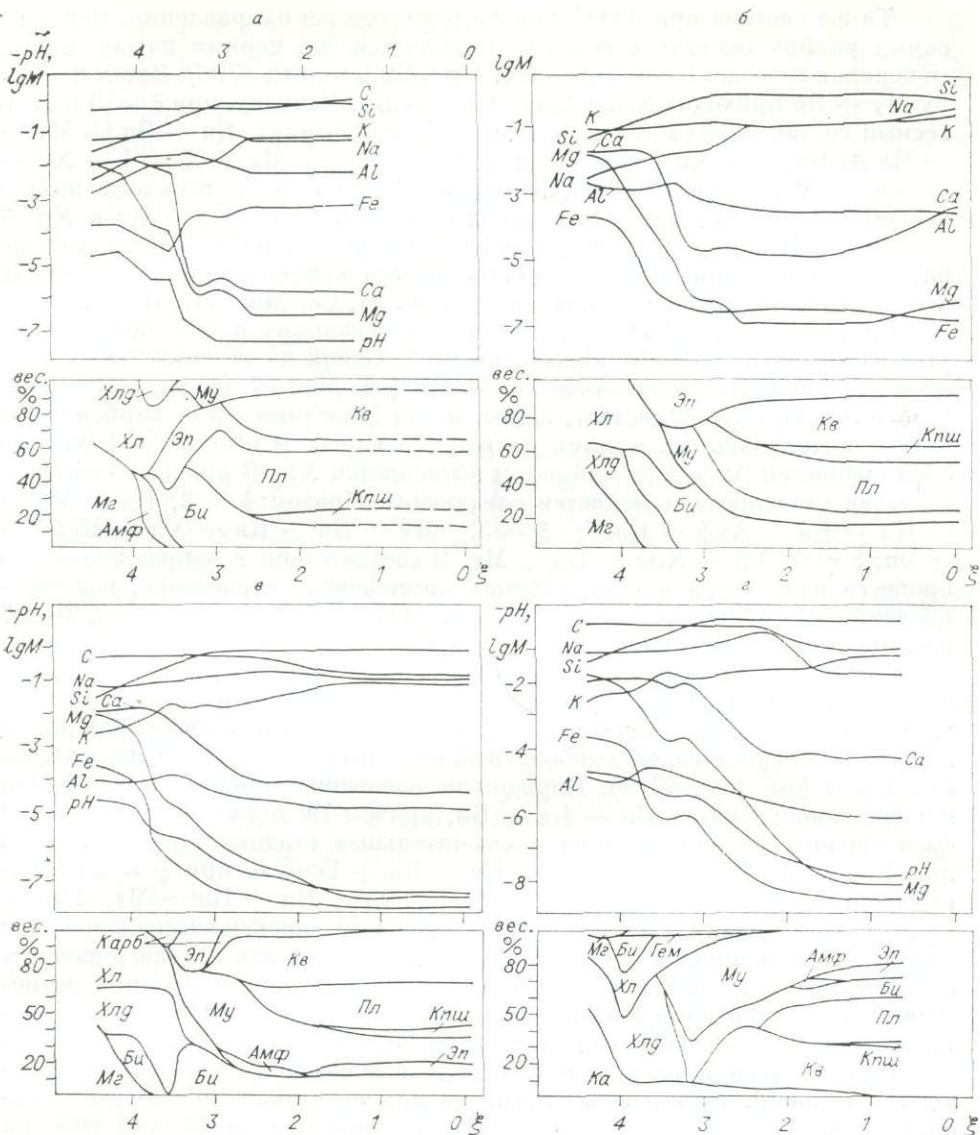


Рис. 47. Моляльность независимых компонентов и pH водного раствора, изменение количества сосуществующих минералов в модели взаимодействия гранитогнеиса со сложным раствором при $T = 350^\circ\text{C}$ и $P = 3000$ бар (а); $T = 300^\circ\text{C}$ и $P = 3000$ бар (б); $T = 250^\circ\text{C}$ и $P = 3000$ бар (в); $T = 200^\circ\text{C}$ и $P = 3000$ бар (г).

мальных значениях ξ . В общем виде по кратным сечениям ξ зональность будет выглядеть таким образом: Mg + Хл, Хл + Амф + Хлг ± Mg, Би + Эн + Хл + Му, Би + Эн + Му + Пл, Би + Пл + Эн + Кв + Му, Би + Кпш + Эн + Кв + Му, что в значительной мере отвечает парагенезисам или фрагментам природных Fe-Ca-Mg метасоматитов по алломосиликатным породам.

Соответственно общей схеме преобразования породы происходит и изменение состава равновесного раствора, pH его уменьшается от 7,2 до 4,75 на конечных стадиях процесса и особенно снижается концентрация Si, K, Al, резко возрастает у Mg, Ca и сначала уменьшается, а затем снова возрастает у Fe.

Из полученных данных следует, что в равновесии с Mg + Хл метасоматитом на конечных стадиях процесса находится кислый флюид, в котором равновесная концентрация компонентов будет убывать в такой последовательности: Na, Si, Ca, Mg, Al, K, Fe.

Та же система при 300°C изменяется в том же направлении, когда на самых ранних стадиях в ней уже появляется Эп, первым из первичных минералов исчезает Кпш, потом Кв, Му и Би (см. рис. 47, б). Затем на смену Му + Эп приходит Хл, а Хлд + Мг — Би. Поэтому при $\xi = 3$ равновесный состав породы таков (в порядке уменьшения): Би + Эп + Му + Пл ± Кв, $\xi = 3,5$ — Би + Эп + Хл + Хлд + Мг и $\xi = 4$ — Хл + Хлд + Мг. Следовательно, снижение T приводит к переходу на конечной стадии преобразования породы от ассоциации Хл + Мг к Хл + Хлд + Мг. Соответственно изменяется и состав равновесного раствора, когда на завершающих стадиях процесса концентрация петрогенных компонентов в растворе убывает в ряду К, Si, Ca, Mg, Na, Al, Fe.

Снижение T до 250°C приводит к существенному изменению системы уже на средних этапах ее преобразования. Одной из отличительных черт процесса является присутствие карбоната (см. рис. 47, в), количество которого постепенно возрастает, затем, когда ξ достигает 3,0, карбонат исчезает, вытесняясь Эп, а затем появляется вновь. В интервале ξ от 2 до 3 Эп сменяется Амф, который затем вытесняется Хл. В кратных сечениях ξ состав метасоматита меняется следующим образом: $\xi = 2$, Кв + Му + Пл + Би + Амф + Карб; $\xi = 3$, Му + Би + Кв + Хл + Карб + Эп; $\xi = 4$, Хл + Хлд + Би + Мг. В соответствии с направленностью процесса изменяется и концентрация компонентов в растворе, воздействующем на породу, снижается его рН от 7,1—7,2 до 4,6—4,7 (см. рис. 47, в).

Снижение T до 200°C в еще большей мере ведет к изменению исходной породы уже на самых ранних стадиях ее преобразования, когда проявляются процессы эпидотизации, мусковитизации, амфиболитизации и постепенно нарастающей карбонатизации, которая достигает максимума при $\xi = 4$ (см. рис. 47, г). Порядок исчезновения минералов первичной породы таков: Кпш — Пл — Кв — Би, причем Би появляется вновь как фаза зрелого метасоматита на заключительных стадиях процесса. Если при $\xi = 3$ это Му + Би + Хл + Кв + Ка + Гем, то при $\xi = 4$ равновесная ассоциация представлена Хлд + Хл + Би + Ка + Мг. Как и во всех предыдущих случаях рН раствора при «поступлении» флюида в породу был максимален и колебался около 8, тогда как на завершающих стадиях это существование кислый флюид с рН ~ 5. Концентрация петрогенных элементов во флюиде, равновесном с наиболее зрелым метасоматитом, убывает в следующем ряду: Na, Si, Mg \gg K, Fe, Al (см. рис. 47, г).

Таким образом, если полученные данные аппроксимировать на природные условия, то при воздействии на алюмосиликатные породы сложного Na-Ca-Mg-Fe хлоридного флюида в одном изобарическом сечении (3 кбар) по мере снижения T от 350 до 200°C смена конечных, наиболее зрелых ассоциаций будет такова: 350°C — Хл + Мг, 300°C — Мг + Хл + Хлд, 250°C — Хл + Хлд + Мг ± Би, 200°C — Хлд + Хл + Та + Би + Ка + Мг. По сути дела, это продукты низкотемпературного метасоматического преобразования пород при проявлении процессов щелочно-земельного метасоматоза, идущего при интенсивной десиликации пород [Омельяненко, 1978; Жариков, Зарайский, 1973], отдельные фрагменты которого отмечаются в природных условиях.

Весьма интересны изменения составных компонентов минералов сложного состава по мере течения процесса, ибо, как было сказано выше, равновесный с метасоматитом флюид все время изменяет свой состав, что сказывается на соотношении минералов в отдельных фазах. Результаты расчетов в мольных процентах приведены в табл. 51—54 и позволяют в общем виде оценить наиболее существенные тенденции.

Для 3 кбар и 350°C по мере увеличения ξ от 1,4 до 3,2 (см. табл. 51) происходит повышение основности Пл от № 14,6 до 22,6, после чего он исчезает. Для Би в интервале $\xi = 1,4$ —3,8 характерно следующее: при $\xi = 1,4$ —2,6 соотношение Анн, Ист, Фл и Сид минералов практически остается постоянным, в интервале 2,6—3,4 резко идет на убыль содержание Анн и Фл составляющих при значительном возрастании Сид. Содержание

Состав фаз в модели гранитогнейс + раствор при $T = 350^{\circ}\text{C}$ и $P_{\text{общ}} = 3$ кбар

Фаза	Компонент	Степень взаимодействия флюида с породой (ξ)												
		3,800	3,600	3,400	3,200	3,000	2,800	2,600	2,400	2,200	2,000	1,800	1600	1400
Плагиоклаз	Алб	—	—	—	77,371	77,704	81,471	34,707	84,930	85,081	85,178	85,237	85,268	85,409
	Ан	—	—	—	22,629	22,296	18,529	15,293	15,070	14,919	14,822	14,763	14,732	14,591
	Σ				100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Биотит	Анн	63,361	63,483	33,446	32,085	36,663	39,527	43,961	44,323	44,578	44,749	44,858	44,922	44,952
	Ист	0,237	0,367	12,954	16,115	13,452	11,593	9,297	9,199	9,131	9,086	9,058	9,043	9,040
	Фл	0,212	0,364	11,314	27,721	28,324	29,068	29,682	29,293	29,016	28,826	28,699	28,613	28,555
	Сид	36,190	35,786	42,286	24,079	21,561	19,812	17,030	17,185	17,275	17,339	17,385	17,421	17,453
	Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Мусковит	Му	—	—	18,455	20,936	35,591	46,474	50,618	51,357	50,686	50,710	50,732	50,755	51,069
	Mg-фенг	—	—	3,606	8,058	17,239	26,074	36,161	36,580	36,040	35,999	35,966	35,933	36,096
	Пар	—	—	58,695	65,586	43,633	25,795	12,576	11,422	12,648	12,668	12,680	12,693	12,773
	Мар	—	—	19,244	5,420	3,537	1,657	0,645	0,641	0,626	0,623	0,622	0,619	0,622
	Σ			100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Амфибол	Тр-1	0,198	0,510	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Тр-2	0,051	0,339	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Fe-Тр	85,330	89,419	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Fe-парг	14,419	9,729	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Парг	0,002	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,00	100,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Эпидот	Эп	84,444	81,073	81,090	75,630	63,289	58,269	57,951	56,235	55,075	54,305	53,795	53,452	53,209
	Цо	15,556	18,927	18,910	24,370	36,711	44,731	42,049	43,765	44,925	45,695	46,205	46,548	46,791
	Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Состав фаз в модели гранитогнейс + раствор при $T = 250^{\circ}\text{C}$, $P_{\text{общ}} = 3$ кбар

Фаза	Компонент	Степень взаимодействия флюида с породой (ξ)															
		4,0	3,8	3,6	3,4	3,2	3,0	2,8	2,6	2,4	2,2	2,0	1,8	1,6	1,0	0,0	
Плагиоклаз	Алб	—	—	—	—	—	—	—	—	97,52	97,65	97,60	97,18	97,52	97,84	97,31	77,63
	Ан	—	—	—	—	—	—	—	—	2,48	2,35	2,40	2,82	2,48	2,16	2,69	22,37
	Σ	—	—	—	—	—	—	—	—	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Биотит	Анц	83,62	66,99	50,34	50,87	63,29	66,10	58,23	55,28	56,52	58,52	61,35	63,44	66,52	63,20	62,13	
	Ист	0,01	0,11	1,03	1,33	2,64	3,69	5,39	5,56	5,25	4,80	4,21	3,65	2,84	3,29	3,40	
	Фл	0,01	0,09	0,61	0,86	4,19	11,33	22,25	27,41	26,67	25,36	23,39	22,85	21,74	25,16	26,26	
	Сид	16,36	32,81	48,02	46,94	29,88	18,88	14,13	11,75	11,56	11,32	11,05	10,06	8,80	8,35	8,21	
	Σ	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Мусковит	Му	—	—	—	22,18	27,07	23,79	21,17	21,68	25,64	28,89	31,55	33,40	33,18	32,60	32,39	
	Mg-фенг	—	—	—	3,22	2,64	16,43	19,68	24,04	29,29	34,35	39,45	47,03	55,14	56,04	56,28	
	Пар	—	—	—	44,43	56,34	58,01	58,39	53,91	44,78	36,52	28,78	19,44	11,61	11,27	11,27	
	Мар	—	—	—	30,17	6,95	1,77	0,76	0,37	0,29	0,24	0,22	0,13	0,07	0,09	0,06	
	Σ	—	—	—	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Амфибол	Тр	—	—	—	—	—	—	20,19	17,76	12,49	10,39	11,70	9,09	—	—	—	
	Fe-Тр-1	—	—	—	—	—	—	79,10	81,79	87,40	89,32	87,89	90,57	—	—	—	
	Fe-Тр-2	—	—	—	—	—	—	0,63	0,40	0,07	0,26	0,37	0,31	—	—	—	
	Парг	—	—	—	—	—	—	0,08	0,05	0,03	0,03	0,04	0,03	—	—	—	
	Парг	—	—	—	—	—	—	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	—	—	—	
	Σ	—	—	—	—	—	—	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	—	—	
Эпидот	Цо	—	—	—	74,66	62,41	46,21	—	—	—	—	36,19	34,28	33,44	52,58	56,89	
	Эп	—	—	—	25,34	37,59	53,79	—	—	—	—	63,81	65,72	66,56	47,42	43,11	
	Σ	—	—	—	100,00	100,00	100,00	—	—	—	—	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Карбонат	Ка	—	96,69	98,76	—	—	99,31	99,40	99,53	99,64	99,74	99,85	99,90	99,94	99,96	99,55	
	Магн	—	0,85	0,53	—	—	0,44	0,42	0,33	0,26	0,18	0,11	0,07	0,04	0,03	0,32	
	Си	—	2,46	0,71	—	—	0,25	0,18	0,14	0,10	0,08	0,05	0,03	0,02	0,01	0,13	
	Σ	—	100,00	100,00	—	—	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	

Ист возрастает в интервале 2,6—3,2. После исчезновения в системе Му и появления Амф почти в два раза увеличивается количество Анн, в то время как доля всех остальных минералов снижается. Если на начальных этапах процесса в мусковите преобладает собственно Му, то ввиду высокого потенциала Na на уровне исчезновения его фазы в нем преобладает парагонитовая составляющая при подчиненном количестве Му, Мар и Mg-фенгита.

Амфибол представлен собственно железистым Тр с незначительным участием Fe-паргасита. Точно так же начало преобразования породы характеризуется примерно равными соотношениями Эп и Цо, но в его конце преобладает Эп (см. табл. 51). Из рассмотренного примера видно, что состав парагенных минералов по мере развития процесса метасоматоза изменяется в зависимости от баланса масс в системе, определяющего активность компонентов в растворе, что обуславливает устойчивость различных фаз.

К аналогичному выводу можно прийти, анализируя результаты расчетов и по другим сечениям системы (см. табл. 52—54).

Полученные результаты могут быть использованы для анализа реальных минеральных ассоциаций, в том числе и в тектонитах, что даст возможность решать и обратную задачу — по составу минеральных фаз определять состав флюида и оценивать его изменение в ходе взаимодействия с породой

Глава VIII

ОПИСАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПЕРЕНОСА ТЕПЛА И ВЕЩЕСТВА В ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Многообразие эндогенных рудных месторождений в значительной мере связано с движением флюидов. В различных геологических системах растворы являются переносчиками рудогенных и петрогенных элементов, а перемещение химических компонентов в земной коре ведет к их рассеянию или концентрации. Кроме того, практически всегда, поднимающиеся из глубины растворы служат носителями такой субстанции, как тепло, и, таким образом, обуславливают прогрев вышележащей толщи пород. Именно поэтому большой интерес представляет всестороннее изучение процессов тепломассообмена применительно к конкретным геологическим структурам. Особое внимание необходимо уделить описанию и оценке процессов переноса тепла и вещества в тектонических зонах, так как в большинстве случаев они являются рудоподводящими и рудоконтролирующими каналами. Непосредственно в зонах разломов наибольшей силы достигают процессы рассеяния и концентрации. К разломам приурочены и крупные температурные аномалии.

Изучение процессов тепломассопереноса есть ключ к пониманию закономерностей преобразования пород и генерации месторождений полезных ископаемых в различных геологических системах.

Таким образом, в этой главе мы рассмотрим вопросы о процессах гидродинамического переноса в тектонических зонах и связанном с ними перераспределении температуры и вещества в окружающих породах.

Отметим, что в качестве исходных использовались положения из классических трудов по механике сплошных сред и тепломассообмену [Лыков, Михайлов, 1959, 1963; Гиришфельдер и др., 1961; Померанцев, 1965; Кэйс, 1972; Лыков, 1978; и др.].

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ КАК СРЕДА ПРОЦЕССОВ ТЕПЛОПЕРЕНОСА И ТРАНСПОРТА РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

В строении горных пород отмечаются твердая, жидкая и газообразная фазы. Причем твердая фаза слагает так называемый минеральный скелет, а жидкая и газообразная выполняют пустоты и полости, имеющиеся как между минеральными зернами, так и внутри минералов. Эти пустоты, заключающие в себе газово-жидкую фазу, и называются поровым пространством породы. Среди пористости различают: 1) пористость общую (абсолютную, физическую полную) — т. е. суммарный объем всех пустот независимо от формы, величины и взаимного расположения; 2) пористость закрытую (отрицательную, замкнутую) — совокупность замкнутых, не имеющих между собой сообщения пор; 3) пористость открытую (насыщенную, эффективную) — совокупность сообщающихся между собой пор и пустот, т. е. объем той пористости, в пределах которой возможно движение жидкости и газов при определенном давлении и температурах. Любую горную породу можно рассматривать как естественную пористую среду с жестким минеральным каркасом.

В плане проводимого исследования представляет интерес лишь изучение открытой пористости, поскольку эта характеристика наиболее важна при исследовании процессов транспорта флюидов через горные породы.

Изучение открытой пористости важно и потому, что именно она определяет в конечном счете проницаемость пород. Под проницаемостью горных пород понимается их способность пропускать через себя жидкость или газы при наличии перепада давления. Иначе говоря, проницаемость — мера легкости, с которой раствор проходит через пористую среду.

Подчеркнем, что пористость свежих неизмененных пород является в основном межзерновой пористостью [Шэк, 1968]. Значение такой пористости не может быть велико и, следовательно, процессы переноса не могут достигать значительных масштабов. То есть для более интенсивного движения растворов необходимы какие-то дополнительные условия.

Одно из таких условий и есть развитие деформаций. В литературе [Файф и др., 1981; Звягинцев, 1978; Пэк, 1968; Ставрогин, 1968; и др.] не раз подчеркивалось, что уже на ранних стадиях развития тектонических напряжений отмечается повышение миграционной способности газово-жидкой фазы, что связано с повышением давления породы на раствор. Деформация кристаллического каркаса создает избыточное давление в межзерновом флюиде. Кроме того, прежде беспорядочное поровое пространство породы приобретает закономерную ориентировку. Хотя происходит общее уменьшение пористости, форма проводящих каналов становится вытянутой, удлиненной, что также способствует облегчению движения флюида. В дальнейшем деформирование горных пород сопровождается развитием в них системы микротрещин и микроразрывов. Породы, прежде монолитные, становятся неоднородными, существенно возрастает их проницаемость. Постепенно по мере увеличения напряжений и развития деформаций возникают так называемые «сквозные» зоны с аномально высокой проницаемостью. Эти зоны трещиноватости (тектонические зоны) будут участками пониженных давлений, в которые устремится флюид из деформированных боковых пород. Действуя как мощные дрены, они вбирают в себя первоначально рассеянный поток и затем транспортируют его с относительно малыми потерями давления на большие расстояния вплоть до самых верхних этажей земной коры [Шэк, 1968].

Таким образом, зоны разломов, обладая намного более высокой проницаемостью, чем вмещающие их породы, являются предпочтительными путями движения рудообразующих растворов. Поэтому в зонах скалывания вдоль сбросов, надвигов и других проявлений интенсивной деформации нередко можно наблюдать локализацию гидротермальных рудных жил.

Как известно, на проницаемость горных пород влияют температура, давление, концентрация раствора, его кислотность—щелочность. Я. Н. Белевцев и др. [1972] при исследовании влияния температуры на фильтрационные свойства горных пород определили, что до температуры примерно 100°C проницаемость несколько уменьшается. При дальнейшем повышении температуры она интенсивно растет. Так, для гранитов коэффициент проницаемости при 20°C равен $6,1 \cdot 10^{-4}$, при — 100°C — $3,4 \cdot 10^{-4}$, при — 200°C — $5,1 \cdot 10^{-4}$ и при 300°C — $5,1 \cdot 10^{-3}$ мДарси.

Аналогичные исследования физических свойств горных пород при повышенных температурах проводились Г. П. Зарайским и В. Н. Балашовым [1981, 1983а]. В ходе этих экспериментов ими был установлен интересный эффект, названный тепловым разуплотнением. В связи с этим эффектом проницаемость пород при нагревании в водной среде до температуры 500—700°C повышалась до значительных величин. Для гранита коэффициент проницаемости при 20°C равен $0,15 \cdot 10^{-5}$, при 250°C — $0,21 \times 10^{-3}$, при 500°C — 0,14 и при 700°C — 2,95 мДарси.

Особую роль играет присутствие при нагревании воды как поверхностно активного вещества. Исследование влияния давления на раствор показывает, что проницаемость пород возрастает с увеличением давления. Это характерно для всех групп горных пород, но только в разных масштабах. Рост проницаемости не может быть беспредельным. При определенных критических давлениях на раствор проницаемость перестает увеличиваться [Белевцев и др., 1972].

Величина pH среды — один из важнейших параметров, определяющих движение раствора. Во многом она контролирует процессы рудоотложения. По А. А. Пэку [1968] наименьшей проницаемостью обладает нейтральный раствор, проницаемость кислотного и щелочного растворов несколько выше. Подтверждаются эти выводы и другими исследованиями [Белевцев и др., 1972], за исключением слабощелочных растворов, которые обладают меньшей подвижностью, а среди кислых и щелочных растворов более подвижны кислые. В отношении нейтральных и щелочных растворов $\text{pH} = 7-9$ на основании экспериментальных данных, полученных для гнейсов, наблюдается постоянное увеличение проницаемости для нейтральных и слабощелочных вод и уменьшение для щелочных растворов с $\text{pH} = 9$ и более.

О влиянии концентрации раствора на проницаемость однозначных выводов сделать нельзя. Однако большинство исследователей все же считают, что с увеличением концентрации раствора возрастает и проницаемость [Пэк, 1968].

Эффективная пористость и проницаемость играют большую роль как в процессах переноса массы, так и в процессах конвективного теплообмена в горных породах, в значительной мере определяя пути и скорости движения теплоносителя, каковым в данном случае является рудообразующий раствор. Но поскольку в горных породах наряду с конвективным теплообменом имеет место и кондуктивный, то в этом случае, кроме выше названных физических свойств, особое значение приобретают теплопроводность, теплоемкость, температуропроводность, т. е. теплофизические свойства горных пород.

Кондукция (или теплопроводность) есть процесс распространения тепла только вследствие теплового движения структурных частиц вещества (молекул, атомов, свободных электронов). Физической характеристикой интенсивности процесса кондукции является коэффициент теплопроводности k , численно равный плотности теплового потока q при градиенте температуры, равном единице.

Под теплоемкостью горных пород понимается количество теплоты, поглощаемой телом при нагревании на один градус, а точнее — отношение количества теплоты, поглощаемой телом при бесконечно малом изменении его температуры, к этому изменению. Обозначается теплоемкость c .

Температуропроводность горных пород α — физический параметр, характеризующий скорость выравнивания температуры в породе при нестационарной теплопроводности.

Из всех определяемых теплофизических параметров наибольшее значение имеет величина k [Моисеенко и др., 1979], так как перенос тепла в минеральном веществе земной коры зависит главным образом от теплопроводности. Наличие в горных породах межзернового пространства, заполненного газовой-жидкой смесью, резко осложняет процесс теплопереноса. Особенно велика роль межзерновой среды в изменении теплофизических параметров для осадочных пород земной коры, отличающихся наибольшей пористостью и влагонасыщенностью. Пониженная теплопроводность заполняющей среды является главной причиной значительных колебаний теплофизических характеристик осадочных отложений. В целом для осадочных пород характерно наибольшее разнообразие значений теплофизических параметров.

В кристаллических породах теплопроводность является в основном функцией теплопроводностей слагающих породу минералов. Таким образом, для интрузивных образований различной основности теплопроводность обуславливается главным образом решеточной проводимостью их кристаллических структур. Повышенная относительно осадочных пород плотность этих пород, значительно меньшая пористость и влагосодержание определяют более высокие средние значения теплопроводности и меньшие колебания этой величины при относительно низких значениях теплоемкости.

По сравнению с интрузивными породами их эффузивные аналоги имеют несколько меньшую теплопроводность и теплоемкость, особенно вулканические стекла. При этом в более молодых вулканитах теплопроводность понижена.

Метаморфические породы (кристаллические сланцы, гнейсы, мраморы и др.) имеют высокую теплопроводность, что связано с наличием у этих образований плотных кристаллических структур, низкой пористостью и широким развитием метаморфических минералов.

На теплофизические характеристики горных пород в значительно большей степени, чем на транспортные (фильтрационные), оказывает влияние изменение температуры. Таким образом, для получения наиболее точных результатов при решении задач теплопереноса (при определении глубинных тепловых потоков) необходимо знать, как изменяются теплофизические свойства пород с ростом температуры.

Для всех кристаллических пород характерной особенностью является незначительное изменение теплопроводности до температур порядка 60—100°C, что следует приписать наличию влаги в образцах [Саквалеридзе, 1973]. Далее с увеличением T теплопроводность уменьшается, следуя закону $k \sim \frac{1}{T}$ (T — абсолютная температура, К). Аналогично изменяется температуропроводность горных пород. Особенно резко она уменьшается с ростом температуры у пород с кристаллической структурой. Объемная теплоемкость горных пород увеличивается при повышении температуры. Причем темп роста теплоемкости у кристаллических пород неодинаков в различных интервалах температур. Обычно от 0 до 673 К он выше, чем при последующем нагреве. Обычно теплопроводность растет с увеличением давления и наиболее значительно изменяется при ΔP от 0 до 100 кГс/см². При дальнейшем увеличении нагрузок она растет слабо или остается постоянной [Seipold, Gutzeit, 1980]. Воздействие P увеличивает и температуропроводность исследуемых материалов [Физические свойства..., 1976].

Помимо значения физических параметров пород необходимо отметить важную роль химических взаимодействий, происходящих как между раствором и породой, так и между компонентами самой породы. Указав на это, подчеркнем, что рассмотрение влияния химических взаимодействий на транспорт рудообразующего раствора через породу не входит в сферу,

охватываемую настоящей работой, поскольку это повлекло бы за собой чрезвычайные осложнения при решении задач гидродинамики и тепло-массообмена.

Подводя итог этому краткому, не претендующему на полноту обзору транспортных и теплофизических характеристик некоторых горных пород, можно сделать следующие выводы.

Важнейшее значение для правильной интерпретации реальной роли различных видов массопереноса имеет характеристика структуры порового и трещинного пространства горных пород, т. е. пористость и проницаемость. Помимо пористости и проницаемости горных пород, при процессах теплообмена большую роль играют и теплофизические характеристики среды: теплопроводность, теплоемкость, температуропроводность.

Применительно к решению нашей задачи важны такие свойства флюидов, как вязкость, плотность, теплопроводность и теплоемкость. На транспортные и теплофизические свойства большое влияние оказывают такие факторы, как давление, температура и степень деформации горных пород.

Поскольку для тектонических зон характерна повышенная проницаемость горных пород (выше 10^{-3} мДарси), постольку в них преобладающими становятся конвективные формы тепломассопереноса, поэтому тектонические зоны реально представлять как гидродинамически сосредоточенные системы движения флюидов.

Для боковых пород, соседствующих с тектонической зоной, преобладающими формами массопереноса будут диффузионные, а ввиду отсутствия теплоносителя теплоперенос в этих породах будет определяться главным образом кондуктивной составляющей. Основываясь на сделанных выводах, мы можем вплотную подойти к рассмотрению задачи описания и оценки переноса тепла и вещества в тектонических зонах.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ В ТЕКТОНИТАХ И ИСХОДНЫХ ПОРОДАХ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА

Одним из условий оценки процессов теплопереноса в тектонических зонах является определение коэффициентов теплопроводности k в породах, подвергающихся деформациям, сравнительно с исходными вмещающими породами (табл. 55). Такое сравнение необходимо, потому что именно тектонические зоны являются путями проникновения тепла из глубины Земли к ее поверхности, т. е. здесь происходит значительный прогрев горных пород. С этой точки зрения необходимо взглянуть на основные составляющие теплопереноса: конвекцию и кондукцию. Какая из них является преобладающей в данном случае?

Существует две группы методов измерения теплопроводности. Первая группа включает в себя так называемые контактные методы. Их основа — непосредственный контакт с поверхностью исследуемого образца как источника тепла, так и регистратора температуры, когда между ними устанавливается тепловой поток. К числу недостатков этих методов следует отнести необходимость длительной подготовки образца, их малую производительность и большую трудоемкость определений. Несомненное достоинство контактных измерений — их высокая точность.

В последние годы распространяется принципиально новый бесконтактный метод измерения коэффициентов теплопроводности [Попов и др., 1983]. В нем используется точечный источник, не входящий в контакт с поверхностью, например лазер. Приемник же температуры — это высокочувствительный бесконтактный регистратор, фиксирующий электромагнитное излучение с поверхности образца. Метод высокоточный и высокопроизводительный, что обеспечивает широкую перспективу развития его в будущем. Нами определены коэффициенты теплопроводности k производилось одним из контактных методов с помощью компаратора теплопроводности, изготовленного в Новосибирском институте метрологии.

Значения k в тектонитах и вмещающих породах исследуемого района

№ п/п	Порода	№ образца	Значения k , Вт/м·К		
			независимо от текстурной ориентировки	параллельно сланцеватости (полосчатости)	перпендикулярно сланцеватости (полосчатости)
1	2	3	4	5	6
<i>Шарыжалгайский выступ</i>					
1	Эндербит	55-13	2,75	—	—
2	»	51-14	2,16	—	—
3	»	60-4	2,56	—	—
4	»	60-5	2,35	—	—
5	»	60-6	2,20	—	—
6	»	60-7	2,37	—	—
7	»	81-15	2,47	—	—
8	Милонитизированный эндербит	81-16	—	1,97	2,31
9	То же	81-17	—	2,26	2,30
10	»	85-8	—	2,29	2,29
11	»	83-1	—	2,36	2,52
12	Амфиболитизированный эндербит	51-8	1,93	—	—
13	То же	58-9	2,67	—	—
14	Хлоритизированный эндербит	79-1	2,93	—	—
15	Биотитизированный эндербит	60-12	2,62	—	—
16	Гранит	55-5	2,66	—	—
17	Гранитогайс	55-15	—	2,55	2,42
18	»	55-17	2,80	—	—
19	»	89-4	2,94	—	—
20	»	71-2	—	2,14	2,64
21	Серицит-хлоритовый сланец	89	—	3,19	3,18
22	То же	89-1	—	2,53	2,75
23	Хлорит-амфиболовый сланец	55-19	—	2,76	—
24	Биотитовый бластомилонит	86-2	—	3,53	3,24
25	Кристаллосланец	80-2	—	2,15	2,30
26	»	90-5	2,96	—	—
27	Амфибол-плагноклазовый тектонит	90-2	—	2,71	2,47
28	То же	81-3	—	2,54	2,55
29	»	81-8	—	2,32	2,29
30	Амфибол-плагноклазовый тектонит	80	—	2,66	2,60
31	Гранат-биотитовый бластомилонит	81-11	—	2,24	2,32
32	Биотитовый бластомилонит	81-13	—	2,18	2,36
33	Катаклазированный кристаллосланец	86	2,06	—	—
34	Катаклазит по гранитизированному кристаллосланцу	49-22	1,81	—	—
35	Бластомилонит по гранитизированному кристаллосланцу	49-19	—	1,81	1,62
36	Диабаз	58-6	2,31	—	—
37	Амфибол-плагноклазовый сланец	81	—	2,26	2,18
38	Катаклазированный диабаз	89-2	2,93	—	—
<i>Бирхинский массив</i>					
39	Диорит	106-2	1,71	—	—
40	»	107-3	1,94	—	—
41	Диорит на контакте с тектонической зоной	106-1	2,00	—	—
42	То же	107-2	—	2,06	2,03
43	Катаклазированный диорит	106	2,07	—	—
44	Милонитизированный диорит	107-1	—	2,26	2,26
45	То же	107	—	2,16	2,01
46	Габбро	116-4	2,27	—	—
47	»	116-3	2,07	—	—

1	2	3	4	5	6
48	Габбро	116-2	1,78	—	—
49	»	117-1	1,91	—	—
50	Катаклазированное габбро 6	115-3	1,59	—	—
51	То же	115-1	2,05	—	—
52	»	119-2	1,72	—	—
53	»	117	1,99	—	—
54	Милонитизированное габбро	115	—	2,02	1,97
55	То же	116	1,68	—	—
56	»	116-1	—	1,82	1,89
57	»	118	—	1,91	1,90
58	»	119-1	1,73	—	—
59	Биоглицированное габбро	119-4	—	2,01	1,91
60	То же	119-3	2,16	—	—
61	Плагиоклазовый пироксенит	127-4	2,80	—	—
62	То же	127-3	2,59	—	—
63	»	127-2	2,82	—	—
64	»	128-4	3,31	—	—
65	»	128-2	2,71	—	—
66	Катаклазированный пироксенит	127-1	2,24	—	—
67	То же	128-1	2,53	—	—
68	Амфибол-плагиоклазовый базальтоидный То же	127	—	1,58	1,51
69		128	1,89	—	—
<i>Ольстонская серия</i>					
70	Дунит	125-1	3,22	—	—
71	»	126-2	3,86	—	—
72	»	126-4	3,99	—	—
73	Катаклазированный дунит	126-5	2,63	—	—
<i>Акимонская серия Вайгальского хребта</i>					
74	Кварцевый порфир	149-3	2,72	—	—
75	То же	138	3,13	—	—
76	»	154-4	3,34	—	—
77	»	154-5	3,28	—	—
78	Катаклазированный кварцевый порфир	140-1	2,55	—	—
79	То же	141	2,78	—	—
80	»	141-3	2,71	—	—
81	»	147-2	2,72	—	—
82	»	148-3	3,04	—	—
83	»	148-7	2,77	—	—
84	Милонитизированный кварцевый порфир	141-1	—	3,45	3,42
85	То же	144-2	3,27	—	—
86	»	149	—	3,05	3,24
87	»	138-1	3,40	—	—
88	»	149-2	—	3,12	3,40
89	»	154	3,51	—	—
90	Очковый милонит по кварцевому порфиру	150-4	—	2,95	3,22
91	То же	153	2,67	—	—
92	»	142-1	2,65	—	—
93	Зеленый сланец	150-1	3,48	—	—
94	Хлорит-серпентиновый сланец	150-3	—	2,59	2,60
95	То же	155	—	—	—
96	Хлоритовый сланец	155-1	—	2,76	2,61
97	»	156	—	2,54	2,70
98	Фельзит-порфир	137	3,27	—	—
99	»	152-1	2,83	—	—
100	»	153-2	2,69	—	—
101	Катаклазированный фельзит-порфир	137-3	3,67	—	—
102	То же	137-4	3,14	—	—
103	»	137-10	2,84	—	—
104	Диабаз	151	2,56	—	—
105	Катаклазированный	151-1	3,12	—	—
106	То же	151-2	2,45	—	—
107	Зеленый сланец по диабазу	151-3	—	3,36	3,62

1	2	3	4	5	6
108	Диабаз	137-8	2,00	—	—
109	Диабаз катаклазированный	137-9	—	2,55	2,55
<i>Ирельский комплекс</i>					
110	Граносиенит-порфир	139	2,50	—	—
111	»	139-5	2,57	—	—
112	Брекчия	139-6	2,45	—	—
113	Катаклазит	139-1	2,02	—	—
114	Промежуточная порода	139-4	2,58	—	—
115	Бластомилонит	139-3	2,45	—	—
<i>Приморский комплекс</i>					
116	Гранит биотитовый	160	2,92	—	—
117	Гранит рассланцованный	160-1	—	3,03	3,07

Этот прибор при относительно малой трудоемкости измерений обеспечивает достаточно надежные значения k для любых групп горных пород. На каждом образце выполнялось 5—7 определений и затем рассчитывалось среднее значение k . Для рассланцованных пород и пород с закономерно ориентированными текстурами измерения проводились, где это было возможно, как в направлении, параллельном сланцеватости, так и вкрест нее, с целью выявления анизотропии коэффициентов теплопроводности.

Перейдем к подробному рассмотрению теплофизических свойств пород исследуемых районов.

Шарыжалгайский выступ кристаллического фундамента Сибирской платформы. Первая группа изучаемых пород представлена эндробитами и тектонитами по ним. Эндробиты дают значения k от 2,16 до 2,75, в среднем около 2,42 Вт/м·К. В тектонитах k имеет значения несколько ниже, чем в исходных разностях, при более широком разбросе 1,97—2,93 Вт/м·К. Для милонитизированных эндробитов параллельно текстурной ориентировке получены значения k от 1,97 до 2,36, перпендикулярно ориентировке — 2,29—2,52 Вт/м·К.

Другая группа пород объединяет граниты, гранитогнейсы и образовавшиеся по ним тектониты. Исходные породы (граниты, гранитогнейсы) сравнительно с эндробитами характеризуются несколько большими значениями k , в среднем 2,60 Вт/м·К. В тектонитах коэффициенты теплопроводности имеют широкий разброс, аналогичный предыдущей группе пород, но значения k чаще всего повышаются от исходных пород к тектонитам; в тектонитах достигают величин превышающих 3,00 Вт/м·К.

Следующая исследуемая группа представлена кристаллосланцами и соответствующими им тектонитами. В исходных породах в данном случае наблюдается широкий разброс значений k , достигающий 2,96 Вт/м·К. Ввиду ограниченного числа замеров нельзя однозначно установить устойчивую взаимосвязь значений коэффициента теплопроводности для кристаллосланцев и тектонитов, однако следует отметить, что значения k в тектонитах не достигают максимальной величины k , характерной для вмещающих пород. Среди тектонитов особенно малы k для БТМ по гранитизированным кристаллосланцам (1,62—1,81 Вт/м·К). Как и у первой группы пород, теплопроводность здесь повышается вкрест расланцевания тектонита.

Бирхинский массив. Измерение коэффициентов теплопроводности проводилось на образцах средних, основных, ультраосновных пород и тектонитов по ним.

Диориты имеют значения k от 1,71 до 2,00 Вт/м·К. В породах, возникающих в результате катаклаза диоритов, наблюдаем некоторое повышение значений k до 2,07 Вт/м·К. Еще более они увеличиваются в милонитах по диоритам — 2,27 Вт/м·К.

Наибольшим количеством определений охарактеризованы габброиды. В исходных разностях k изменяется от 1,78 до 2,27 Вт/м·К. Для тектонитов характерны широкие вариации k (1,68—2,16), однако значений, превышающих 2,00 Вт/м·К, немного.

Третья группа пород, которые изучались здесь — пироксениты. Для них характерны k от 2,59 до 3,31 Вт/м·К. Тектонические деформации резко снижают эти значения. Для милонитизированных пироксенитов k падает до 1,51 Вт/м·К.

Кроме вышеперечисленных пород, значения k определялись в дуни-тах из будинообразных тел среди пород ольхонской серии. Именно в этих породах k достигает наибольших значений (до 3,99 Вт/м·К), однако проявление катаклаза резко снижает значение k до 2,63 Вт/м·К.

Среди пород **акитканской серии Байкальского хребта** теплофизические свойства исследовались в основном в кварцевых порфирах и тектонитах по ним, а также в фельзит-порфирах и соответствующих тектонитах.

Для кварцевых порфиров среднее значение k равно 3,14 при разбросе значений от 2,72 до 3,34 Вт/м·К. В катаклазированных кварцевых порфирах наблюдается понижение значений в среднем до 2,76 при разбросе от 2,55 до 3,04 Вт/м·К. Процессы милонитизации повышают значение k по сравнению с катаклазированными и даже с исходными породами, и максимальные величины достигают 3,51, средние — 3,23 Вт/м·К. Отметим, что k перпендикулярно сланцеватости обычно выше: параллельно — 3,14, перпендикулярно — 3,32 Вт/м·К. Определения k проводились в зеленых сланцах по кварцевым порфирам. Они характеризуются более широким разбросом значений k — 2,26—3,48 Вт/м·К и более низким средним значением по сравнению с милонитами — 2,82 Вт/м·К. Во всех породах с ориентированной текстурой здесь наблюдается обратная анизотропия коэффициентов теплопроводности, т. е. значения k выше вкрест расланцевания.

Следующая группа исходных пород — фельзит-порфиры — характеризуются сравнительно с кварцевыми порфирами меньшими величинами k — в среднем 2,93 Вт/м·К. При наложении процессов катаклаза среднее значение k повышается до 3,22 Вт/м·К.

В этом районе были опробованы также гранодиорит-порфиры прельского комплекса и тектониты по ним. В исходных породах k равен 2,53 Вт/м·К, в катаклазированных гранодиорит-порфирах это значение понижается до 2,02 Вт/м·К, а при милонитизации повышается до 2,69 Вт/м·К.

В районе с. Бугульдейка были отобраны образцы массивных и расланцованных гранитов приморского комплекса. Здесь расланцевание повышает значение k на 0,13 — с 2,92 до 3,05 Вт/м·К.

На основании полученной в результате измерений информации можно определить влияние различных факторов на величину коэффициента теплопроводности в тектонитах и форму переноса тепла в тектонических зонах и вмещающих породах.

Состав и структура исходных пород стабильны, что обуславливает небольшой разброс величин коэффициента теплопроводности k по сравнению с тектонитами. В последних наблюдаются более широкие вариации измеряемой величины даже при определениях на одном образце. Связано это, вероятно, с различиями в степени структурной ориентировки тектонитов, с различной степенью их зрелости.

Результаты, полученные при измерениях, в значительной степени неожиданны. Первоначально предполагалось, что теплопроводность деформированных пород повысится по сравнению с исходными разностями, однако во многих случаях наблюдается обратная картина. Такое снижение значений k от вмещающих пород к тектонитам объясняется тем, что породы в зоне разлома подвергались помимо тектонических деформаций еще и интенсивному прогреву. Эти явления, в свою очередь, вызвали изменение структуры порового пространства пород и тепловое разуплот-

нение [Зарайский, Балашов, 1981, 1983а]. Поскольку теплопроводность флюида значительно ниже, чем теплопроводность минерального скелета пород, постольку совершенно естественно понижение значений k в тектонитах по сравнению с вмещающими породами. В пользу такого вывода говорит более высокая флюидонасыщенность БТМ, когда значительная часть флюида локализована в многочисленных дефектах решеток минералов. Очень часто в тектонитах теплопроводность повышается в направлении, перпендикулярном структурной ориентировке. Вероятно, причиной понижения k по сланцеватости является чередование удлиненных, растянутых зерен минералов с закономерно расположенными тонкими порами. Необходимо подчеркнуть, что проницаемость породы благодаря такой ориентировке порового пространства несомненно повысится.

Приведенные факты дают основание сделать вывод о том, что преобладающей формой теплопереноса по тектонической зоне является конвекция, значение кондукции второстепенно, она не оказывает большого влияния на ход процессов. Для зоны вмещающих пород имеем обратную картину: ввиду более высоких значений k , по сравнению с породами разлома, более низких пористости и проницаемости конвективные формы транспорта тепла подавлены. Здесь первенство остается за кондукцией.

Внутри разлома часто наблюдается описанная выше обратная анизотропия коэффициентов теплопроводности. О тех случаях, в которых это явление имеет место, можно с уверенностью сказать, что кондуктивная теплопередача вдоль тектонической зоны будет иметь меньший масштаб, чем теплоотдача в боковые породы. Это повлечет за собой образование вблизи разлома тепловых ореолов, величина которых зависит от значений k . Однако нам кажется, что наиболее интересны те образцы, в которых обратная анизотропия не наблюдается, т. е. с появлением линейной текстуры или сланцеватости повышается и теплопроводность породы, особенно по вектору, совпадающему с основным направлением текстурных неоднородностей. В таких тектонических телах теплоотдача во вмещающие породы будет много меньше по сравнению с кондуктивным потоком из глубины. Таким образом, в системе возможно сохранение в течение длительного периода так называемого режима термостатирования [Летников, Нарсеев, 1971], что может создать условия, благоприятные для рудообразования.

Если сопоставить между собой все породы, по которым нами были проведены замеры теплопроводности (см. табл. 55), то получается такая последовательность (в порядке уменьшения величины k): дуниты и пироксениты, кислые эффузивы, граниты и гранитогнейсы, эндербиты, кристаллосланцы основного состава и габбро, диориты. Если учесть, что у дунитов значения k достигают 3,86 и 3,99, а у диоритов 1,71 и 1,94, то разницу можно признать довольно существенной. Иными словами, при прочих равных условиях тепловой кондуктивный поток по ультрабазитам или кислым эффузивам будет распространяться со значительно большей скоростью, чем по диоритам, габбро или основным кристаллосланцам, при промежуточном между ними положении эндербитов и гранитоидов.

Сравнение по величине k БТМ по породам различного состава (основным и кислым) отчетливо указывает (рис. 48), что БТМ, отвечающие по T и P амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма, обладают значительно меньшей теплопроводностью по сравнению с БТМ фации зеленых сланцев по кислым эффузивам и гранитоидам. Следовательно (опять же при прочих равных условиях), кондуктивный тепловой поток по зоне БТМ будет более интенсивен в верхних частях тектонической зоны, отвечающей по PT -условиям зеленосланцевой фации, что несомненно является благоприятным фактором для широкого проявления на этом глубинном уровне метасоматических процессов и гидротермального минералообразования.

Хотя мы и не располагаем данными по тепло- и массопереносу вдоль зон БТМ, но несомненно, что подавляющая часть тепла переносится флюидами. В этом случае теплоотдача во вмещающие БТМ и не катак-

Рис. 48. Теплопроводность тектонитов.

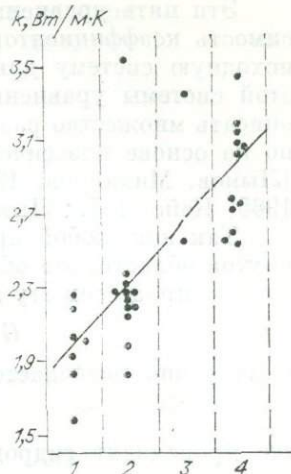
1—2 — БТМ амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций по ультраосновным, основным (1) и кислым (2) породам, 3, 4 — БТМ зеленосланцевой фации по ультраосновным и основным (3) и кислым (4) породам.

лазированные породы минимальна и определяется главным образом флюидным теплопереносом по системе пор и трещин и в меньшей мере за счет кондуктивной составляющей. Но в том случае, если флюидный поток по зоне БТМ по каким-то причинам будет заторможен, например, экранирование его в результате тектонических подвижек другим тектоническим нарушением, пересечение дайкой или протузией, то процесс преобразования пород пойдет по другому пути.

Как нами установлено, для многих БТМ теплопроводность поперек сланцеватости выше, чем вдоль нее. Поэтому в случае торможения флюидного потока и концентрации тепла в зоне, в ней и в сопряженном с ней пространстве будут одновременно протекать два процесса. В самой зоне нарастание T приводит к повышению степени метаморфизма БТМ и в некоторых случаях при алюмосиликатном составе матрицы к появлению локальных очагов плавления. Одновременно тепловой поток начинает распространяться от зоны БТМ во вмещающие породы. Это явление должно сопровождаться тепловым разуплотнением горных пород и привести к росту их проницаемости для флюидов [Зарайский, Балашов, 1981]. Иными словами, кондуктивный тепловой поток «взламывает» породу и создает в ее объеме тонкую сеть микротрещин, которые заполняются флюидом. Неизбежным следствием этого должно явиться объемное метасоматическое преобразование породы, тем более, что с поступлением флюида общий тепловой поток от зоны БТМ в окружающие породы возрастает. Итогом проявления такого механизма тепло- и массопереноса должно быть метасоматическое преобразование больших масс пород, прилегающих к зоне БТМ, когда в породе, подвергшейся метасоматическому преобразованию, нет явных путей для проникновения растворов, ибо в силу проявления эффекта теплового разуплотнения это главным образом межзерновые поверхности.

Поэтому в силу рассмотренных закономерностей мы приходим к двум простым соотношениям: 1) когда тепловой поток по зоне значительно больше такового во вмещающие породы, околотектонические метасоматические процессы проявлены сравнительно слабо; 2) если соотношение становится обратным, то окружающие БТМ породы должны быть в значительном объеме метасоматически изменены.

Если принять сделанные выводы в постулативном виде, то дальнейшие исследования в этом направлении целесообразно вести по линии оценки степени проявления в БТМ экзо- и эндотермических процессов (экзотермостатирование [Летников, Нарсеев, 1971]), которые могут в значительной мере регулировать тепловой поток в этой структуре и окружающих ее породах.



НЕПРЕРЫВНАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И МАССОБМЕНА В ЗОНЕ РАЗЛОМА И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОДАХ

Для решения любой гидродинамической проблемы (в частности, описания и оценки переноса тепла и вещества в тектонических зонах) необходимы следующие основные уравнения: неразрывности, массообмена, количества движения, энергии и состояния.

Эти пять уравнений совместно с уравнениями, описывающими зависимость коэффициентов переноса от температуры и плотности, образуют исходную систему для решения гидродинамических задач. С помощью этой системы уравнений и соответствующих граничных условий можно описать множество различных явлений. Записать данные уравнения можно на основе классических работ по гидродинамике и тепломассообмену [Лыков, Михайлов, 1959, 1963; Гирифельдер и др., 1961; Померанцев, 1965; Кэйс, 1972; Лыков, 1978; Седов, 1973; и др.].

Так как любой процесс протекает в некоторой геометрической замкнутой области, эта область должна быть формально описана. Для исследуемых процессов эту геометрию можно представить следующим образом:

$$G = \{0 \leq x \leq b; 0 \leq y \leq l\}, \quad (1)$$

причем она распадается на две подобласти:

$$G_1 = \{0 \leq x \leq b; y = 0\}, \quad (2)$$

где происходят гидродинамические процессы, и

$$G_2 = \{0 \leq x \leq b; 0 \leq y \leq l\}, \quad (3)$$

где протекают процессы тепло- и массопереноса.

Необходимо иметь в виду, что исследуемые системы динамичны, т. е. изменяются и по третьей координате, которой является время τ , а следовательно, имеем параболическое пространство:

$$\{0 \leq \tau \leq \Theta\} \times \{0 \leq x \leq b; y = 0\}, \quad (4)$$

$$\{0 \leq \tau \leq \Theta\} \times \{0 \leq x \leq b; 0 \leq y \leq l\},$$

где Θ — время окончания процесса.

Рассмотрим первую подобласть, где при движении некоторого раствора по разлому происходят гидродинамические процессы. При их исследовании необходимо изучить траектории изменения: плотности — $\rho(x, \tau)$, скорости движения — $v(x, \tau)$, давления — $p(x, \tau)$, температуры раствора — $T(x, \tau)$, а следовательно, необходимо решить систему четырех уравнений, в данном случае дифференциально-алгебраических:

$$\frac{\partial \rho}{\partial \tau} + v \frac{\partial \rho}{\partial x} + \rho \frac{\partial v}{\partial x} = + q_\rho,$$

$$\rho \frac{\partial v}{\partial \tau} = \rho X - \frac{\partial p}{\partial x} + \rho v \frac{\partial v}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 v}{\partial x^2}, \quad (5)$$

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial \tau} + \rho c_p v \frac{\partial T}{\partial x} = -p \frac{\partial v}{\partial x} + (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + k \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + q_T,$$

$$\rho = f(\rho, T) \text{ или } p = \varphi(\rho, T),$$

$$\{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{0 < x < b; y = 0\},$$

где q_ρ — источники или стоки массы, q_T — источники или стоки тепла.

Ввиду того, что плотность, давление и температура связаны алгебраическими соотношениями, заданную систему можно записать тремя уравнениями в частных производных:

$$\frac{\partial \rho}{\partial \tau} = -v \frac{\partial \rho}{\partial x} - \rho \frac{\partial v}{\partial x} + q_\rho,$$

$$\frac{\partial v}{\partial \tau} = X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x} (\varphi(\rho, T)) + v \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{1}{\rho} (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 v}{\partial x^2},$$

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = -v \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{\varphi(\rho, T)}{\rho c_p} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho c_p} \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{k}{\rho c_p} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + Q_T. \quad (6)$$

$$\{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{0 < x < b; y = 0\},$$

где

$$Q_T = \frac{q_T}{\rho c_p}, \text{ а } \frac{\partial}{\partial x} (\varphi(\rho, T)) = \frac{\partial \varphi}{\partial \rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial \varphi}{\partial T} \frac{\partial T}{\partial x}.$$

На границах подобласти имеем дополнительные условия:

$$\begin{aligned}
 & \{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{x = 0; y = 0\}, \\
 & \quad \rho(x, \tau) = \rho_0(\tau), \\
 & \quad v(x, \tau) = v_0(\tau), \\
 & \quad T(x, \tau) = T_0(\tau). \\
 & \{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{x = b; y = 0\}, \\
 & \quad \rho(x, \tau) = \rho_b(\tau), \\
 & \quad v(x, \tau) = v_b(\tau), \\
 & \quad T(x, \tau) = T_b(\tau).
 \end{aligned} \tag{7}$$

В качестве начальных условий, в частности, имеем:

$$\begin{aligned}
 & \{\tau = 0\} \times \{0 \leq x \leq b; y = 0\}, \\
 & \quad \rho(x, \tau) = \rho_n(x), \\
 & \quad v(x, \tau) = 0, \\
 & \quad T(x, \tau) = T_n(x).
 \end{aligned} \tag{8}$$

Так выглядит формализация гидродинамического движения раствора по разлому (подобласть G_1).

Рассмотрим вторую подобласть, в которой происходят тепло- и массоперенос во вмещающих породах. При этом необходимо изучить траектории изменения: температуры пород — $T_n(x, y, \tau)$, массонасыщенности пород — $M(x, y, \tau)$, а следовательно, решить систему уравнений в частных производных второго порядка вида:

$$\begin{aligned}
 c_{pp}\rho_n \frac{\partial T_n}{\partial \tau} &= k_n \left(\frac{\partial^2 T_n}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T_n}{\partial y^2} \right) + \varepsilon R \rho \frac{\partial M}{\partial \tau} + Q_n, \\
 \frac{\partial M}{\partial \tau} &= a_m \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) + a_m \delta \left(\frac{\partial^2 T_n}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T_n}{\partial y^2} \right) + Q_M, \\
 & \{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{0 < x < b; 0 < y < l\}
 \end{aligned} \tag{9}$$

или разрешенных относительно частных производных по временной координате:

$$\begin{aligned}
 c_{pp}\rho_n \frac{\partial T_n}{\partial \tau} &= (k_n + \varepsilon R \rho a_m \delta) \left(\frac{\partial^2 T_n}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T_n}{\partial y^2} \right) + \varepsilon R \rho a_m \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) + Q_n, \\
 \frac{\partial M}{\partial \tau} &= a_m \left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 M}{\partial y^2} \right) + a_m \delta \left(\frac{\partial^2 T_n}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T_n}{\partial y^2} \right) + Q_M, \\
 & \{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{0 < x < b; 0 < y < l\}.
 \end{aligned} \tag{10}$$

На границах подобласти имеем дополнительные условия:

$$\begin{aligned}
 & \{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{x = 0; 0 < y < l\}, \\
 & \quad T_n(x, y, \tau) = T_{n0}(y, \tau), \\
 & \quad M(x, y, \tau) = M_n(y, \tau). \\
 & \{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{x = b; 0 < y < l\}, \\
 & \quad T_n(x, y, \tau) = T_{nb}(y, \tau), \\
 & \quad M(x, y, \tau) = M_b(y, \tau). \\
 & \{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{0 < x < b; y = l\}, \\
 & \quad k_n \frac{\partial T_n}{\partial y} = 0; \quad k_M \frac{\partial M}{\partial y} = 0,
 \end{aligned} \tag{11}$$

где k_M — коэффициент массопроводности.

Наиболее специфические условия задаются на контакте вмещающих пород и разлома, по которому движется раствор. Специфика заключается в разнородности искомых параметров: во вмещающих породах — массонасыщенность M и температура пород $T_{\text{п}}$, а в зоне разлома — плотность ρ , скорость v и температура T раствора. Естественно, необходимо сформулировать соотношения их взаимосвязи.

Для связи температуры пород и температуры раствора можно воспользоваться законом Ньютона — равенства тепловых потоков кондуктивного теплообмена и конвективного потока, т. е.

$$\{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{0 < x < b; y = 0\},$$

$$-k_{\text{п}} \frac{\partial T_{\text{п}}}{\partial y} = \alpha(\rho, v)(T - T_{\text{п}}), \quad (12)$$

где $\alpha(\rho, v)$ — коэффициент теплоотдачи раствора к породам, зависящий от скорости движения и плотности раствора.

Для формализации связи массонасыщенности пород и параметров раствора на границе необходимо более подробно раскрыть физику параметра массонасыщенности пород.

Массонасыщенность пород есть отношение веса раствора, находящегося в породе, к весу породы.

$$M(x, y, \tau) = \frac{M_{\text{р}}(x, y, \tau)}{M_{\text{п}}(x, y, \tau)}. \quad (13)$$

Для элементарного объема с пористостью ξ масса породы может быть представлена в виде

$$M_{\text{п}} = \rho_{\text{п}}(1 - \xi)\partial x\partial y, \quad (14)$$

а масса раствора

$$M_{\text{р}} = \rho\xi dxdy, \quad (15)$$

откуда массонасыщенность

$$M(x, y, \tau) = \frac{\rho\xi}{\rho_{\text{п}}(1 - \xi)}. \quad (16)$$

Следовательно, плотность на границе вмещающих пород и разлома связана с массонасыщенностью вмещающих пород следующей закономерностью:

$$\{0 < \tau \leq \Theta\} \times \{0 < x < b, y = 0\},$$

$$\rho(x, \tau) = \rho_{\text{п}} \left(\frac{1}{\xi} - 1 \right) M(x, y, \tau) \quad (17)$$

или

$$M(x, y, \tau) = \frac{\xi}{(1 - \xi)} \frac{\rho(x, \tau)}{\rho_{\text{п}}}.$$

В качестве начальных условий имеем:

$$\{\tau = 0\} \times \{0 < x < b; 0 < y < l\},$$

$$T_{\text{п}}(x, y, \tau) = T_{\text{по}} + \Delta T x, \quad (18)$$

$$M(x, y, \tau) = M_{\text{н}}(x, y).$$

Таким образом, формализована модель взаимодействия раствора и вмещающих пород, которая записана в виде двух задач в частных производных гиперболического и параболического типа со смешанными краевыми условиями. Аналитическое решение вышеописанной и формализованной задачи практически невозможно: во-первых, из-за многомерности рассматриваемых геометрических областей, во-вторых, из-за необходимости одновременного решения двух задач различного типа и, в-третьих, из-за смешанных граничных условий. Поэтому необходи-

мо и рациональное отыскание метода численного решения с применением современных средств вычислительной техники. А это значит, что от непрерывной постановки задачи необходимо перейти к дискретной, используя различные методы аппроксимации и сведение системы в частных производных к системе обыкновенных дифференциальных уравнений, т. е. создание дискретных моделей процессов с дальнейшим их расчетом на ЭВМ.

СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ ТЕПЛО- И МАССОПЕРЕНОСА В ТЕКТОНИТАХ

Поскольку любая группа горных пород характеризуется своим набором физических параметров, постольку вышеприведенная система уравнений (10) применима к описанию процессов тепло- и массопереноса в любых группах горных пород и, следовательно, в любых геологических структурах. Оригинальностью формального описания процессов переноса тепла и вещества непосредственно в тектонической зоне и близ нее в настоящей работе является введение системы дифференциальных уравнений (6), характеризующей разломы, как гидродинамически сосредоточенные системы движения флюидов, или иначе как тепловые флюидо-проводники [Поспелов, 1973]. Описание модели, учитывающей непрерывное течение газовой-жидкой смеси по тектонической зоне, для геологических систем выполнено впервые.

Само движение раствора по разлому осложняется дополнительными формами транспорта тепла и вещества, достигающими значительных масштабов именно на участках локализации интенсивных тектонических деформаций. Рассмотрим коротко специфику явления тепло- и массопереноса в тектонических зонах.

Дополнительные формы переноса вещества. Поровые каналы пород под воздействием тектонических деформаций становятся протяженными, в связи с этим появляется возможность образования пленок пристеночной жидкости, имеющих значительную длину. В этом случае одной из дополнительных форм переноса будет так называемая термоосмотическая фильтрация [Дударев, Сотников, 1982], т. е. миграция по поровым каналам подвижной пристеночной жидкости в направлении, обратном тепловому потоку. Именно в тектонитах этот процесс должен достигать наибольших масштабов.

В зонах движения флюидов в качестве другой дополнительной формы переноса вещества может развиваться электромиграция, т. е. перемещение заряженных частиц раствора под воздействием электрических полей (на границе раздела фаз горная порода — поровый раствор образуется двойной электрический слой (ДЭС)). Известно, что при нормальных условиях поверхность горной породы, как правило, заряжена отрицательно, а приповерхностный слой жидкости — положительно.

Кроме того, при развитии в тектонических зонах процессов перетирания, возможно, будут иметь место формы переноса, характерные для трущихся контактов со смазкой.

В области вмещающих пород как дополнительную форму транспорта необходимо учитывать бародиффузию, т. е. диффузионный перенос под воздействием перепада давлений. Нельзя забывать и о том, что рассматриваемая модель двумерна, т. е. лежит в поле координат x и y , однако источники или стоки тепла или массы совсем не обязательно будут действовать в этом же поле. Следовательно, в случае с источниками необходимо учитывать их действие по координате z .

Дополнительные источники тепла. Главными энергетическими эффектами, сопровождающими движение раствора по разлому, могут быть: а) теплота смачивания (гидратации, сольватации); б) теплота набухания и растворения; в) теплота химических реакций [Дударев, 1975]. Естест-

венно, что их учет совершенно необходим для верной оценки общего хода процессов.

На основе вышеизложенных теоретических выводов нами разрабатывается пакет прикладных программ (ППП) TRANSFER. Назначение ППП — одновременный расчет полей температуры и влажности во вмещающих породах и расчет траекторий изменения скорости движения, плотности и температуры раствора, движущегося по трещине. Предусмотрено в ППП и действие дополнительных форм переноса вещества и источников тепла, следует лишь выполнить их математическую формализацию и установить взаимосвязь между ними.

Таким образом, используя ППП TRANSFER, можно будет оценивать процессы тепло- и массопереноса в сложных модельных системах, близких к природным объектам.

Глава IX

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИТОВ

При изучении зрелых тектонитов одним из важнейших является вопрос об источнике флюидов, петрогенных и рудных компонентов, поступающих в тектоническую зону. По одной модели — зона тектонита не проникает в глубь коры, и все явления массопереноса в ней осуществляются за счет флюида, высвобождаемого из породы при ее диспергировании. По второй модели — зоны тектонитов являются флюидопроводниками в понимании Г. Л. Поспелова [1973] и глубоко дренируют нижние горизонты тех или иных эндогенных систем. В связи с существованием двух альтернативных точек зрения мы постараемся ответить на поставленные вопросы, оперируя имеющимся в нашем распоряжении фактическим материалом.

В этом отношении очень показателен разрез, изученный на протяжении более 70 км вдоль берега оз. Байкал, где на одном гипсометрическом уровне обнажены породы шарыжалгайской серии. Если сравнить на этом разрезе все изученные тектонические зоны по преобладающему типу метасоматоза (рис. 49), то проявляется удивительная закономерность: от 143 до 110 км по породам кислого или основного состава образуются тектониты с преобладающим $Mg-Ca-Fe \pm Na, Al$ типом метасоматоза. В интервале 102—86 км в тектонитах проявлен $Si-K \pm Al, Na$ метасоматоз опять же по породам как кислого, так и основного состава. Далее на восток снова фиксируется привнос в тектониты Fe, Ca, Mg , но при обязательном участии K .

Если сопоставить расположение разных типов тектонитов с геологическим строением Шарыжалгайского блока, то становится очевидной приуроченность тектонитов с $Si-K$ типом метасоматоза к центральным частям Громотухинского и Улановского гранитогнейсовых куполов [Грабкин, Мельников, 1980], т. е. к максимально гранитизированным частям разреза. И хотя на запад и на восток от этой зоны в разрезе преобладают гнейсы, эндербиты и гранитоиды, в них почему-то проявлен иной стиль метасоматоза в тектонитах — преимущественно $Mg-Ca-Fe$.

Независимо от интерпретации полученных данных очевидно унаследование стиля предшествующего тектонитам эндогенного этапа, а именно: преобладающей гранитизации с формированием гранитогнейсовых куполов.

Как нами указывалось ранее [Летников, 1976], гранитогнейсовые купола развиваются над зонами полихронной гранитизации, хорошо фик-

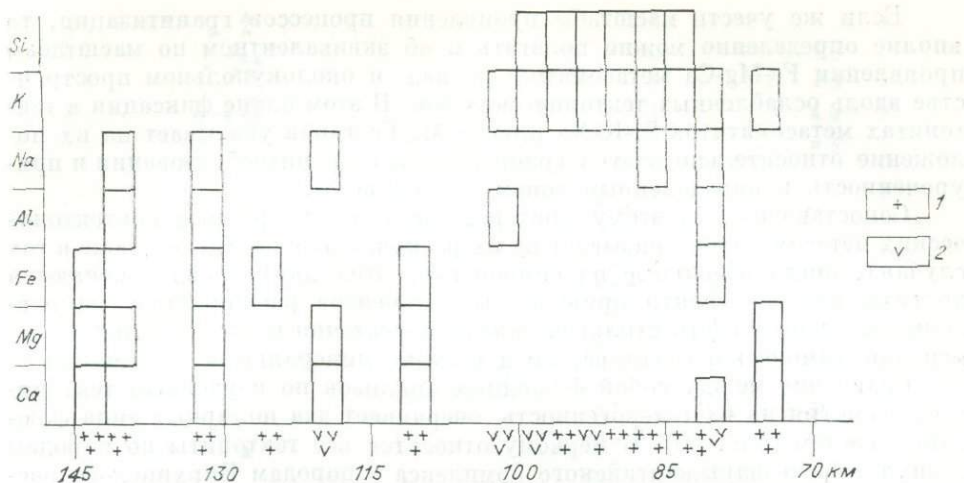


Рис. 49. Петрохимическая типизация тектонитов Шарыжалга.

1 — кислые; 2 — основные породы.

сируемыми геофизическими методами и уходящими в верхнюю мантию. В соответствии с этим можно полагать, что зоны милонитов трассируют глубинную структуру, над которой и в пределах которой развился гнейсовый купол. Поэтому возникающие зоны тектонитов и на регрессивной стадии продолжают играть роль активных флюидопроводников для глубинных гранитизирующих флюидов. Поскольку Si-Na-K метасоматоз сопровождается переводом в подвижное состояние оснований и Fe [Коржинский, 1953], то сопряженным с ним должен быть Fe-Ca-Mg метасоматоз.

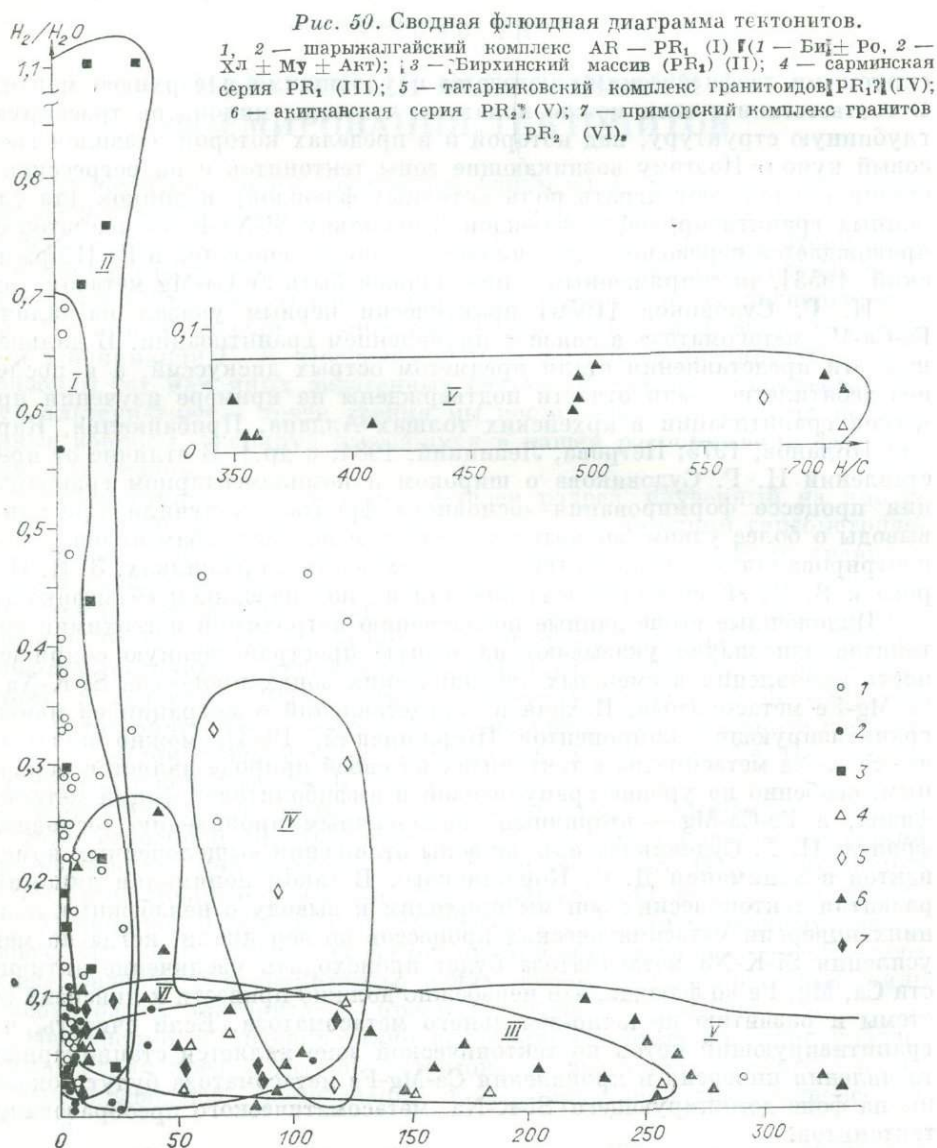
Н. Г. Судовиков [1956] практически первым указал на наличие Fe-Ca-Mg метасоматоза в связи с проявлением гранитизации. В дальнейшем эти представления стали предметом острых дискуссий, а в последнее десятилетие были отчасти подтверждены на примере изучения процессов гранитизации в архейских толщах Алдана, Прибайкалья, Карелии [Жданов, 1975; Петрова, Левицкий, 1984; и др.]. В отличие от представлений Н. Г. Судовикова о широком и комплементарном гранитизации процессе формирования «основного фронта» получили признание выводы о более узком, значительно меньшем по масштабам явлении концентрирования оснований в тектонических зонах и прожилках. З. И. Петрова и В. И. Левицкий [1984] описали их под названием «базификаты».

Изложенные выше данные по изучению петрохимии и геохимии тектонитов однозначно указывают на тесную пространственную сопряженность проявления в смежных тектонических зонах процессов Si-K-Na и Ca-Mg-Fe метасоматоза. Исходя из представлений о миграции из мантии гранитизирующих компонентов [Коржинский, 1953], можно полагать, что Si-K-Na метасоматоз в тектонитах по своей природе является первичным, особенно на уровне гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, а Fe-Ca-Mg — вторичным, аналогичным проявлению «основного фронта» Н. Г. Судовикова или же зоны отложения выщелоченных компонентов в понимании Д. С. Коржинского. В таком понимании динамики развития тектонических зон мы приходим к выводу о неизбежных явлениях инверсии метасоматических процессов по вертикали, когда по мере усиления Si-K-Na метасоматоза будет происходить увеличение активности Ca, Mg, Fe во флюиде, что неизбежно должно привести к инверсии системы и развитию щелочно-земельного метасоматоза. Если считать, что гранитизирующий поток по тектонической зоне является стационарным, то явления инверсии и проявления Ca-Mg-Fe метасоматоза будут локальны на фоне доминирующего Si-K-Na метасоматического преобразования тектонитов.

Если же учесть масштабы проявления процессов гранитизации, то вполне определенно можно полагать и об эквивалентном по масштабам проявлении Fe-Mg-Ca метасоматоза в над- и околокупольном пространстве вдоль ослабленных тектонических зон. В этом плане фиксация в тектонитах метасоматитов Si-K-Na или Ca-Mg-Fe типов указывает на их положение относительно очагов гранитизации и гранитообразования и приуроченность к определенным зонам земной коры.

Сопоставление по этому критерию всех рассмотренных синтетектонических метасоматитов указывает на их региональное развитие. Даже в тех случаях, когда отдельные из компонентов этих двух триад заменяются другими или же спектр привносимых элементов расширяется, направленность процесса (его стиль) выражена достаточно четко не только в изменении химического состава, но и в смене минеральных ассоциаций.

Сравнение между собой флюидных анализов по изученным тектонитам, несмотря на их гетерогенность, очерчивает два полярных типа флюидных систем (рис. 50). К первому относятся все тектониты по породам гранулитового шарыжалгайского комплекса и породам Бирхинского мас-



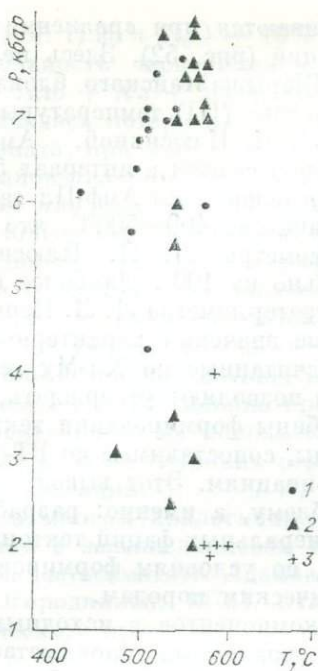


Рис. 51. P - T -диаграмма тектонитов.

1 — по породам зеленосланцевой фации (Тункинские гольцы); 2 — по породам гранулитовой и амфиболитовой фаций (Шарьжалгайский блок); 3 — по основным и ультраосновным породам (Бирхинский массив).

Геотермометры: 1 — Амф-Пл (по Л. П. Плюсниной [1983]); 2 — Гр-Би (по Л. Л. Перчуку и др. [1983]); 3 — Амф-Пл; 4 — Би-Амф (по Л. Л. Перчуку, И. Д. Рябчикову [1976]); 5 — Хл-Му (по Н. В. Котову [1975]). Тектониты по породам: I — Шарьжалгайского блока; II — Тункинских гольцов; III — Бирхинского массива.

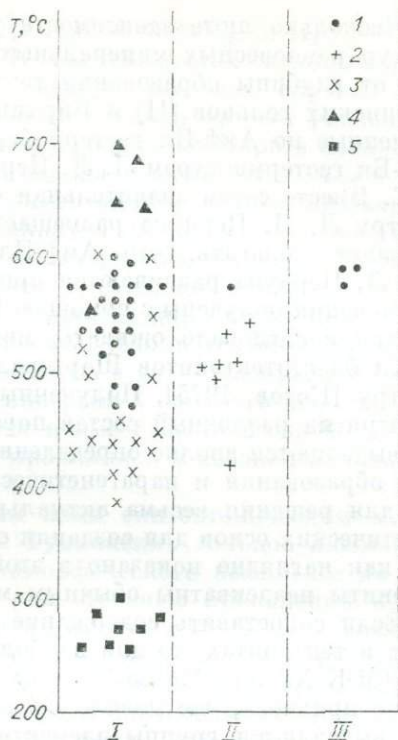


Рис. 52. Температура образования тектонитов.

сива. Для них характерны минимальные отношения N/C и широкий диапазон значений H_2/H_2O с фиксацией значительного уровня восстановленности флюида, не отмечаемого больше нигде в тектонических зонах по другим породам. Противоположное место занимают малоглубинные тектониты акитканской серии, развитые по кислым эффузивам. Им свойственны высокие окисленность флюидов и отношения N/C , указывающие на существенно водородный тип флюидных систем. Все другие представители занимают промежуточное положение и отражают различные уровни зарождения и эволюции флюидных систем, тесно связанных с эндогенным режимом формирования вмещающих их комплексов.

Если сопоставить по T и P формирования все изученные нами тектониты (рис. 51), то очевидна их преобладающая группировка в интервале $500-600^\circ C$ и широкий разброс значений по P , но преобладающая часть определений укладывается в интервал $6-8$ кбар. Поскольку значительная часть определений получена по Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсниной, где мы предполагаем некоторое завышение по P , то судя по парагенетическим ассоциациям они на $1,5-2$ кбар ниже. Но поскольку мы по этому методу сравниваем однотипные метасоматиты с Амф-Пл ассоциациями, то они вполне сопоставимы друг с другом. При наиболее высоких давлениях формировались высокотемпературные тектониты в гранулитовом комплексе. Меньшими давлениями характеризовались условия образования Гр-Би-Ди тектонитов среди пород зеленосланцевой фации и минимальными — тектонитов по габброидам Бирхинского массива. В общем виде это соответствует глубинам, на которых происходило формирование бластотектонитов.

Несколько иные зависимости устанавливаются при сравнении температур равновесных минеральных ассоциаций (рис. 52). Здесь независимо от глубины образования тектонитов Шарьжалгайского блока (I), Тункинских гольцов (II) и Бирхинского массива (III) температуры, определенные по Амф-Пл геотермобарометру Л. П. Плюсиной, Амф-Пл и Гр-Би геотермометрам Л. Л. Перчука, укладываются в интервал 500—600°C. Вместе с тем значительная часть определений по Амф-Пл геотермометру Л. Л. Перчука размещается в диапазоне 400—500°C, что дает основание полагать, что Амф-Пл геотермометры Л. П. Плюсиной и Л. Л. Перчука различаются приблизительно на 100°. Наиболее высокие значения получены с помощью Би-Амф геотермометра Л. Л. Перчука.

Как и следовало ожидать, минимальные значения характерны для Му-Хл бластотектонитов Шарьжалгай, рассчитанные по Хл-Му геотермометру [Котов, 1975]. Полученные данные позволяют утверждать, что, несмотря на различный состав пород и глубины формирования тектонитов, выделяются вполне определенные группы, сопоставимые по РТ-условиям образования и парагенетическим ассоциациям. Этот вывод выдвигает для решения весьма актуальную проблему, а именно: разработку теоретических основ для создания схемы минеральных фаций тектонитов, ибо, как наглядно показано в этой работе, по условиям формирования тектониты неадекватны обычным метаморфическим породам.

Если сопоставить содержание рудных компонентов в исходных породах и тектонитах, то для наиболее распространенных типов метасоматоза (Si-K-Na или Mg-Ca-Fe) можно определить в первом приближении баланс привноса, что делалось нами для отдельных разрезов. В общем виде выделяются группы элементов, характерные для каждого метасоматического типа. Так, K-Si-Na метасоматоз способствует переводу в подвижное состояние V, Cr, Sc, Co, Ni, Fe, Au, а Mg-Ca-Fe — Rb, Sn, Pb, U, Th. Изменение флюидного режима процесса или расширение круга петрогенных элементов, определяющих тип метасоматоза, обуславливает некоторые вариации составов выделенных групп. Если взять за основу схему В. И. Казанского, согласно которой по вертикали милониты сменяются катаклазитами и зонами брекчирования, то именно этот диапазон наиболее благоприятен для локализации значительных масс рудного вещества. Это вовсе не исключает образования высокотемпературных рудных месторождений непосредственно в бластомилонитах, что было наглядно продемонстрировано В. И. Казанским на примере редкометалльных и редкоземельных метасоматитов. В верхних частях этих флюидопроводящих структур следует ожидать формирование сульфидного оруденения. Судя по общей направленности процесса к этим же уровням тектонических зон должны тяготеть продукты Mg-Ca-Fe метасоматоза (хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация и т. д.). Но необходимо подчеркнуть, что проявление Mg-Ca-Fe метасоматоза еще не означает обязательной связи с метасоматитами сульфидов или золота, поскольку для данных типов оруденения нужен восстановительный флюидный режим, а образование сульфидов требует высоких концентраций S²⁻.

Таким образом, необходимо выделять две стороны изучаемого явления: перевод в подвижное состояние рудных компонентов может осуществляться флюидами различного состава, а концентрирование в виде рудных скоплений может произойти лишь при благоприятном флюидном режиме и высоких концентрациях анионов, на базе которых возникает рудная минерализация пород (S, F, O, CO₂ и т. д.). Поэтому только изучение флюидного режима подобных структур в сочетании с другими данными может дать объективное представление об их потенциальной рудоносности, ибо структуры с однообразным флюидным режимом обычно безрудны, рудные скопления более вероятны при инверсии флюидного режима эндогенных систем [Летников и др., 1985].

С целью определения степени влияния флюидного режима на устойчивость минералов были проведены в автоклавах эксперименты при $T = 500^\circ\text{C}$, $P = 1000$ атм флюида, состав которого изменялся следующим

образом: 1) 90% $H_2O + 10\% H_2$, 2) 90% $H_2O + 10\% O_2$, 3) $H_2O - 100\%$. Длительность эксперимента 166 ч. В экспериментах использовались Кв + Алб + Хл + Му + Би + Карб сланцы. Во всех случаях устанавливалась потеря веса образцов главным образом за счет разложения карбоната, при этом степень уменьшения содержания Карб в сланце при восстановительном флюидном режиме была значительно выше, чем в чисто водном или окислительном. Эти экспериментальные данные подтверждают наблюдения над тектонитами в сланцах Тункинских гольцов, когда в тектонических зонах с графитом на самых ранних этапах их формирования происходит разложение карбоната и вытеснение CO_2 в окружающие породы, где образуются вторичные ореолы карбонатизации.

Если учесть, что часть CO_2 переносится вдоль тектонической зоны в едином флюидном потоке, то связывание H_2 в гидратсодержащих фазах и накопление CO_2 должно привести к инверсии флюидного режима с восстановительного на окислительный, что и имеет место выше по разрезу или же в более глубоких горизонтах, проявляясь в поздней наложенной карбонатизации.

Во многом аналогичны описанным нами синтетектоническим метасоматитам в зеленосланцевом комплексе Тункинских гольцов алюмокремниевые метасоматиты Адамовского метаморфического комплекса на Урале [Огородников, 1975]. Отличаются они степенью проявления метасоматического процесса: в нашем случае мы фиксируем его начальные стадии, а на Адамовском месторождении — завершающие с образованием Кв-Ди или чисто кварцевых тел. В. Н. Огородников справедливо полагает, что метасоматиты сформировались на заключительных стадиях прогрессивного регионального метаморфизма, когда пластические деформации пород сменились хрупкими.

В соответствии с установленной нами ранее эволюцией флюидного режима эндогенных процессов в геологической истории Земли [Летников, 1982] следует ожидать, что для наиболее древних тектонитов отношения Н/С во флюидах должны быть минимальны. Этот вывод в определенной мере подтверждается полученным материалом для тектонитов по магматическим или алюмосиликатным метаморфическим породам (см. рис. 50). Действительно, самые низкие отношения Н/С характерны для БТМ и БТК в гранулитовых комплексах Шарыжалгайского блока, а максимальные — для среднепротерозойских кислых эффузивов акитанской серии Байкальского хребта.

В результате такого сопоставления естественен тезис о едином эндогенном источнике флюидов для материнских пород и зон БТМ и БТК, развитых в них. Если это действительно так, то мы приходим к весьма важному выводу: процесс формирования бластотектонитов высокой степени зрелости является вполне закономерным этапом любой эндогенной системы на регрессивном этапе ее эволюции. В пользу такого вывода говорит и факт унаследования стиля метасоматического преобразования тектонитов на самых начальных стадиях, отвечающих направленности преобразования исходных пород, по которым развиваются тектониты. Так, для гранитоподобных пород Шарыжалгайского блока это К-Na-Si метасоматоз, унаследованный от предшествующей гранитизации, то же самое для алюмосиликатных толщ Тункинских гольцов, проявление Ca-Mg метасоматоза в габбро и габбро-норитах Бирхинского массива и т. д. Вместе с тем необходимо выделять сопряженные процессы Ca-Mg-Fe метасоматоза, обусловленные переводом в подвижное состояние Ca, Mg и Fe на ранних стадиях преобразования тектонитов этапа Si-K-Na метасоматоза. Несомненно, могут иметь место случаи формирования БТМ и БТК под воздействием флюидных систем иной эндогенной природы, например, образование БТК Бирхинского массива под воздействием флюидов с Si-Na-K-Al спецификой, которые связаны с более поздними и широко проявленными здесь процессами гранитизации. Но, как следует из изучения таких зон, они существенно отличаются от БТМ Шарыжалгайского блока слабо проявленной метаморфической дифференциацией вещества

(очень слабо выраженная метаморфическая полосчатость с разделением на лейко- и меланократовые слойки) и меньшей зрелостью тектонитов вообще. Поэтому одна из важнейших задач в данной области геологии — разработка критериев отличия сингенетических и эпигенетических тектонитов. Решающую роль в этом плане (наряду с другими методами) должны сыграть изотопные исследования.

Исходя из многочисленных данных, приведенных в этой работе, вполне логичным является вывод о том, что БТМ и БТК могут проявляться на той стадии, когда по PT -условиям та или иная порода выходит из стадии преобладания пластических деформаций и приобретает необходимую жесткость. Это регрессивный этап эволюции любой эндогенной системы. Исходя из такого постулативного тезиса решение обратной задачи очевидно в первом приближении, а именно: время появления БТМ знаменует переход данного массива пород через определенный PT -барьер, разделяющий зоны пластических и хрупких деформаций. Поэтому определение возрастных датировок для зон БТМ приобретает первостепенное значение в плане геодинамических реконструкций. Вместе с тем необходимо помнить, что в зрелых тектонитах на стадии их максимального диспергирования и пленочной гидратации снова могут проявиться пластические деформации, но они, как правило, локальны и не столь широко развиты.

Наш опыт изучения тектонитов в различных геологических обстановках со всей очевидностью подчеркивает, что зрелые БТМ формировались в термостатированных условиях [Летников, Нарсеев, 1971], когда температурный градиент между тектонической зоной и ее ближайшим окружением был невелик. Данный вывод подтверждается многочисленными фактами отсутствия метасоматической зональности вкрест простирания таких зон и близостью по PT -условиям формирования минеральных ассоциаций в самих БТМ и окружающих их БТК. Это еще раз подтверждает выдвинутый выше тезис об образовании зон БТМ на определенном регрессивном этапе эволюции любых эндогенных систем, будь то магматические или метаморфические комплексы. Этому этапу соответствуют достаточно высокие температуры пород, в которых формируются БТМ, что создает режим термостатирования, столь необходимый для длительного процесса образования зрелых бластомилонитов.

Если оперировать представлениями о «механическом плавлении» кварцсодержащих пород гранитоидного ряда [Летников, 1975], то ориентировочно можно полагать, что для этих компонентов (гранитоиды, гнейсы, кварцсодержащие сланцы) этап формирования БТМ наступит при достижении T и P линии $\beta - \alpha$ -перехода кварца, вдоль которой при $\sim 50^\circ\text{C}$ наиболее вероятны пластические деформации за счет потери устойчивости кварца при его полиморфном переходе. Ниже этой линии начинается зона формирования БТМ, и она является верхним PT -рубежом для образования тектонитов такого рода.

Как следует из теории, напряжение, выдерживаемое горными породами, устойчиво возрастает по мере увеличения степени пластической деформации [Тернер, Ферхуген, 1961], что хорошо иллюстрируется нашими данными по геобарометрам, когда при переходе от хрупких к пластическим деформациям резко падает P , при котором образуются минералы этого этапа.

Общеизвестно, что процесс переноса H_2O в пористых телах, какими являются горные породы, при постоянной T осуществляется тремя способами: капиллярным пропитыванием, пленочным движением и переносом в виде пара. Сама структура и текстура тектонитов указывает на преобладающий флюидный перенос вдоль поверхностей, разделяющих минеральные агрегаты, которые мы называем поверхностями расщепления. Еще Г. Л. Поспелов [1973] указал на многие специфические черты пленочного переноса, ибо в условиях возникновения и эволюции тектонитов одной из преобладающих форм нахождения в нем флюида будет непрерывная система тонких пленок, обволакивающих минералы и созда-

ющих единую систему массопереноса вдоль поверхностей расщепления.

Наряду с представлениями о наличии в тектоните единой флюидной пленочной системы, являющейся средой массопереноса, наиболее актуален вопрос о течении этих пленок по градиенту P и T . В какой-то мере этот вопрос рассматривал А. М. Блох [1972] при анализе поведения связанной воды минеральных систем, но его построения не касались бластомилонитов. Теория течения смачивающих пленок хорошо рассмотрена Б. В. Дерягиным и Н. В. Чураевым [1984], хотя в основном для низких T и P . Однако полученные ими результаты позволяют полагать, что в градиентных системах, каковыми являются тектониты, пленочный перенос будет являться одной из эффективных форм миграции вещества по вектору T и P .

Одной из специфических черт формирования БТМ является образование огромной свободной поверхности минералов за счет их диспергирования. Если учесть высокую флюидопродность тектонических зон, то правомерен вопрос о степени гидратации таких дисперсных сред. Учитывая работы по определению степени гидратации кварца и силикатов, можно считать все бластомилониты в значительной мере гидратированными. В этом случае гидратные пленки на поверхности тонкодисперсных сред представляют единую сплошную систему, приближающуюся по своим динамическим характеристикам к водному потоку в малопористой дисперсной среде. В таком состоянии зона БТМ является эффективным тепло- и флюидопродником со значительной массоемкостью в отношении переноса петрогенных и рудных компонентов. Не исключено также, что такая «гидратная смазка» способствует переводу породы в пластическое состояние и образованию плейчатых бластомилонитов.

В отличие от существующих представлений о генерации значительных количеств тепла, выделяющегося при образовании бластомилонитов за счет трения блоков пород вдоль разрывных нарушений, мы полагаем, что возникновение зон БТМ не обязательно фиксирует такие нарушения — сместители. Во-первых, мы нигде обычными геологическими методами не зафиксировали однозначно перемещения блоков пород по обе стороны от зоны БТМ. Во-вторых, зачастую геологические данные указывают на отсутствие таких перемещений. Поэтому мы более склонны рассматривать БТМ как зоны, фиксирующие определенные направления сжатия в массе пород, вдоль которых локальные передвижения блоков пород могут иметь место, однако не этот механизм является главным в формировании БТМ.

Если следовать методам аналогий, то, как уже отмечалось многочисленными исследователями, текстура и структура БТМ во многом аналогичны таковой у метаморфических пород. Но ведь метаморфические породы формируются в условиях роста P и T , а не в результате перемещения отдельных слоев относительно друг друга при тектонических напряжениях. Следовательно, структура тектонитов формируется под действием сжимающих усилий, и в этом плане их сходство с метаморфическими породами очевидно. Высокая флюидопродность таких зон приводит к значительному тепло- и массопереносу вдоль них, и в этом бластомилониты больше напоминают обычные метасоматиты, формирующиеся в условиях направленного стрессового P . Таким образом, зоны бластомилонитов по способу формирования занимают промежуточное положение между метаморфическими и типичными метасоматическими породами.

Находки алмазов в докембрийских метаморфических породах [Haggerty, 1981] или приуроченность алмазосодержащих рыхлых отложений к полям развития метаморфических пород фаций высоких давлений позволяют высказать новую точку зрения на возможность образования алмазов в земной коре вне связи с кимберлитами или другими мантийными породами.

Один из таких участков тяготеет к протяженной зоне активизации, характеризующейся длительностью эндогенных процессов до нескольких сот миллионов лет [Летников и др., 1975], наличием в ней тел ультраос-

новных-щелочных пород, карбонатитов и основных пород, впоследствии зачастую деформированных и метаморфизованных до эклогитов. Эта глубинная тектоническая зона шириной 10—15, реже 20 км прослежена в докембрийских толщах более чем на 100 км. Отличительная ее черта — высокая степень деформированности пород и многократность проявления тектонических движений, характеризующихся формированием на ранних стадиях высокобарных минералов ($P = 7-9$ кбар, $T = 750-850^\circ\text{C}$), вплоть до образования метаморфогенных эклогитов и более поздних реоморфитов. Для завершающих стадий характерно широкое проявление калиевого или калий-кремнивого метасоматоза с формированием своеобразных синтетектонических метасоматитов, имеющих облик мусковитовых или кварц-мусковитовых сланцев, замещающих все ранее сформированные породы, в том числе и эклогиты.

Характерной чертой зон активизации является длительная миграция вдоль них потоков восстановленных мантийных флюидов, что выражается в широком проявлении процессов графитизации всех пород и образовании «сухих» высокобарных эклогитовых парагенезисов. На поздних этапах происходит инверсия флюидного режима, который сменяется окислительным с высоким $P_{\text{H}_2\text{O}}$, что фиксируется процессами амфиболитизации эклогитов и образованием биотитовых и мусковитовых метасоматитов. Таким образом, ранние этапы характеризуются одновременностью проявления интенсивных тектонических напряжений и миграцией по зоне восстановленных мантийных флюидов, когда деформация пород и все процессы минералообразования протекают в восстановительных условиях при низких $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и P_{O_2} .

В свете геологических данных и на основе современных достижений физики твердого тела, химической физики и экспериментальной минералогии выдвигаются две равнозначные гипотезы для объяснения образования алмазов в условиях земной коры при умеренных и даже сравнительно низких P и T . Ранее [Летников, 1978] нами был сформулирован тезис о том, что алмазоносность той или иной кимберлитовой трубки определяется степенью обогащения и сохранности в ней микролитов алмаза, возникающих в мантии в восстановительных условиях. Дальнейшая кристаллизация алмаза «на затравку» или эпитаксиальный рост могут происходить по различным механизмам, в том числе и за счет поступления углерода из газовой фазы в восстановительных условиях. Если вернуться к рассматриваемому случаю и учесть широкое развитие в зоне активизации мантийных глубинных пород, предположив в них наличие микролитов алмаза, то при деформации таких пород и одновременном воздействии восстановленных флюидов мог идти эпитаксиальный рост алмаза, ибо, как это было показано Б. В. Дерягиным, Д. В. Федосеевым [1977], этот процесс может протекать при сравнительно низких T и P . Если учесть сохранение такого режима на протяжении нескольких десятков миллионов лет [Летников и др., 1975], то вероятность роста достаточно крупных кристаллов следует признать довольно высокой. При подобном подходе роль мантийных магматических пород сводится к «поставке» в зону активизации микролитов алмаза «затравок» для роста более крупных кристаллов. В этом случае скопления алмазов будут очерчивать бывшие контуры тел мантийных пород, преобразованных более поздними процессами в высокодеформированные тектониты различного состава. Если они формировались в восстановительном флюидном режиме, то в них вероятно сохранение микролитов алмаза и их эпитаксиальный рост.

Еще в 50-х годах П. Бриджменом было установлено [Bridgman, 1958], что в экспериментах при высоких P и T на установках цилиндр—поршень или других, близкого им типа, при наличии сдвиговых, а тем более скальвающих усилий происходят резкое ускорение реакций и снижение P и T фазовых переходов. Позднее этот эффект был с успехом использован для ускорения полимеризации органических соединений [Капустян и др., 1968]. Если увязать эти данные с многочисленными экспе-

риментальными результатами по механохимии [Аввакумов, 1979], то видно, что при тектонических деформациях пород на свежееобразованных сколах минералов образуется огромное число активных центров, обладающих высокой энергией. Эти центры активно взаимодействуют с компонентами газовой смеси, что приводит к образованию высокобарных фаз, метастабильных по *PT*-условиям в случае синтеза их по обычной классической схеме. Поскольку на трещах поверхностях резко возрастает температура (по опытным данным для кварца до 1000°C), происходит эмиссия электронов и возникает «магма-плазма» [Аввакумов, 1979], то в сочетании с высокими давлениями и одновременным воздействием восстановительных углеродсодержащих газов (CO , CH_4) на активных центрах может протекать образование микролитов алмазов. На этой стадии крупные кристаллы образоваться не могут, происходит обогащение породы «алмазной пылью». При длительном сохранении подобного режима (по геологическим данным до нескольких миллионов или десятков миллионов лет) на втором этапе должна начаться собирательная перекристаллизация. Если эти условия не реализуются, то алмазность породы может быть законсервирована на первой стадии обогащения ее микролитами алмаза без образования крупных кристаллов. Вообще же любые процессы перекристаллизации исходных пород, содержащих микролиты алмаза, протекающие при низкой фугитивности кислорода, должны приводить к укрупнению алмаза. Рассмотренный процесс наиболее вероятен в породах с низкими содержаниями элементов переменной валентности, особенно Fe и Mn.

Учитывая разобранный механизм образования алмазов в тектонических зонах при одновременном воздействии восстановленных флюидов, можно допустить и его синтез за счет тонкодисперсного графита, рассеянного в породе. Вероятно, такова природа алмазов в графитовых сланцах Нимба в Либерии [Haggerty, 1981].

Иными словами, для образования алмазов и их укрупнения в глубинных тектонических зонах главным условием является сохранение в течение длительного времени в пределах такой зоны напряженного состояния, приводящего к медленному раздроблению и диспергированию пород при одновременном воздействии восстановленных флюидов в режиме термостатирования. При изучении подобных протяженных и долгоживущих зон следует учитывать их гетерогенность, неодинаковую проницаемость для флюидов, различную окислительную способность пород по отношению к восстановленным флюидам и т. д., что может привести к крайне неравномерному распределению алмазов в таких зонах и их последующему «выгоранию» в CO , CO_2 , CH_4 или же к переходу в графит. Исходя из имеющихся данных по эволюции флюидного режима в эндогенных процессах, наиболее перспективными следует считать подобные зоны архейского или нижнепротерозойского возраста, что не исключает образования алмазов и в более молодых тектонических зонах с восстановительным флюидным режимом.

Сделанный вывод приобретает еще больший вес в свете открытия К. Шопиным [Chopin, 1984] коэсита и пирона в голубых сланцах Западных Альп. Судя по выявленным высокобарным минералам, общее давление достигало 28 кбар — и это в тектонической зоне, сложенной парапородами! Полученные К. Шопиным сенсационные результаты дают основание для ревизии многих тектонических зон в аналогичной геологической обстановке, ибо при восстановительном флюидном режиме образование алмаза здесь более чем вероятно.

Таким образом, предприняв попытку хотя бы схематично выяснить основные особенности формирования зон бластомилонитов и бластокатаклизитов высокой зрелости, мы стремились подчеркнуть своеобразие этих геологических тел, природа которых может быть конвергентной. Полученные данные позволяют пойти дальше по пути создания единой теории формирования этих своеобразных пород и определить условия их возникновения в конкретной геологической обстановке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предпринятой нами ранее попытке наметить общие закономерности эволюции флюидного режима тектонических зон [Летников, 1976] подчеркивался ряд специфических черт их развития. Отличие от типичных метаморфических пород заключается в том, что тектониты формируются при активном массопереносе, сопровождаемом метасоматическими процессами. С другой стороны, наличие стрессовых нагрузок приводит к дифференциации вещества в зоне и формированию тонкорасслабленных тектонитов, напоминающих метаморфические породы. Иными словами, это синтетектонические метасоматиты, отличающиеся по условиям образования от метаморфитов и метасоматитов.

Учитывая специфику образования тектонитов, еще раз необходимо отметить значительную роль механохимических явлений в процессах преобразования пород и минералов в тектонических зонах. Как было показано Е. Г. Аввакумовым [1979] и П. Ю. Бутягиным [1984], основные закономерности механохимических превращений определяются глубиной разупорядочения структуры минералов. Любой тектонит можно рассматривать как систему с определенным запасом энергии, реализуемой при процессах минералообразования и перекристаллизации и значительно ускоряющей эти процессы. Роль данного фактора может оказаться определяющей для появления высокобарных фаз и, в частности, алмаза.

Изучение многочисленных тектонитов убедило нас в одноактности процессов их формирования без последующего наложения более поздних минеральных ассоциаций. Иными словами, тектониты, «залеченные» в ходе проявления в них метасоматических процессов, составляют с вмещающими их породами единое целое и очень редко унаследуются при последующих тектонических напряжениях.

Сделанный нами вывод о том, что процесс формирования тектонитов высокой зрелости является вполне закономерным для любой эндогенной системы на регрессивном этапе ее эволюции, позволяет ставить вопрос о выделении в общих эволюционных схемах формирования магматических и метаморфических комплексов этапа синтетектонических метасоматитов или регрессивных тектонитов — метасоматитов. Одновременно встает проблема типизации этих пород и создания единой схемы минеральных фаций тектонитов. Изложенный в этой работе материал наглядно иллюстрирует особую роль флюидного режима в эволюции тектонических зон, поэтому более корректно такие фации называть флюидно-минеральными.

Изучение разнообразных тектонитов показывает, что процесс диспергирования и перекристаллизации сопровождается перераспределением рудных компонентов. Поэтому одной из актуальных задач является разработка критериев оценки рудогенерирующей способности тектонитов, а также прогнозирование оруденения выше по разрезу или в сопряженных с ними тушиковых структурах. Эта задача не может быть решена без детального изучения флюидного режима подобных структур, особенно выявления уровней их инверсии, ибо именно в таких ситуациях отлагаются значительные массы рудного вещества.

Сопоставления регионального плана показали, что кроме петрологических, геохимических и металлогенических данных зоны тектонитов несут важную информацию о геодинамическом режиме каждого конкретного литосферного блока и характере эволюции его глубинных горизонтов.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

Акт — актинолит
 Алб — альбит
 Альм — альмандин
 Амф — амфибол
 Анд — андалузит
 Ан — анортит
 Анн — анцит
 Ап — апатит
 Би — биотит
 Гем — гематит
 Гип — гиперстен
 Гр — гранат
 Грос — гроссуляр
 Дп — дистен
 Илм — ильменит
 Ист — истонит
 Ка — кальцит
 Карб — карбонат
 Кв — кварц
 Кп — кианит
 Корд — кордьерит
 Кшп — калиевый полевой шпат
 Кум — куммингтонит
 Магн — магнезит
 Мар — маргарит
 Мг — магнетит
 Мкр — микроклин
 МШпир — моноклинный пироксен
 Му — мусковит
 Ол — оливин
 Орт — ортоклаз
 Пар — парагонит
 Парг — паргасит
 Пп — пирит
 Пир — пироксен
 Пл — плагиоклаз
 Пш — полевой шпат
 Ро — роговая обманка
 РШпир — ромбический пироксен
 Рудн — рудный минерал
 Рут — рутил
 Сан — санидин
 Сап — сапфирин
 Сер — серицит
 Си — сидерит

Сид — сидерофиллит
 Скап — скаполит
 Спес — спессартин
 Сф — сфен
 Тр — тремолит
 Тур — турмалин
 Увар — уваровит
 Фенг — фенгит
 Фл — флогопит
 Хл — хлорит
 Хлд — хлоритоид
 Цир — циркон
 Цо — цоизит
 Эп — энидот
 БТК — бластокатаклазит
 БТМ — бластомилонит

$$X_{\text{Mg}} = \frac{\text{Mg}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn}} \times 100$$

$$X_{\text{Ca}} = \frac{\text{Ca}}{\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}} \times 100$$

$$f = \frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \times 100 -$$

— железистость породы

$$aI' = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$$

k — коэффициент теплопроводности

$k_{\text{п}}$ — коэффициент теплопроводности пород

$k_{\text{М}}$ — коэффициент массопроводности

a — коэффициент температуропроводности

a_m — коэффициент потенциалопереноса массы

c_p — теплоемкость

$c_{\text{рп}}$ — теплоемкость пород

λ — коэффициент динамической вязкости

μ — коэффициент кинематической вязкости

- δ — термоградиентный коэффициент
 ε — критерий фазового перехода
 R — удельная теплота фазового перехода
 α — коэффициент теплоотдачи
 ξ — пористость пород
 ΔT — геотермический градиент
 x, y — геометрические координаты
 G — геометрическая область
 b, l — границы геометрической области
 τ — время
 Θ — конечное время процесса
 v — скорость движения раствора:
 v_{Π} — на поверхности, v_b — на глубине
 ρ — плотность раствора: ρ_b — на глубине, ρ_{Π} — в начальный момент времени
 ρ_{Π} — плотность пород
 T — температура раствора: T_0 — на поверхности, T_b — на глубине, T_{Π} — в начальный момент времени
 q_{ρ} — источники массы в зоне разлома
 Q_M — источники массы во вмещающих породах
 q_T, Q_T — источники тепла в зоне разлома
 Q_{Π} — источники тепла во вмещающих породах
 X — гравитационная составляющая внешних сил
 M — влажность пород: M_{Π} — на поверхности, M_b — на глубине, M_{Π} — в начальный момент времени
 T_{Π} — температура пород: $T_{\Pi 0}$ — на поверхности, $T_{\Pi b}$ — на глубине, $T_{\Pi \Pi}$ — в начальный момент времени

ЛИТЕРАТУРА

- Аввакумов Е. Г. Механические методы активации химических процессов.— Новосибирск: Наука, 1979.— 250 с.
- Алехин Ю. В., Вакуленко А. Г., Лакишанов Л. В. Фильтрационный эффект и его связи с конвективным и диффузионным массопереносом в пористых средах.— В кн.: Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1982, с. 144—161.
- Архангельская В. В., Гинзбург А. И. Редкометалльные месторождения зон тектономагматической активизации.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М.: Наука, 1975, с. 175—184.
- Балашов В. Н., Зарайский Г. П. Экспериментальное и теоретическое исследование процесса разуплотнения горных пород при нагревании.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 10. М.: Наука, 1982, с. 69—109.
- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова.— М.: Наука, 1974.— 149 с.
- Барсуков В. Л., Пэк А. А. Роль «автосмещения» растворов в формировании гидротермальных жильных месторождений.— Геохимия, 1980, № 12, с. 1780—1796.
- Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование.— М.: Недра, 1979.— 275 с.
- Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования.— Киев: Наукова думка, 1972.— 230 с.
- Белевцев Я. Н., Лялько В. И., Митник М. М. Энергетические условия метаморфогенного рудообразования.— Геологический журнал, 1983, т. 43, № 2, с. 49—58.
- Березин И. С., Жидков Н. П. Методы вычислений. Т. 2.— М.: Изд-во физ.-мат. лит., 1962.— 640 с.
- Бибикина Е. В., Сумин Л. В., Кирицова Л. И., Грачева Т. В. Последовательность геологических событий в пределах Шарькалгайского блока (U — Pb метод датирования).— Геохимия, 1981, № 11, с. 1652—1664.
- Блох А. М. Связанная вода минеральных систем и роль вмещающих толщ как генераторов природных растворов. Автореф. докт. дис.— М., 1972.— 32 с.
- Блох А. М., Паталаха Е. И. Влияние тектонического фактора на обезвоживание пород и формирование рудообразующих растворов.— Вестн. АН КазССР, 1972, № 4, с. 21—26.
- Болдырев В. В., Аввакумов Е. Г. Механохимия твердых неорганических веществ.— Успехи химии, 1971, т. 40, с. 1835—1856.
- Бутягин П. Ю. Разупорядочение структуры и механохимические реакции в твердых телах.— Успехи химии, 1984, т. 53, вып. 11, с. 1769—1788.
- Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса.— Новосибирск: Наука, 1973.— 139 с.
- Вукалович М. П., Новиков И. И. Уравнения состояния реальных газов.— М.— Л.: Госэнергоиздат, 1948.— 340 с.
- Гантимуров А. А. Флюидный режим железо-кремниевых систем.— Новосибирск: Наука, 1982.— 72 с.
- Гегузин А. Е. Почему и как исчезает пустота? — М.: Наука, 1976.— 206 с.
- Геология гранулитов. (Путеводитель Байкальской экскурсии международного симпозиума в рамках проектов «Геохимия архея» и «Металлогения докембрия» МПГК).— Иркутск: изд. Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, 1981.— 98 с.
- Гинзбург А. И. Типы редкометалльных месторождений, генетически связанных с различными интрузивными комплексами (магматизм и связь с ним полезных ископаемых).— М.: Госгеолтехиздат, 1960.— 120 с.
- Гиршфельдер Дж., Кертис Ч., Берд Р. Молекулярная теория газов и жидкостей.— М.: ИЛ, 1961.— 930 с.
- Грабкин О. В., Мельников А. И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва.— Новосибирск: Наука, 1980.— 90 с.
- Даншлов В. Н. Трещинная тектоника и ориентировка движения покрова надвига.— В кн.: Тр. Иркутск. гос. ун-та, 1950, т. V, вып. 1, с. 3—31.
- Демидович В. П., Марон И. А., Шувалова Э. З. Численные методы анализа: приближение функций, дифференциальные уравнения.— М.: Изд-во физ.-мат. лит., 1962.— 368 с.

- Дерягин Б. В., Федосеев Д. В. Рост алмазов и графита из газовой фазы.— М.: Наука, 1977.— 96 с.
- Дерягин Б. В., Чураев Н. В. Смачивающие пленки.— М.: Наука, 1984.— 157 с.
- Дорогокупец П. И., Карпов И. К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий.— Новосибирск: Наука, 1984.— 184 с.
- Дударев А. П. Анализ геолого-физических условий эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука, 1975.— 180 с.
- Дударев А. П., Сотников В. И. Термоосмотическая фильтрация растворов в горных породах.— Новосибирск: Наука, 1982.— 108 с.
- Елисеев П. А. Метаморфизм.— Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1959.— 414 с.
- Ениколопов Н. С. Влияние сдвига на скорость процессов полимеризации.— В кн.: Международный симпозиум по химической физике. Тезисы докладов. М., 1981, с. 83—86.
- Жариков В. А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара.— М.: ИГЕМ АН СССР, 1959.— 371 с.
- Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями.— В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965, с. 119—194.
- Жариков В. А., Зарайский Г. П. Экспериментальные исследования метасоматизма: состояние, перспективы.— Геология рудных месторождений, 1973, т. 15, № 4, с. 3—18.
- Жданов В. В. Метасоматизм и рудообразование в гранитном слое земной коры.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975, с. 44—53.
- Закруткин В. В. Об изменении химического состава биотитов при метаморфизме.— Геол. и геофиз., 1970, № 3, с. 64—73.
- Зарайский Г. П., Балашов В. Н. Тепловое разуплотнение горных пород как фактор формирования гидротермальных месторождений.— Геология рудных месторождений, 1981, № 6, с. 19—35.
- Зарайский Г. П., Балашов В. Н. Горные породы как среда транспорта гидротермальных растворов.— Геологический журнал, 1983а, т. 43, № 2, с. 29—38.
- Зарайский Г. П., Балашов В. Н. Механизмы транспорта гидротермальных растворов.— Геологический журнал, 1983б, т. 43, № 2, с. 38—49.
- Зарайский Г. П., Шановалов Ю. Б., Беляевская О. Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза.— М.: Наука, 1981.— 214 с.
- Звягинцев Л. П. Деформации горных пород и эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1978.— 174 с.
- Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей.— М.: Недра, 1972.— 240 с.
- Казанский В. И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента.— В кн.: Международный геол. конгресс. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. М.: Наука, 1972, с. 63—71.
- Казин Ю. В. Метасоматизм в земной коре.— Л.: Недра, 1979.— 207 с.
- Капустян В. М., Жаров А. А., Ениколопан И. С. Полимеризация мономеров в твердой фазе в условиях высоких давлений и напряжений сдвига.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 3, с. 627—628.
- Карпов И. К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии.— Новосибирск: Наука, 1981.— 246 с.
- Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ.— М.: Недра, 1976.— 256 с.
- Карпов И. К., Дорогокупец П. И., Лашкевич В. В. Оптимальные по критерию минимума ошибки термодинамических характеристик породообразующих минералов.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск: изд. Ин-та геохимии СО АН СССР, 1977, с. 196—202.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел.— М.: Наука, 1964.— 487 с.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности.— М.: Наука, 1969.— 109 с.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метapelитов.— М.: Наука, 1979.— 263 с.
- Котов Н. В. Мусковит-хлоритовый палеотермометр.— Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 3, с. 701—704.
- Кочергин В. Н., Пампура В. Д., Белоусова Е. А. Тепловые эффекты химических реакций в природных процессах тепло- и массообмена.— Геол. и геофиз., 1972, № 5, с. 114—120.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений.— М.: Геолтехиздат, 1956.— 276 с.
- Кутателадзе С. С., Боринанский В. М. Справочник по теплопередаче.— М.— Л.: Госэнергоиздат, 1959.— 414 с.
- Кэйс В. М. Конвективный тепло- и массообмен.— М.: Энергия, 1972.— 446 с.
- Лариков Л. Н., Фальченко В. М., Мазанко В. Ф. и др. Аномальное ускорение диффузии при импульсном нагружении металлов.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5, с. 1073—1075.
- Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей.— Новосибирск: Наука, 1975.— 213 с.
- Летников Ф. А. Флюидный режим тектонических зон.— В кн.: Дегазация земли и

- геотектоника. М.: Главная редакция восточной литературы, 1976, с. 30—32.
- Летников Ф. А. Проблемы глубинного петрогенезиса.— В кн.: Проблемные вопросы геологии и геофизики Восточной Сибири. Иркутск: изд. ИЗК СО АН СССР, 1978, с. 60—65.
- Летников Ф. А. Метаморфические породы Кокчетавской глыбы.— В кн.: Флюидный режим метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1980а, с. 181—187.
- Летников Ф. А. Эволюция флюидного режима эндогенных процессов в геологической истории земли.— Докл. АН СССР, 1982, т. 262, № 6, с. 1438—1439.
- Летников Ф. А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах.— Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 2, с. 433—435.
- Летников Ф. А., Нарсеев В. А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1971, с. 38—43.
- Летников Ф. А., Зорин Ю. М., Заячковский А. А. Роль зон активизации в формировании оруденения на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан).— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, с. 260—268.
- Летников Ф. А., Вилор Н. В. Золото в гидротермальном процессе.— М.: Недра, 1980.— 225 с.
- Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П. Флюидный режим гранитообразования.— Новосибирск: Наука, 1981.— 184 с.
- Летников Ф. А., Жатнуев Н. С., Лашкевич В. В. Флюидные термоградиентные системы.— Новосибирск: Наука, 1985.— 190 с.
- Лыков А. В. Тепломассообмен.— М.: Энергия, 1978.— 480 с.
- Лыков А. В., Михайлов Ю. А. Теория переноса энергии и вещества.— Минск: Изд-во АН БССР, 1959.— 330 с.
- Лыков А. В., Михайлов Ю. А. Теория тепло- и массопереноса.— М. — Л.: Госэнергоиздат, 1963.— 535 с.
- Лялько В. И., Митник М. М. Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре.— Киев: Наукова думка, 1978.— 150 с.
- Мастеллер М. С., Бауэр Ч. Л. Методики изучения процессов рекристаллизации металлических материалов.— М.: Металлургия, 1982, с. 252—282.
- Моисеенко У. И., Смыслов А. А., Чадович Т. З. Теплофизические свойства горных пород территории СССР.— В кн.: Тектоника и глубинное строение СССР и его регионов. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1979, с. 40—60.
- Молюцкий М. И. Каталитическая активность дислокации.— Кинетика и катализ, 1972, т. XIII, вып. 4, с. 898—907.
- Найгебауэр В. А., Казьмин Л. А. Термодинамические характеристики компонентов водного раствора в интервале температур 0—300°C.— В кн.: Тезисы докладов IV Всесоюзной школы-семинара «Применение математических методов для описания и изучения физико-химических равновесий». Иркутск, 1982, с. 196—202.
- Огородников В. Н. Алюмокремниевые метасоматиты Адамовского метаморфического комплекса.— В кн.: Труды Свердловского ордена Трудового Красного Знамени горного института им. В. В. Вахрушева. Свердловск, 1975, вып. 116, с. 80—84.
- Омельяненко Б. И. Околорудные гидротермальные изменения пород.— М.: Недра, 1978.— 215 с.
- Остапенко Г. Т. Термодинамические особенности систем с негидростатически напряженными твердыми фазами и некоторые геохимические процессы.— В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 195—227.
- Остапенко Г. Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма.— Киев: Наукова думка, 1977.— 239 с.
- Пампура В. Д., Кочергин В. Н., Бальшев О. А. Физико-математические модели природных гидротермальных систем.— М.: Наука, 1973.— 123 с.
- Перцов Н. В., Траскин В. Ю., Коган Б. С. Физико-химическая механика процессов разрушения горных пород.— В кн.: Математическое и физическое моделирование рудообразующих процессов. М.: изд. ВИМС, 1978, с. 30—42.
- Перчук Л. Л., Летников Ф. А., Удовкина П. Г. и др. Генезис эглоцитов Кокчетавской глыбы.— Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 2, с. 441—444.
- Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах.— М.: Недра, 1976.— 287 с.
- Перчук Л. Л., Лаврентьева И. В., Аранович Л. Я., Подлесский К. К. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма.— М.: Наука, 1983.— 197 с.
- Петров В. В., Попова Н. В., Шемякина Н. М. Низкотемпературный метаморфизм. Метасоматоз и рудообразование.— В кн.: Проблемы регионального и ударного метаморфизма. Л.: изд. ВСЕГЕИ, 1982, с. 33—45.
- Петрова З. И., Левицкий В. И. Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья.— Новосибирск: Наука, 1984.— 200 с.
- Пехович А. И., Жидких В. М. Расчеты теплового режима твердых тел.— Л.: Энергия, 1976.— 352 с.
- Плюснина Л. П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов.— М.: Недра, 1983.— 287 с.
- Померанцев А. А. Курс лекций по теории тепло-массообмена.— М.: Высшая школа, 1965.— 350 с.

- Цопов Ю. А., Семенов В. С., Корыстелев В. М., Березин В. В.** Бесконтактное определение теплопроводности горных пород с помощью подвижного источника тепла.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1933, № 7, с. 86—93.
- Поспелов Г. Л.** Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза.— Новосибирск: Наука, 1973.— 355 с.
- Пэк А. А.** О динамике ювенильных растворов.— М.: Наука, 1968.— 147 с.
- Розен О. М., Зорин Ю. М., Заячковский А. А.** Обнаружение алмаза в связи с эклогитами в докембрие Кокчетавского массива.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 3, с. 674—676.
- Рудник В. А.** Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и породообразованию.— Л.: Недра, 1966.— 118 с.
- Рудник В. А.** Объемно- и нормативно-атомные петрохимические системы пересчетов.— М.: Недра, 1978.— 268 с.
- Сакварелидзе Е. А.** Теплофизические свойства горных пород в интервале температур 20—500°C.— В кн.: Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия. М.: Наука, 1973, с. 125—136.
- Седов Л. И.** Механика сплошной среды. Т. 1, 2.— М.: Наука, 1973. Т. 1.— 536 с; Т. 2.— 584 с.
- Смирнов В. И.** Энергетические основы постмагматического рудообразования.— Геология рудных месторождений, 1981, № 1, с. 8—17.
- Справочник физических констант горных пород.**— М.: Мир, 1969.— 543 с.
- Срывцев Н. А.** Геология и петрогенезис гиперстеновых гранитоидов Татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье). Автореф. канд. дис.— Иркутск, 1974.— 27 с.
- Ставрогин А. Н.** О влиянии деформации на проницаемость горных пород.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968, с. 156—161.
- Судовиков Н. Г.** Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта».— Изв. АН СССР. Сер. геологическая, 1956, № 1, с. 29—49.
- Таблицы перевода единиц измерений.**— М.: Стандартгиз, 1963.— 136 с.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж.** Петрология изверженных метаморфических пород.— М.: ИЛ, 1961.— 590 с.
- Тулмин П. Ш., Кларк С. П. мл.** Температурные условия рудообразования.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 367—388.
- Уравнения состояния газов и жидкостей.**— М.: Наука, 1976.— 263 с.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А.** Флюиды в земной коре.— М.: Мир, 1981.— 436 с.
- Федосеев Д. В., Чужко Р. К., Гривцов А. Г.** Гетерогенная кристаллизация из газовой фазы.— М.: Наука, 1978.— 112 с.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика).** Справочник геофизика.— М.: Недра, 1976.— 527 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии.**— М.: Наука, 1977.— 214 с.
- Флюидный режим метаморфизма.**— Новосибирск: Наука, 1980а.— 192 с.
- Флюидный режим формирования мантийных пород.**— Новосибирск: Наука, 1980б.— 142 с.
- Хесснер Ф.** Основные проблемы рекристаллизации.— В кн.: Рекристаллизация металлических материалов. М.: Металлургия, 1982, с. 9—22.
- Ходаков Г. С.** Физика измельчения.— М.: Наука, 1972.— 307 с.
- Эндогенное оруденение древних щитов.**— М.: Наука, 1978.— 200 с.
- Bauer S. J., Handin J.** Thermal expansion and cracking of three confined water-saturated igneous rocks to 800°C.— Rock Mech. and Rock. Eng., 1983, v. 16, N 3, p. 181—198.
- Bridgman P. W.** The physics of high pressure, Bell and Sons.— London, 1958.
- Chopin C.** Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences.— Contrib. Mineral. Petrol., 1984, v. 86, p. 107—118.
- Haggerty S. F., Toxt P. B., Tompkins L. A.**— Trans. Amer. Geophys. Union, 1981, v. 62, N 17, p. 416.
- Seipold U., Gutzeit W.** Measurements of the thermal properties of rocks under extreme condition.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1980, v. 22, N 3-4, p. 272—276.
- Wones R. D., Eugster H. P.** Stability of biotite.— Amer. Mineral., 1965, v. 50, N 9, p. 1228—1272.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
<i>Глава I.</i> Тектониты по породам гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма	5
<i>Глава II.</i> Петрохимия и геохимия тектонитов по породам гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма	19
<i>Глава III.</i> Флюидный режим формирования тектонитов	75
<i>Глава IV.</i> Тектониты по основным и ультраосновным породам	108
<i>Глава V.</i> Тектониты в породах зеленосланцевой фации метаморфизма	135
<i>Глава VI.</i> Тектониты по кислым эффузивам и гранитоидам	159
<i>Глава VII.</i> Физико-химическое моделирование метасоматических процессов	178
<i>Глава VIII.</i> Описание процессов переноса тепла и вещества в тектонических зонах	189
<i>Глава IX.</i> Некоторые особенности формирования тектонитов	204
Заключение	214
Список сокращений и условных обозначений	216
Литература	218

Феликс Артемьевич Летников
Валентина Борисовна Савельева
Сергей Олегович Балышев

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ТЕКТОНИТОВ

Утверждено к печати
Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства А. М. Самсоенко
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник Н. А. Пискун
Технический редактор А. В. Сурганова
Корректоры Р. К. Червова, В. В. Борисова

ИБ № 30042

Слано в набор 20.03.86. Подписано к печати 08.08.86. МН-01244. Формат 70×108 1/16.
Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 19,6.
Усл. кр.-отт. 20. Уч.-изд. л. 20,2. Тираж 1000 экз. Заказ № 102. Цена 3 р. 20 к.

Срдена Трудого Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение.
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

ГОТОВЯТСЯ К ВЫПУСКУ СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:

Грудинин М. И., Меньшагин Ю. В. Ультрабазит-базитовые ассоциации раннего докембрия.— 13 л.

В монографии рассмотрены положение и состав ультрабазит-базитовых комплексов Прибайкалья, где сочленяются структуры архейского фундамента Сибирской платформы и его складчатого обрамления. Выявлено, что в архейских кратонах ультраосновные породы образуют особый формационный тип ультрабазитов, представляющих собой часть зеленокаменных поясов, а массивы гипербазитов и габброидов входят в состав гипербазитовой и габброидной формаций офиолитовых поясов.

Для геологов, петрографов, геохимиков.

Многоволновые сейсмические исследования.— 20 л.

В сборнике излагаются результаты исследования по теории, физическим основам, методике и техническому обеспечению многоволновой сейсморазведки, основанной на совместном использовании продольных, поперечных и обменных волн. При этом впервые охвачен весь диапазон применяемых при сейсмических исследованиях частот, включая изучение земной коры и мантии, сейсморазведку методами отраженных и преломленных волн и др. Большое внимание уделено опробованию разработанных методик, аппаратуры и технических средств при решении конкретных геологических задач, в первую очередь при поисках нефти и газа.

Для геофизиков, геологов-поисковиков.

Солоненко Н. В., Солоненко А. В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне.— 10 л.

Монография посвящена сравнительному анализу особенностей возникновения и проявления группируемых сейсмических событий в Байкальской рифтовой зоне. Исследовано пространственное распределе-

ние афтершоковых последовательностей и роев землетрясений, изучены закономерности высвобождения энергии в этих совокупностях сейсмических явлений. Показано принципиальное различие временных вариаций наклонов графиков повторяемости в афтершоковых последовательностях и роях. Проведен анализ механизма очагов сильных землетрясений, афтершоков и роевых толчков, оценены скорости и направления распространения разрывов в очагах и их линейная протяженность. Рассмотрен возможный механизм возникновения афтершоковых последовательностей и роев, объясняющий отмеченные закономерности их проявления.

Для геофизиков, сейсмологов, сейсмогеологов.

Тектоника центральной части Непского свода/
/Малых А. В., Замараев С. М., Рязанов Г. В., Гелетий Н. К. — 8 л.

В монографии обобщены новые геолого-геофизические материалы центральной части Непского свода. Рассмотрены палеотектонические условия формирования соленосных отложений, постседиментационная тектоника различных уровней фанерозойского осадочного чехла и калиеносных горизонтов ангарской свиты раннего кембрия. Особое внимание уделено генезису, процессам и времени преобразования первично-осадочных карналлитов во вторичные сильвиниты.

Для геологов, геофизиков, гидрогеологов.

3 p. 20 з.

4690