

В. А. ДВОРКИН-САМАРСКИЙ,
И. М. КОЗУЛИНА, Ю. Н. КАПЕРСКАЯ

ЭВОЛЮЦИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГРАНИТОИДАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. А. ДВОРКИН-САМАРСКИЙ,
И. М. КОЗУЛИНА, Ю. Н. КАПЕРСКАЯ

ЭВОЛЮЦИЯ
ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ
В ГРАНИТОИДАХ
ЗАБАЙКАЛЬЯ

1624
Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук

Г. Л. Поспелов

552.11



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975



В монографии рассматривается последовательность формирования и геохимические особенности постмагматических процессов в гранитоидах Забайкалья. Впервые в процессе замещения выделена биотитизация, с которой начинается раннекислотная фаза аутометасоматоза. Резкое возрастание щелочности между ранним окварцеванием и поздней альбитизацией объясняется эндогенной трещиноватостью, связанной с уменьшением объема кварца при 573°C в результате перехода β -кварца в α -кварц, а также с увеличением внутреннего давления летучих при кристаллизации расплава. Трещиноватость открывает систему, что приводит к переменной, преимущественно кислой реакции поздних рудообразующих растворов. Описываются особенности развития постмагматических процессов в гранитоидах различных формаций и фаций; рассматриваются факторы, способствующие развитию постмагматических процессов и их геохимической специализации; приводятся закономерности распределения различных типов метасоматически измененных гранитоидов и связанного с ними оруденения на территории Забайкалья.

Книга рассчитана на научных работников и геологов, занимающихся поисками рудных месторождений.

*Светлой памяти
замечательного человека и ученого
Геннадия Львовича Поспелова
посвящается*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение процессов постмагматического изменения гранитоидов имеет важное значение для понимания генезиса большой группы эндогенных месторождений, определения потенциальной рудоносности гранитоидов и в конечном итоге для поисков и оценки самих месторождений. Следует отметить, что в состав эндогенных месторождений, связанных с гранитоидами, входят месторождения бериллия, олова, вольфрама, молибдена, тантала, ниобия и некоторых других элементов, без которых невозможно техническое усовершенствование современной промышленности.

Исследования особенностей развития постмагматических процессов в гранитоидах Забайкалья начато авторами в 1960 г. В ходе этих работ были описаны геология, петрографические и геохимические особенности гранитоидов, выделены характерные фации глубинности гранитоидов и пегматитов, разработана классификация формаций гранитоидов Забайкалья и установлены закономерности размещения связанных с ними рудных месторождений. Результаты исследований изложены в статьях авторов и монографии (Дворкин-Самарский, 1965). Поэтому в данной работе все перечисленные вопросы не рассматриваются, а главное внимание уделено изучению самих постмагматических процессов, развивающихся в гранитоидах.

Имеется обширная петрографическая и геохимическая литература, посвященная описанию постмагматических преобразований гранитоидов (Г. Д. Афанасьев, Д. С. Коржинский, А. А. Беус, А. И. Гинзбург, Г. Н. Щерба, Л. Н. Овчинников, Г. Л. Поспелов, Д. В. Рундквист и многие другие). Эта проблема рассматривалась на I—IV Всесоюзных петрографических совещаниях, I—VI Всесоюзных металлогенических совещаниях, совещании по постмагматическим процессам в г. Праге. Кроме того, в последние годы некоторыми исследователями произведены термодинамические расчеты для различных постмагматических процессов (В. А. Жариков, Ф. А. Летников, А. Л. Павлов и др.). Как было отмечено выше, такое внимание к проблеме связано с тем, что непосредственно в метасоматически измененных гранитах образуются важные типы редкометальных месторождений, а постмагматические растворы, отделяющиеся от

магмы, являются источником большинства известных типов эндогенных рудных месторождений.

Однако значительная часть исследований в определенной мере специализирована и не охватывает всего многообразия постмагматических преобразований гранитоидов. Так, работы Г. Д. Афанасьева (1949) посвящены описанию процесса микроклинизации гранитоидов; А. А. Беус (1968) наиболее полно рассмотрел редкометалльно-замещенные типы гранитов; Г. Н. Щерба (1968) описал процессы грейзенизации и т. д. При этом такие процессы, как ранняя альбитизация, биотитизация и другие, описаны менее детально. Кроме того, при рассмотрении постмагматических процессов многими исследователями не учитывались формационные и фациальные особенности гранитоидов, которые в значительной мере определяют основные черты геохимической специализации постмагматических процессов. Поэтому авторы, понимая невозможность с равной степенью детальности описать все многообразие постмагматических процессов, более тщательно рассмотрели именно эти вопросы.

В ходе исследований было установлено, что ранняя альбитизация, биотитизация и окварцевание имеют повсеместное распространение в гранитоидах всех формаций и фаций, но достигают максимального развития в интрузивных телах гранитоидов мезоабиссальной фации зон активизаций. Причем биотитизация в них сопровождается значительным повышением кларков фосфора, титана и редких земель. Это дало нам основание выделить такие интрузии в особый тип метасоматически измененных биотитизированных гранитов с редкими землями.

Большое внимание в работе уделяется вопросам вертикальной зональности распределения постмагматических процессов в гранитоидах различных формаций Забайкалья, что позволило в ряде случаев объяснить закономерности распределения рудных месторождений.

В качестве модели постмагматических процессов в гранитоидах использованы процессы перекристаллизации и замещения в гранитных пегматитах, так как в последних они легко распознаются.

В результате изучения постмагматических преобразований гранитоидов установлено (без учета поздних гидротермальных изменений), что в гранитоидах появляются два крупных цикла, которым соответствуют две волны щелочности. Первый цикл включает раннюю микроклинизацию, альбитизацию, биотитизацию и окварцевание, второй — позднюю альбитизацию (калиштитизацию), грейзенизацию и окварцевание. Преобразования первого цикла носят автометасоматический характер, второго — характер наложенного замещения.

Научные исследования выполнены в лаборатории геохимии отдела геологии Бурятского филиала СО АН СССР. Сбор поле-

вых материалов, их петрографическая, геохимическая и минералогическая обработка произведены В. А. Дворкиным-Самарским и И. М. Козулиной. Математическая обработка аналитического материала, вычисление статистических параметров распределения элементов и корреляционный анализ проведены Ю. Н. Каперской на ЭВМ «Наири-2». Полуколичественный спектральный анализ и количественные спектральные определения Ba, Sr, Rb, Li, Be и Tl выполнены Ю. Н. Каперской, определение содержаний Na, K, Ca, Mg, F произведено в лабораторном комплексе Бурятского геологического управления.

Авторы приносят благодарность доктору геол.-мин. наук А. А. Павлову, кандидатам геол.-мин. наук Г. С. Рипшу, Я. А. Косалсу, И. Я. Кузьмину, Ф. Г. Рейфу и А. Н. Кузнецову, взявшими на себя труд прочесть рукопись и сделавших ценные замечания, и навсегда сохраняют в своих сердцах светлую память о редакторе работы Геннадии Львовиче Поспелове.

Авторы понимают, что многие положения данной работы дискуссионны, но надеются, что заострение внимания исследователей именно на таких вопросах должно способствовать их решению.

КРАТКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
ГРАНИТОИДОВ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Большая часть площади Забайкалья сложена разновозрастными комплексами гранитоидов, относящихся к различным формациям и фациям. Наиболее древние из них известны среди архейско-нижнепротерозойских образований, слагающих глыбовые выходы кристаллического фундамента, а самые молодые внедряются по разломам в бортах мезозойских впадин. Вследствие того, что в Забайкалье с гранитоидами связаны многочисленные рудные месторождения, их изучали в разные годы многие известные геологи. Необходимо отметить работы В. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой (1951), П. И. Налетова (1962), Н. П. Михно (1960, 1961, 1962), И. В. Лучицкого (1954), М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1950), М. Л. Лурье (1952), Н. П. Семененко (1948), К. А. Шахварстовой (1954), Д. А. Великославинского и др. (1957, 1962), Ю. В. Комарова (1960), Л. А. Козубовой (1960), Л. И. Салопа (1967), М. С. Нагибиной (1960), Ж. Д. Жалсабона и др. (1969), В. А. Дворкина-Самарского (1965, 1971), Л. М. Афанасьева (1949).

Следует отметить, что разные авторы в различных районах Забайкалья одни и те же комплексы гранитоидов называют по-разному. Мы в своей работе использовали названия комплексов гранитоидов, установленные для Западного Забайкалья.

Наиболее дискуссионным в настоящее время стал вопрос о проявлении архейского гранитоидного магматизма, к которому раньше относились аляскитовые граниты и гранито-гнейсы еловского (Налетов, 1962) и китойского комплексов, так как подвергается сомнению архейский возраст самих метаморфических пород, слагающих Байкальскую, Муйскую и другие глыбы (Яценко, 1965). По составу среди этих гранитоидов выделяются калишпат- и плагиоклазсодержащие разновидности, иногда в них отмечается гиперстен, обычно они пересыщены кремнекислотой, но среди мигматитов нередки породы, состав которых приближается к гранодиоритам. Все они являются типичными представителями мигматитовой формации, специфической для фундамента древних глыб и платформ (Кузнецов, 1964). Абсолютный возраст гранитоидов, определенный по слюдам из аляскитовых и гиперстеновых гранитов китойского комплекса, около 1760 ± 170 млн. лет (Туговик, 1968).

Проявления нижнепротерозойского гранитоидного магматизма более или менее достоверно выделяются в Прибайкалье, где они прорывают архейско-нижнепротерозойские кристаллические толщи и обнаруживаются в гальке конгломератов основания верхнепротерозойского разреза метаморфических пород.

Во внешней зоне Байкальской складчатой области в нижнем протерозое формировались гранитоиды чуйского, или, по Л. И. Салопу (1967), чуйско-кодарского комплекса. Гранитоиды этого комплекса характеризуются вытянутой формой тел, послойно инъецирующих толщ, щелочноземельным составом, полосчатой, часто очковой текстурой, гранобластовыми структурами. По геологическому положению, составу и структурно-текстурным особенностям среди них выделяются две, возможно, разновозрастные группы пород.

К первой, вероятно, более древней группе относятся мелко- и среднезернистые гранито-гнейсы с полосчатой и гнейсовидной текстурой, представляющие собой типичные образования мигматитовой формации. Минералогический состав их следующий: микроклин (30—35%), плагиоклаз № 18—20 (25—30%), кварц (30%), сумма амфибола и биотита (около 7—8%), акцессорные — ортит, титаномagnetит, сфен, циркон, апатит, иногда гранат.

Ко второй группе относятся средне- и крупнозернистые очковые гнейсо-граниты, или собственно чуйские граниты, слагающие крупный линейно-вытянутый массив, внедрившихся вдоль Ачитканского разлома, по границе Сибирской платформы и Байкальской складчатой области. Полоса развития гранитоидов этого комплекса протягивается далеко на юг, в Байкальский хребет, где они описаны С. В. Обручевым и Д. А. Великославинским. С гранитоидами чуйского комплекса не следует смешивать очковые гранито-гнейсы, образовавшиеся в зонах околоразломного калиевого метасоматоза (например, по Абчадскому, Мало-Ачитканскому и др. разломам) за счет гнейсов, сиенитов и гранитов различного возраста. В собственно чуйских гранитах в бассейне р. Кутимы наблюдались жилы разгнейсованных пегматитов и аплитов, а также мелкие оплавленные ксенолиты биотитовых гнейсов, что свидетельствует о магматической природе чуйских гранитов. Наиболее часто их минералогический состав следующий: микроклин (40—45%), плагиоклаз № 20—25 (25—30%), кварц (15—20%), роговая обманка и биотит (от 5 до 12%), акцессорные сфен, ортит, циркон, апатит.

Менее достоверен возраст нижнепротерозойских гранитоидов во внутренней части Байкальской складчатой области, которые известны под названием муйского комплекса. К гранитоидам муйского комплекса обычно относят разнообразные мигматиты и крупные батолитовые тела плагиогранитного состава, абиссальной фации, прорывающие эффузивно-терригенные

образования муйской серии. Вполне возможно, что они моложе нижнего протерозоя. Этому не противоречит и определение их абсолютного возраста (1480 ± 170 млн. лет, Туговик, 1968).

Верхнепротерозойские гранитоиды широко распространены в Баргузино-Витимской части Байкальской горной страны, где они слагают огромные батолиты площадью в десятки тысяч квадратных километров и известны под названием гранитоидов баргузинского и мамско-оронского комплексов. Массивы гранитоидов меньших размеров отмечены в Юго-Западном Забайкалье (заганский комплекс), Восточном Саяне и Хамар-Дабане (саянский комплекс). Большинство массивов верхнепротерозойских гранитоидов формировалось в условиях абиссальной фации и относятся к формации биотитовых гранитных батолитов.

Массивы гранитоидов, как правило, многофазны, формирование их растягивается на десятки и сотни миллионов лет, о чем можно судить по тому, что ранние фазы образовались в сворогеинной обстановке, а поздние имеют резко секущие контакты. Следует отметить, что из состава баргузинского комплекса гранитоидов в последние годы выделена большая группа массивов гранитоидов, возраст которых определен как палеозойский на том основании, что они секут конгломераты бурундинской свиты (данные Б. А. Литвиновского и многих других геологов) или собственно баргузинские граниты.

К первой фазе гранитоидов относятся диориты, гранодиориты и сиениты, часто превращенные в ортогнейсы соответствующего состава. Главная вторая фаза сложена преимущественно биотитовыми гранитами, реже (в краевых частях массивов) гранодиоритами и граносиенитами, третья фаза обычно представлена небольшими телами мелкозернистых биотитовых гранитов, лейкократовыми пегматоидными гранитами, аплитами и пегматитами.

Крупные массивы гранитов окружены широкими (до 10—25 км) полями мигматитов, инъекционных гнейсов и метаморфических пород.

Минеральный состав гранитов баргузинского комплекса обычно следующий: микроклин-микропертит (35—60%), кварц (23—30%), олигоклаз № 16—22 (от 15 до 50%), альбит № 8—10 (до 10%), биотит (до 10%), роговая обманка (0—4%), иногда присутствует мусковит, хлорит, эпидот, цонзит, акцессорные — сфен, ильменит, гематит, циркон, в протоочках отмечены зерна шеелита, монацита и фергусонита.

К баргузинским близки по минеральному составу гранитоиды саянского комплекса. Гранитоиды заганского комплекса заметно отличаются по составу несколько более высокими содержаниями щелочно-земельных минералов и относительно низкими — кварца.

Абсолютный возраст верхнепротерозойских гранитоидов колеблется от 600 до 800 млн. лет (Туговик, 1968).

Во внешней зоне верхнепротерозойской складчатости по Саганскому, Даваанскому и Абчадскому разломам в данный период формируются тела гранитоидов, выделяемых нами (Дворкин-Самарский, 1971) в формационный тип субщелочных интрузий гранитоидов зон активизаций. В Северном Прибайкалье эти граниты выделяются под названием абчадского комплекса, который формировался в две интрузивные фазы.

В первую фазу внедрились порфириовидные, часто трахитоидные сиенито-диориты, сиениты и граносиениты, во вторую — мелкозернистые гнейсовидные биотитовые субщелочные граниты и граносиениты, пегматоидные граниты, аплиты и пегматиты. С гранитоидами абчадского комплекса генетически связаны поля альбитизированных амазонитовых пегматитов. Альбитизации и амазонитизации подвергаются и некоторые тела гранитов (небольшие массивы в верховьях рек Слюдянки, Неручанды и Кутимы).

Размеры массивов гранитоидов абчадского комплекса обычно невелики (от 1 до 35 км²), форма тел изометричная, иногда вытянутая вдоль разломов; судя по структурам пород, характеру постмагматических процессов и наличию мелких пустот в пегматитах, формирование гранитоидов и пегматитов проходило в условиях гипабиссальной фации. Абчадские граниты сложены микроклином, иногда амазонитом (35—40%), олигоклазом № 17—23 (25—30%), кварцем (20—25%), в биотитовых разностях гранитов содержится до 5% биотита; иногда присутствует субщелочная роговая обманка (4%), мусковит (до 3%), альбит, серицит; из аксессуарных — магнетит, апатит, циркон, рутил, ортит, реже ксенотим, монацит, эпизодически — фергусонит, касситерит и другие минералы.

Положение гранитоидов абчадского комплекса в зонах крупных разломов, сильный их катаклаз и мионитизация не дают возможности достоверно определить их абсолютный возраст. Имеющиеся цифры $K=Ar$ возраста 265—335 млн. лет следует считать недостоверными. Мало надежны в этих условиях и данные по стронцию (до 1100 млн. лет, по М. М. Мануйловой). Мы их возраст определяли по прорыванию гранитоидами абчадской и одокитской свит и по нахождению гальки сходных гранитов в конгломератах холоднинской свиты.

В нижнем палеозое в Забайкалье сформировалось наибольшее количество массивов гранитоидов. Это связано с тем, что в данную эпоху произошло замыкание геосинклинального режима на большей части территории. Крупные массивы раннекаледонских гранитоидов, известные под названием витимканского комплекса, протянулись двумя поясами, обрамляющими баргузинский гранитный батолит. Главный пояс проходит от хребта Хамар-Дабан через Морской и Икатский хребты на Витимское плоскогорье, другой пояс прослеживается от Чивыркуйского залива вдоль Баргузинского и Верхне-Ангарского

хребтов и далее на северо-восток в бассейн р. Мамакан и верховье р. Жуи. Общая площадь распространения нижнепалеозойских гранитоидов (без Восточного Забайкалья) свыше 50 тыс. км².

В составе гранитоидов витимканского комплекса преобладают среднезернистые биотит-амфиболовые и порфиридные граниты и гранодиориты, реже встречаются граносиениты, сиениты и диориты. Контакты гранитоидов с вмещающими породами обычно резкие, типично интрузивные; гранитные тела формировались в условиях мезоабиссальной фации, относятся они к формационному типу батолитов гранодиоритового состава (Кузнецов, 1964).

Для гранитоидов витимканского комплекса характерны явления контаминации, наличие большого количества ксенолитов вмещающих пород и интенсивная микроклинизация, приводящая к широкому развитию порфиридных фаций. Массивы гранитоидов формировались в три фазы.

Среди пород первой фазы широко развиты габбро-диориты, диориты и гранодиориты, которые нередко образуются путем гранитизации вмещающих пород. Так, Б. А. Литвиновский, А. Н. Занвилевич и В. А. Дворкин-Самарский в маршрутах по р. Бурунде в 1969 г. наблюдали диоритизацию цемента конгломератов бурундинской свиты. В составе пород главной второй фазы преобладают порфиридные гранодиориты и граниты, которые в центральной части массива сменяются крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами. Гранитоиды третьей фазы слагают относительно небольшие интрузии мелкозернистых и пегматитоидных биотитовых гранитов, аплитов и пегматитов.

Минеральный состав гранитоидов главной фазы обычно следующий: микроклина (без микроклина вкрапленников) — 15—25%, плагиоклаза № 20—24 — 40—50, кварца — 20—25, амфибола 4—10, биотита — 3—5%; часто присутствуют хлорит, мусковит, эпидот, цоизит, альбит; из аксессуарных минералов обычны сфен, магнетит, апатит, циркон. Содержания вкрапленников микроклина изменяются от 0 до 50% валового состава породы. В последнем случае породы приобретают состав сиенитов.

В зонах активизаций каледонид (Намаминская, Баргузино-Муйская и др.) раннепалеозойские гранитоиды слагают небольшие приуроченные к разломам гиабиссальные тела, содержащие диориты, гранодиориты и граниты. П. Ч. Шобогоров, описавший их в 1956 г. при геологической съемке в бассейне р. Намамы, отмечает, что в экзоконтакте таких интрузий наблюдаются узкие зоны ороговикования и мусковитизации вмещающих пород.

С гранитами связаны дайки аплитов, мелкие скарновые проявления, кварцевые и кварц-карбонатные жилы, содержащие иногда золото, шеелит и другую минерализацию.

Абсолютный возраст каледонских гранитоидов, по данным радиологических определений, в различных зонах Забайкалья неодинаков: в бассейне р. Джиды (наштуевский комплекс) 501—521 млн. лет; в Восточном Саяне (сумсунурский, сархойский комплексы) 407—482 млн.; в Витимском плоскогорье (собственно витимканский комплекс) 350—470 млн. лет. Следует отметить, что на Витимском плоскогорье в последние годы из гранитоидов витимканского комплекса выделена часть массивов более молодого средне-верхнепалеозойского возраста.

Проявление герцинского гранитоидного магматизма ранее отмечалось лишь в южной и юго-восточной частях Забайкалья, где они были выделены в джидинский комплекс (Налетов, 1962). Позднее (Дворкин-Самарский, 1965) было показано, что средне-верхнепалеозойские гранитоидные интрузии развиты и на юге Витимского плоскогорья. По уточненным данным, гранитоиды джидинского комплекса распространены на площади более 25 тыс. км². Они слагают плутоны различных размеров в бассейнах Джиды, Хилка, Чикоя, Уды, Зазы, на юге Читинской области и в Северной Монголии. В Западном Забайкалье средне- и верхнепалеозойский возраст их устанавливается по пересечению ими гранитоидов витимканского комплекса, которое наблюдалось в бассейне р. Курбы, по левому берегу р. Хаим и в других местах, причем внедрению гранитоидов джидинского комплекса в этих случаях предшествовала тектоническая переработка раннепалеозойских гранитов. Верхняя возрастная граница позднепалеозойских гранитов определяется тем, что на размытую поверхность ложатся цаган-хунтейские кислые эффузивы предположительно пермо-триасового возраста (р. Хан-Жаргалан).

В Северной Монголии, по сообщению Д. Д. Сагалуева, джидинские граниты прорывают отложения среднего карбона и перекрываются эффузивно-терригенными отложениями перми.

В составе гранитоидов джидинского комплекса преобладают лейкократовые и щелочноземельные граниты, гранодиориты, граносиениты и сиениты, реже встречаются диориты и сиенитодиориты. Такой состав, по Ю. А. Кузнецову, характерен для формационного типа батолитов пестрого состава. Судя по слабому контактовому метаморфизму, выражающемуся в ороговании, хлоритизации и серцитизации вмещающих пород, по присутствию оплавленных перемещенных ксенолитов, по интенсивной хлоритизации, серцитизации и цеолитизации гранитов, а также по малой мощности перекрывающих пород, гранитоиды джидинского комплекса формировались в условиях гниабиссальной фации.

Большинство массивов джидинского комплекса имеет сложное многофазное строение.

Мы выделяли три интрузивные фазы.

В первую фазу внедрились диориты, сиенито-диориты и сиениты, слагающие относительно небольшие тела или ксенолиты по периферии крупных массивов. Во вторую фазу формировались крупные плутоны средне-крупнозернистых, порфирированных биотитовых и биотит-амфиболовых щелочноземельных гранитов, гранодиоритов, граносиенитов и сиенитов. В них широко распространены процессы микроклинизации, ранней альбитизации, хлоритизации, серицитизации и пелитизации. В третью фазу внедрились небольшие тела лейкократовых, аплитовидных и пегматоидных гранитов и граносиенитов.

Во внешней зоне герцинид (по зонам активизаций и разломам) в это же время формируется ряд щелочных гранитоидных комплексов, такие, как сыннырский и огнитский, относящиеся к субщелочному и щелочному формационным типам зон активизации. Геологическое строение и петрография этих комплексов освещены подробно (Андреев, 1965; Андреев, Шаракшинов, Литвиновский, 1969; Гордиенко, 1970; и др.), поэтому на их описании мы не останавливаемся.

Абсолютный возраст собственно джидинских гранитов колеблется от 250 до 329 млн. лет, щелочных пород сыннырского комплекса — от 200 до 349 млн. лет, гранитоидов огнитского комплекса — от 380—420 млн. лет.

В пермо-триасе на юге Забайкалья начался новый цикл активизации, с которым связано формирование гранитоидов бичурского комплекса, выделенного и описанного П. И. Налетовым (1962), Л. А. Козубовой (1962) и другими исследователями. Гранитоиды этого комплекса слагают крупный и мелкие массивы в Бичурском, Тамирском и Боргойском хребтах, где они прорывают эффузивные образования петропавловской и тамирской свит.

Наиболее ранними образованиями бичурского комплекса являются эссекситы, габбро-диориты и диориты, образующие небольшие тела и ксенолиты в краевых частях массивов. Главная фаза гранитоидов сложена биотит-роговообманковыми гранитами, граносиенитами и сиенитами, в краевых частях массивов нередко присутствуют (особенно на контактах с основными эффузивами петропавловской свиты) гранодиориты и диориты.

Средний состав гранитоидов бичурского комплекса приближается к граносиенитам. Их минеральный состав обычно следующий: микроклин-пертит (25—45%), олигоклаз № 20—25 (30—40%), кварц (10—15%), роговая обманка, часто субщелочная (5—10%), биотит (3—5%), акцессорные — сфен, магнетит, апатит, циркон. Полевые шпаты сильно пелитизированы, нередко альбитизированы, по амфиболу и биотиту развивается хлорит. В краевых частях массивов наблюдается интенсивная микроклинизация и альбитизация всех пород.

Фаза дополнительных интрузий представлена небольшими массивами и жилами лейкократовых гранитов и аплитов.

Контактные изменения гранитоидов прослеживаются на расстоянии первых десятков метров. Они представлены микроклинизацией, хлоритизацией, серицитизацией и пелитизацией. Формирование гранитоидов происходило в гипабиссальных условиях. Некоторые исследователи (В. И. Турунхаев) считают, что гранитоиды бичурского комплекса комагматичны тамирским эффузивам и слагают совместно с ними единый вулканоплутонический комплекс.

Абсолютный возраст гранитоидов бичурского комплекса, по данным радиологических исследований, колеблется от 185 до 230 млн. лет.

С конца триаса и до средней юры на юге Забайкалья по разломам внедряется большое число гранитоидных интрузий малокуналейского, гуджирского, битуджидинского и других комплексов, относящихся к интрузивным формациям гранитоидов зон активизаций. Формирование интрузий происходило в условиях интенсивных блоковых движений, которые привели к образованию глубоких впадин и горных хребтов, а также сопровождалась активной вулканической деятельностью. Все интрузивные тела малокуналейского и гуджирского комплексов вместе с лавовыми полями цаган-хунтейской свиты слагают единый вулканоплутонический пояс.

Щелочные породы и гранитоиды малокуналейского комплекса представлены субщелочными и щелочными гранитами, граносиенитами, сиенитами, реже нефелиновыми сиенитами. С ними связаны такие жильные породы, как сиенит-порфиры, эгирип-рибекитовые аплиты, сельвсбергиты, грорудиты, тингуаиты, реже — монмутиты, мельтейгиты и конгресситы. Гранитоиды и щелочные породы малокуналейского комплекса слагают преимущественно небольшие (от 1 до 50 км²), но иногда крупные (Хоринский плутон площадью до 750 км²) тела, приуроченные к зонам разломов в хребтах Цаган-Дабан, Улан-Бургасы, Цаган-Хуртей и др. Часто центральная часть таких массивов сложена щелочными гранитами, а периферическая — щелочными сиенит-порфирами.

Более сложным строением характеризуются интрузии, содержащие нефелиновые сиениты. Строение плутонов в основном многофазное. Большинство массивов формировалось в субвулканических условиях, о чем свидетельствует широкое распространение порфировых структур, постоянное присутствие в породах мелких пустот, выполненных эпидотом, альбитом и другими низкотемпературными минералами, а также часто наблюдаемые постепенные переходы между интрузивными и эффузивными породами (р. Тугла).

Ультракислые, часто субщелочные граниты гуджирского комплекса имеют более простой состав. Обычно они сложены лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, фельзит-порфирами, пегматоидными морион-гранитами и аплитами. В связи

с тем, что с гранитами гуджирского комплекса в Забайкалье связаны многочисленные проявления вольфрама и молибдена, их изучением занималось очень много геологов (М. В. Бесова, П. И. Налетов, Л. М. Афанасьев, М. М. Повилайтис, Е. Н. Смолянский, Ю. В. Комаров, Н. П. Михно и др.). Выходы интрузий гуджирского комплекса протягиваются цепочками по разломам в бассейне р. Джиды, в обрамлениях Хилокской, Тугнуйской, Гусиноозерской, Удинской, Курбинской и других впадин как в Западном, так и в Восточном Забайкалье. Вероятно, с этим же комплексом следует связывать тела амазонитовых и альбитизированных гранитов, расположенные во внешней зоне мезозойского подвижного пояса (Биту-Джидинский, Харагульский, Оймурский, Безымяевский и другие массивы), которые Ю. В. Комаровым (1960), В. А. Дворкиным-Самарским (1965) отнесены к раннемезозойским образованиям, а П. И. Налетовым (1962) — к самостоятельному биту-джидинскому комплексу, более молодому, чем гуджирский.

Необходимо отметить, что в определении возраста отдельных комплексов триасово-юрских гранитоидных интрузий остается еще много неясного. Все они в свое время были выделены по петрографическому составу: кислые интрузии относились к гуджирскому, щелочные — к малокуналейскому комплексу и т. д.

Радиологические определения абсолютного возраста всех этих комплексов укладываются в промежуток 130—210 млн. лет (соответственно для малокуналейского 133—188 млн. лет, для биту-джидинского 155—210 млн. лет, последняя цифра дана с учетом возраста массива Безымянка).

Непосредственные взаимоотношения между комплексами обычно отсутствуют, так как их тела и соответствующие поля эффузивов располагаются в изолированных разломах. Все это позволило нам высказать предположение, что триасово-юрские гранитоидные интрузии различного состава представляют собой единую серию пород, связанную с одним общим этапом тектонической активизации. Различия в составе этих интрузий, на наш взгляд, объясняются различиями состава анатектических выплавов в очагах, глубиной заложения разломов, интенсивностью тепловых потоков и геохимической специализацией флюидов в них.

В средней юре и нижнем мелу (ичетульская и гусиноозерская свиты) в Забайкалье продолжались интенсивные блоковые движения, но гранитоидный магматизм известен лишь в районах юга Восточного Забайкалья.

В кайнозое в Забайкалье меняется план блоковых тектонических движений, наблюдается излияние базальтов и образование впадин байкальского типа.

ЭТАПЫ ЗАМЕЩЕНИЯ В ПЕГМАТИТАХ КАК МОДЕЛЬ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГРАНИТОИДАХ

Известно, что пегматиты формируются из гранитного расплава, насыщенного летучими, и отличаются грубозернистой структурой, которая позволяет легко различать последовательность минералообразования. При быстрой кристаллизации расплава и удалении летучих вместо пегматитов образуются жилы или зоны пегматит-аплита. Если имеет место недонасыщенность расплава летучими, то зоны ранней кристаллизации пегматита приобретают обычную гинидиоморфную или мелкокристаллическую пегматоидную структуру, практически неотличимую от гранитной. Такие породы в Мамско-Чуйском районе получили название гранит-пегматитов (Семененко, 1948; и др.). Гранитные расплавы, также как и пегматитовые, содержат летучие компоненты, но в меньшем количестве. Однако при кристаллизации какой-то части гранитного расплава концентрация летучих в расплаве возрастает до критической величины и начинаются процессы замещения ранее образованных минералов в той же последовательности, что и в пегматитах. Отсюда следует, что на примере пегматитов можно моделировать процессы замещения в гранитоидах. Особенно это видно при сопоставлении типов пегматитов и типов метасоматически измененных гранитоидов. Например, имеются альбитизированные граниты и альбитизированные пегматиты, грейзенизированные граниты и грейзенизированные пегматиты, амазонитовые граниты и пегматиты и т. д.

О значении пегматитов как модели процессов гранитообразования неоднократно писалось (Ферман, 1940; Заварицкий, 1947; Солодов, 1962; и др.).

Многолетние исследования пегматитов (Дворкин-Самарский, 1961а, б, 1962, 1966; Дворкин-Самарский, Козулица, 1959, 1970) позволили наметить следующую последовательность постмагматических процессов: 1) микроклинизация; 2) биотит-кварц-плагиоклазовый замещающий комплекс; 3) кварц-мусковитовый замещающий комплекс; 4) альбитизация; 5) грейзенизация; 6) окварцевание и другие поздние гидротермальные изменения.

В зональных телах пегматитов ранние процессы (1—3) нередко разделены в пространстве, в гранитоидах они всегда совмещены, что затрудняет их дешифрирование.

Микроклинизация, по мнению Ю. П. Ивенсена (1955), является самым ранним процессом замещения в пегматитах. Она отмечается по развитию блоков полевого шпата в ксенолитах, аплитах и гинидиоморфном пегматите, по присутствию анти-

пертитов в плагиоклазе, по развитию мономинеральных зон микроклина после кристаллизации пегматита пегматоидной структуры. Микроклинизация обычно наиболее ярко выражена в высокотемпературных типах пегматитов, таких, как мигматовый, кварц-полевошпатовый и редкоземельный (1, 2-го и отчасти 3-го типа пегматитов, по А. Е. Ферсману).

Микроклин из зон микроклинизации характеризуется либо высокой упорядоченностью кристаллов ($2V = -88, -89^\circ$), либо крайней неоднородностью своего состава ($2V$ колеблется от -68 до -84°). Микроклин с высокой степенью упорядоченности кристаллов выделяется среди кварца или слагает мономинеральные зоны. Неупорядоченный микроклин развивается при замещении плагиоклаза или других минералов, содержащих натрий, кальций и магний. Иногда на понижение угла оптических осей такого микроклина влияет присутствие в калиевых щелочных растворах бария и двухвалентного железа. Присутствие бария, отмеченное нами во многих микроклинах из пегматитов Прибайкалья, приводит к образованию смеси ортоклаза с целезианом и резкому (до -56°) понижению угла оптических осей. В калишпате сохраняется типичная микроклиновая решетка. В антипертитах и при замещении плагиоклаза нередко развивается нерешетчатый калишпат, представленный апортоклазом.

Биотит-кварц-плагиоклазовый замещающий комплекс был впервые описан нами в 1955—1961 гг. на примере мамских мусковитовых пегматитов (Дворкин-Самарский, 1961а). Основанием для его выделения послужили следующие факты:

а) наличие крупных лейст биотита, располагающихся по трещинам, пересекающим не только границы различных структурно-парагенетических разностей пегматита, но и контакты пегматита с ксенолитами и вмещающими породами; такие трещины иногда достигают 100 м^2 и пересекают зоны пегматоидного, неяснографического и графического пегматита (рис. 1);

б) скопление мелко- и крупночешуйчатого биотита в эндо- и экзоконтактах пегматитов, особенно на их пологих участках, в куполах и около других экранирующих поверхностей;

в) зональное обрастание биотита мусковитом, которое указывает на близость времени образования этих двух минералов.

Минералогический состав биотит-кварц-плагиоклазового замещающего комплекса сравнительно разнообразен. Кроме плагиоклаза, кварца и биотита нередко в тех же трещинах и в виде включений в биотите встречается гранат, сфен, апатит, циркон, турмалин-шерл, ортит, фергусонит, изредка пирит, основная масса которого парагенетически ассоциирует с мусковитом, и другие минералы. В некоторых полях пегматитов вместо биотита на этом этапе развивается турмалин (Цаган-Шулут в хребте Хамар-Дабан), в щелочных разностях пегматитов биотит может быть заменен эгирином и щелочными амфиболами (гора Ажит).

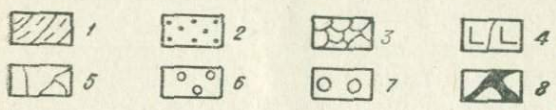
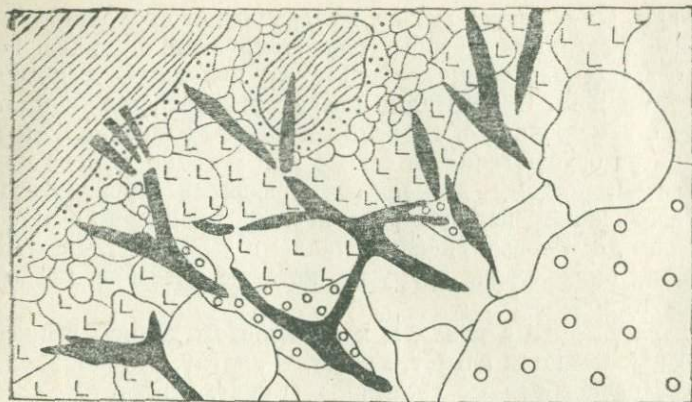


Рис. 1. Пересечение лейстами трещинного биотита ксенолитов и контакта пегматитовой жилы с биотитовыми гнейсами (схематизированная зарисовка стенки карьера, жила 27, участок Колотовка).

1 — биотитовые гнейсы; 2 — зона аллита; 3 — зона мелкокристаллического пегматита с пегматоидной структурой; 4 — зона пегматита с графической структурой; 5 — зона блокового микроклинового пегматита; 6 — кварц замещения; 7 — кварц «ядра»; 8 — лейсты трещинного биотита.

1624

В плагиоклазовом типе пегматитов (голец Могучий, участок Колотовка) по трещинам совместно с биотитом развивается калишпат.

Плагиоклаз биотит-кварц-плагиоклазового замещаемого комплекса характеризуется переменным составом (от альбита № 7—8 до олигоклаза № 20—24), низкой степенью упорядоченности решетки, изменением угла $-\Delta 2V$ от 4 до 16° (Дворкин-Самарский, 1962), наличием мирмекитовых структур, неправильной, часто аллотриоморфной формой выделения кристаллов и мозаичными структурами распада, возникающими при аутометаморфических преобразованиях. Агрегаты альбита или олигоклаза этой генерации заполняют трещины среди блокового микроклина, занимаемые ленточным биотитом, или присутствуют в виде включений в биотите, что и определяет их парагенетическую взаимосвязь.

Кварц-мусковитовый замещающий комплекс в мусковитовом типе пегматитов развивается после биотит-кварц-плагиоклазового, о чем можно судить по постоянному обрастанию (нередко зональному) лейст биотита мусковитом. Формы выделения кварц-мусковитового замещающего комплекса крайне раз-



пообразны. Он образует гнезда, неправильные скопления, жилкообразные выделения и зоны, контролируемые направлениями ранней трещиноватости, ксенолитами, куполами и пологими контактами жил. Образование кварц-мусковитового комплекса связано с замещением и гидролизом полевых шпатов. Эти процессы могут осуществляться только при условии выноса избытка щелочей, поэтому для полного развития мусковитизации (и грейзенизации) важную роль играют вмещающие породы, такие, как дистеновые гнейсы, сланцы с высоким содержанием глинозема, амфиболиты и другие, которые способны поглотить избыток щелочей.

В парагенезисе с кварцем и мусковитом данной генерации обычно наблюдаются альбит, магнетит, апатит, берилл, танталониобаты, разнообразные сульфиды (спирит, пирротин, арсеноспирит, молибденит), турмалин, гранат и многие другие минералы. В первичных включениях в кварце и мусковите содержание жидкой фазы доходит до 80—85%, что свидетельствует о гидротермальном характере мусковитообразующих растворов.

Кварц-мусковитовый комплекс изучен в пегматитах очень подробно в связи с его промышленной слюдоносностью. В отличие от биотита мусковит присутствует не только в пегматитах мезоабиссальной фации (пегматитов Мамско-Бодайбинского Баргузинского и Северо-Байкальского районов), но и в гипабиссальных пегматитах редкометалльного типа (Туркестанский хребет, Завитая). Практически он нигде не встречается среди пегматитов абиссальной зоны, в которых биотит часто присутствует (нижне-среднепротерозойские пегматиты Кутимской и Байкальской глыб).

Поздняя альбитизация, как правило, отсутствует в пегматитах абиссальных и мезоабиссальных зон (мигматитовый, кварц-полевошпатовый, мусковитовый типы). В незначительном количестве она наблюдается в редкоземельных пегматитах (Уточкина падь, Заганский хребет), в которых присутствуют линзы и мелкие скопления позднего альбита. Наибольшее развитие альбитизация получает в гипабиссальных пегматитах редкометалльного и миаролитового типов (пегматиты Северного Прибайкалья, Восточного Саяна и т. д.).

В зональных пегматитах альбитизация начинается вокруг ядра кварца, затем распространяется на все остальные зоны. Степень альбитизации даже в жилах одного пегматитового поля резко варьирует. Иногда альбитизация развивается в виде гнезд и скоплений мелких лейст альбита между блоками микроклина или по трещинам в них. В других случаях альбитизация охватывает всю жилу, а более ранние структурно-парагенетические разности пегматита остаются лишь в виде реликтов (например, пегматиты р. Абчады, у дер. Сутой, по р. Оке). Кроме фации глубинности большое значение для альбитизации имеют трещиноватость и состав вмещающих пород. В условиях

повышенной трещиноватости теряются летучие и альбитизации не происходит. При полном экранировании и индифферентных вмещающих породах альбитизация прекращается при наступившем равновесии между активностями натрия и калия. И только в том случае, когда вмещающие породы поглощают избыток калия, альбитизация протекает до конца. Такому условию, так же как и в случае кварц-мусковитового замещающего комплекса, отвечают вмещающие породы среднего и основного состава, недосыщенные щелочами.

В этой разности пегматитов выделяется несколько модификаций альбита. Более ранний альбит, получивший название клевеландита, встречается в виде скорлуповатых пластинок и табличек размером до 2—3 см, а более поздний, сахаровидный, — в виде мелких (0,1—0,3 мм), обычно вытянутых лейст с неправильными очертаниями. Кроме того, наблюдается гребенчатый альбит, выстилающий полости миарол.

В парагенезисе с альбитом встречается большая группа минералов, таких, как циртолит, берилл, танталит-колумбит, эвксенит, самарскит, полихромный турмалин, рутил, апатит, гранат, флюорит, окислы марганца и железа, некоторые фосфаты и др. При интенсивной альбитизации микроклина высвобождается значительное количество калия, который затем участвует в образовании мусковита и поздних генераций калишпата. В пегматитах литиевого ряда альбитизации подвергается сподумен, а перешедший в раствор литий дает начало минерализации лепидолит-амблигонитового ряда.

Поздняя альбитизация в пегматитах начинает новый этап щелочного замещения.

Грейзенизация развивается в пегматитах после поздней альбитизации, о чем можно судить по присутствию грейзеновых выделений среди зон сплошной альбитизации в редкометалльных пегматитах Абчадского, Арсентьевского, Окинского и других полей. По своему химизму грейзенизация мало отличается от кварц-мусковитового комплекса, но происходит при более низких температурах и давлениях. О более низких температурах и давлении при образовании грейзенов можно заключить и по непосредственным термобарометрическим замерам (250—350°), а также по тому, что грейзенизация характерна главным образом для пегматитов редкометалльного и миаролитового типов. Очень редко мелкие участки грейзена наблюдаются среди редкоземельных и мусковитовых пегматитов (например, в пегматитах Уточкиной пади, Заганского хребта, р. Колотовки). Однако последние примеры очень важны, поскольку одновременно наблюдается и ранняя альбитизация, переходящая в мусковитизацию, и поздняя альбитизация, переходящая в грейзенизацию.

Таким образом, устанавливается наличие двух «волн» щелочности и кислотности при становлении пегматитов, а не од-

ной, как считает А. А. Беус (1968). В зависимости от глубины образования пегматитов может получить преимущественное развитие либо ранняя, либо поздняя ассоциация минералов. Поэтому в абиссальных и мезоабиссальных пегматитах мы почти никогда не встречаем грейзенизации, а в субвулканических — кварц-мусковитового замещающего комплекса.

Грейзенизация в пегматитах характеризуется наличием широкого спектра аксессуарных минералов. Кроме кварца и мусковита в грейзенах отмечаются флюорит, турмалин, берилл, касситерит, вольфрамит, пирит, арсенопирит, халькопирит, в сульфидном типе пегматитов — молибденит, сфалерит, галенит, разнообразные фосфаты и многие другие.

В развитии грейзенизации важную роль играют состав и трещиноватость вмещающих пород. Так же как и в случае кварц-мусковитового комплекса, наиболее полно грейзенизация проявляется среди кислых и средних алюмосиликатных пород с пониженной гидропроницаемостью, но способных поглотить избыток калия, образующийся при разложении калишпатов. Отрицательно влияют породы с повышенной основностью и щелочностью, вызывающие десиликацию растворов и уменьшающие их кислотность. Повышенная основность и трещиноватость вмещающих пород, по-видимому, является причиной того, что в Западном Забайкалье преобладают альбитизированные, а не грейзенизированные разности пегматитов.

Окварцевание и другие поздние изменения завершают процессы гидротермального преобразования пегматитов. Локализация их происходит обычно по трещинкам в более ранних структурных разностях пегматита. Среди этих процессов можно выделить стадии с переменной кислотностью — щелочностью, такие, как собственно окварцевание, серицитизация, притритизация (особенно интенсивно развивающаяся в сульфидном типе пегматитов), образование окислов железа и марганца (гематитизация), каолинизация, карбонатизация, и другие, на которых мы подробно не останавливаемся.

Описанные выше шесть этапов постмагматического преобразования пегматитов являются лишь схемой главного процесса. Так, в альбит-литиевом типе пегматитов вместо ранней альбитизации наблюдается образование сподумена, вместо грейзенизации — лепидолитизация и т. д. В различных типах пегматитов получают преобладающее развитие различные процессы замещения, при этом наблюдается прямая связь между уменьшением фации глубинности пегматитов и степенью развития процессов низкотемпературного замещения.

Сравнивая особенности развития постмагматических процессов в гранитах и гранитных пегматитах, можно отметить следующие черты сходства.

1. В гранитах, также как и в пегматитах, проявлены все шесть этапов постмагматического замещения.

2. На развитие постмагматических процессов в гранитах, так же как и в пегматитах, значительное влияние оказывают состав и характер трещиноватости вмещающих пород.

3. В обоих случаях на развитии постмагматических процессов сказывается влияние фации глубинности.

Однако наряду со сходством имеются и существенные различия, которые сводятся к следующему.

1. Крупные размеры массивов гранитов и сопутствующие им более широкие геоизотермы вызывают в гранитах более полное разделение в пространстве и времени продуктов поздних этапов постмагматических преобразований, чем в пегматитах. Например, в главных фазах крупных батолитов, как правило, наблюдаются только такие высокотемпературные процессы, как микроклинизация, ранняя альбитизация и биотитизация, а более низкотемпературные процессы локализуются уже в дополнительных интрузиях и жильных образованиях.

2. С другой стороны, значительно меньшие концентрации летучих в исходном расплаве препятствуют проявлению четкой метасоматической зональности и росту крупных кристаллов минералов. Поэтому метасоматическая зональность возникает только в исключительных случаях, которые приводят к формированию так называемых рудоносных интрузий. Эти условия будут рассмотрены в последующих разделах.

3. Длительность формирования крупных гранитных плутонов (Ненашев, 1971) приводит к более полному разделению ранних и поздних процессов замещения.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГРАНИТОИДАХ

В гранитоидах, так же как и в пегматитах, выделяется шесть основных этапов развития постмагматических процессов: 1) микроклинизация; 2) ранняя альбитизация и биотитизация; 3) мусковитизация и окварцевание; 4) поздняя альбитизация; 5) грейзенизация; 6) окварцевание и другие процессы позднего гидротермального изменения гранитоидов.

В приведенной схеме новым является процесс ранней биотитизации гранитоидов. Однако его выделение заставляет пересмотреть всю схему развития постмагматических процессов в гранитоидах. Особенно большое влияние его выделение оказывает на трактовку ранних процессов, таких, как микроклинизация, ранняя альбитизация, мусковитизация.

Как показывают наблюдения, на развитие постмагматических процессов влияют многие факторы, в числе которых следует отметить: 1) состав и содержание летучих исходного расплава; 2) состав и физические свойства вмещающих пород; 3) геологическая обстановка и структурное положение формирующегося массива, наличие или отсутствие интраминерализационных подвижек, глубина формирования и др.

Очень важную роль играет последовательность становления плутонов (фазы кристаллизации, по Ф. Н. Шахову), так как кристаллизация каждой фазы сопровождается отделением летучих, что приводит к пульсационному повторению процессов замещения во внешних зонах интрузивов.

Учитывая сказанное, в данной главе мы попытаемся описать только этапы развития постмагматических процессов, а их взаимоотношения охарактеризуем в последующих главах.

МИКРОКЛИНИЗАЦИЯ

Микроклинизация (калишпатизация) в гранитоидах как наиболее ранний процесс постмагматического замещения впервые была описана Г. Д. Афанасьевым (1949, 1963) на примере гранитоидов Кавказа. В дальнейшем изучению этого процесса было посвящено много работ как в СССР, так и за рубежом.

Основными доказательствами постмагматического образования вкрапленников калишпата послужили следующие явления:

1) формирование вкрапленников и выделений калишпата не только внутри массивов гранитоидов, но и в зоне экзоконтактового метаморфизма, рост вкрапленников калишпата внутри ксенолитов вмещающих пород;

2) неравномерное распределение вкрапленников калишпата в массивах гранитоидов, приуроченность их скоплений к куполам и пологим контактам массивов, сопровождение скоплений вкрапленников прожилками и зонами микроклинитов;

3) наличие первичных газово-жидких включений с температурами гомогенизации от 800 до 860° (Вартанова, Щербакова, 1971; Соболев и др., 1964);

4) резкая оптическая неоднородность таких калишпатов, выражающаяся в колебаниях угла $2V$ от -54 до -86° (Дворкин-Самарский, 1961б);

5) взаимоотношения с минералами магматической кристаллизации, которые присутствуют в виде резорбированных включений в порфириовидных вкрапленниках калишпата.

Микроклинизация* по-разному проявляется в гранитоидах различных формаций и фаций глубинности Забайкалья. Причем максимального развития микроклинизация достигает в гра-

* Точнее ее называть калишпатизацией, так как калишпат может быть представлен не только микроклином, но и ортоклазом и барийсодержащим калишпатом.

нитоидах мезоабиссальной фации (витимканский комплекс). Одновременно в зависимости от фации изменяются типоморфные особенности микроклина.

Микроклинизация в гранитоидах мигматитовой формации — процесс, скорее, метаморфический, чем постмагматический, поэтому мы характеризуем его только кратко на примерах мигматитов Кутимской и Байкальской глыб Прибайкалья.

В описываемом районе выделяются микроклинизированные мигматиты двух типов, возникающие в результате регионально-го и околоразломного ультраметаморфизма.

Первые представлены гранито-гнейсами, инъекционными гнейсами и телами аляскитовых гнейсо-гранитов, вторые — очковыми гранито-гнейсами. Как в тех, так и в других наблюдаются порфиробластические образования микроклина, нередко содержащего пойкилитовые вроски более раннего кварца, плагиоклаза и других минералов. В свою очередь, микроклин замещается альбитом с мирмекиитами и окружен мелкозернистым агрегатом кварца, плагиоклаза и темноцветных минералов.

В мигматитовых гранитах, образовавшихся при региональном метаморфизме (верховья Кутимы, Мини, Чико, среднее течение Чаи и Чуи), распределение микроклина зависит от состава пород, подвергшихся ультраметаморфизму, и формы массивов мигматитов. Причем наблюдаются сравнительно широкие поля микроклинизации.

При околоразломном метаморфизме микроклинизации подвергаются узкие вытянутые зоны (бассейны рек Абчада, Левая Миля, Окунайка, Укучикта и др.). Распределение микроклина в них крайне неравномерно. Наблюдаются полосы, обогащенные микроклином и почти не содержащие его, нередко присутствуют микроклиновые прожилки и скопления, — все это свидетельствует об их метасоматическом происхождении.

Микроклин порфиробласт желтоватого, реже розоватого цвета, с микропертитовой структурой, оптически неоднороден, угол $2V$ изменяется от -62 до 81° . Неоднородность микроклина увеличивается среди амфиболитов побережья Байкала (мигматиты таланчанской, катковской и черногивинской свит) и карбонатно-силикатных пород (п-ов Святой Нос). В последних микроклинизация (ортоклазитизация) приводит к возникновению пород типа святоноситов и сопровождается образованием щелочного пироксена (эгирина) и граната.

Микроклины и ортоклазы гранито-гнейсов мигматитовой формации (особенно древних по возрасту) обычно характеризуются некоторым дефицитом щелочей и низкими по отношению к кларковым содержаниям элементов-примесей Be, Rb, Li, Ba, Sr и др. Так, содержание лития в микроклинах гранито-гнейсов баргузинского комплекса побережья Байкала менее 12 г/т, рубидия — 10—20, бериллия — около 2 г/т (Дворкин-Самарский, Каперская, 1970 г.).

Микроклинизация в гранитоидах батолитовой формации проявлена наиболее широко и разнообразно. В результате этого процесса наблюдается образование порфировидных гранитов, слагающих краевые части батолитов на огромной территории.

В гранитоидах абиссальной фации, представленных массивами баргузинского, саянского и заганского комплексов, порфировидные разновидности гранитов встречаются довольно часто. Но общая площадь их распространения сравнительно невелика. Порфировидные граниты баргузинского комплекса описываются нами по материалам, собранным в бассейнах рек Катера, Яичун, Джектанда, Баргузин (г. Шаманка, Черная Грива), Курумкана (правобережье), Аллы, на побережье оз. Байкал (от устья р. Сухой до устья р. Духовой) и в верховье р. Мысовой.

В баргузинском комплексе порфировидные граниты, как правило, слагают изолированные участки в краевой части массивов, располагаясь среди гнейсовидных биотитовых гранитов и гранито-гнейсов. По составу среди них преобладают граниты и гранодиориты. Микроклин выделяется в виде вкрапленников серого, желтовато-серого, реже светло-розового цвета размером от $0,5 \times 1$ до 2×3 см, прямоугольной, часто неправильной и линзовидной формы. Для него характерны четкая микроклиновая решетка, тонкие веретенообразные пертиты распада и небольшое количество пертитов замещения, наличие перешетчатых участков, сложенных ортоклазом ($2V = -72$, $c:Nm = 3,5^\circ$). Неизменный микроклин в проходящем свете прозрачен и имеет чистую поверхность. Угол оптических осей его колеблется от -68° до -82° , а $c:Nm$ — от 6 до 14° (фото 1) *.

В микроклине вкрапленников изредка содержатся пойкилитовые включения плагиоклаза и кварца магматического этапа кристаллизации, в свою очередь, микроклин корродируется более поздним кварцем и плагиоклазом с мирмекитами. Совместно с поздним кварцем и плагиоклазом обычно ассоциирует биотит, их агрегаты нередко пересекают вкрапленники. Это явление чаще всего наблюдается в эндоконтактах массивов, где проявился протоклаз.

Вкрапленники микроклина часто присутствуют в переработанных ксенолитах биотит-амфиболовых гнейсов, а вокруг ксенолитов наблюдаются биотитовые и микроклиновые оторочки (внутренняя — биотитовая, внешняя — калишпатовая), но в большинстве случаев экзоконтактовая микроклинизация проявляется в виде послышной (инъекционные гнейсы) или сплошной (мигматиты) гранитизации вмещающих пород, прослеживающейся на расстоянии 4—20 км (р. Катера; Дворкин-Самарский, Бажин, 1963). При этом процессе микроклин сопровождается кварцем, плагиоклазом и другими минералами. Привнос микроклина кварца и плагиоклаза особенно заметен на контак-

* Фотографии шлифов см. в приложении.

тах гранитоидов и амфиболитов или других бескварцевых пород (реки Турка, Сухая, п-ов Святой Нос, р. Кутима). Нередко в краевых частях и апофизах таких массивов формируются гранит-пегматиты (р. Джектанда).

В гранитоидах мезоабиссальной фации, представленных в Забайкалье главным образом массивами гранитоидов витимканского комплекса, микроклинизация проявлена наиболее широко. Порфиroidные граниты витимканского комплекса распространены на огромной площади в Баргузинском, Икатском, Хамар-Дабанском хребтах и на Витимском плоскогорье. Они представляют собой средне- и крупнозернистые породы светло-серого, розоватого и серого цвета с крупными (от 2×3 до $5-10$ см), хорошо ограненными вкрапленниками розового или буровато-красного микроклина. В микроклине отмечаются крупные веретенообразные и жилообразные пертиты, количество их заметно увеличивается по сравнению с микроклином вкрапленников баргузинского комплекса, угол $2V$ микроклина изменяется от -76 до -84° , отношение $c:Nm$ — от 6 до 15° , у нерешетчатых участков угол $-2V$ падает до $72-76^\circ$, а отношение $c:Nm$ до $3-5^\circ$. Микроклин-пертит в проходящем свете обычно слегка замутнен от начавшейся пелитизации и имеет слабо-розовую окраску, зависящую от появления субмикроскопических частиц окислов железа. Однако вкрапленники микроклина витимканского комплекса содержат меньше посторонних включений, чем баргузинского, и характеризуются более четкими кристаллографическими формами.

Микроклинизация развивается не только в эндоконтактных частях массивов, но и по ксенолитам, и во вмещающих гнейсах. Нередко микроклинизация вмещающих пород настолько интенсивна, что за счет гнейсов и метаморфизованных эффузивов образуются порфиroidные метасоматические породы (фени-ты), имеющие состав гранодиоритов и сениито-диоритов (р. Бурунда, участок Аkit и др.).

В целом контактовые изменения микроклинизированных гранитов мезоабиссальной фации резко отличаются от изменений абиссальных гранитоидов отсутствием полей мигматитов и инъекционных гнейсов, вместо которых развиваются микроклинизация, альбитизация, биотитизация и мусковитизация вмещающих пород, прослеживающиеся на расстоянии сотен метров, реже первых километров. Вокруг более мелких массивов зона контактовых изменений нередко представлена роговиками.

Распределение вкрапленников в эндоконтактах массивов неравномерное. Так, в разрезе эндоконтакта крупного массива порфиroidных гранитов со сланцами суванихинской свиты по р. Икат наблюдается заметное увеличение количества и размеров вкрапленников микроклина, появление выделений и прожилков микроклинитов; цвет вкрапленников становится густым красно-бурным вследствие развития аутометасоматических про-

цессов пелитизации и гематизации микроклина. Характерно, что интенсивная микроклинизация сопровождалась усилением и других более поздних процессов замещения — биотитизации и ранней альбитизации. Нередко максимум микроклинизации расположен во внутренней части массивов на расстоянии 10—20 м, от контакта, как это имеет место в массивах у дер. Красный Яр по р. Курбе и по р. Витимкан в 7—8 км северо-восточнее пос. Карафтит. Краевая часть массивов в этих случаях сложена средне- и мелкозернистыми гранит-порфирами, вернее гранодиорит-порфирами. Присутствие гранит-порфиров свидетельствует о быстрой кристаллизации эндоконтактовых фаций массивов, образовавших, по-видимому, малопроницаемую для летучих внешнюю кору интрузивов, под которой шло накопление калийсодержащих растворов, вызвавших впоследствии микроклинизацию.

В условиях гипабиссальной фации образуются массивы гранитоидов джидинского и бичурского комплексов, распространенные в бассейнах рек Джиды, Хилок, Чикой, Уда и в южной части Витимского плоскогорья. Микроклинизация в гипабиссальных гранитоидах развивается не менее активно, чем в мезоабиссальных, но имеет свои характерные черты, которые сводятся к следующему:

1. Распределение вкрапленников калишпата отличается большой неравномерностью, участки с высокой концентрацией вкрапленников, в которых породы превращены в граносиениты и сиениты, сменяются породами, не затронутыми калишпатизацией.

2. Кроме микроклина во вкрапленниках нередко наблюдаются ортоклаз и анортоклаз. Во вкрапленниках калишпата присутствует большое количество пертитов распада или замещения, которые придают калишпату характерную (фото 2), пятнистую, полосчатую или пеструю внутреннюю структуру.

3. Калишпат вкрапленников подвергается интенсивной пелитизации и гематитизации, красно-бурого цвета, часто непрозрачен в проходящем свете. Форма кристаллов микроклина обычно неправильная, слабовытянутая, часто встречаются слившиеся и зональные кристаллы, нередко, особенно в сиенитах, вокруг кристаллов микроклина наблюдаются широкие оторочки альбита и порода приобретает «венечную» структуру.

Вследствие сильной пелитизации измерить оптические константы калишпата трудно. В отдельных шлифах установлены ортоклаз ($2V = -76^\circ$, $c:Nm = 1,5^\circ$, р. Стати) и анортоклаз ($2V = -70^\circ$, $c:Nm = 15^\circ$, там же), но чаще всего калишпат представлен микроклином и его натровыми разновидностями ($2V$ от -76 до -82° , $c:Nm = 6-12^\circ$, с. Тарбагатай, реки Маректа, Бичура и др.).

Заметно отличается характер эндо- и экзоконтактовых изменений гранитоидов указанной фации. Обычно в экзоконтакте

таких интрузий наблюдаются роговики, эпидотовые, серицитовые и хлоритовые сланцы (р. Темник, хребет Малый Хамар-Дабан); микроклинизация проявляется лишь в узкой (первые десятки метров) зоне и сопровождается эпидотизацией, альбитизацией и другими относительно низкотемпературными процессами. Микроклинизация распространена неравномерно, в виде пятен, прожилков и скоплений микроклина (дер. Ара-Алцагат). Нередко микроклиниты образуются и в эндоконтактной зоне интрузивов, особенно среди гибридизированных разностей гранитоидов.

Микроклинизация и другие виды калишпатизации в формациях гранитоидов зон активизаций проявлены наиболее разнообразно. В гранитоидах формаций калинатровый полевошпат нередко представлен амазонитом, ортоклазом и аноклазом (Биту-Джидинский, Оймурский, Безымянский и другие плутоны).

Собственно микроклинизация чаще всего наблюдается в гипабиссальных гранитах и граносиенитах, при этом она повсеместно сопровождается более поздними процессами: альбитизацией, грейзенизацией и окварцеванием (шток Первомайский, Дабхорские горы, г. Грейзеновая и другие массивы). Порфиробластические граниты редки, и метасоматический микроклин рассеян в породе или слагает прожилки и скопления различной формы.

В субвулканических кислых и ультракислых гранитах метасоматический микроклин развивается в виде неправильных зерен и прожилков бурого цвета; он сильно пелитизирован, буро-красного цвета, содержит точечные и волосовидные микропертиты (гора Кылытгей, р. Сангинэ; угол $2V$ колеблется от -82 до -86° , $c : Nm = 12-15^\circ$), замещает ранний плагиоклаз и сам замещается альбитом, серицитом и поздним кварцем. В прожилках микроклинитов (Первомайка) иногда наблюдается рассеянная вкрапленность циркона, молибденита и пирита. В целом микроклинизация у таких гранитов развита сравнительно слабо и затушевана поздними процессами.

В субщелочных гранитоидах зон активизации микроклинизация проявляется более интенсивно. Наряду с микроклином в них нередко наблюдается амазонит (массивы Биту-Джидинский, Безымянский, Кутимский, Неручандинский и др.). В отличие от микроклина кислых гранитов микроклин и амазонит субщелочных гранитоидов пелитизирован сравнительно слабо, что сразу сказывается в увеличении содержания калия (табл. 1). Количество пертитов заметно увеличивается, отчетливо выражена микроклиновая решетка, угол $2V$ остается относительно высоким (от -80 до -86°). В парагенезисе с микроклином кроме циркона появляются ортит, изредка сфен, монацит и титано-тантало-ниобаты (самарскит, фергусонит и др.). Амазонит по своим оптическим константам не отличается от

Составы метасоматических микроклинов гранитоидов Забайкалья

Элементы, их отношения, миналы	Батолитовая формация			Формация зон активизаций
	баргузинский и саянский комплексы, Pt ₃	витимканский комплекс, Pz ₁	дзидинский и бичурский комплексы, Pz ₂₊₃ , Mz ₁	
K, %	9,39	9,83	7,99	9,16
Na, %	2,49	2,26	3,02	2,64
Ba, г/т	7418,70	5410,0	2609,0	160,0
Sr, г/т	3094,10	2245,0	2321,0	32,7
Li, г/т	1,8	2,0	11,0	12,4
Rb, г/т	139,3	203,0	211,3	885,7
Ca, %	1,39	1,23	1,61	1,15
Mg, %	0,097	0,044	0,056	0,340
Be, г/т	0,90	1,7	2,3	5,6
K/Rb	671,0	484,0	377,0	103,0
Ba/Sr	2,4	2,5	1,1	4,9
K/Ba	12,6	18,0	30,6	572,5
Na/Sr	8,0	10,5	13,0	800,0
$\frac{Sr+Ba}{Ca+Mg} \cdot 10^3$	707,0	593,0	296,0	13,0
$\frac{Ca+Mg}{Na+K} \cdot 10^2$	10,9	12,6	15,1	12,6
Or, %	64,5	68,3	57,2	64,6
Ab, %	25,8	23,5	32,3	28,5
An, %	8,1	7,2	9,8	6,9
Sp, %	1,6	1,0	0,7	—
Число проб	6	11	6	8

микроклина, как правило, он характерен для массивов, в которых впоследствии развивается интенсивная альбитизация, а в самом амазоните отмечаются повышенные содержания рубидия, лития, свинца и других элементов-примесей.

Весьма активно протекает микроклинизация в интрузиях субщелочных гранитоидов мезоабиссальной и гипабиссальной фаций, примерами которых могут служить тела абчадского, кыджимитского и гуджирского (в Заганском, Моностойском хребтах) комплексов.

В Южно-Заганской зоне разломов наблюдается серия небольших тел биотитовых гнейсовидных и пегматоидных грани-

тов, окруженных полями мигматитов и редкоземельных пегматитов; микроклинизация в них инфильтрационного типа, развивается повсеместно в виде рассеянных мелких зерен микроклина второй генерации. Усиление микроклинизации наблюдается в экзо- и эндоконтактах массивов. Микроклин желтоватого цвета, с четко выраженной решетчатой структурой и умеренным количеством веретенообразных и жилковатых пертитов, угол $2V$ колеблется от -72 до -82° , $c:Nm=8-13^\circ$. В микроклине часто присутствуют перешетчатые участки, сложенные ортоклазом и анортклазом.

В гипабиссальных гранитоидах абчадского комплекса, внедрившихся по зоне крупного разлома, наиболее интенсивно микроклинизированы гранитоиды первой фазы, сложенные порфиридными сиенитами и граносиенитами. Вкрапленники микроклина окрашены в желтый и буроватый цвета, их размер не превышает $1,5 \times 2$ см, чаще $1 \times 1,5$ см, микроклиновидная решетка неотчетливая, много точечных и жилкообразных пертитов, $-2V=62-78^\circ$, $c:Nm=5-11^\circ$, содержание вкрапленников в породе колеблется от 10 до 40%. Гранитоиды второй фазы этого комплекса сложены субщелочными биотитовыми гранитами с пегматоидной, аплитовидной и гнейсовидной текстурой. По характеру микроклинизации они близки к гранитоидам Южно-Заганской и Моностойской зон разломов, но микроклин в них содержит большее количество пертитов.

В щелочных гранитоидах малокуналейского комплекса (гипабиссальная и субвулканическая фации) метасоматические калинатровые полевые шпаты преимущественно представлены ортоклазом, натриевым ортоклазом и анортклазом. Калишпатизация в них развивается интенсивно, как в виде порфиробласт и мелких зерен среди первичных минералов, так и в виде прожилков, скоплений и зон калишпатизации. Калишпат бурого, сиреневого и желтоватого цвета, нерешетчатый, переполнен точечными и жилкообразными пертитами, от большого количества которых калишпат приобретает «рябчикообразное» — пестрое строение. У ортоклаза угол $-2V=70-72^\circ$, $c:Nm=3-7^\circ$; у натрового ортоклаза $-2V=52-66^\circ$, $c:Nm=9-16^\circ$; у анортклаза $-2V=70-72^\circ$, $c:Nm=21^\circ$; иногда, по-видимому, присутствует и натровый микроклин с константами $2V=-79^\circ$, $c:Nm=9-11^\circ$.

Геохимические особенности процесса микроклинизации в гранитоидах определяются, в первую очередь, высокой щелочностью растворов и активностью калия. Высокая щелочность растворов способствует подвижности даже таких инертных в обычных условиях элементов, как титан, железо, магний, алюминий, фосфор, цирконий и редкие земли. Поэтому после выпадения калия из растворов в парагенезисе с микроклином обычно присутствуют сфен, ортит, пльменит, апатит, циркон и другие акцессорные минералы.

Химические особенности метасоматических микроклинов отражены в табл. 1, из которой видно, что между содержаниями K и Na наблюдается обратная корреляция, между Na и Ca — прямая, содержание Ba и Sr закономерно падает (в 50—100 раз) с уменьшением фации глубинности гранитоидов, а содержание Li, Rb, Mg, Be возрастает. Максимальное содержание калия (9,83%) отмечено в микроклинах из мезоабиссальных гранитоидов витимканского комплекса. Некоторый дефицит калия (0,44%) в микроклинах абиссальных гранитоидов баргузинского комплекса связан с выносом его при метаморфизме; более заметен дефицит калия (1,84%) в микроклинах гипабиссальных гранитоидов джидинского и бичурского комплексов, в которых проявлена интенсивная пелитизация.

В микроклинах из гранитоидов интрузивных формаций зон активизаций наблюдается скачкообразное изменение состава по сравнению с гранитоидами соответствующей фации батолитовой формации. Увеличивается содержание калия (на 1,17%), лития, бериллия (в 2,5 раза), рубидия (в 4 раза) и магния. Не совсем ясна причина роста концентрации магния, возможно, это связано с высоким его содержанием во вмещающих породах. Одновременно имеет место интенсивный вынос кальция, стронция и бария, сопровождаемый эпидотизацией и баритизацией вмещающих пород.

Подробнее следует рассмотреть распределение содержания бария в калишпатах гранитоидов различных фаций. По мнению Б. М. Шмакина и В. А. Макрыгиной (1969), которое подкрепляется ссылками на работы С. Р. Тейлора и К. С. Хейера (1963), В. И. Лебедева (1967), содержание бария в калишпатах увеличивается с повышением температуры образования и уменьшается при перекристаллизации и других метасоматических преобразованиях, сопровождаемых увеличением степени упорядочения структуры калишпата. В определенной мере эти положения подтверждаются и нашими материалами (более высокое содержание бария в метасоматических калишпатах баргузинского комплекса и крайне низкое в альбитизированных гранитах). Однако для метасоматических калишпатов, на наш взгляд, более четкая корреляция содержания бария имеет место в связи с изменением фации глубинности или внешнего давления (см. табл. 1). Кроме того, среднее содержание бария в гранитоидах в значительной степени зависит от интенсивности микроклинизации (Дворкин-Самарский, Каперская, 1970б). Так, среднее содержание бария значительно выше в интенсивно микроклинизированных гранитоидах витимканского комплекса Витимского плоскогорья (1,21%), чем в слабо микроклинизированных гранитоидах баргузинского комплекса из того же района (0,37%).

Приведенные материалы показывают, что микроклинизация развивается своеобразно в различных фациях и формациях

гранитоидов Забайкалья. Из этого следует сделать вывод, что минералогические и геохимические особенности метасоматических калинатровых полевых шпатов можно с успехом использовать для расчленения близких по составу разновозрастных (и поэтому, как правило, разнофациальных) гранитоидов. Особенно интересно в этом отношении закономерное увеличение содержания бария и стронция с ростом внешнего давления и накопление редких элементов и щелочей с его падением.

РАННЯЯ АЛЬБИТИЗАЦИЯ

Вслед за микроклинизацией и сопряженно с ней в гранитоидах различных формаций развивается ранняя альбитизация. Проведенные исследования показывают, что имеется три источника натрия в высокотемпературных растворах.

1. Значительная доля натрия поступает в раствор при отделении его от расплава (совместно с калием). Если при этом имеет место преобладание содержания натрия над калием, то вместо микроклинизации происходит ранняя альбитизация с образованием антипертита и шахматного альбита, как это наблюдается в диоритах Ошурковского и других массивов. При равных количествах или недостатке натрия в растворах более высокая активность калия приводит к последовательной смене микроклинизации ранней альбитизацией, как это наблюдается в большинстве массивов гранитоидов Забайкалья.

2. Весьма важный источник натрия в ранних растворах — сама микроклинизация, при которой магматический плагиоклаз замещается микроклином, а натрий переходит в раствор. Вследствие этого вокруг порфиробласт микроклина и по трещинкам в них повсеместно наблюдается развитие мелких с неправильной формой зерен альбит-олигоклаза, часто содержащих мирмекитовые вроски кварца (фото 3).

3. Некоторое количество натрия в раствор попадает из самого микроклина, так как с падением температуры растворимость альбита в микроклине уменьшается, выделяются пертиты распада. Под действием растворов они частично преобразуются в ранние жилообразные пертиты замещения. Особенно широко этот процесс происходит в гипабиссальных гранитоидах джидинского комплекса. Отчетливо определяется место пертитов замещения в ходе метасоматического преобразования гранитоидов: пертиты замещения развиваются после метасоматического микроклина и, в свою очередь, секутся по трещинкам лейстами биотита, мусковита, позднего альбита и кварца. Способ образования накладывает отпечаток на состав, минералогические особенности и степень упорядоченности пертитов замещения. Они имеют состав альбита № 4—8; закон двой-

никования альбит-карлсбадский или карлсбадский, угол $\Delta 2V = 3-6^\circ$ (Дворкин-Самарский, 1961б) *.

Ранняя альбитизация проявляется в разной степени в гранитоидах всех формаций и фаций, но наиболее интенсивно она развивается в гранитоидах абиссальной и мезоабиссальной фаций, заметное влияние на распространение этого процесса оказывает состав гранитоидов и вмещающих пород. Одновременно изменяется состав замещающего плагиоклаза. В гранодиоритах и сиенитодиоритах ранний замещающий плагиоклаз представлен олигоклазом № 26—28, $\Delta 2V = 4-8^\circ$; в адамеллитах — олигоклазом № 16—22; в нормальных гранитах — альбит-олигоклазом № 10—12; в лейкократовых гранитах, граносиенитах и их щелочных разностях — альбитом № 6—8. Как правило, замещающий плагиоклаз на 6—10 номеров кислее первично-магматического.

Влияние состава вмещающих пород на развитие ранней альбитизации наблюдалось на примере гранитоидов баргузинского комплекса бассейна р. Катеры (Дворкин-Самарский, Бажин, 1963), где отмечалось, что граниты, прорывающие гнейсо-сланцевую нандонинскую свиту, имеют плагиоклаз-микроклиновый состав, а граниты, прорезающие карбонатную баргузинскую свиту, — существенно плагиоклазовые, причем состав замещающего плагиоклаза в них более основной, чем в обычных гранитах (олигоклаз № 20—24). Температура минералообразующих растворов при ранней альбитизации, по определению Н. С. Вартаковой (1971), 600—630° С.

В гранитоидах зон активизаций ранняя альбитизация наиболее активно развивается в условиях мезоабиссальной фации, примеры тому — биотитовые гнейсовидные граниты и гранодиориты Абчадской, Заганской и Моностойской зон разломов. Эти граниты обладают аллотриоморфной, переходной к гранобластовой структурой и следующим минеральным составом: микроклин — 35%, олигоклаз — 18—25, кварц — около 30, замещающий альбит-олигоклаз № 8—10 — 5—8, биотит — 3—5%, из аксессуарных присутствуют ортит, циркон, апатит, магнетит, ксенотим, рутил.

Альбит-олигоклаз образует мелкие зерна и скопления между более крупных табличек полевых шпатов магматической кристаллизации, корродирует микроклин с образованием мirmekитов, заполняет совместно с кварцем и биотитом мелкие трещинки в ранних полевых шпатах и кварце.

* $\Delta 2V$ — разность угла $2V$ данного плагиоклаза от его среднего значения, по диаграмме В. В. Никитина, свидетельствующая о степени упорядоченности его решетки. Значение $\Delta 2V$, равное $3-6^\circ$, характерно для относительно низко упорядоченных плагиоклазов, обычно образовавшихся путем замещения (для пертитов распада эта величина не превышает $1-3^\circ$).

В свою очередь (как это наблюдалось в гранитах Уточкиной Пади и р. Абчады), часто можно увидеть, как альбит-олигоклаз раннего замещающего комплекса корродируется и пересекается мелкими вытянутыми лейсточками позднего альбита № 4—8. Это наблюдение точно устанавливает место ранней альбитизации и соотношение ее с поздней.

В парагенезисе с ранним альбит-олигоклазом обычно находятся биотит, кварц, иногда турмалин-шерл. Последний обнаружен в гранитах саянского комплекса Цаган-Шулут (хребет Хамар-Дабан). Из аксессуарных минералов характерны ортит, циркон, гранат, апатит, сфен и некоторые торий-титан-редкоземельные минералы. Образование биотита с кварцем продолжается и после отложения раннего альбит-олигоклаза, оно будет описано в разделе биотитизации гранитоидов.

К сожалению, выделение мономинерального раннего альбит-олигоклаза в количестве, необходимом для анализа, весьма сложная задача из-за трудности отделения его от плагиоклаза магматической кристаллизации и позднего альбита. Поэтому данных о его химизме мы не приводим.

БИОТИТИЗАЦИЯ

Большинство современных исследователей относит биотит в гранитоидах к поздним магматическим минералам (Григорьев, 1938; Соболев и др., 1964). Н. И. Хитаров (Хитаров, Нагапетян, Лебедев, 1969а, б), получив биотит из силикатного расплава в присутствии воды, считает биотит также магматическим минералом, но опыты Н. И. Хитарова нельзя считать однозначными, так как он проводил кристаллизацию из гетерогенной системы расплав (летучие). Исследуя гранитоиды Забайкалья, мы пришли к выводу, что генезис биотита в этих породах сходен с процессами возникновения биотита в пегматитах, которые изучались нами в прошлом (Дворкин-Самарский, 1961а). Мы считаем, что биотит в гранитоидах — всегда ранний постмагматический минерал и образуется либо путем замещения темноцветных минералов магматического этапа, либо отлагается из высокотемпературных растворов по микротрещинам, пересекая полевые шпаты, кварц, амфиболы и другие более ранние минералы.

В принципе можно допустить образование биотита из силикатного расплава, богатого щелочами и летучими, при высоком внешнем давлении. В этом случае содержание воды в расплаве должно превышать 9—10%. Однако большинство гранитных интрузивов на территории Бурятии формировалось в условиях умеренных глубин, не превышающих 3—9 км, а сам расплав при кристаллизации был недонасыщен летучими, о чем свидетельствует небольшое распространение пегма-

тоидных и пегматитовых фаций гранитов. Примерами могут служить гранитоиды значительной части баргузинского, витимканского, джидинского, бичурского комплексов Забайкалья. Об этом же говорят сравнительно высокие значения температур гомогенизации включений в ранних метасоматических полевых шпатах, фельдшпатоидах (нефелин) и кварце, абсолютные значения которых, по данным Ю. А. Долгова, Л. Ш. Базарова и других исследователей, достигают 800—1000° С. В то время как при эвтектической кристаллизации расплава, насыщенного летучими, эти значения не могли быть выше 650—750° С.

Постмагматическое происхождение биотита в гранитоидах доказывается следующими фактами:

1) неравномерным распределением биотита в массивах гранитоидов и проявлениями биотитизации в эндо- и экзоконтактах многих гранитных тел. При этом биотитизация усиливается в куполах массивов, у пологих контактов с экранирующими сланцевыми толщами;

2) тем, что биотит, так же как и мусковит, имеет в своем составе до 5% воды, что превышает содержание воды в расплаве гинабиссальных и мезоабиссальных интрузий гранитов. Поэтому образование биотита непосредственно из гранитного расплава маловероятно и с физико-химической точки зрения;

3) аналогией парагенетических ассоциаций гранитов и пегматитов. В гранитных пегматитах, которые можно рассматривать, как модель формирования гранитов, наиболее ранние генерации биотита (лейстовый или трещинный) образуются после эвтектоидной кристаллизации пегматитового расплава. Нередко такие кристаллы биотита пересекают контакт пегматита с вмещающими породами и их ксенолитами (Дворкин-Самарский, 1961а; Никитин, 1968, а также см. рис. 1);

4) парагенетическими ассоциациями биотита. Биотит замещает или пересекает по трещинкам все минералы магматической стадии. В парагенезисе с биотитом и в виде включений в нем присутствуют апатит, сфен, ортит, циркон, ксенотим, монацит и другие минералы;

5) наблюдавшимися нами случаями пересечения биотитом порфиробластических вкрапленников микроклина в гранитоидах. Этот факт определяет место биотита в ходе постмагматического преобразования гранитоидов — близкое по времени и более позднее, чем микроклинизация.

Рассмотрим характер биотитизации в различных формациях и фациях гранитоидов.

На рис. 2 приведены наиболее характерные взаимоотношения биотита с другими минералами гранита.

На рис. 2. I изображен участок шлифа гранита баргузинского комплекса (ник. X, ув. 40). Минералы магматической

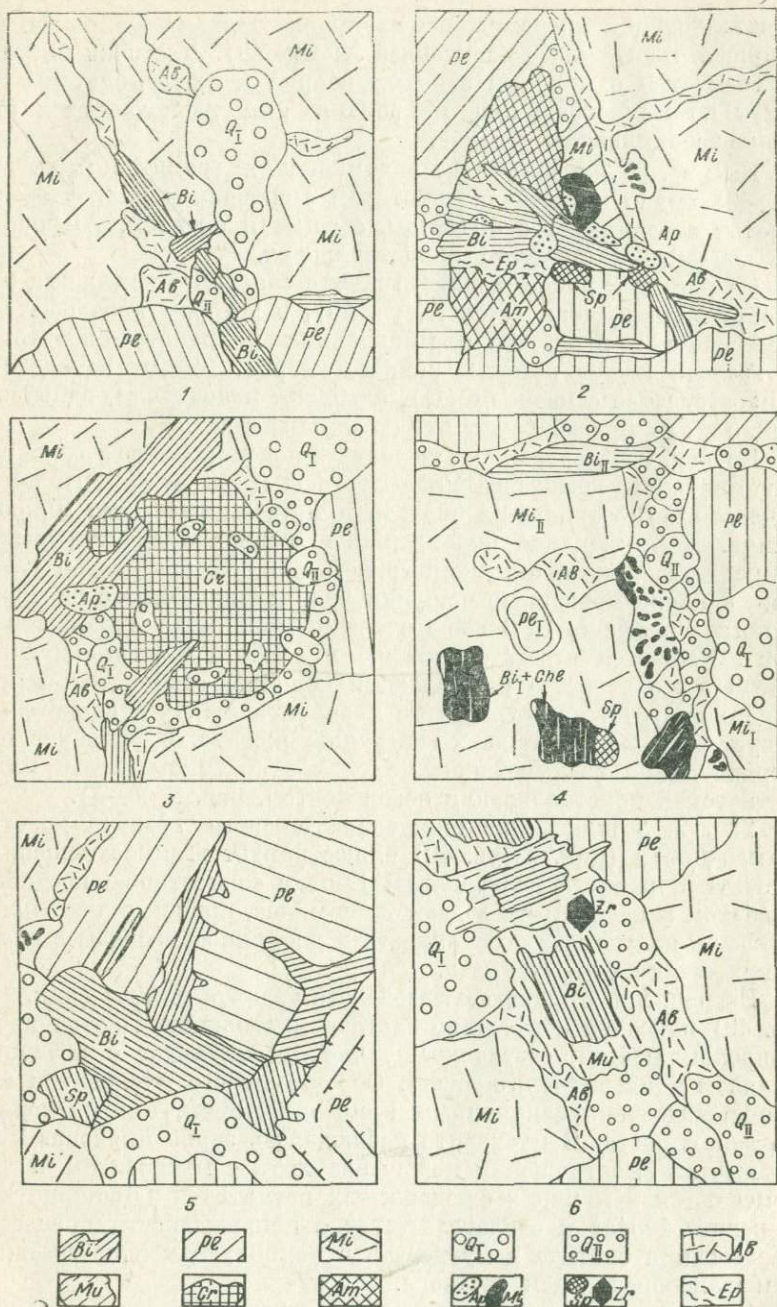


Рис. 2. Взаимоотношение биотита с другими минералами (пояснения в тексте).

Условные обозначения: *Bt* — биотит; *Pl* — плагиоклаз; *Mi* — микроклин; *Q_I* — кварц I; *Q_{II}* — кварц II; *Ab* — альбит; *Mu* — мусковит; *Cr* — гранат; *Am* — амфибол; *Ap* — апатит; *Mt* — магнетит; *Sp* — сфен; *Zr* — циркон; *Ep* — эпидот.

кристаллизации представлены крупными зернами микроклина, кварца и плагиоклаза (олигоклаз № 18—20). Листочки биотита совместно с мелкими зернами кварца и альбит-олигоклаза секут по микротрещинке микроклин или располагаются на стыке зерен полевых шпатов.

На рис. 2, 2 в шлифе из витимканских гранитов (ник. X, ув. 40) видно пересечение биотитом амфибола и плагиоклаза. Биотит ассоциирует с апатитом, сфеном и ортитом. Амфибол на контакте с биотитом эпидотизирован.

На рис. 2, 3 показан шлиф гранита саянского комплекса из хребта Хамар-Дабан (ник. X, ув. 40), в котором наблюдается замещение и пересечение микроклина и граната биотитом. В гранате видны реликты раннего кварца. Биотит находится в парагенезисе с кварцем (II), альбитом и апатитом, одновременно в нем присутствуют отторженцы граната.

На рис. 2, 4, сделанном по шлифу порфировидного гранита витимканского комплекса Улан-Бургасы (ник. X, ув. 20), приведены взаимоотношения биотита и метасоматического микроклина. В микроклине вкрапленников содержатся реликтовые зерна плагиоклаза, окруженные реакционной альбитовой каймой, и корродированные чешуйки хлоритизированного биотита (иногда со сфеном). В свою очередь, микроклин вкрапленников замещается агрегатом кварца и альбита с мирмекитами. Среди этого агрегата наблюдаются чешуйки слабоплеохроирующего биотита, не затронутого хлоритизацией, что свидетельствует о присутствии двух генераций биотита. В удалении от вкрапленника взаимоотношение биотита с микроклином магматической кристаллизации обычные (см. рис. 2, 1—3).

Рис. 2, 5 шлифа из нижнепалеозойского гранита хребта Хамар-Дабан (ник. X, ув. 40) иллюстрирует взаимоотношения биотита и раннего плагиоклаза. Биотит совместно с поздним альбитом и кварцем разъедают плагиоклаз, причем биотит проникает в плагиоклаз по спайности и двойниковым швам в виде узких «залывов» и «усиков».

На рис. 2, 6 в шлифе мезозойского гранита р. Уды (ник. X, ув. 40) показано обрастание биотита мусковитом. Биотит низкорефракционный, светлоокрашенный, ассоциирует с поздним кварцем и альбит-олигоклазом. Обрастание его мусковитом не сопровождается реакционным взаимодействием, а происходит по зонам роста. В мусковите наблюдалось зерно циркона. Подобные взаимоотношения между биотитом и мусковитом часто отмечаются в мамских слюдоносных пегматитах (Дворкин-Самарский, 1961а) и свидетельствует о непрерывности процесса образования биотита и мусковита в изменяющемся по составу минералообразующем растворе.

Из кратких примеров микроскопического описания гранитоидов видно, что биотитизация в них — сложный процесс, в ходе которого нередко формируется несколько генераций

биотита, в том числе и относительно поздние, непосредственно предшествующие мусковитизации и альбитизации.

Биотитизация в гранитоидах мигматитовой формации. Гранитоиды мигматитовой формации, слагающие Байкальскую и Кутимскую глыбы, представлены мелко- и среднезернистыми гнейсовидными мелкоочковыми мигматитами и гранито-гнейсами. Окраска пород зависит от количества темноцветных компонентов и инъекционного гранитного материала. В основном это розовато-серые биотитовые, амфибол-биотитовые мигматиты, гранито-гнейсы, в которых содержатся кварц (25—40%), калиевый полевой шпат (20—30%), плагиоклаз (15—35%), биотит (10—65%), амфибол (до 5%). Из второстепенных минералов распространены мусковит, серицит, карбонат, эпидот, хлорит. Из аксессуарных наиболее характерны гранат, рудный минерал, ортит, апатит. Региональный метаморфизм и последующие тектонические движения повлияли на структуру мигматитов и гранито-гнейсов восточного побережья Байкала (р. Сухая, берег Байкала от Стволовой до с. Каткова). В этих породах преобладают структуры бластеза — гетерогранобластовая с элементами ленидобластовой и бластомилонитовой. В Северном Прибайкалье (р. Абчада) по разломам отмечаются гранито-гнейсы с очковой текстурой и бластомилонитовой структурой.

Метасоматическое происхождение биотита в гранитоидах мигматитовых формаций не вызывает сомнения. Биотит бурозеленого цвета, плеохроирует от почти черного до бледно-бурого. Иногда биотит окрашен в красновато-бурые цвета, но это замечается при выделении по спайностям окиси железа. Чешуйки биотита, как правило, обтекают порфириобласты полевых шпатов, изредка пересекают кварц, плагиоклаз и микроклин. С биотитом ассоциируют кварц и олигоклаз, а из аксессуарных — ортит, апатит, сфен, гранат, последние нередко наблюдаются в виде включений в биотите.

Биотитизация в докембрийских абиссальных гранитоидах батолитовой формации. Докембрийские гранитоиды, распространенные на территории Бурятии, представлены тремя комплексами: баргузинским, саянским и заганским. Каждый из них формировался в три фазы. Комплексы имеют много общих черт (Дворкин-Самарский, 1965).

Наиболее полно биотитизация проявилась в гранитоидах главной фазы каждого комплекса. В составе таких гранитоидов преобладают гнейсовидные среднезернистые биотитовые граниты, порфириовидные роговообманково-биотитовые граниты, граносиениты, пегматоидные граниты. Их минеральный состав в среднем представлен микроклин-микропертитом (35—50%), кварцем (20—30%), олигоклазом (20—40%), биотитом (5—15%), амфиболом (0—10%). Из более поздних постмагматических минералов обнаружены мусковит, серицит, аль-

бит, хлорит, эпидот, лейкоксен, рутил (сагениит), из аксессуарных — апатит, циркон, сфен, магнетит, ортит, реже рутил, монацит, турмалин, гранат.

Большая часть гранитов имеет гипидиоморфную, реже порфиroidную структуру, в разгнейсованных разностях осложненную бластогранитной, цементной, иногда гранобластовой структурой.

Внедрение массивов гранитоидов главной фазы сопровождается активным метаморфизмом вмещающих пород с образованием мигматитов, инъекционных гнейсов, двуслюдяных кристаллических сланцев, что позволяет считать их представителями абиссальной фации. Содержание биотита в гранитоидах увеличивается близ контактов с гнейсо-сланцевыми образованиями и уменьшается близ контактов с мраморами.

В баргузинском комплексе выделяются гнейсовидные граниты (краевая фация) с бластогранитной и участками гранобластовой структуры. Бластогранитную часть составляют плагиоклаз, кварц микроклин, размер их зерен 0,1—1,8 мм. Мелкозернистая часть гранобластовая и состоит из альбит-олигоклаза, кварца, микроклина и биотита (размер 0,05—0,03—0,01 мм), последний является новообразованием, часто ассоциирует с альбит-олигоклазом, причем совместно они разъедают крупнотаблитчатый плагиоклаз. Чешуйки биотита пересекают магматический кварц с мозаичным погасанием, мелкие зерна микроклина и альбит-олигоклаза. Часто биотит располагается по микротрещинкам между крупными зернами кварца и микроклина, пересекая при этом минералы мелкозернистой части (фото 4). Все эти факты говорят о том, что биотит — более поздний минерал, возникший после перекристаллизации породы под действием калинатровых растворов, несущих железо. При этом альбит-олигоклаз замещает микроклин с образованием мирмецитов.

Биотит буро-зеленого, темно-бурого цвета, с резким плеохроизмом от почти черного по *Ng* до светло-бурого по *Np*. Показатели преломления по *Nm* колеблются от 1,661 до 1,670. В ассоциации с биотитом в виде включений наиболее часто встречаются радиоактивный циркон, апатит, эпидот. Иногда по биотиту образуется сагениит в краевых частях чешуек, в других случаях возникают псевдоморфозы мусковита, хлорита.

Для среднезернистых биотитовых порфиroidных гранитов, распространенных по р. Баргузин и в хребте Хамар-Дабан, характерны метасоматические вкрапленники сероватого микроклин-микропертита размером от 0,5 до 2 см с неровными извилистыми очертаниями; в этих породах наблюдается более или менее равномерное распределение чешуек биотита, ассоциирующих с кварцем и олигоклазом. Кварц-плагиоклаз-биотитовый мелкозернистый агрегат наблюдается вокруг вкрапленников микроклин-микропертита и замещает их. На границе плагио-

клаза и микроклина появляются каемки с мирмекитами, а чешуйки биотита вклиниваются в микроклин-микронертит, при этом биотит рассекает и кварц и плагиоклаз замещающего комплекса.

О более позднем происхождении биотита говорит также реакционное взаимодействие его с микроклином, у биотита образуется очень тонкая осветленная реакционная каемочка с тонкой ситообразной структурой, от пластинок биотита отходят по спайности в микроклин тонкие «усики» (см. фото 4). Иногда вокруг биотита возникает каолинообразный минерал, выделяющийся в мелких чешуйках, бесцветный, с серовато-желтыми цветами интерференции. Часто биотит замещается мусковитом. Биотит окрашен в основном в буровато-красный цвет (примесь титана), плеохроирует от красновато-коричневого по *Ng* до бурого по *Np*. Показатель преломления колеблется от 1,668 до 1,678 по *Nm*. По трещинкам спайности в биотите выделяются окислы железа, рутил, часто образуется саггит. С биотитом ассоциируют апатит, циркон, рудный минерал. Формы чешуек и пластинок биотита неровные, зигзагообразные, клинообразные, вдающиеся то в зерно плагиоклаза, то в кварц. Окраска биотита неравномерная, у краев более светлая, на границе с кварцем появляется пылевидный рутил, каемка из хлорита. Иногда биотит развивается по плагиоклазу. В этом случае биотит почти полностью хлоритизирован (фото 4 и 5).

Биотитизация в гранитоидах витимканского комплекса мезоабиссальной фаши. Гранитоиды витимканского комплекса прорывают докембрийские терригенные, а также терригенные и карбонатные отложения кембрия. Очень часто наблюдаются одновременно выходы баргузинских и витимканских гранитоидов (хребет Баргузинский, п-ов Святой Нос, р. Заванда).

В витимканском комплексе выделяется три фазы: первая — мелкие тела диоритов, габброидов, сиенитов и монцонитов; вторая — крупные тела гранитов и гранодиоритов с ксенолитами вмещающих пород; третья — небольшие тела, штоки, дайки гнейсовидных биотитовых, пегматоидных и аплитовидных гранитов.

Процесс биотитизации в рассматриваемом комплексе наиболее ярко протекает в порфировидных биотитовых гранитах и гранодиоритах второй фазы. Биотитизация следует за микроклиннизацией. Чешуйки биотита совместно с ранним альбитом довольно равномерно распределяются по микроклину. Для порфировидных гранитов второй фазы витимканского комплекса характерен биотит-олигоклазовый и кварц-биотитовый замещающие комплексы. Олигоклаз-биотитовый замещающий комплекс состоит из мелких ($0,21 \times 0,1$ мм) табличек плагиоклаза (альбит-олигоклаза) и чешуек биотита. Плагиоклаз серицитизирован. Замещающий комплекс заполняет промежутки

между крупными более или менее идиоморфными табличками плагиоклаза-олигоклаза ($0,4 \times 0,5$, $0,6 \times 0,3$ мм) или вкрапленниками микроклина и ксеноморфными зернами кварца.

Альбит-олигоклаз замещающего комплекса на стыке с вкрапленниками микроклина часто образует реакционную каемку, состоящую из симплектического срастания кварца и альбита, а чешуйки биотита при этом вытягиваются вдоль трещинок перпендикулярно симплектитовым срастаниям. Биотит сопровождают мелкие зерна апатита, циркона, монацита, сфена и рудного, редко ортита.

Кислый олигоклаз и биотит замещающего комплекса обтекают более основной плагиоклаз (олигоклаз) магматической стадии или разъедают его зерна по микротрещинкам. Часто биотит развивается по центральным частям зерен плагиоклаза. Кроме того, наблюдается парагенезис кварца и биотита, развивающийся по трещинкам в микроклине. Первичный кварц в таких случаях перекристаллизован и обладает резким мозаичным погасанием, а у кварца с биотитом слабое волнистое погасание.

В гранодиоритах биотит замещает роговую обманку, ранний метасоматический сфен, размеры которого иногда достигают $0,3 \times 0,3$ см. Биотит корродирует первичный кварц, плагиоклаз и калиевый полевой шпат. На границе с последними края у чешуек и пластинок биотита извилисты и имеют очень тонкие реакционные каемки, концевые грани биотита мелко расщепляются, образуя тончайшие кружевные структуры, часто биотит на стыках обесцвечивается (фото 6).

Биотит в гранитоидах витимканского комплекса преимущественно зелено-бурого цвета, плеохроирует от темно-бурого по *Ng* до бледно-соломенного цвета по *Np*. Показатель преломления непостоянен и колеблется от 1,624 до 1,663 по *Nm*, что, видимо, зависит от повышенного содержания железа.

Биотитизация в джидинском и бичурском комплексах гранитоидов гипабиссальной фации. К гипабиссальным батолитовым интрузиям пестрого состава на территории Бурятии относятся гранитоиды джидинского и бичурского комплексов.

Батолитовые интрузии этих двух комплексов имеют много общих черт: интрузивные контакты, слабый метаморфизм вмещающих пород, наличие перемещенных ксенолитов, явление контаминации, относительно слабое развитие кварц-полевошпатовых пегматитов, широкое развитие процессов микроклиннизации. Незначительная мощность перекрывающих пород, слабые низкотемпературные контактовые изменения, наличие пустот в пегматитах, широкое развитие процессов хлоритизации, серицитизации и пелитизации — все это свидетельствует о малой глубине формирования гранитоидов комплексов.

Процесс биотитизации широко развит в средне- и крупнозернистых порфировидных гранитах второй фазы того и дру-

гого комплекса. В апикальных частях интрузий биотит образует скопления, чешуйки его достигают размеров $0,9 \times 0,4$ мм, биотит заменяет роговую обманку и плагиоклаз. В этом случае мелкие чешуйки биотита развиваются в центральных частях табличек плагиоклаза или обрастают его, пуская «усики» по микротрещинкам в нем (фото 7). Биотит значительно реже пересекает зерна кварца, калиевого полевого шпата. Пластинки биотита имеют зубчатые, рваные очертания, иногда изогнутая спайность в результате давления при кристаллизации в твердой среде. Это говорит о более позднем происхождении биотита и его росте в уже затвердевшей породе. Биотит повсеместно сопровождают магнетит, апатит, титаномагнетит, сфен, реже циркон. По биотиту развивается пеггин.

Биотитизация в гранитоидах интрузивных формаций областей завершенной складчатости зон активизаций. Гранитоиды интрузивной формации областей завершенной складчатости, распространенные в Западном Забайкалье, подразделяются по глубине формирования на три фации: мезоабиссальную, гипабиссальную и субвулканическую.

Мелкие тела гранитоидов мезоабиссальной фации в Забайкалье приурочены к зонам глубинных разломов, ограничивающим горст-антиклинальные поднятия. Эти тела располагаются главным образом по оперяющим разломам внутри или в краевой части поднятий (Хамар-Дабанский, Моностойский, Заганский и другие хребты). Для гранитоидов характерно пестрое участково-зональное строение, обусловленное быстрой сменой разновидностей гранитов с гнейсовидной, аплитовидной, гипидиоморфной и пегматоидными структурами. Граниты мезоабиссальной фации окружены широкими зонами мигматитов и инъекционных плагиогнейсов, в пределах которых отмечаются поля аплитов и редкоземельных пегматитов.

Гранитоиды гипабиссальной фации зон активизаций разнообразны по составу и морфогенетическим особенностям. Среди них выделяются две субфации — нижняя и верхняя. К нижней относятся массивы аплитовидных, пегматоидных порфировидных гранитов, гранодиоритов, граносиенитов и сиенитов, с ними часто связаны редкометальные пегматиты. Верхняя субфация состоит из лейкократовых гранит-порфиров, сиенит-порфиров, их щелочных, субщелочных и метасоматически измененных разновидностей. С этой субфацией связаны миаролитовые пегматиты, редкометальные гидротермально-пневматолитовые и гидротермальные проявления. Тела гранитоидов гипабиссальной фации прорывают как докембрийские и палеозойские, так и мезозойские породы. Контактные изменения вокруг массивов относительно невелики; образуются узкие зоны роговиков и контактово-метасоматических пород.

Содержание и распределение биотита в гранитоидах мезоабиссальной и гипабиссальной фации зависит от многих фак-

торов (состава вмещающих пород, фаций и т. д.). Биотитизация выражена сильнее в тех случаях, когда вмещающими породами являются слаботрещиноватые сланцы или гнейсы. В трещиноватых метаморфических и карбонатных породах чаще всего возникают лейкократовые граниты без биотита. В кунолах интрузий альбитизированных гранитов биотит часто отсутствует, проявляясь на более глубоких эрозионных срезах, в других случаях скопления биотита наблюдаются в эндоконтактных частях массивов (Заганская, Абчадская и другие зоны).

В гранитоидах формаций зон активизаций содержание биотита часто резко изменяется в одном массиве. При этом биотитовые граниты сменяются лейкократовыми и пегматоидными разновидностями. Обычно биотитовые граниты обладают гишидиоморфной, переходящей в аллотриоморфную и гетерогранобластовую, структурой. Минеральный состав их: микроклин (40—45%), олигоклаз (20—25%), альбит-олигоклаз (5—10%), биотит (3—8%), иногда содержится амфибол, мусковит, хлорит, эпидот. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит, ортит, циркон, фергусонит, монацит, хлоиннит и др. Кроме биотита на постмагматическом этапе кристаллизуются альбит-олигоклаз, поздний кварц и калишпат. Альбит-олигоклаз и кварц часто парагенетически ассоциируют с биотитом.

Биотит в мелких чешуйках скапливается участками, расположение последних зависит от размещения микротрещинок. Часто чешуйки вытянуты друг за другом цепочками. Размеры чешуек биотита 0,002—0,3 мм. Цвет биотита буровато-зеленый, иногда с неравномерной окраской, плеохроизм также непостоянен. В гранитоидах присутствует несколько генераций биотита, плеохроирующих от красновато-бурого по *Ng* до бледно-бурого по *Nr* и зеленовато-бурого по *Ng* до бледно-бурого по *Nr*. Чешуйки биотита имеют «рваные», неровные очертания, пересекают зерна кварца, полевых шпатов. Биотит сопровождается сфеном, рудным, апатитом, циртолитом, реже цирконом, ортитом и хлоиннитом.

О парагенетической связи аксессуарных минералов с биотитом свидетельствует наличие многочисленных включений в биотите. Нередко такие включения расположены по спайности биотита и имеют плоскую форму в результате одновременного роста минерала «хозяина» и включения. В биотите наблюдались плоские включения ортита, апатита, граната, сфена и других минералов.

В целом при биотитизации происходит заметное увеличение содержания аксессуарных минералов, особенно содержащих фосфор, титан, редкие земли, торий и тантало-ниобаты, что позволяет по аналогии с другими типами метасоматически измененных гранитоидов выделить их в особый тип — редкоземельные биотитизированные граниты.

Геохимические особенности процесса биотитизации. Состав биотитов из гранитоидов приведен в табл. 2. Содержание калия в биотитах увеличивается от мигматитов протерозоя к гранитам нижнего палеозоя, крайние члены ряда 5,73—7,53%. В джидинских гранитах и гранитоидах формаций зон активизаций содержание калия вновь уменьшается. Параллельно калию изменяется содержание натрия, за исключением мезозойских гранитов, где концентрация Na наибольшая — 0,64% (альбитизация).

Содержание Li колеблется незакономерно, наблюдается уменьшение от мигматитов к витимканским гранитам (от 173,8 до 126 г/т) и увеличение к джидинским и гранитоидам зон разломов. Концентрация Rb в биотитах закономерно возрастает к мезозойским гранитам. Концентрация Rb в биотитах мезозойских гранитов превосходит концентрацию Rb в биотитах мигматитов в 15 раз.

Наибольшими содержаниями Tl и Be характеризуются биотиты мезозойских гранитов (Tl — 27,1 г/т; Be — 73,9 г/т), минимальными — биотиты мигматитовых гранитов (Tl — 5,6 г/т; Be отсутствует).

Минимальны содержания Ca, Mg, Sr, Ba в биотитах мезозойских гранитов. В изменении содержаний Ca, Mg, Sr, Ba не наблюдается определенных закономерностей. Пик содержания Ca и Mg приходится на протерозойские гранитоиды, Sr, Ba — на биотиты мигматитовых гранитов.

Отношение K/Rb для биотитов мигматитовых и протерозойских батолитовых гранитов постоянно, что свидетельствует об одинаковой скорости возрастания содержаний K и Rb. Несколько выше K/Rb-отношение для биотитов витимканских гранитов, в данном случае, по-видимому, скорость накопления K больше, чем Rb. В джидинских и гранитах зон разломов отношение K/Rb уменьшается, что вызвано падением содержания K и возрастанием концентрации Rb. Величина отношения K/Ba максимальна в биотитах гранитов зон разломов (354), минимальна в мигматитах протерозоя (19,7). Определенной закономерности в изменениях K/Ba-отношения нет. Mg/Li-отношение во всех рассматриваемых случаях достаточно высокое, кроме биотитов из гранитов зон разломов, но понижение его в последних вызвано не столько увеличением содержания Li, сколько малым содержанием Mg.

При определении корреляционных связей Mg — Li выяснилось, что связь Mg — Li отсутствует в мигматитах и гранитоидах зон разломов, обратно пропорциональна в протерозойских гранитоидах ($r_{xy} = -0,70$) и слабая положительная в палеозойских гранитоидах. С калием у лития слабые положительные связи в мигматитах, баргузинских и витимканских гранитах и отрицательная — в гранитах зон разломов ($-0,57$).

Отрицательные связи Li с Na обнаруживаются в мигмати-

Состав биотитов

Номер пробы	K, %	N, %	Li, г/т	Rb, г/т	Tl, г/т	Be, г/т	Ca, %
<i>Мигматитовая</i>							
K-1	4,65	0,34	175,7	581,3	12,4	—	1,76
K-6	7,46	0,22	75,9	151,4	7,3	—	0,24
K-11	6,96	0,27	239,9	301,8	—	—	0,08
K-15	4,15	0,22	88,9	275,4	7,7	—	0,40
K-16	6,05	0,20	125,9	85,7	4,4	—	0,08
K-22	3,54	0,26	74,0	125,9	1,9	—	0,96
Д-224	7,32	0,12	436,1	Не опр.	—	Не опр.	Не
Среднее	5,73	0,24	173,8	264,7	5,61	—	опр. 0,59
<i>Протерозойские</i>							
K-8	5,35	0,24	144,5	114,8	1,7	—	2,30
K-14	7,46	0,22	182,0	643,5	7,6	2,4	0,12
K-17 ^a	7,46	0,24	229,1	100,0	7,0	—	0,20
K-7	5,87	0,24	131,8	199,5	2,6	1,4	1,44
K-17	7,00	0,27	158,5	631,0	7,3	—	0,22
6-0	8,35	0,16	173,8	272,0	7,2	—	0,19
305	6,64	0,11	95,5	416,9	Не опр.	Не опр.	Не
57	7,69	0,30	52,5	138,0	»	»	опр.
881	5,23	0,37	182,0	549,5	»	»	»
872 ^b	6,22	0,54	66,1	107,6	»	»	»
906	4,98	0,44	83,1	100,0	»	»	»
Б-3	7,97	0,30	120,2	1096,0	»	»	»
5-0	7,05	0,30	95,3	196,0	6,5	—	0,52
Среднее	6,71	0,29	138,5	305,1	5,7	0,3	0,71
<i>Нижнепалеозойские</i>							
Б-6	7,05	0,22	79,4	125,9	Не опр.	—	Не
907	6,99	0,27	100,0	218,8	»	—	опр.
508	6,22	0,11	69,2	114,8	»	—	»
424	9,13	0,52	69,2	151,4	»	—	»
K-20	7,46	0,32	229,1	631,0	2,1	—	0,56
K-21	8,31	0,41	208,9	2011,0	2,6	1,4	0,61
Среднее	7,53	0,31	126,0	325,2	—	—	0,58
<i>Средне-верхнепалеозойские гранитоиды</i>							
126	6,64	0,30	131,8	302,0	Не опр.	Не опр.	Не
341	5,60	0,22	91,2	758,6	»	»	опр.
1085	5,81	0,30	166,0	302,0	»	»	»
Среднее	6,02	0,27	130,0	454,2	»	»	»
<i>Мезозойские гранитоиды</i>							
K-110/1	8,47	0,50	95,5	5410,0	37,5	182,9	0,45
K-112/1	6,01	1,11	100,0	4100,0	12,7	75,1	0,12
K-113/4	5,23	0,22	275,4	2480,0	9,3	12,9	0,52
K-113/5	5,18	0,74	229,1	4100,0	49,0	24,9	—
Среднее	6,22	0,64	175,0	4022,0	27,1	73,9	0,27

из гранитоидов

Mg, %	Sr, г/т	Ba, г/т	K/Rb	K/Ba	$\frac{Sr}{Ca}$	$\frac{Sr}{K+Ca} \cdot 10^3$	Mg/Li
<i>формация (Br, Pt₂)</i>							
5,35	114,8	2294,5	80	20,2	6,5	1,8	338
6,30	55,4	4152,5	427	17,8	23,1	0,7	831
4,72	4370,9	2293,5	227	30,3	546,3	62,1	197
5,05	158,6	4175,0	151	9,9	39,6	3,5	5,67
0,07	155,9	7411,0	706	8,2	195,0	2,5	5,6
3,76	65,9	131,8	281	27,2	6,9	1,5	510
Не опр.	—	106,7	221	73,0	—	—	—
3,61	703,1	2938,1	216	19,7	129,2	11,1	207
<i>гранитоиды (Br, Pt₂)</i>							
5,89	146,0	2698,0	463	19,8	6,2	2,0	40,7
3,48	166,0	473,6	116	150,0	139,0	2,2	192
4,53	29,7	1357,6	746	55,0	149,0	0,4	197
6,95	209,7	2507,5	294	23,4	14,5	2,8	527
6,14	—	1773,0	110	39,4	—	—	385
6,27	22,7	1520,0	314	55,0	12,0	0,2	360
Не опр.	49,1	1124,5	159	59,1	—	—	—
»	Не опр.	Не опр.	555	—	—	—	—
»	158,5	100,0	95	523,0	—	—	—
»	Не опр.	Не опр.	567	—	—	—	—
»	»	»	498	—	—	—	—
»	»	»	72	—	—	—	—
8,20	43,8	3941,0	359	17,9	—	—	850
5,92	91,7	1721,7	220	39,4	12,1	1,3	457
<i>гранитоиды (Vt, Pt₁)</i>							
Не опр.	Не опр.	Не опр.	558	—	—	—	—
»	83,2	114,8	319	610,0	—	—	—
Не опр.	Не опр.	Не опр.	540	—	—	—	—
»	565,7	3464,0	605	26,1	—	—	—
5,55	69,9	3311,0	118	22,6	12,5	0,8	242
4,96	45,7	4001,0	415	20,8	7,5	0,5	237
5,25	191,1	2722,7	231	27,9	—	—	—
<i>(джидинский комплекс Pt₂)</i>							
Не опр.	44,9	1886,5	220	35,2	—	—	—
»	51,1	134,5	74	417	—	—	—
»	43,4	741,5	192	78,3	—	—	—
»	46,5	920,8	132	65,6	—	—	—
<i>зона активизации (Mz₁₊₂)</i>							
0,41	—	224,4	16	377	—	—	43
1,42	50,1	86,2	14	700	42,0	0,8	142
0,54	30,9	195,0	21	215	6,0	0,5	20
1,36	15,0	197,2	13	263	—	—	59
0,93	24,0	175,7	16	354	9,0	0,4	53

тах, баргузинских гранитах и гранитах зон разломов (соответственно): $-0,41$; $-0,38$; $-0,44$; литий в процессе натриевого метасоматоза высвобождается и переотлагается в более поздних продуктах изменения пород. Прочные положительные связи $r_{Li-Na} = 0,67$ обнаруживаются только в джидинских гранитах.

В целом составы биотитов весьма непостоянны. Кроме перечисленных элементов биотиты содержат изменяющиеся количества титана, железа, магния и редких элементов. Непостоянство состава биотита, на наш взгляд связано с тем, что при его образовании постмагматические растворы из целочных становятся кислыми. Это приводит к резкому понижению растворимости ряда элементов и накоплению их в решетке биотита или выпадению в виде самостоятельных минералов (циркон, ортит, сфен, апатит и др.), ассоциирующих с биотитом или содержащихся в нем в виде включений.

Температура минералообразующих растворов при биотитизации может быть определена косвенно по температуре ранней альбитизации. По данным В. С. Соболева и др. (1964), в гранитах Заурулянтуевского массива (Восточное Забайкалье) ранняя мусковитизация и турмалинизация протекает при $670-690^{\circ}\text{C}$. Близкие данные приводит Н. С. Варганова (Варганова, Щербакова, 1971), отметившая образование мусковита по биотиту при 600°C .

РАННЯЯ МУСКОВИТИЗАЦИЯ И ОКВАРЦЕВАНИЕ

Два этапа мусковитизации в гранитоидах, в том числе ранняя мусковитизация, описаны (А. Е. Ферсман, В. Н. Лодочников, Г. Н. Щерба и др.), поэтому мы ограничиваемся лишь кратким изложением имеющихся материалов по Забайкалью.

Ранняя мусковитизация развивается непосредственно, часто без переходов, вслед за биотитизацией, о чем можно судить по редким случаям зонального обрастания биотита мусковитом. Однако наиболее часто между биотитизацией и мусковитизацией имеется некоторый перерыв. При этом происходит изменение состава постмагматических растворов в сторону их дальнейшего поокисления и начинаются реакционные взаимодействия между биотитом и мусковитом. Последний, как правило, замещает биотит. О близости времени образования обеих слюд свидетельствует их совместное присутствие в одних и тех же микротрещинках в более ранних калиевых полевых шпатах, скопления в совместных агрегатах и т. д.

В целом ранняя мусковитизация гранитоидов распространена значительно менее широко, чем биотитизация, и проявляется в специфических условиях (наложенная мусковитизация здесь не рассматривается). Ранняя мусковитизация отмечается в куполах и дополнительных интрузиях абиссальных,

мезоабиссальных и гипабиссальных массивов, расположенных среди гнейсо-сланцевых толщ.

В субвулканических телах обычно развивается поздняя мусковитизация, или, как ее принято называть, — грейзенизация.

Пример ранней мусковитизации в абиссальных гранитоидах батолитовой формации — мусковитизированные биотитовые граниты и гранит-пегматиты третьей фазы баргузинского комплекса, описанные нами (Дворкин-Самарский, Бажин, 1963) по р. Джекτανде (приток р. Катеры). Здесь по краям крупного батолита, слагающего центральные части Северо- и Южно-Муйского хребтов, наблюдаются относительно небольшие тела мелкозернистых биотитовых гранитов со шпировыми выделениями пегматитов с биотитом и мусковитом. Как в пегматитах, так и в гранитах мусковит двух генераций. В пегматитах ранняя генерация мусковита связана с пегматоидной структурно-фациальной разностью. Этот мусковит ельчатый, нередко обрастает лейсты биотита. Вторая генерация мусковита связана с развитием кварц-мусковитового комплекса.

В гранитах ранний мусковит выделяется в виде идиоморфных листочков, замещающих и обрастающих по краям биотит. Нередко в мусковите отмечаются выделения рутила и скопления лейкоксена, так как замещаемый им биотит титанистый. Показатель преломления мусковита по N_m колеблется от 1,590 до 1,610.

Чаще всего мусковит развивается по плагиоклазу гранитоидов, выделяясь по спайности и заполняя микротрещинки. Реже наблюдается замещение мусковитом калишпата. Обычно мусковит при этом слагает мелкие чешуйки.

Мусковитизация также проявляется по трещинкам в гранитах, где мусковит совместно с альбитом замещает калишпат. Этот мусковит имеет более низкий показатель преломления — от 1,560 до 1,580, нередко окаймлен перфорированными оторочками гидромусковита и зернами каолинита.

В парагенезисе с ранним мусковитом кроме кварца и альбита, отмечаются акцессорные — циркон, апатит, рутил, гранат, изредка (значительно реже, чем с биотитом) ортит, ксенотим и монацит. Практически не встречаются ильменит и сфен.

Ранняя мусковитизация в мезоабиссальных и гипабиссальных интрузиях витимканского, джидинского комплексов имеет более локальный характер распространения и развивается в куполах, у пологих контактов главных массивов и в дополнительных интрузиях.

Еще реже ранняя мусковитизация наблюдается в интрузиях зон активизаций, что связано, по-видимому, с повышенной трещиноватостью вмещающих пород и относительно быстрым удалением летучих из массивов.

Обратная картина в экзоконтактных зонах: мусковитизация наиболее четко проявляется в интрузиях зон активизаций, менее — в контактах гипабиссальных и мезоабиссальных плутонов, где развит метаморфизм амфиболитовой фации. Так как значительная часть мусковита образуется за счет полевых шпатов, то ранняя мусковитизация завершается заметным окварцеванием пород, что указывает на окончание перехода растворов от раннещелочной к раннекислотной фазе.

Высокотемпературный кварц образует скопления между зернами полевых шпатов и слагает прожилки в них совместно с олигоклазом, биотитом и мусковитом. Размеры зерен обычно меньше, чем у магматического кварца, а их форма более неправильная. При большом увеличении в этом кварце обнаруживается много мелких газовых и жидко-газовых включений, что свидетельствует о его формировании из пневматолито-гидротермальных растворов. В гранитоидах абиссальной и мезоабиссальной фаций ранним окварцеванием нередко заканчиваются процессы аутометасоматического преобразования гранитоидов. О температурах образования мусковита и кварца этого этапа говорилось выше, обычно они варьируют в пределах 500—600° С.

ПОЗДНЯЯ АЛЬБИТИЗАЦИЯ

С поздней альбитизацией связано начало второго щелочного цикла в постмагматических процессах гранитоидов. Поздняя альбитизация проявляется только в гипабиссальной и субвулканических фациях гранитоидов и неодинакова для различных формаций. В гранитоидах батолитовой формации поздняя альбитизация имеет ограниченное распространение и развивается при благоприятных условиях в куполах и апофизах массивов. В основном поздняя альбитизация наблюдается в массивах гранитоидов интрузивных формаций зон активизаций.

В Забайкалье известно более 100 в разной степени альбитизированных массивов гранитоидов, относящихся к абчадскому, сыннырскому, огнитскому, кыджимитскому, битуджидинскому, малокуналейскому и гуджирскому комплексам. Все гранитоиды характеризуются повышенной щелочностью и имеют состав субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов.

Наиболее полно альбитизация в гранитоидах изучена А. А. Беусом (1961а и б, 1963, 1968), Э. А. Северовым (1962), А. И. Гинзбургом (1955, 1959), В. В. Потапьевым (1965) и другими, альбитизация в щелочных породах — Ф. Р. Апелъциным (1961), А. С. Павленко (1963), Р. П. Тихоленковой (1960) и др.

А. А. Беус выделяет альбитизированные граниты в особый тип метасоматически измененных пород, который он называет апогранитами (табл. 3). В этой таблице сведены главные, но не все типы альбитизированных гранитоидов, так как поздняя альбитизация практически присутствует во многих типах рудоносных гранитоидов (в том числе золотоносных, фтороносных и др.). Большинство типов альбитизированных гранитоидов известно в Забайкалье и было описано в разные годы работниками ВИМСа, ИМГРЭ, БГУ, БФ СО АН СССР, поэтому мы не даем их подробной характеристики.

К метасоматически измененным гранитам нормального ряда принадлежат штоки Закаменского района (Первомайский и др.). Среди субщелочных гранитоидов к представителям ли-

Таблица 3

Парагенетические типы редкометалльных апогранитов (по А. А. Беусу, упрощено)

Типы апогранитов	Характерные редкометалльные акцессорные минералы
<i>Альбитизированные и грейзенизированные нормальные и аляскитовые граниты</i>	
Биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты с участками альбитизации и грейзенизации	Берилл (хризоберилл) эвксенит, стрюверит
<i>Апограниты нормального ряда</i>	
Мусковит-микроклин-кварц-альбитовые с минералами бериллия	Берилл, берtrandит, вольфрамит, молибденит, касситерит, висмутовые минералы
<i>Апограниты субщелочного ряда</i>	
Литионит-микроклин-кварц-альбитовые с минералами лития, тантала и ниобия	Амблигонит, сподумен, касситерит, колумбит-танталит, пирохлор-микрولит
Литионит-амазонит-кварц-альбитовые с минералами тантала и ниобия	Колумбит-танталит, колумбит, микролит, пирохлор-микролит, касситерит
Биотит-амазонит-кварц-альбитовые с минералами ниобия	Колумбит, касситерит, пирохлор
<i>Апограниты щелочного ряда</i>	
Биотит-кварц-альбитовые с минералами ниобия и циркония	Пирохлор (гатчеттолит), фергусонит, циркон (циртолит)
Рибекит-микроклин-кварц-альбитовые: с минералами циркония и ниобия, с минералами циркония, ниобия и редких земель	Циркон (малакон), пирохлор (гатчеттолит), колумбит, торит, гематит
Эгирин-альбитовые апограниты с минералами циркония и редких земель	Пирохлор, гагаринит, приорит, поликраз, фергусонит, ксенотим, берtrandит, фенакит, колумбит, бастнезит, молибденит Циркон, чевкинит, ксенотим, монацит, иттриалит, фергусонит

тионит-амазонит-кварц-альбитового типа относятся Биту-Джидинский, Харагульский, Даялыкский и другие массивы; к биотит-амазонит-кварц-альбитовому типу — массив Безымянка; к альбитизированным породам щелочного ряда — плутоны Сыныр, Бурпала, Акит, тела нырокского комплекса на Витимском плоскогорье, огнитского в Восточном Саяне и т. д.

Для понимания генезиса альбитизированных гранитоидов очень важно место процесса альбитизации в ходе метасоматического преобразования гранитоидов. В отличие от представлений А. А. Беуса о единой волне щелочности — кислотности (см. рис. 7) наши исследования показывают, что с поздней альбитизации начинается новый щелочно-кислотный цикл, накладывающийся на более ранний. Вероятно, это связано с тем, что ранняя альбитизация и микроклинизация протекают в замкнутой системе и являются аутометасоматическими, а поздняя альбитизация развивается в условиях открытой системы. Источником альбитизации служат более поздние фазы кристаллизации (по Ф. Н. Шахову, В. В. Потапьеву) массивов, и процесс альбитизации накладывается на уже сформированные части гранитов. В ходе поздней альбитизации замещению подвергается значительная часть более ранних калиевых полевых шпатов, что приводит к развитию позднего калиевого метасоматоза.

Ниже приводятся материалы, иллюстрирующие характер развития альбитизации в Биту-Джидинском, Безымянском и Оймурском массивах альбитизированных гранитов, расположенных среди различных по составу вмещающих пород.

Биту-Джидинский массив альбитизированных амазонитовых гранитов

Массив этот расположен в верховье р. Биту-Джида. Граниты прорывают верхне-протерозойские сланцы битуджидинской свиты. Сланцы смяты в складки северо-восточного направления и осложнены разрывными трещинами северо-восточного и северо-западного простирания. В одну из таких трещин внедрился гранитный массив штокообразной формы, вытянутый в северо-восточном направлении (рис. 3). Граниты метасоматически изменены и относятся к литионит-микроклин-кварц-альбитовому типу, по А. А. Беусу. Массив имеет зональное строение. В нем четко выделяются две фазы кристаллизации (Шахов, 1960; Потапьев, 1965). В первой фазе образовалась внешняя зона (краевая фация), представленная альбитизированными амазонитовыми гранитами, во второй фазе — внутренняя часть массива, сложенная мелко- и среднезернистыми порфириновидными биотитовыми гранитами и гранодиоритами. Кристаллизация каждой фазы сопровождалась отделением летучих, что привело к большей интенсивности и пульсационно-

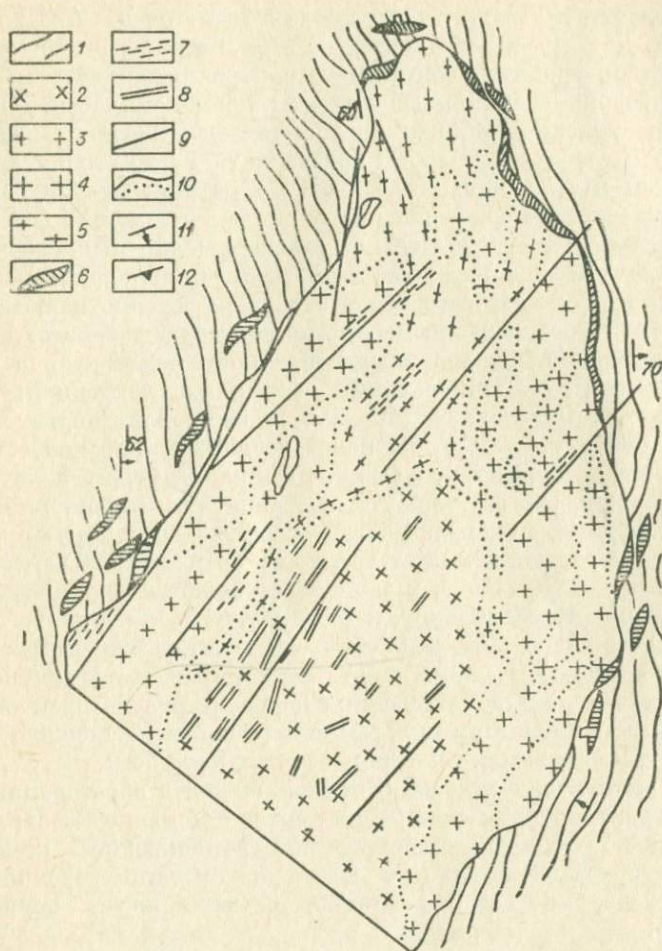


Рис. 3. Геологическое строение Биту-Джидинского массива (схема составлена с использованием материалов Ф. А. Давыдова и Ю. А. Ивойлова).

1 — кварц-сланцевые сланцы биту-джидинской свиты; 2 — мелко- и среднезернистые биотитовые граниты и гранодиориты; 3 — альбитизированные амазонитовые граниты; 4 — крупнозернистые и пегматоидные альбитизированные амазонитовые граниты; 5 — интенсивно альбитизированные амазонитовые граниты; 6 — амазонитовые пегматиты; 7 — зоны лимонитизации; 8 — зоны гематизированных альбитизированных гранитов; 9 — тектонические нарушения; 10 — геологические границы и границы между фациями и фазами кристаллизации гранитов; 11 — элементы залегания метаморфических пород; 12 — элементы залегания контактов.

му повторению процессов замещения, главным образом альбитизации, во внешних зонах Биту-Джидинского массива. При этом значительная часть щелочей (натрия и калия) была вынесена из остаточного расплава второй фазы кристаллизации в краевую часть массива.

Следует отметить, что, по мнению геологов Ю. А. Ивойлова и Ф. А. Давыдова, работавших на этом массиве, в первой фазе внедрились граниты, слагающие внутреннюю часть массива, а во второй — измененные граниты внешней части. Однако с таким положением, как показывает фактический материал, трудно согласиться. Чтобы подтвердить нашу точку зрения, перейдем к описанию геологического разреза от центральной части массива к периферии.

Центральную часть массива слагают мелко- и среднезернистые биотитовые порфиоровидные граниты, гранодиориты розового и серовато-розового цвета. Текстура их плотная, массивная. Структура основной массы гинцидоморфнозернистая с выделяющимися порфиоровидными вкрапленниками кварца и микроклин-пертита. Минеральный состав их следующий: кварц (30—40%), плагиоклаз (40—45%), микроклин-пертит (10—30%), биотит (4—6%). Из более поздних минералов встречаются альбит, турмалин, флюорит, циннвальдит, мусковит, хлорит. Из акцессорных присутствуют апатит, циркон, циртолит, пирит, рудный минерал. Все акцессорные ассоциируют с биотитом. В протоочках этих гранитов, по данным Ю. А. Ивойлова и Ф. А. Давыдова, в знаках встречаются колумбит, галенит, сфалерит, молибденит, касситерит.

Для гранитов центральной части массива характерны следующие процессы раннего аутометасоматического замещения:

- 1) ранняя микроклинизация, в результате которой образовались вкрапленники микроклин-пертита и произошло замещение магматического плагиоклаза микроклином;
- 2) ранняя альбитизация, проявившаяся в образовании каемок альбита вокруг микроклин-пертита и плагиоклаза;
- 3) альбит-олигоклаз-биотитовый замещающий комплекс, развитый не повсеместно и заполняющий микротрещинки в олигоклазе, иногда в андезине, микроклине и первичном кварце;
- 4) окварцевание, с которым связано образование вкрапленников кварца округлой формы размером до 5 мм в поперечнике;
- 5) поздняя альбитизация развивающаяся незначительно в центральной части массива и на отдельных участках по зонам дробления. Слабое развитие ее связано с уходом основной части натрийсодержащих растворов во внешние зоны массива;
- 6) циннвальдитизация и мусковитизация в Биту-Джидинском массиве, соответствующие этапу грейзенизации в гранитоидах. Циннвальдит замещает биотит, а по циннвальдиту развивается мусковит, который, в свою очередь, замещается хлоритом;
- 7) позднее окварцевание, гематитизация и лимонитизация, проявившиеся участками по зонам дробления. Это прокварцеванные, часто бурые, обохренные, плотные, иногда рых-

лые породы, нередко несущие акцессорные редкоземельные минералы.

Биотитовые граниты сменяются широкой зоной эндоконтакта, сложенной средне- и крупнозернистыми, иногда пегматоидными амазонитовыми гранитами с порфиroidными выделениями кварца и амазонита. Для этих гранитов типичны структуры замещения, так как в сильной степени развита поздняя альбитизация. От первоначальной породы остаются реликтовые зерна кварца размером до 2×2 мм и микроклина с нечеткими очертаниями. Основная масса сложена тонкими лейсточками альбита № 6—7, составляющего до 60% породы. Совместно с альбитом развивается циннвальдит в мелких чешуйках бурого цвета с голубовато-серым оттенком, иногда переходящим в коричневый. Альбит и циннвальдит замещают микроклин, развиваясь по его зернам (фото 8).

Ближе к контакту с вмещающими породами (200—300 м) среди альбитизированных амазонитовых гранитов появляются участки сплошной альбитизации. Образование альбититов сопровождается редкоземельной и редкометальной акцессорной минерализацией. В альбитах остается в реликтах только кварц, наполовину замещенный альбитом (фото 9). В таких участках альбит составляет 70—80%. От большого количества вытянутых лейст альбита породы приобретают трахитоидную или призматически-зернистую структуру. Альбитизированные амазонитовые граниты подвергаются гематитизации и лимонитизации, развивающимся на небольших участках или в виде прожилков. Вдоль контакта появляется большое количество амазонитовых пегматитов. Пегматиты содержат выделения блоков неяснографического и средне-мелкопегматоидного амазонита и кварца, которые интенсивно альбитизированы. По границе кварца и амазонита пегматоида образуются оторочки циннвальдита. Среди мелкопегматоидного пегматита отмечаются выделения литиевого мусковита, замещающего циннвальдит и альбит (фото 10, 11). Среди альбитовой замещающей части присутствуют мелкие кристаллики акцессорных: циртолита, циркона, касситерита и тантало-ниобиевых минералов.

В альбитизированных амазонитовых гранитах протекает поздний процесс калишпатизации, проявляющийся в образовании мелких прожилков амазонита второй генерации. Амазонитовые прожилки пересекают как альбитизированные амазонитовые граниты, так и амазонитовые пегматиты. Самые поздние образования — кварцевые жилы и прожилки, пересекающие все описанные разности пород.

Непосредственно в эндоконтакте гранитов наблюдаются небольшие ксенолиты двуслюдящих кристаллосланцев с гломеробластовой структурой. Сланцы экзоконтакта микроплойчаты, инъецированы мелкими прожилками кварц-альбитового состава, прорваны жилами амазонитового пегматита.

В минеральном составе двуслюдяных сланцев преобладают кварц (40%), плагиоклаз (15%), биотит (20%), калиевый полевой шпат (5%), мусковит (15%). Структура основной массы гранобластовая (размер зерен 0,1—0,2 мм), участками лепидогранобластовая, гломерогранобластовая, последняя образуется в результате скопления чешуек биотита. В кристаллосланцах выделяются округлые порфиробласты кварца и метасоматический калиевый полевой шпат, по которому развивается светло-зеленоватый мусковит. Мусковит обрастает биотит и замещает его. Биотит в мелких чешуйках, коричневого цвета, плеохроирующий от красновато-коричневого по *Ng* до бледно-бурого по *Np*. В биотите очень много мелких включений акцессорных минералов, которые заметны лишь по плеохроичным дворикам. Чешуйки биотита пересекают порфиробласты кварца, калиевого полевого шпата и зерна плагиоклаза, т. е. происходит биотитизация, а затем мусковитизация породы.

Аналогично ксенолитам изменяются и экзоконтактовые сланцы биту-джидинской свиты. В целом последовательность контактовых изменений во вмещающих породах коррелируется с последовательностью развития постмагматических процессов внутри массива.

Детальных геохимических исследований гранитов Биту-Джидинского массива нами не производилось, но их геохимические особенности подобны апогранитам литионит-альбитового типа, по А. А. Беусу.

Безымянский массив альбитизированных гранитов

Массив условно мезозойского возраста (210 млн. лет, по определению Л. Ф. Фирсова $K=Ag$ методом), расположен на водоразделе оз. Байкал и р. Безымянки и среди мраморов крестовой свиты архея. Размеры массива $1,8 \times 4,5$ км, внедрился по разлому северо-западного простирания. В центральной части массива появляются ксенолиты и провесы кровли мраморов (рис. 4). Из этого можно сделать вывод, что на водоразделе обнажена апикальная часть массива. Массив сложен светло-серыми среднезернистыми альбитизированными гранитами с биотитом. Мелкозернистые разности пород встречаются в виде узких полос в эндоконтактах массива. В центральной части тела наблюдаются небольшие участки альбитизированных гранитов с амазонитом.

Среднезернистые граниты обладают бластогранитной, микрогранобластовой, реже аллотриоморфнозернистой и гипидиоморфнозернистой структурой с порфиробластами кварца и микроклина. Мелкозернистые граниты отличаются равномернозернистым сложением, более интенсивной альбитизацией и отсутствием порфиробласт кварца и микроклина. В гранитах содер-

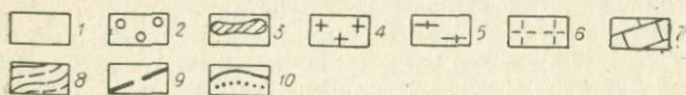
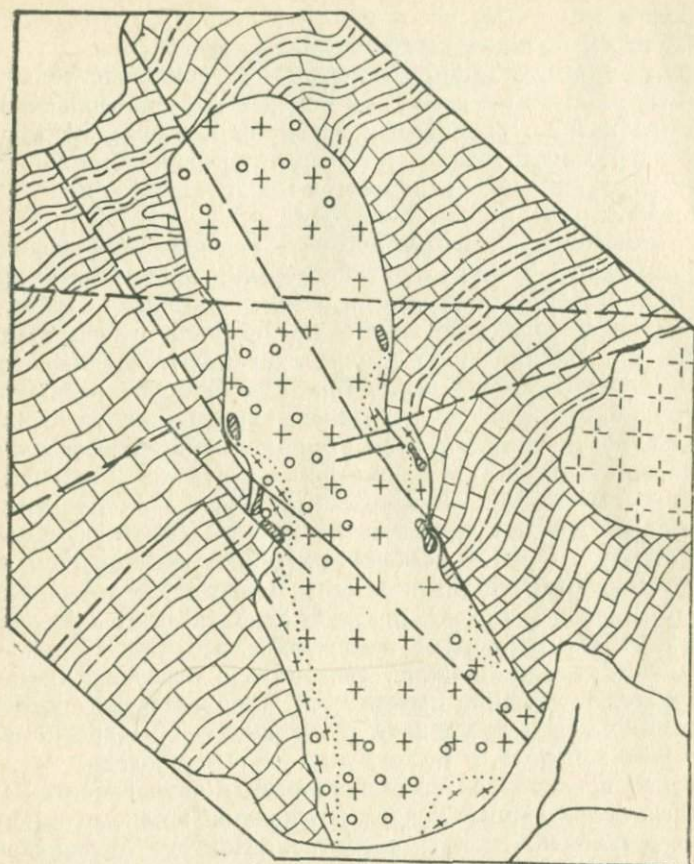


Рис. 4. Схематическая геологическая карта массива Безмянка.

1 — четвертичные отложения; 2 — участки интенсивной альбитизации; 3 — жилы пегматитов; 4 — альбитизированные граниты; 5 — биотит-амфиболовые граниты андиоконтакта; 6 — пегматоидные граниты баргузинского комплекса; 7 — мраморы крестовой свиты; 8 — прослой биотит-амфиболовых гнейсов и кварцитов среди мраморов; 9 — разрывные нарушения; 10 — геологические границы и границы между фациями.

жаты кварц (20—45%), микроклин (25—35%), плагиоклаз (25—60%), биотит (2—3%), изредка роговая обманка, немного мусковита, флюорита, хлорита (до 1%), магнетит, пирит, рутил, ортит, циркон, колумбит, монацит, ксенотим, циртолит, манганотанталит, гематит, оранжит, галенит, лимонит и марганцевые минералы. Количественные соотношения всех пород-

образующих минералов непостоянны и зависят от степени метасоматического изменения гранитов.

Первичномагматические минералы сохранялись только в менее переработанных разностях пород в виде порфирированных выделений кварца, реликтовых зерен олигоклаза № 16—18, нерешетчатого микроклина и изредка роговой обманки. Все эти минералы изменены и подвергаются замещению при последующих метасоматических процессах.

На основании петрографических исследований гранитов удалось выделить в них следующие стадии постмагматических изменений: раннюю микроклинизацию, раннюю альбитизацию и биотитизацию, мусковитизацию, позднюю альбитизацию, позднюю микроклинизацию (амазонитизацию), кварц-флюоритовую и гематит-лимонитовую. Наиболее широко распространенный процесс постмагматического изменения гранитов — поздняя альбитизация. На этом этапе все ранее образовавшиеся минералы подвергаются замещению мелкокристаллическим агрегатом альбита № 6—8, который выделяется в виде вытянутых табличек и лейст размером 0,1—0,3 мм (фото 12, 13), образуя альбитит. В менее измененных разностях скопления альбита локализуются по трещинкам и между зернами полевых шпатов и кварца. В ходе поздней альбитизации выделяется основная масса аксессуарных минералов.

Поздняя калишпатизация, связанная с освобождением калия при альбитизации, проявляется в образовании порфирированных зерен калишпата размером 1—3 мм, равномерно рассеянного в породе, и мелких листочков мусковита.

В зонах повышенной трещиноватости в эндоконтактах массива альбитизированные граниты прорваны жилками аплитов, амфибол-микроклиновых и альбитизированных амазонитовых пегматитов, мелкими жилками кварца, прожилками гематита, лимонита и окислов марганца.

В табл. 4 приведены химические анализы гранитов Безымянского массива и сходных с ними типов апогранитов, по А. А. Беусу.

Для этих гранитов характерна пересыщенность кремнеземом и глиноземом, несколько повышенная щелочность и умеренное преобладание натрия над калием.

Сильно альбитизированные граниты и альбитизированные граниты с амазонитом по своему составу близки к амазонит-альбитовым апогранитам (образец 29-30) и к биотит-альбитовым апогранитам (образец 44), по А. А. Беусу и др. (1962).

В табл. 5 приведены содержания элементов в слабо и сильно измененных гранитах, контактовых разностях гранитов, а также даны их отношения. На рис. 5 представлены вариационные диаграммы содержаний K, Na, Li, Rb, Tl в пробах, отобранных по геохимическим профилям. На графике ясно видно увеличение содержания Na в центральной и северо-восточной частях

Химический состав альбитизированных гранитов

Оксид	Номер образца					
	2510/2	2510/3	2510/4	29	30	44
SiO ₂	75,44	75,36	75,36	74,30	75,08	74,96
TiO ₂	Не обн.	0,04	0,03	Не обн.	Сл.	Не обн.
Al ₂ O ₃	13,16	14,20	13,36	13,88	14,52	13,72
Fe ₂ O ₃	0,47	0,17	0,15	0,31	0,10	Не обн.
FeO	0,64	0,57	0,72	0,61	0,87	0,93
MnO	0,11	0,08	0,09	0,01	0,03	0,02
MgO	0,53	1,44	Не обн.	0,32	0,19	0,63
CaO	0,74	0,74	0,80	0,42	0,33	0,73
Na ₂ O	4,10	6,00	5,20	5,33	4,72	4,16
K ₂ O	4,30	2,50	3,70	4,16	3,48	3,88
SO ₃	—	—	—	Не обн.	Не опр.	Не опр.
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02	Не опр.	»	»
П. п. п.	Не обн.	Не обн.	0,10	—	0,47	»
Сумма	99,81	101,12	99,53	99,35	99,79	99,03

Примечание. 2510/2 — слабо альбитизированный мелкозернистый гранит; 2510/3 — сильно альбитизированный гранит; 2510/4 — альбитизированный гранит с амазонитом. Аналитик Н. Н. Чернионная, ЦГЛ Бурятского геол. упр.

массива, связанное с усилением альбитизации, но в целом альбитизация распространена неравномерно. *

К а л и й, н а т р и й. В альбитизированных гранитах К незначительно преобладает над Na ($K/Na=1,04$). С усилением альбитизации содержание К уменьшается от 3,48 до 3,30%, содержание Na существенно возрастает от 3,35 до 4,56% ($K/Na=0,72\%$). Минерал-носитель основной массы К — микроклин. Об интенсивности процесса альбитизации можно судить по наличию Na в микроклине (табл. 6).

Контактово-измененные породы по сравнению с вмещающими породами крестовой свиты архея обогащены К и Na (см. табл. 5), по-видимому, вследствие привноса этих элементов в зону контакта.

Величины содержаний К и Na не выходят за пределы колебаний концентраций, приводимых А. А. Беусом (см. табл. 12). Математической моделью распределения К и Na в альбитизированных гранитах Безымянки служит нормальный закон.

К а л ь ц и й, м а г н и й. Кальций нехарактерный элемент для аногранитов (Беус и др., 1962) и выносится в процессе их метасоматической переработки. Содержание Са в слабо и силь-

Таблица 5

Средние содержания K, Na, Li, Rb, Tl, Ca, Mg, Sr, Ba, Be и F и их отношения в породах массива Безымянка

Элементы и их отношения	Альбитизированные граниты	Сильно альбитизированные граниты	Породы эндоконтакта	Породы экзоконтакта
K, %	3,48	3,30	2,79	0,55*
Na, %	3,35	4,56	3,81	0,82
Li, г/т	110,0	110,2	28,0	11,6
Rb, г/т	496,7	407,8	162,3	16,3*
Tl, г/т	1,8	2,0	2,1	—
F, %	0,116	0,076	0,139	0,122
Ca, %	0,360	0,36	0,57	25,4
Mg, %	0,230	0,293	1,01	1,83
Sr, г/т	27,3	31,8	8,6	2959,6
Ba, г/т	32,4	26,3	91,9	228,8
Be, г/т	4,7	5,2	6,5	2,6
SiO ₂ , %	72,56	71,58	67,92	—
K/Rb	70,00	31,0	175	338,0
K/Tl·10 ⁻²	193,0	165,0	133	—
Rb/Tl	276,0	203,0	80	—
K/Ba	1074,0	1255,0	304	4,4
Mg/Li	21,0	26,6	361	6100,0
Sr/Ca·10 ³	7,6	3,3	2,1	12,8
$\frac{Sr}{Ca+K} \cdot 10^3$	0,71	0,86	0,21	11,4
$\frac{Sr}{Ca+Na} \cdot 10^3$	0,74	0,64	0,19	12,4
Sr/Ba	0,84	1,21	0,10	262,5
K/Na	1,04	0,72	0,73	0,66
Число проб	16	11	5	3

* Средние содержания элементов в крестовой свите.

но альбитизированных гранитах одинаковое (0,36%), несколько выше, но близкое к ним содержание Ca отмечается в породах эндоконтакта (0,46%).

По известным литературным данным, содержание Mg в альбитизированных гранитах не превышает 0,2%. Наши данные (0,23 и 0,29% в альбитизированных и сильно альбитизированных гранитах соответственно) превышают значения для

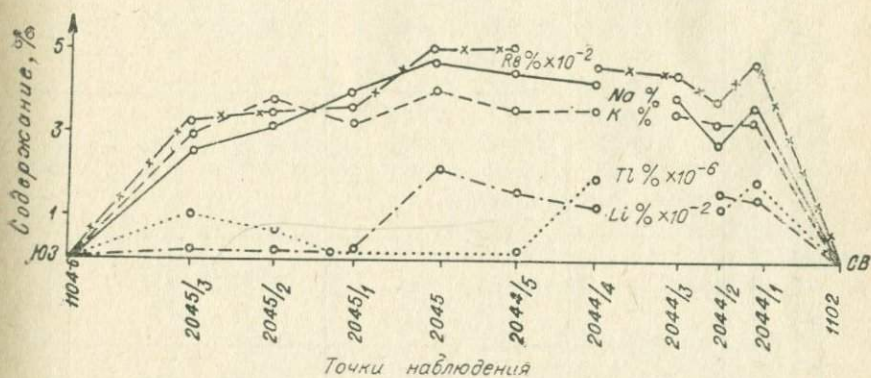
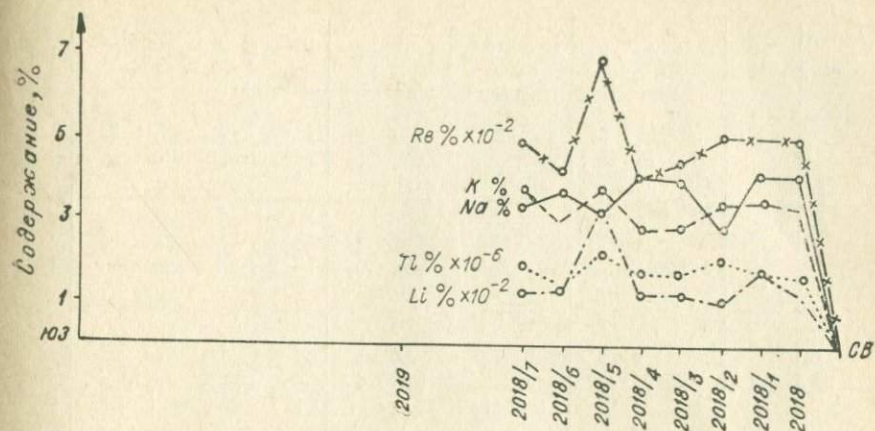


Рис. 5. Вариационные кривые содержаний калия, натрия, лития, рубидия и таллия в пробах, отобранных по геохимическим профилям через Безымянский массив альбитизированных гранитов.

Mg, по А. А. Беусу (0,09—0,19% Mg; 0,15—0,31% MgO). Концентрация Mg в породах эндоконтакта в 4 раза выше (1,01%) концентрации в альбитизированных гранитах, что может быть объяснено влиянием вмещающих пород, содержащих в сред-

Таблица 6

Содержание K и Na в микроклинах пород массива Безымянка

Элемент	Номер образца						
	К-104/2	К-113/3	К-107/1	К-103/1	К-113/1	К-113/4	К-113/5
K	10,23	7,81	8,96	7,37	8,98	6,86	5,34
Na	2,66	1,98	3,61	3,75	2,58	4,40	5,49

Примечание. К-104/2, К-113/3 — слабо альбитизированные граниты, К-107/1 — сильно альбитизированный гранит; К-103/1, К-113/1, К-113/4, К-113/5 — эндоконтактовые измененные граниты.

Статистические параметры распределения K, Na, Ca, Mg в гранитоидах массива Безымянка

Порода	\bar{x}	S	$\ln \bar{x}$	$S \ln \bar{x}$	\bar{y}_1	$ \frac{\sigma_-}{\gamma_2} $	\bar{y}_2	$ \frac{\sigma_-}{\gamma_1} $	v	n
<i>Калий</i>										
Альбитизированные граниты			1,23	0,15	1,4	2,3	2,3	1,9	0,17	16
Сильно альбитизированные граниты	3,30	0,522			-1,49	2,02	1,89	1,28	0,13	11
Среднее	3,38	0,293			-0,03	0,06	-0,68	0,69	0,17	25
Контактово-измененные граниты	2,79	1,630			-0,44	0,47	-1,71	0,92	0,17	7
<i>Натрий</i>										
Альбитизированные граниты	3,35	0,599			-0,57	0,93	-0,97	0,79	0,13	16
Сильно альбитизированные граниты	4,56	0,443			0,28	0,38	-1,45	0,98	0,06	11
Среднее	3,85	0,806			-0,23	0,49	-0,61	0,65	0,15	27
Контактово-измененные граниты			1,25	0,25	0,0	0,0	1,6	0,7		5
<i>Кальций</i>										
Альбитизированные граниты			3,33	1,33	0,7	1,2	-0,4	0,3	0,42	16
Сильно альбитизированные граниты	0,36	0,141			0,10	0,14	-1,43	0,97	0,29	11
Среднее			3,38	1,41	0,8	1,7	-0,4	0,4	0,46	27

	—1,01	1,40	0,0	0,0	—1,9	0,8	—	5
Контактово-измененные граниты								
<i>Магний</i>								
Альбитизированные граниты	5,44	1,455	—0,04	0,06	—1,69	1,20	0,88	12
Сильно альбитизированные граниты	5,68	0,630	0,20	0,25	—1,55	0,95	0,43	9
Среднее	5,54	0,953	—0,20	0,37	—1,16	1,08	0,70	21
Контактово-измененные граниты	6,92	0,666	0,61	0,71	—0,72	0,42	0,46	8

нем 3,01% Mg (табл. 7). Математической моделью распределения магния и кальция во всех породах Безымянского массива служит логнормальный закон.

Литий. Акцессорные содержания лития с усилением процесса альбитизации не изменяются — 110 г/т в слабо альбитизированных и 110,2 г/т в сильно альбитизированных гранитах. По мнению ряда исследователей, Li — характерный элемент метасоматически измененных гранитов, но в некоторых массивах выносятся в зону экзоконтакта. В этих случаях в пределах массива могут наблюдаться участки метасоматических пород с пониженным содержанием Li (Беус и др., 1962). Среди гранитов Безымянки встречаются разности с низким содержанием Li. На привнос Li в зону эндоконтакта указывает повышенное в 2,5 раза содержание Li (28 г/т) по сравнению с вмещающими породами крестовой свиты (10,9 г/т).

Величина отношения Mg/Li зависит в основном от изменения содержания Mg в слабо и сильно альбитизированных гранитах; максимального значения отношение достигает в эндоконтактовых породах — 361, в зоне экзоконтакта оно близко по своим значениям к отношению Mg/Li в породах крестовой свиты.

Минералом-концентратором и минералом-носителем основной массы Li является альбит (табл. 8). Распределение Li по минералам следующее: альбит > биотит > микроклин > флюорит > кварц.

Корреляционные связи Li с Mg, Na и F в породах практически отсутствуют, за исключением слабой корреляции Li—F в контактово-измененных гранитах ($r=0,50$). Это

Распределение Li, Rb, Tl, по минералам пород массива Безьянка

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Литий				Рубидий				Таллий			
		в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/г	коэффициент концентрации	в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/г	коэффициент концентрации	в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/г	коэффициент концентрации
		г/г	%			г/г	%			г/г	%		
<i>Сильно альбитизированный гранит, 103/1 (Li — 78,2, Rb — 360, Tl — 1,9 г/т)</i>													
Кварц	15,0	2,2	0,41	0,33	0,03	21,0	0,88	3,15	0,06	—	—	—	—
Альбит	50,0	140,0	89,51	70,00	1,79	240,0	33,34	120,00	0,67	0,60	15,80	0,30	0,31
Микроклин	33,5	2,8	1,20	0,94	0,03	680,0	63,28	227,80	1,89	4,65	82,10	1,56	2,45
Флюорит	1,5	14,4	0,30	0,22	0,20	3,8	0,02	0,06	0,01	—	—	—	—
Сумма			91,32	71,49			97,52	351,01			97,90	1,86	
<i>Альбитизированный гранит, 104/1 (Li — 6,7, Rb — 280, Tl — 1,8 г/т)</i>													
Кварц	39,0	1,0	5,82	0,39	0,15	8,0	1,11	3,12	0,03	—	—	—	—
Альбит	28,0	20,0	83,59	5,60	2,98	286,0	28,0	80,08	1,02	—	—	—	—
Микроклин	33,0	1,6	7,91	0,53	0,24	590,0	69,53	194,70	2,11	5,4	99,0	1,78	3,0
Сумма			99,32	6,52			99,24	277,90			99,0	1,78	
<i>Сильно альбитизированный гранит, 112/1 (Li — 151,4, Rb — 530, Tl — 2,8 г/т)</i>													
Кварц	25,0	1,1	0,18	0,27	0,007	46,0	2,17	11,50	0,087	0,3	2,5	0,07	0,1
Альбит	35,0	415,0	96,00	145,25	2,74	249,0	16,44	87,15	0,47	—	—	—	—
Калиевый полевой шпат	38,0	1,1	0,27	0,42	0,008	860,0	61,66	326,80	1,62	6,5	88,2	2,47	2,32
Мусковит, биотит	2,5	100,0	1,65	2,50	0,66	4100,0	19,34	102,30	7,74	12,75	11,4	0,32	4,56
Сумма			98,10	148,44			99,61	527,95			102,1	2,86	

пример того, как корреляционные связи нарушаются и исчезают под действием постмагматических процессов (см. табл. 13).

Математической моделью распределения Li является лог-нормальный закон (табл. 9).

Рубидий, таллий. Содержание Rb в процессе альбитизации изменяется параллельно K , но более интенсивно (см. табл. 5), что ведет к увеличению отношения K/Rb . Содержание Rb изменяется от 496,7 до 407,8 г/т, а отношение K/Rb возрастает от 70 до 81. Содержание Tl изменяется с усилением альбитизации, и величина индикаторных отношений K/Tl , Rb/Tl зависит от изменений концентраций Rb и K . То и другое отношение с развитием альбитизации уменьшается: для K/Tl — от 193 до 165, для Rb/Tl — от 276 до 203.

Тесные корреляционные связи пары $Rb-K$ наблюдаются для всех альбитизированных ($r=0,77$) и контактово-измененных гранитов ($r=0,60$); в последних отмечается также обратная корреляция Rb с F ($r=-0,69$; см. табл. 13). Корреляционная зависимость между Tl и K отсутствует, а для Rb и Tl прямая корреляция отмечена в альбитизированных гранитах ($r=0,74$), в сильно альбитизированных — слабая обратная и в целом по массиву — прямая положительная ($r=0,48 \pm 0,31$; см. табл. 13). В контактово-измененных гранитах связь $Tl-Rb$ либо отсутствует, либо очень слабая.

Минералом-носителем для Rb и Tl является калиевый полевой шпат, в котором фиксируется до 70% Rb и до 80—90% Tl ; минералом-концентратором — биотит. Таллий в альбите присутствует в незначительном количестве или не обнаруживается совсем. Рубидий в альбитах всегда меньше, чем в микроклинах — от 16 до 33% общей массы Rb .

По минералам Rb и Tl распределяются следующим образом: биотит > микроклин > альбит > кварц > флюорит (см. табл. 8).

Математической моделью распределения Rb и Tl в альбитизированных гранитах является нормальный вид функции распределения, для контактово-измененных гранитов — лог-нормальный (см. табл. 9).

Стронций, барий. Содержание Sr при переходе от слабо к сильно альбитизированным гранитам возрастает (27,2 и 31,8 соответственно). В зоне эндоконтакта содержание Sr понижается почти в 4 раза, в экзоконтактовой зоне оно близко к содержанию Sr во вмещающих породах, следовательно, обогащения Sr внутренней контактовой зоны массива за счет вмещающих мраморов крестовой свиты не происходит. Отношение Sr/Ca несколько выше для сильно альбитизированных гранитов и в 4 раза ниже для эндоконтактовых пород (2, 1). Отношение $Sr/K+Ca$ также выше для сильно альбитизированных гранитов. По-видимому, при натриевом метасоматозе происходит высвобождение Sr из решетки калиевого полевого шпата, где он замещает K . Калий выносится при альбитизации, а Sr остается

Статистические параметры распределения Rb, Tl, Li, Be в гранитоидах массива Безымянка

Порода	\bar{x}	s	$\ln \bar{x}$	$s \ln \bar{x}$	\bar{v}_1	$ \bar{v}_1/\sigma_{\bar{v}_1} $	\bar{v}_2	$ \bar{v}_2/\sigma_{\bar{v}_2} $	v	n
<i>Рубидий</i>										
Альбитизированные граниты	496,7	168,4			1,43	2,33	1,17	0,96	0,20	16
Сильно альбитизированные граниты	403,3	114,1			-0,66	0,90	-1,36	0,92	0,22	11
Среднее	458,6	153,5			1,27	2,70	2,47	2,62	0,21	27
Контактово-измененные граниты .			5,09	0,57	-0,12	0,12	-1,44	0,72	0,39	6
<i>Литий</i>										
Альбитизированные граниты	109,9	83,65			0,7	0,6	1,1	0,5	0,76	16
Сильно альбитизированные граниты	110,2	62,37			-0,4	0,5	-1,3	0,8	0,57	11
Среднее	110,0	74,39			0,4	1,0	0,8	0,8	0,68	27
Контактово-измененные граниты .	83,4		3,33	1,48	-0,39	0,39	-1,99	1,00		6
<i>Таллий</i>										
Альбитизированные граниты	1,8	0,65			0,03	0,05	-0,74	0,59	0,28	15
Сильно альбитизированные граниты	3,0	3,56			2,19	2,82	3,28	2,11	0,46	10
Среднее	1,9	0,64			0,3	0,8	-0,3	0,4	0,34	25
<i>Бериллий</i>										
Альбитизированные граниты	5,0		1,55	0,36	1,63	2,66	1,99	1,63	0,24	16
Сильно альбитизированные граниты	5,2	1,92			0,79	1,07	-0,62	0,42	0,27	11
Среднее			1,56	0,35	1,1	2,5	0,9	1,00		27
Контактово-измененные граниты .	6,6		3,82	0,85	-0,72	0,72	-1,13	0,56	0,61	6

в альбите, вследствие чего величина отношения $Sr/Ka+Ca$ увеличивается. Содержание Ва уменьшается параллельно К, но, по-видимому, интенсивнее К, так как отношение K/Ba выше для сильно альбитизированных гранитов. В эндоконтакте Ва накапливается значительно быстрее калия, но обогащение идет, вероятно, за счет вмещающих пород, тогда как обогащение калием происходит вследствие выноса последнего из метасоматически измененных пород массива. Отношение K/Ba уменьшается до 304, а Sr/Ba — до 0,10.

В слабо альбитизированных гранитах Ва преобладает над Sr ($Sr/Ba = 0,84$), а в сильно альбитизированных гранитах — Sr над Ва ($Sr/Ba = 1,21$). В процессе натриевого метасоматоза высвобождающиеся К и Ва выносятся активнее Sr. Последний как менее подвижный «отстает», поэтому сильнее альбитизированные граниты содержат больше Sr.

Порядок распределения по минералам: биотит > альбит > микроклин > кварц. Порядок распределения бария по минералам: биотит > калиевый полевой шпат > альбит > кварц. Минерал-концентратор Sr и Ва — биотит; минерал-носитель Ва — микроклин; Sr — полевые шпаты (в калиевом полевом шпате до 55%, в альбите до 88% Sr породы (табл. 10).

Корреляционные связи Sr с Ca, K, Ba и Ba с K, Sr отсутствуют или очень слабы. В эндоконтактной зоне массива отмечается прямая корреляционная зависимость содержания Sr от Ca, Ba от K. Процесс альбитизации проявился не так интенсивно по сравнению с апикальной частью массива, и корреляционные связи сохранились.

Математической моделью распределения Sr и Ba является логнормальный закон (табл. 11).

Б е р и л л и й. Из табл. 5 видно, что содержания Be в слабо альбитизированных гранитах ниже кларкового — 4,7 г/т, в сильно альбитизированных ближе к кларковому — 5,2 г/т. Наблюдается вынос Be за пределы массива в зону экзоконтакта, где Be — 2,6 г/т, а в породах крестовой свиты Be содержится всего 1,6 г/т. Вынос Be, по-видимому, связан с более высоким содержанием F в породах экзоконтакта.

Из данных определений корреляционных связей Be выяснилось, что связь Be с Na в альбитизированных гранитах слабая отрицательная ($r_{Be-Na} = -0,38$), в контактово-измененных породах положительная слабая. Связь Be с F положительная ($r = 0,32$) в альбитизированных гранитах, слабая в контактово-измененных гранитах. Более точной оценки корреляционной связи здесь дать нельзя ввиду недостаточности аналитических данных (см. табл. 13).

Минералом-концентратором Be являются слюды (по-видимому, мусковит); минералом-носителем — калиевый полевой шпат. Порядок распределения по минералам: слюды > калиевый полевой шпат > альбит > кварц > флюорит.

Распределение Be, Sr, Ba по минералам пород массива Безымянка

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Бериллий				Стронций				Барий			
		в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т	коэффициент концентрации	в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т	коэффициент концентрации	в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т	коэффициент концентрации
		г/т	%			г/т	%			г/т	%		
<i>Сильно альбитизированный гранит, 103/1 (Be — 2, Sr — 9, Ba — 86,5 г/т)</i>													
Кварц	15,0	0,8	6,0	0,12	0,4	2,0	3,3	0,30	0,22	20,00	3,45	3,00	0,23
Альбит	50,0	—	—	—	—	16,0	88,9	8,00	1,78	64,0	37,00	32,00	0,74
Микроклин	33,0	5,5	92,0	1,84	2,74	2,0	7,7	0,69	0,02	151,4	58,63	50,72	1,75
Флюорит	1,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма				1,96			99,9	8,99			99,08	85,72	
<i>Альбитизированный гранит, 104/1 (Be — 7 г, Sr — 7, Ba — 132 г/т)</i>													
Кварц	39,0	1,6	8,86	0,62	0,23	—	—	—	—	44,1	13,0	17,16	0,33
Альбит	28,0	14,3	57,14	4,00	2,04	12,6	50,4	3,53	1,80	182,1	38,62	50,99	1,38
Микроклин	33,0	6,9	32,60	2,28	0,99	11,0	51,8	3,63	1,57	193,3	48,33	63,79	1,46
Сумма			98,60	6,90			102,2	7,16			99,95	131,94	
<i>Сильно альбитизированный гранит, 112/1 (Be — 3,5, Sr — 6,5, Ba — 13 г/т)</i>													
Кварц	25,0	0,5	3,43	0,12	0,14	2,0	7,70	0,50	0,31	10,4	20,0	2,60	0,80
Альбит	35,0	—	—	—	—	9,8	54,30	3,53	1,55	—	—	—	—
Кальцевый полевой шпат	38,0	4,0	43,43	1,52	1,14	3,0	17,53	1,14	0,46	21,0	61,4	7,98	1,60
Мусковит, биотит	2,5	75,1	53,14	1,88	21,26	50,1	19,23	1,25	7,70	86,2	16,6	2,16	6,64
Сумма			100,0	3,52			98,76	6,42			98,00	12,74	

Статистические параметры распределения Sr, Ba, F в гранитоидах массива Безымянка

Порода	\bar{x}	S	$\ln \bar{x}$	S $\ln \bar{x}$	$\bar{\gamma}_1$	$ \bar{\gamma}_1 / \sigma_{\bar{\gamma}_1} $	$\bar{\gamma}_2$	$ \bar{\gamma}_2 \sigma_{\bar{\gamma}_2} $	\tilde{x}	v	n
<i>Стронций</i>											
Альбитизированные граниты			3,33	1,33	0,7	1,2	-0,4	0,3	27,2	1,13	16
Сильно альбитизированные граниты			3,26	1,59	0,76	1,03	-0,97	0,66	31,8	1,41	11
Среднее			3,38	1,41	0,77	1,70	-0,47	0,40	29,0	1,21	27
Контактово-измененные граниты .	8,6		2,08	0,58	-0,5	0,5	-1,3	0,6			5
<i>Барий</i>											
Альбитизированные граниты			3,47	0,60	0,80	1,32	-0,23	0,23	32,4	0,41	16
Сильно альбитизированные граниты			3,27	0,75	0,75	1,02	-0,63	0,43	26,3	0,53	11
Среднее			3,39	0,65	0,71	1,52	-0,29	0,31	29,7	0,46	27
Контактово-измененные граниты .			3,95	1,20	-0,0	0,0	-2,0	0,9			5
<i>Фтор</i>											
Альбитизированные граниты	0,116	0,09			1,4	2,4	1,6	1,3		0,83	16
Сильно альбитизированные граниты	0,076	0,03			0,7	0,9	-0,8	0,5		0,43	11
Среднее			-2,52	-0,63	0,5	1,2	-0,4	0,4		0,79	27
Контактово-измененные граниты .			-2,52	1,07	0,5	0,5	-1,3	0,6			6

Бериллий в метасоматически измененных породах имеет двойственный характер функции распределения; в слабо альбитизированных и эндоконтактовых разностях гранитов — лог-нормальный, в сильно альбитизированных — нормальный (см. табл. 9).

Влияние вмещающих пород проявляется только в узкой зоне эндоконтактовых изменений, где наблюдаются реакционные взаимодействия между магмой и ксенолитами кровли. Узкая зона эндо- и экзоконтактов, широкие пределы вариаций концентрации элементов свидетельствуют о том, что в этой части массива кристаллизация магмы протекала достаточно быстро и выравнивание концентраций элементов между участками породы не успевало произойти.

Оймурский массив альбитизированных гранит-порфиров

Массив расположен на водоразделе Приморского хребта в верховьях рек Сырая Молька и Мятешиха. Массив прорывает граниты баргузинского комплекса и приурочен к месту пересечения двух зон разломов, одна из которых имеет северо-восточное, а другая — субширотное простирание. Гранит-порфиры разбиты многочисленными зонами дробления, по которым локализовались кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы, а также происходили разнообразные процессы поздней гидротермальной переработки гранит-порфиров (рис. 6).

Альбитизированные гранит-порфиры представляют собой мелко- и среднезернистые белые, светло-серые, рыжеватобурые породы с массивной, полосчатой или такситовой текстурой и разнообразными структурами замещения. Кроме альбитизации в гранит-порфирах отмечаются окварцевание, серицитизация, каолинизация, отложение окислов железа и марганца.

В минеральном составе малоизмененных разностей гранит-порфиров участвуют: микроклин (45—50%), кварц (25—30%), альбит (15—20%) изредка встречаются отдельные чешуйки мусковита. Из аксессуарных характерны магнетит, циртолит, апатит, рутил. Для гранит-порфиров типична порфиробластовая структура.

Микроклин выделяется в виде изометричных зерен размером от 0,5 до 1,5 мм, с мелкозубчатыми очертаниями, расплывчатой двойниковой решеткой, точечными и тонкими веретенообразными пертитами, хотя иногда встречаются ленточные пертиты замещения. В микроклине нет включений более ранних минералов, он корродируется кварцем и замещается альбитом. Угол $2V$ у микроклина изменяется от -68 до -79° (определялось по двум выходам осей).

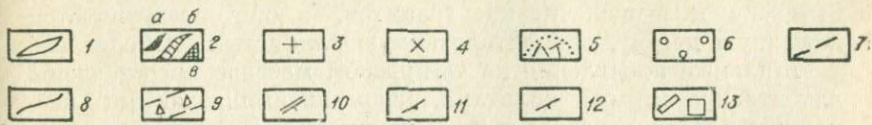
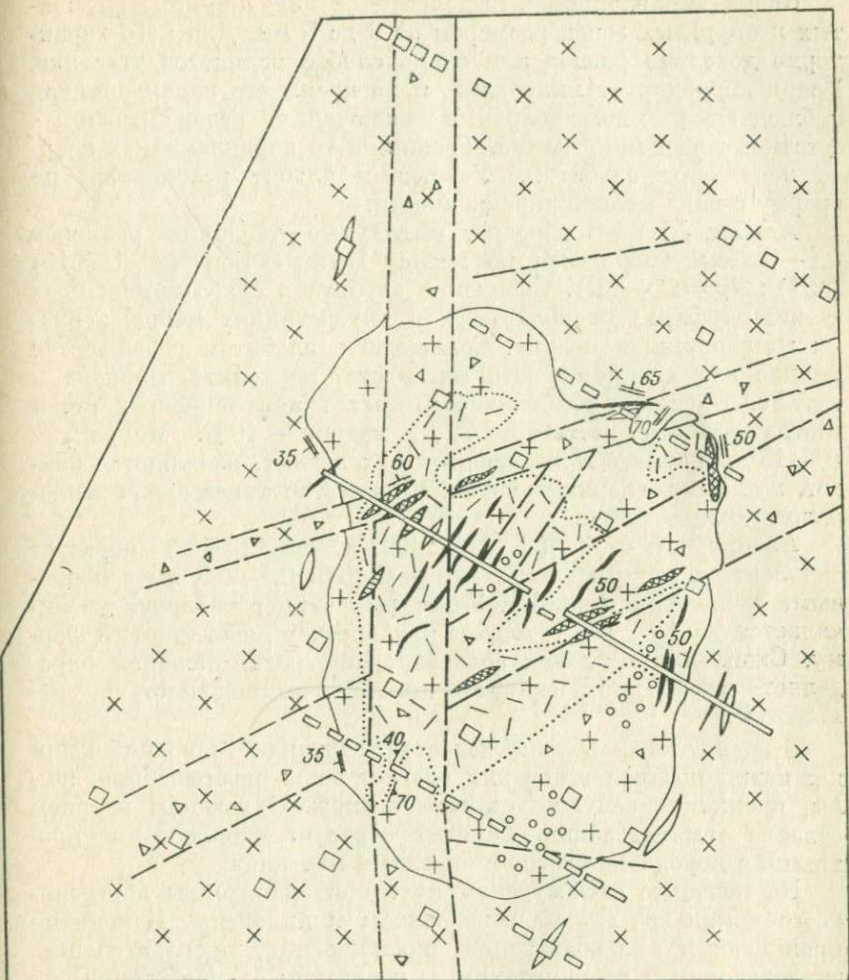


Рис. 6. Геологическое строение Оймурского массива (схема составлена, по материалам Г. Б. Аносовой).

1 — аплиты; 2 — пегматитовые жилы; а — кварцевые (черные), б — существенно микроклиновые, в — смешанного состава; 3 — гранит-порфиры; 4 — гранитоиды баргузинского комплекса; 5 — участки интенсивной альбитизации; 6 — зоны окварцевания; 7 — разрывные нарушения; 8 — геологические границы; 9 — зоны дробления; 10 — элементы залегания контактов; 11 — элементы залегания тектонических зон; 12 — элементы залегания жил; 13 — горные выработки.

Кварц вкрапленников выделяется в виде крупных угловатых и округлых зерен размером от 2 до 5 мм. Для него характерно довольно ровное или очень слабое волнистое угасание. Кварц корродирует микроклин, и по краям его вкрапленников наблюдаются многочисленные включения резорбированных остатков зерен микроклина. Трещинки во вкрапленниках кварца заполнены альбитом. Участками альбит развивается по кварцу в виде мелкой вкрапленности.

Альбит № 6—8 образует вытянутые таблички размером 0,1—0,5 мм (определен по методу Бекке — Беккера $\perp (010) (001) : Np = 11-12^\circ$). Скопление альбита в слабо измененных гранит-порфирах располагается в интерстициях между зернами микроклина и кварца. Совместно с альбитом развиваются мелкие зерна акцессорного магнетита, циртолита, циркона и рутила. В сильно альбитизированных гранит-порфирах количество альбита достигает 70%, кварца — 10%. Микроклин (5—15%) наблюдается в реликтовых зернах, появляются эпидот, мусковит, хлорит, гематит. Количество акцессорных минералов увеличивается.

Альбит № 4—6 ($\perp (010) : (001) : Np = 12-13^\circ$) образует скопления вытянутых табличек размером 0,1—0,5 мм с неровными концевыми гранями. Участками размер табличек увеличивается до 1—2 мм, и альбит приобретает пластинчатую форму. Скопления табличек альбита своим расположением определяет структуру породы — призматически-зернистую, цементную.

В гранит-порфирах наблюдается несколько генераций кварца: кварц поздней генерации слагает зоны окварцевания, жилы, прожилки, секущие гранит-порфиры. С поздним кварцем связана гематитизация. Гематит образует скопления и прожилки в породе совместно с окислами марганца.

На контакте с Оймурским массивом гранитоиды баргузинского комплекса сильно раздроблены и изменены. Изменения проявляются в альбитизации, окварцевании, мусковитизации, эпидотизации и каолинизации. В последнем случае происходит интенсивное выщелачивание гранитов, и они превращаются в мелкую дресву, сцементированную глинистым материалом.

Жильные проявления на Оймурском массиве представлены альбитизированными аплитами, кварц-полевошпатовыми пегматитами миаролитового типа, а также кварцевыми и гематит-гидрогетитовыми жилами и прожилками, формирование которых заканчивается серицитизацией, лимонитизацией и каолинизацией пород зон дробления.

Альбитизированные аплиты слагают жилы в эндо- и экзоконтакте массива. Мощность их 0,5—1 м, минеральный состав — микроклин-пертит (до 45%), кварц (30%), альбит (20—25%), гидрогетит (до 2—3%), немного пелита, хлорита, серицита, эпидота, из акцессориев — циркон, апатит, торит.

Кварц-полевошпатовые пегматиты миаролитового типа слагают жилы мощностью от нескольких сантиметров до 1—5 м. Так же резко колеблется величина жил по простиранию. Крупные жилы и раздувы пегматита обладают зональной текстурой. Микроклин в блоках до 25—40 см желто-бурого цвета, сильно катаклазирован, сечется по сети мелких трещин жилками дымчатого, белесого кварца, гематитом, иногда подвергается серицитизации и каолинизации.

Кварц разъедает и сечет по трещинам блоковый микроклин, причем реликты последнего иногда сохраняются только близ эндоконтактов жил. Пегматиты иногда слабо альбитизированы.

Выходы существенно кварцевых жил прослеживаются вдоль крупных зон дробления в центральной и северной частях массива (вершина г. Золотой, каналы 1 и 21). Кварц-полевошпатовые жилы расположены по зонам дробления меньших размеров преимущественно в восточной и западной его частях. Зональность в размещении кварцевых и полевошпатовых жил массива связана с наличием интенсивных тектонических подвижек при образовании миаролитовых пегматитов. Подвижки привели к отделению и локализации в самостоятельных трещинках гидротермального кварца пегматитов.

Химический состав гранитоидов массивов Оймур и Безымянка приведен в табл. 12 и 13. Геохимические особенности распространения элементов внутри Оймурского массива определяются в основном двумя процессами: альбитизацией и наложенными гидротермальными изменениями. В табл. 14 приведены данные по содержанию K, Na, Li, Rb, Tl, Sr, Ba, Ca, Mg, F, отобранных по геохимическому разрезу.

К а л и й, н а т р и й. Различие в содержаниях натрия и калия для альбитизированных гранит-порфиров незначительны. Содержание калия — 3,34% (пределы колебаний 2,75—3,73%), натрия — 3,58% (1,34—4,64%), отношение $K/Na=0,94$, близко к единице.

В сильно альбитизированных разностях гранит-порфиров различие в содержаниях существенно: 2,50% для калия (1,59—5,32%), 4,78% для натрия (4,44—5,86%). Отношение $K/Na=0,52$ становится низким и продолжает уменьшаться в контактово-измененных породах ($K/Na=0,31$) и во вмещающих Оймурский массив баргузинских гранитах ($K/Na=0,32$), для которых характерно низкое содержание калия.

На Оймурском массиве по сравнению с Безымянским альбитизация выражена более интенсивно, что сказывается на изменении содержания калия и натрия и скорости уменьшения отношения K/Na .

Для контактово-измененных пород Оймура содержание Na выше его содержания в баргузинских гранитоидах и ниже, чем в альбитизированных гранит-порфирах.

Средние содержания K, Na, Li, Rb, Tl, Ca, Mg, Sr, Ba, F, Be и их отношения в альбитизированных гранитах массивов Оймур и Безьямка

Элементы и их отношения	Оймур	Безьямка	Альбитизированные граниты (по Беусу)
K, %	2,92	3,39	2,9—3,5
Na, %	4,18	3,96	2,6—4,1
Li, г/т	2,1	110,0	170,0
Rb, г/т	277,4	450,0	503,0
Tl, г/т	1,5	2,4	3,0
F, %	0,040	0,13	0,14—0,66
Ca, %	0,30	0,36	0,25—0,54
Mg, %	0,25	0,26	0,09—0,19
Sr, г/т	49,2	29,5	Не опр.
Ba, г/т	58,4	29,4	—
Be, г/т	7,3	5,0	5,6—6,0
SiO ₂ , %	69,06	72,07	72,8—75,0
K/Rb	105,0	75,0	85—96
K/Tl · 10 ⁻²	195,0	141,0	106,0
Rb/Tl	185,0	190,0	168,0
K/Ba	667,0	1153,0	—
Mg/Li	119,0	24,0	8,2
$\frac{Sr}{Ca} \cdot 10^3$	14,1	8,1	—
$\frac{Sr}{Ca+K} \cdot 10^3$	1,3	0,8	—
$\frac{Sr}{Ca+Na} \cdot 10^3$	0,9	0,7	—
Sr/Ba	0,96	1,0	—

Функция распределения натрия имеет нормальный вид, калий распределен нормально только в альбитизированных гранит-порфирах и пегматитах, в сильно альбитизированных гранитах вид функции меняется на логнормальный (табл. 15), что вызвано, по-видимому, действием альбитизации.

Рубидий. Содержание Rb в альбитизированных гранитах Оймура ниже кларковых (Беус и др., 1962). В альбитизированных гранит-порфирах рубидия 374,5 г/т (пределы колебаний 115—563 г/т), в сильно альбитизированных гранит-порфирах отмечается понижение содержания рубидия в среднем до 283,6 г/т (пределы колебаний 115—422 г/т). В пегматитах

Оценки коэффициентов корреляции элементов в массивах Оймур и Безымянка

Коррелируемые элементы	Альбитизированные граниты	Сильно альбитизированные граниты	Среднее	Кварц-микрклиновые пегматиты	Контактово-измененные граниты	Неизмененные гранитоиды (баргузинский комплекс)
<i>Оймур</i>						
Rb — K	0,55±0,37			0,89±0,09		0,83±0,20
Tl — K	0,73±0,30	0,66±0,30	0,71±0,18	0,85±0,24		—
Li — F	0,64±0,32			0,56±0,42		0,35
Li — K	-0,57±0,37			0,44		
Sr — Ba	0,58±0,37	0,75±0,23	0,70±0,18	0,52		
Ba — T						0,50±0,36
Sr — Na						0,46
Be — F						0,54±0,34
Be — Na	-0,44±0,36	0,50±0,33		0,88±0,17		0,44
K — Na				0,95±0,08		0,73±0,28
Tl — Rb			0,41±0,27			
<i>Безымянка</i>						
Rb — K			0,77±0,16		0,60±0,55	
Rb — Tl	0,71±0,28		0,48±0,31			
Li — F		0,45			0,50	
K — Na			-0,38±0,33			
Be — Na			-0,38±0,33		0,61±0,55	
Rb — F			0,36±0,29		-0,69±0,40	
Sr — Ca					0,70	
K — Ba					0,60	

Средние содержания K, N, Rb, Li, Tl, Sr, Ba, Ca, Mg и Fe и их отношения в породах Оймуурского массива

Элементы и их отношения	Альбитизированные гранит-порфиры	Сильно альбитизированные гранит-порфиры	Кварц-микроклиновые пегматиты	Контактово измененные граниты	Неизмененные гранитоиды (баргузинский комплекс)
K, %	3,34	2,50	9,01	—	0,97
Na, %	3,58	4,78	0,32	—	2,99
Li, г/т	1,9	2,1	2,6	—	2,7
Rb, г/т	373,2	283,6	717,8	—	18,1
Tl, г/т	1,7	1,2	3,2	—	—
F, %	0,037	0,043	0,036	—	0,045
Ca, %	0,31	0,30	0,148	—	3,00
Mg, %	0,24	0,26	0,09	—	1,54
Sr, г/т	55,7	42,6	32,1	—	3042,1
Ba, г/т	62,6	54,2	202,3	—	1022,1
Be, г/т	6,1	8,5	5,52	—	2,7
SiO ₂ , %	69,08	69,70	72,10	57,11	62,02
K/Rb	89,0	81,0	126,0	—	536,0
K/Tl · 10 ⁴	2,0	2,08	2,8	—	—
Mg/Li	1143,0	1238,0	346,0	—	5704,0
K/Ba	778,0	560,0	319,0	—	9,5
Sr/Ca · 10 ³	18,0	9,5	21,7	—	101,4
$\frac{Sr}{K+Ca} \cdot 10^3$	15,2	1,0	0,3	—	76,6
Cr/Ba	0,9	0,6	0,2	—	3,0
Rb/Tl	220,0	236,0	224,0	—	—

рубиния содержится 717,2 г/т (202—1970 г/т). Низкое содержание рубидия фиксируется в гранитоидах баргузинского комплекса (18,1 г/т) и в контактово-измененных гранитах (24,9 г/т).

В процессе альбитизации содержание рубидия уменьшается параллельно содержанию калия. Это подтверждается высоким коэффициентом корреляции ($r_{Rb-K} = 0,58$) в альбитизированных гранит-порфирах; в сильно альбитизированных гранит-порфирах корреляционная зависимость Rb—K становится менее четкой ($r_{Rb-K} = 0,30$), но сохраняются близкими значения отношения K/Rb (89 и 81 соответственно, см. табл. 13).

В жилах пегматита также наблюдается тесная корреляционная зависимость между K и Rb ($r_{K-Rb} = 0,89 \pm 0,04$). В жилах пегматита, расположенных в эндо- и экзоконтактах массива,

Статистические параметры распределения K, Na, Ca, Mg в породах Оймурского массива

Породы	\bar{x}	S	$\ln \bar{x}$	$S \ln \bar{x}$	γ_1'	$\bar{\gamma}_2$	$[\bar{\gamma}_1/\sigma_{\gamma_1}]$	$[\bar{\gamma}_2/\sigma_{\gamma_2}]$	v	n
<i>Калий</i>										
Альбитизированные гранит-порфиры	3,34	0,301			-0,27	-1,29	0,43	1,02	0,06	15
Сильно альбитизированные гранит-порфиры			0,915	0,215	-0,39	-0,85	0,64	0,69	—	16
Среднее	2,93	0,583			-0,54	-0,76	1,23	0,86	0,14	31
Кварц-микроклиновые пегматиты	9,01	3,660			-0,28	-1,68	0,35	1,03	0,33	9
Вмещающие гранитоиды (баргузинский комплекс)			-0,03	-0,661	-1,12	0,42	1,70	0,32		14
<i>Натрий</i>										
Альбитизированные гранит-порфиры	3,58	0,737			-1,64	3,02	2,56	2,39	0,19	15
Сильно альбитизированные гранит-порфиры	4,78	0,454			0,95	0,33	1,56	0,27	0,06	16
Среднее	4,20	0,855			-0,91	2,11	2,06	2,40	0,20	31
Кварц-микроклиновые пегматиты	0,32	0,064			0,22	-1,25	0,27	0,79	0,14	9
Вмещающие гранитоиды	2,99	0,823			-0,32	-0,87	0,49	0,66	0,21	14

Кальций

Альбитизированные гранит-порфиры	0,31	11,85			1,46	1,31	2,31	1,04	0,21	15
Сильно альбитизированные гранит-порфиры	0,30	0,37			1,56	2,88	2,55	2,35	0,13	15
Среднее			3,38	0,259	1,07	1,20	2,43	1,37		31
Кварц-микродлиновые пегматиты			-2,02	1,310	-0,2	-2,0	0,2	1,0	0,96	6
Вмещающие гранитоиды			5,70	0,776	-0,44	-0,61	0,68	0,47		14

Магний

Альбитизированные гранит-порфиры			5,51	0,689	0,10	-1,01	0,16	0,80		15
Сильно альбитизированные гранит-порфиры			5,55	0,546	-0,71	0,01	1,13	0,01		16
Среднее			5,53	0,611	-0,21	-0,47	0,47	0,53		31
Кварц-микродлиновые пегматиты			4,49	0,625	1,17	-0,05	1,44	0,03		9
Вмещающие гранитоиды			7,34	0,966	-0,68	-1,12	1,03	0,86		14

увеличение концентрации калия вызывает резкое возрастание концентрации рубидия, в жилах центральной части массива содержание Rb в микроклиновых пегматитах лишь немного больше, а иногда даже меньше, чем в окружающих породах.

Для баргузинских гранитоидов характерны низкие значения содержаний рубидия и отношение $K/Rb=536$ приближается к значению отношения $K/Rb=421$ для тех же гранитоидов, изученных в пределах Байкальской глыбы ($r=0,83$). Повышенное значение содержания Rb в измененных гранитоидах экзоконтакта (в 10 м от контакта), равное 138 г/т, указывает на его привнос из гранит-порфиров.

В баргузинских гранитоидах рубидий концентрируется в биотите, причем коэффициент концентрации Rb в биотите гранитов второй фазы в 3 раза выше, чем в баргузинских гранодиоритах первой фазы. В гранит-порфирах Оймурского массива Rb концентрируется в микроклине, так как биотит в этих гранитах практически отсутствует. Коэффициент концентрации Rb в микроклине 11,6, в сильно альбитизированных разновидностях гранит-порфиров он уменьшается вдвое. Это вызвано повышением содержания Rb в породе в 2—2,5 раза. При альбитизации вмещающих пород на контактах с Оймурским массивом Rb концентрируется в биотите и частично в плагиоклазе (табл. 16).

Распределение Rb в альбитизированных гранит-порфирах, пегматитах и неизмененных гранитоидах баргузинского комплекса подчиняется логнормальному закону.

Таллий. Содержание Tl в породах Оймурского массива несколько выше кларкового. В альбитизированных гранит-порфирах таллия 1,7 г/т, в сильно альбитизированных его содержание понижается до 1,2 г/т, в баргузинских и контактово-

Таблица 16

Коэффициент концентрации рубидия в некоторых минералах баргузинских гранитоидов и альбитизированных гранит-порфиров Оймурского массива

Порода	Порода	Биотит		Плагиоклаз		Микроклин	
	среднее содержание, г/т	содержание, г/т	коэффициент концентрации	содержание, г/т	коэффициент концентрации	содержание, г/т	коэффициент концентрации
Баргузинский гранит	6,2	7,0	1,1	0,1	0,01	—	—
Баргузинский гранит, вторая фаза	4,0	13,0	3,2	4,8	1,02	—	—
Альбитизированный гранит-порфир	4,3	—	—	—	—	50,0	11,6
Сильно альбитизированный гранит-порфир	8,0	—	—	—	—	41,5	5,2

измененных гранитоидах T1 практически отсутствует. Исключение составляет проба 27^a, в которой таллия 1,2 г/т, что указывает на его привнос из Оймурского массива. В кварц-микроклиновых пегматитах таллия 3,2 г/т (пределы колебаний 1,5—8,3 г/т).

Распределение таллия в породах Оймура контролируется тесной корреляционной связью с калием ($r_{K-Tl}=0,73, 0,66, 0,85$ для альбитизированных, сильно альбитизированных гранит-порфиров и пегматитов соответственно). Дополнительным подтверждением этого обстоятельства является отношение $K/Tl \cdot 10^4=2$ и 2,08 для альбитизированных и сильно альбитизированных гранит-порфиров соответственно. Несколько выше отношение $K/Tl=2,8$ — для пегматитов, в которых отсутствует альбитизация, поэтому содержание калия возрастает быстрее по сравнению с таллием. Содержание таллия в пегматитах возрастает по сравнению с гранит-порфирами в 2,2 раза, а калия — в 3,1 раза. То же наблюдается и для рубидия — его содержание в пегматитах возрастает в 2,2 раза, а отношение K/Rb для пегматитов составляет 126.

Отношение Rb/Tl увеличивается с усилением альбитизации. Для альбитизированных гранит-порфиров оно равно 220, а для сильно альбитизированных — 236. По-видимому, таллий в процессе альбитизации выносится активнее Rb , и если в альбитизированных гранит-порфирах между таллием и рубидием наблюдается слабая положительная связь ($r_{Rb-Tl}=0,38$), то в сильно альбитизированных эта связь отсутствует ($r_{Rb-Tl}=0,11$). В пегматитах весь таллий связан только с калием ($r_{Rb-Tl}=0,004$).

В альбитизированных гранит-порфирах таллий концентрируется в микроклине, в баргузинских гранитоидах — в биотите (табл. 17).

Распределение таллия во всех альбитизированных гранитах подчиняется нормальному закону.

Кальций, магний. Элементы характерны для альбитизированных гранит-порфиров Оймурского массива. Содержание их почти не изменяется в процессе альбитизации (см. табл. 14). В контактово-измененных гранитоидах содержание Ca (0,21—4,79%) и Mg (0,27—3,00%) варьирует в широких пределах. В гранитоидах баргузинского комплекса содержание Ca (3,00%) в 1,9 раза, а Mg (1,54%) в 2,7 раза выше кларковых, приводимых А. П. Виноградовым (1962) для гранитов и гранодиоритов. В альбитизированных гранитоидах содержание Ca ниже, а Mg выше, приводимых А. А. Беусом.

Распределение Ca во всех альбитизированных гранит-порфирах подчиняется нормальному закону, в гранитоидах баргузинского комплекса — логнормальному. Магний во всех породах Оймурского массива распределен согласно логнормальному закону (см. табл. 15).

Л и т и й. Гранит-порфиры Оймурского массива характеризуются очень низким содержанием Li, которое почти не изменяется в процессе альбитизации (среднее содержание Li в альбитизированных — 1,94 г/т, сильно альбитизированных гранит-порфирах — 2,1 г/т). Самое высокое содержание Li отмечено в контактово-измененных гранитоидах (7,9—11,5 г/т), что свидетельствует о привносе Li в зону эндоконтакта. Среднее содержание Li в пегматитах 2,6 г/т, отдельные значения превышают средние в 2—3 раза (проба К=21—6,9 г/т). Самое низкое содержание Li наблюдается в пегматитах центральной части массива (1—1,8 г/т).

В баргузинских гранитоидах Li в 1,3 раза больше, чем в альбитизированных гранит-порфирах. Такое повышение содержания Li может объясняться наличием биотита. В баргузинских гранодиоритах минерал-концентратор Li — биотит, в альбитизированных гранит-порфирах — альбит, концентрация Li в котором в 1,5 раза выше, чем в микроклинах, хотя в отдельных случаях Li концентрируется в микриклине (см. табл. 17). Отношение Mg/Li зависит от изменения содержания Mg.

В альбитизированных гранит-порфирах и пегматитах наблюдается тесная корреляционная связь Li с F, в первых — яркая отрицательная корреляция с K. Корреляционные связи Li с Na и Mg в породе практически отсутствуют. Слабая корреляция Li с F отмечена во вмещающих баргузинских гранитоидах (см. табл. 13).

Литий распределен в альбитизированных гранит-порфирах согласно нормальному закону, в пегматитах и неизмененных гранитоидах — по логнормальному закону (табл. 18).

Стронций, барий. В процессе альбитизации содержание данных элементов уменьшается (от 55,7 до 42,6 г/т и от 62,6 до 54,2 г/т соответственно). В пегматитах содержание Sr минимально (32,1 г/т), Ba — максимально (282,3 г/т). Минералом-концентратором и минералом-носителем Sr является альбит, минералом-концентратором и минералом-носителем Ba — микроклин (см. табл. 14 и 19).

Наблюдаются тесные корреляционные связи между Sr и Ba в альбитизированных гранит-порфирах, между Ba и F в баргузинских гранитоидах. Корреляционные связи Sr и Ba с Ca, K, Na отсутствуют (см. табл. 13).

С развитием альбитизации отношение Sr/Ca уменьшается в 2 раза, а Sr/K+Ca — в 15 раз. В пегматитах отношение Sr/Ca возрастает, так как содержание Ca в них минимально по сравнению с окружающими гранитами. Отношение K/Ba также убывает, по-видимому, K выносятся интенсивнее Ba.

Распределение Ba и Sr во всех породах Оймурского массива подчинено логнормальному закону (табл. 20). Исключение составляет Sr в сильно альбитизированных гранитах, где он распределен согласно нормальному закону.

Распределение Li, Rb, Tl по минералам пород Оймурского массива

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Литий				Рубидий				Таллий			
		в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/г	коэффициент концентрации	в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/г	коэффициент концентрации	в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/г	коэффициент концентрации
		г/г	%			г/г	%			г/г	%		
<i>Слабо альбитизированный гранит-порфир (Li — 39,8, Rb — 575, Tl — 2,7 г/т)</i>													
Кварц	27,5	2,6	1,8	0,72	0,06	3,0	0,14	0,82	0,005	—	—	—	—
Альбит	17,5	64,9	27,5	10,96	1,60	20,0	0,61	3,50	0,035	—	—	—	—
Микроклин-микропертит	55,0	40,8	56,4	22,44	1,03	1036,4	99,13	570,02	1,803	4,9	99,81	2,69	1,81
Сумма			85,7	34,12			99,88		574,34		99,81	2,69	
<i>Сильно альбитизированный гранит-порфир (Li — 1,2, Rb — 450, Tl — 2,0 г/т)</i>													
Кварц	20,0	1,0	16,7	0,20	0,83	1,0	0,04	0,20	0,002	—	—	—	—
Альбит	50,0	1,4	58,3	0,70	1,17	32,0	3,55	16,0	0,071	—	—	—	—
Микроклин	30,0	1,0	25,0	0,30	0,83	1440,0	96,00	432,0	3,200	6,6	99,00	1,98	3,3
Сумма			100,4	1,20			99,59		448,20			99,00	1,98
<i>Сильно альбитизированный гранит-порфир (Li — 0,8, Rb — 420, Tl — 2,5 г/т)</i>													
Кварц	25,0	0,8	92,0	0,20	1,00	4,0	0,24	1,00	0,01	—	—	—	—
Альбит	42,0	—	—	—	0,00	38,1	3,57	16,00	0,08	—	—	—	—
Микроклин-микропертит	33,0	1,3	53,8	0,43	1,63	1220,0	95,86	402,60	2,90	8,1	106,8	2,67	3,24
Сумма			81,8	0,63			99,67	419,60			106,8	2,67	

Статистические параметры распределения Rb, Tl, Li в породах Оймурского массива

Порода	\bar{x}	S	$\ln \bar{x}$	$S \ln \bar{x}$	\bar{y}_1	$ \bar{y}_1 / \sigma_{\bar{y}_1} $	\bar{y}_2	$ \bar{y}_2 / \sigma_{\bar{y}_2} $	v	n
<i>Галлий</i>										
Альбитизированные гранит-порфиры	1,7	0,476			0,68	1,07	-0,40	0,32	0,13	15
Сильно альбитизированные гранит-порфиры	1,2	0,249			-1,07	1,74	0,82	0,67	1,18	16
Среднее	1,4	0,446			0,95	2,15	1,27	1,45	0,18	31
Кварц-микроклиновые пегматиты			3,45	0,561	0,30	0,34	-1,31	0,76	0,38	8
<i>Рубидий</i>										
Альбитизированные гранит-порфиры	373,2	149,16			-0,3	0,5	-1,3	1,0	0,40	15
Сильно альбитизированные гранит-порфиры	273,6	90,04			0,08	0,13	-1,11	0,91	0,24	16
Среднее			5,60	0,54	-0,75	1,70	0,07	0,08	0,36	31
Кварц-микроклиновые пегматиты			6,57	0,68	-0,24	0,28	-0,89	0,51	0,47	8
Неизмененные граниты (баргузинский комплекс)			2,90	0,60	-0,44	0,64	-0,47	0,35	0,41	13
<i>Литий</i>										
Альбитизированные гранит-порфиры	1,8	0,66			1,1	1,8	1,5	1,0	0,37	14
Сильно альбитизированные гранит-порфиры	2,1	0,381			0,05	0,08	-0,90	0,73	0,12	16
Среднее	2,0	0,64			1,0	2,4	1,6	1,8	0,32	30
Кварц-микроклиновые пегматиты			4,26	0,846	-0,27	0,34	-1,68	1,08	0,60	10
Неизмененные граниты (баргузинский комплекс)			3,30	0,56	0,40	0,61	-1,29	0,98	0,38	14

Распределение Sr, Ba, Be по минералам Оймуурского массива

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Стронций				Барий				Бериллий			
		в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т	коэффициент концентрации	в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, г/т	коэффициент концентрации	в минерале		количество в минерале при пересчете на 1 г породы, %	коэффициент концентрации
		г/т	%			г/т	%			г/т	%		
<i>Слабо альбитизированный гранит-порфир (Sr — 20, Ba — 21, Be — 4,5 г/т)</i>													
Кварц	27,5	33,4	45,90	9,18	1,70	8,1	11,10	2,23	0,40	1,2	7,33	0,33	0,27
Альбит	17,5	40,0	35,00	7,00	2,00	11,4	9,52	1,99	0,54	2,8	10,90	0,49	0,62
Микроклин-микропертит	55,0	7,0	19,25	3,85	0,35	30,2	79,10	16,61	1,44	6,6	80,66	3,63	1,47
Сумма			100,15	20,03			99,72	20,83			98,89	4,45	
<i>Сильно альбитизированный гранит-порфир (Sr — 6, Ba — 16, Be — 6 г/т)</i>													
Кварц	20,0	2,0	6,67	0,40	0,33	8,1	10,13	1,62	0,50				
Альбит	50,0	6,0	50,00	3,00	1,00	5,5	17,18	2,75	0,34	8,1	67,50	4,05	1,35
Микроклин	30,0	8,5	42,50	2,55	1,41	40,1	75,18	12,03	2,51	6,0	30,00	1,80	1,00
Сумма			99,17	5,95			102,49	16,40			97,50	5,85	
<i>Сильно альбитизированный гранит-порфир (Sr — 19, Ba — 107, Be — 5 г/т)</i>													
Кварц	25,00	5,0	6,58	1,25	0,26	6,7	1,56	1,68	0,06	1,0	5,00	0,25	0,20
Альбит	42,00	38,1	84,21	16,00	2,05	40,7	16,00	17,09	0,38	7,2	60,40	3,02	1,44
Микропертит	33,00	3,0	5,21	0,99	0,16	267,0	82,34	88,10	2,49	4,8	31,60	1,5	0,96
Сумма			99,00	18,24			99,00	106,87			97,0	4,85	

Статистические параметры распределения Sr, Ba, Be и F в гранитах Ожмурского массива

Порода	\bar{x}	s	$\ln \bar{x}$	$\sin \bar{x}$	\bar{v}_1	$ \bar{v}_1/\sigma_{\bar{v}_1} $	\bar{v}_2	$ \bar{v}_2/\sigma_{\bar{v}_2} $	v	n
<i>Стронций</i>										
Альбитизированные гранит-порфиры			4,01	1,66	0,1	0,2	-1,4	1,1		15
Сильно альбитизированные гранит-порфиры	42,6	40,9			1,7	2,8	2,7	2,2	0,96	16
Среднее			3,68	1,36	0,4	0,9	-0,6	0,7	0,7	31
Кварц-микроклиновые пегматиты			3,60	1,77	-0,2	0,2	-1,9	1,1		9
Неизмененные гранитоиды (баргузинский комплекс)			8,02	0,36	0,6	0,9	-0,8	0,6		13
<i>Барий</i>										
Альбитизированные гранит-порфиры			4,76	0,81	0,91	1,43	0,09	0,07	0,07	15
Сильно альбитизированные гранит-порфиры			3,60	0,67	-0,28	0,46	-0,44	0,36	0,46	16
Среднее			3,77	0,72	0,4	1,0	0,0	0,0	0,51	31
Кварц-микроклиновые пегматиты			5,62	1,27	1,0	1,2	-0,2	0,1	0,92	9
Неизмененные гранитоиды			6,92	1,30	-1,6	2,5	2,0	1,5	1,04	14
<i>Бериллий</i>										
Альбитизированные гранит-порфиры	6,1	1,36			0,38	0,60	-1,19	0,94	0,15	15
Сильно альбитизированные гранит-порфиры	8,5	3,03			1,31	2,14	0,92	0,79	0,21	16
Среднее	6,6	3,51			0,4	1,1	0,9	1,0	0,54	31
Кварц-микроклиновые пегматиты	5,5	1,54			-0,65	0,80	-1,25	0,76	0,42	9
Неизмененные гранитоиды	2,8	1,05			-0,21	0,32	-1,16	0,89	0,29	14

	Фтор									
	0,03	0,00		0,5	0,9	-1,2	0,9	0,21	15	
Альбитизированные гранит-порфиры	0,04	0,01		1,1	1,8	0,3	0,2	0,28	16	
Среднее	0,03	0,00		0,5	0,8	-1,1	0,9	0,21	31	
Кварц-микроклиновые пегматиты	0,03	0,00		0,6	0,7	-0,9	0,5	0,20	14	
Неизмененные гранитоиды	—	—	-3,09	0,3	0,4	-1,0	0,8	—		

3. Резкие различия в содержаниях Li, Rb, Tl, F между массивами Оймурским и Безымянским не могут быть объяснены влиянием вмещающих пород, они связаны с геохимическими особенностями магм обоих плутонов.

ГРЕЙЗЕНИЗАЦИЯ

В связи с тем, что в грейзенах находят руды вольфрама, молибдена, олова и других полезных ископаемых, их изучению посвящено очень много работ, среди которых, в первую очередь, следует назвать работы А. Е. Ферсмана, О. Д. Левицкого, Ф. В. Чухрова, Г. Н. Щербы, И. Ф. Григорьева, Н. И. Наковника, Е. И. Доломановой, М. Т. Руб, И. Н. Говорова и многих других. Неосредственно в изученной нами части Забайкалья грейзены описывались А. Ф. Коржинским (1967), Г. И. Туговиком (1964) и Г. В. Смирновым (1971), кроме того, есть описания грейзенизированных пород в связи с изучением вольфрамово-молибденовых месторождений бассейна р. Дзиды (Л. М. Афанасьев, М. М. Повилайтис, Н. И. Рафиенко, А. П. Шмотов и др.).

Грейзенизацией начинается серия рудообразующих пневматолито-гидротермальных процессов в гранитоидах, поэтому область распространения ее в Забайкалье совпадает с областью распространения вольфрамово-молибденовых и оловянных месторождений, расположенных главным образом в Джидинской, Чикойской, Удино-Витимской, Амалатской, Бамбуйской и Витимкапо-Чининской структурно-металлогенических зонах. Наиболее часто грейзенизация проявляется в кислых и субщелочных гипабиссальных телах гуджирского и кыджимитского комплексов, формирующихся в зонах активизаций. Однако при определенных условиях грейзенизация наблюдается и в более древних верхнепротерозойских гранитоидах абчадского и в некоторых телах саянского комплексов, относящихся также к интрузивной формации зон активизации.

В отличие от пегматитов в гранитоидах грейзенизация часто пространственно разделена с альбитизацией и резко наложена на все более ранние минеральные ассоциации. В то же время более поздние минеральные парагенезисы постоянно присутствуют в зонах грейзенизации, слагая общую с ней метасоматическую колонку или накладываясь на нее. Нередко грейзенизация, используя трещиноватость, выходит за пределы материнской интрузии. В связи с этим Г. Н. Щерба (1968) предложил выделять эндо- и экзогрейзены.

Некоторые авторы выделяют так называемую раннюю грейзенизацию, относя к ней мусковитизацию по биотиту и полевым шпатам (Г. Н. Щерба, Г. И. Туговик и др.). Они считают, что процесс грейзенизации протекает в широком интервале температур (500—200°C). На наш взгляд, ранний мусковит никакого отношения к грейзенизации не имеет и формируется на завершающем этапе ранней альбитизации и биотитизации. Такое же явление наблюдается в мусковитовых пегматитах, в которых развивается две генерации мусковита: пегматоидная и кварц-мусковитового замещающего комплекса (Дворкин-Самарский, 1961а). Исходя из таких представлений, следует резко сократить температурный интервал формирования грейзенизации от 350 до 250°C. Такой интервал подтверждается и термобарометрическими измерениями (Вартанова, Щербакова, 1971; и др.).

Грейзенизация локализуется в куполах и эндоконтактных частях гранитных тел, грейзены образуют неправильные выделения, мелкие скопления и прожилковые зоны. Последние в Забайкалье встречаются наиболее часто (гора Грейзеновая, верховье р. Сангинэ и др.). По составу выделяются мусковит-кварцевые (р. Сангинэ), флюорит-мусковит-кварцевые с молибденитом (Кадахтинское, Булуктаевское, Джидинское и другие проявления), флюорит-мусковит-кварцевые с касситеритом (р. Сайжекон и др.) и флюорит-мусковит-кварц-редкометалльные (реки Абчада, Амалат и др.) грейзены. Наиболее часто встречаются мусковит-кварцевые грейзены, представляющие собой почти биминеральные светло-серые мелкозернистые мусковит-кварцевые породы, содержащие пирит, гематит, флюорит, ортит, апатит и другие акцессорные минералы.

Кварц в них слагает более крупные угловатые, часто разъемные по краям зерна, участками приобретающие мозаичную структуру. Мусковит отмечается в виде скоплений и мелких листочков с ленидогранобластовой структурой, на фоне которых выделяются отдельные более крупные розетковидные его сферолиты (фото 14 и 15). Нередко этот кварц-мусковитовый агрегат пересекается прожилками, состоящими из мелкозернистого кварца и серицита. В краевой части грейзеновых тел наблюдаются в различной степени замещенные реликтовые минералы гранитов, а также новообразования кварца, альбита,

эпидота, калишпата и других минералов, вынесенные из грейзенизированных пород.

Формирование грейзенов протекает в несколько этапов. Первый этап характеризуется гидролизом и выщелачиванием минералов материнского гранита. На втором этапе образуется кварц и мусковит и отлагаются акцессорные минералы грейзена (пирит, флюорит, топаз, турмалин и др.), причем характер минерализации зависит от геохимической специализации грейзенообразующих растворов. Поэтому бериллий-вольфрам-молибденовые грейзены ассоциируют чаще всего с кислыми гранитами зон активизации, редкометалльные с субщелочными гранитами и т. д. На третьем этапе формируются кварцевые жилы и прожилки, несущие более позднюю минерализацию. Кварц этих жил и прожилков часто представлен халцедоновидными или мелкозернистыми разновидностями, с ним ассоциируют серицит, шеелит, вольфрамит, блеклые руды и другие низкотемпературные минералы.

При наличии интраминерализационных подвижек описанные три этапа могут многократно повторяться. Вследствие этого грейзеновые месторождения обычно многостадийны, и некоторые исследователи насчитывают до 5—9 стадий их образования (Н. И. Рафиенко, М. М. Повилайтис и др.).

Для осуществления процесса грейзенизации необходимо соблюдение определенных условий. Главное из них — удаление избытка калия и натрия, образующихся при гидролизе.

В палеозойских гранитоидах преимущественно плагиоклаз-микроклинового состава выделяющийся в первой реакции калий вызывает сопряженную реакцию гидролиза плагиоклаза и удаляется из реакции. В существенно калиевых гранитах гуджирского комплекса для удаления избытка калия необходимы вмещающие породы, способные его поглотить (амфиболиты, доломитовые известняки, сланцы с высоким содержанием глинозема, диориты и т. д.). Грейзенизация не может протекать в сильно щелочной среде (поэтому грейзены практически отсутствуют в щелочных породах).

В условиях высоких температур и давлений (абиссальная и мезоабиссальная фации) грейзенизация тоже не развивается и формирование постмагматических процессов завершается ранней мусковитизацией. Все это приводит к тому, что этап грейзенизации нередко отсутствует в общем ходе развития постмагматических преобразований гранитоидов Прибайкалья.

ОКВАРЦЕВАНИЕ И ДРУГИЕ ПРОЦЕССЫ ПОЗДНЕГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Выше уже отмечалось, что грейзенизация, а при ее отсутствии — альбитизация, завершается интенсивным окварцеванием и другими гидротермальными изменениями гранитоидов.

Однако в ряде случаев окварцевание (на данном эрозионном срезе) становится ведущим процессом, а все более ранние метасоматические преобразования наблюдаются в подчиненных количествах.

Примерами подобных массивов служат многие тела, преимущественно субвулканические, гранитоидов зон активизаций, несущих вместе с кварцем вольфрам-молибденовое оруденение. Такими являются известные Первомайский, Булуктаевский, Орекитканский и другие массивы, характеризующиеся штокверковым или прожилково-вкрапленным типами оруденения. Нередко, особенно в вулкано-плутонических образованиях, окварцевание выходит за пределы собственно магматической камеры и образует своеобразные массивы вторичных кварцитов типа Хан-Жаргаланского, Горхонского (Фишев, Пигарев, 1971), Гочитского (Новиков, Верник, 1971) и других тел, несущих полиметаллическую, пиритовую и флюоритовую минерализацию. Богаты кремнекислотой и многие термы современных вулканов (Набоко, 1961).

Вследствие близости условий образования кварца и мусковита (кислая среда, температура) окварцевание постоянно сопровождается серицитизацией (аналогично тому, как грейзенизация всегда ассоциирует с окварцеванием), появление других минералов в ходе окварцевания связано с рядом причин. Главные из них — формационный тип, фация и геохимическая специализация материнской интрузии гранитоидов, состав, структура, физико-механические свойства вмещающих пород.

Так, позднее окварцевание практически не встречается во всех формационных типах гранитоидов абиссальной и мезоабиссальной фации, относительно редко наблюдается в гипабиссальной фации и наиболее широко распространено в субвулканических гранитоидах. В забайкалье среди батолитовых гранитов позднее окварцевание присутствует только в гипабиссальных фациях гранитоидов джидинского и бичурского комплексов в виде тонких прожилков, вкрапленности и выполнения мелких пустот в эндоконтактной части массивов и в их метасоматитах (по рекам Бичурке, Кыджимит, в Моностойском хребте).

В гипабиссальных и субвулканических гранитоидах зон активизаций поздний кварц наблюдается повсеместно.

Выше уже отмечалось, что в ультракислых и нормальных гранитах (гуджирский, кыджимитский комплексы) с окварцеванием нередко ассоциирует вольфрамово-молибденовое оруденение. Кроме кварца, вольфрамита и молибденита в рудах присутствуют флюорит, серицит, берилл, пирит, халькопирит, арсенопирит, иногда касситерит, гельвин (окварцевание по грейзену) и другие минералы.

В субщелочных гранитоидах (абчадского, биту-джидинского, гуджирского, малокуналейского комплексов) с поздним кварцем связаны флюорит, гематит, марганцевые минералы, циртолит,

радиоактивные фосфаты (массивы Биту-Джида, Оймур, Безымянка), голубоватые, иногда вытянутые радиально-лучистые кристаллы светло-зеленого берилла (р. Абчада). При этом окварцевание обычно развивается непосредственно вслед за альбитизацией.

В щелочных гранитоидах (сыншырский, малокуналейский и другие комплексы) в обстановке недонасыщенности кремнеземом позднее окварцевание наблюдается лишь изредка и обычно простраивенно разбщено с массивами щелочных пород (Акитский плутон); окварцеванию сопутствует флюорит-лимонит-торий-редкоземельная аксессуарная минерализация.

Наиболее разнообразная минерализация имеет место в субвулканических телах, но рассмотрение этого вопроса выходит за рамки настоящего исследования.

Характерной чертой развития позднего окварцевания, представляющего собой, по существу, типичный рудный процесс, как это было отмечено еще С. С. Смирновым, является многостадийность и пульсационность развития.

Частично это связано с многоэтапным отделением летучих от расплава в вулкано-гидротермальных системах, как это наблюдается при современном вулканизме (Набоко, 1961), частично с многофазной кристаллизацией плутонов (Шахов, 1960; Потапьев, 1965; и др.) и частично с тем, что в ходе постмагматического преобразования гранитов отмечается не одна, а, по крайней мере, две «волны» щелочности-кислотности, каждая из которых завершается кварцевым замещением. При этом кварцсодержащие высокотемпературные растворы, отщепляясь и попадая в зоны низких температур, могут вызывать паложненное низкотемпературное окварцевание. Этим, на наш взгляд, объясняется постоянное присутствие наряду с «рудным» кварцем «безрудного».

Глава IV

ЭВОЛЮЦИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГРАНИТОИДАХ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАЦИЙ И ФАЦИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

В гранитоидах различных формаций и фаций Забайкалья постмагматические процессы протекают по-разному (табл. 21). Наблюдения показывают, что на развитие постмагматических процессов влияют многие факторы:

- 1) состав и содержание летучих исходного расплава;
- 2) состав и физические свойства вмещающих пород;

Типы постмагматических изменений в гранитоидах различных формаций

Ряды формаций	Формационные типы	Фация	Главные типы постмагматических изменений	Комплексы	Важнейшие акцессорные элементы
Батолитовые	Биотитовые гранитные батолиты	Абиссальная	Микроклинизация, ранняя альбитизация, биотитизация, иногда мусковитизация, окварцевание	Баргузинский, саянский	TR, Ca, Mg, Th
	Гранодиоритовые батолиты	Мезоабиссальная	Микроклинизация, ранняя альбитизация, биотитизация, эпидотизация	Витимканский	Ti, Fe, Mg, Ba, K
	Гранитоидные батолиты пестрого состава	Гипабиссальная	Микроклинизация, ранняя альбитизация, биотитизация, хлоритизация, целитизация	Джидинский, бичурский	Ti, Al, Na, K
Интрузивные — зон активизаций	Ультракислые граниты	Гипабиссальная	Грейзенизация, окварцевание, пиритизация	Гуджирский, кыджимитский	W, Mo, S
		Субвулканическая	Окварцевание, серицитизация, каолинизация	То же	То же

Граниты и гра- нодиориты	Гипабиссаль- ная	Альбитизация, грейзе- низация, окварцева- ние, пиритизация	»	Be, W, Mo, Sn, Au
	Субвулканиче- ская	Окварцевание, пирити- зация, серицитиза- ция, хлоритизация	»	W, Mo, S, Sn, Pb, Au, Zn, Cu
Субщелочные граниты и гра- носпениты	Гипабиссаль- ная	Амазонитизация, альби- тизация, флюорити- зация	Абчадский, биту- джидинский	Be, Ta, Nb, Th, Li, F
	Субвулканиче- ская	Альбитизация, флюори- тизация, окварцева- ние, гематитизация	То же	То же
Щелочные грани- ты и сиениты	Гипабиссаль- ная	Микроклинизация, аль- битизация, эгирини- зация, апатитизация	Малокуналейский, огнитский	Ti, Th, TR, P, Ta, Nb, F
	Субвулканиче- ская	Альбитизация, адуляри- тизация, цеолитиза- ция	То же	То же
Высокоглинозе- мистые щелоч- ные породы	Гипабиссаль- ная	Нефелинизация, аль- битизация, эгирини- зация, либнеритиза- ция	Сыннырский, бор- гойский	Al, P, TR, Th, Ti
	Субвулканиче- ская	Альбитизация, канкри- нитизация, цеолити- зация	То же	То же

- 3) структурное положение, наличие или отсутствие интраминерализационных подвижек, глубина формирования массива;
- 4) последовательность становления плутонов (фазы кристаллизации, по Ф. Н. Шахову), так как кристаллизация каждой фазы сопровождается отделением летучих, что приводит к пульсационному повторению процессов замещения во внешних зонах интрузивов.

Все перечисленные факторы определяются и вытекают из формационных и фациальных особенностей гранитоидов. В гранитоидах нами выделяются шесть основных этапов развития постмагматических процессов: 1) микроклинизация; 2) ранняя альбитизация и биотитизация; 3) ранняя мусковитизация и окварцевание; 4) поздняя альбитизация; 5) грейзенизация; 6) окварцевание и другие процессы позднего гидротермального замещения.

Наиболее широким распространением в Забайкалье пользуются гранитоиды батолитового ряда формаций, среди которых выделяются три формационных типа. Тип биотитовых гранитных батолитов формируется в условиях абиссальной фации. К нему относятся массивы протерозойских гранитов муйского, баргузинского и саянского комплексов.

Для гранитоидов муйского комплекса, представленных плагиогранитами, характерно развитие биотит-кварц-плагиоклазового замещения, высокотемпературный калиевый метасоматоз отсутствует или слабо выражен.

В плагиоклаз-микроклиновых гранитах баргузинского и саянского комплексов наиболее ранний процесс замещения — микроклинизация, в результате которой в краевых частях массивов формируются на отдельных участках фации порфиroidных гранитов. Микроклины окрашенников барийсодержащий, серого, желтоватого, реже светло-розового цвета, с ясно выраженной микроклиновой решеткой и небольшим количеством пертитов. Размер окрашенников от $0,5 \times 1$ до 2×3 см, форма их прямоугольная, чаще неправильная и линзовидная.

По микроклину развивается олигоклаз с мирмекитами, лейсты биотита и ранний кварц. В баргузинских гранитах нередко биотит замещается мусковитом. Особенно часто мусковитизации подвергаются пегматоидные биотитовые гнейсовидные граниты третьей фазы, с которыми связаны поля мусковитовых пегматитов (верховье р. Баргузин, р. Джектанда).

Тип гранодиоритовых батолитов, формирующийся в условиях мезоабиссальной фации, представлен нижнепалеозойскими гранитоидами витимканского комплекса, слагающими крупные массивы в Витимском плоскогорье, Чивыркуйском, Верхне-Ангарском хребтах и Хамар-Дабане. Ведущим постмагматическим процессом в них является микроклинизация, причем порфиroidные граниты слагают большую часть площади распространения массивов. Изменяется и характер микроклинизации.

Вкрапленники микроклина становятся крупнее — (от 1×2 , до 5×8 см, имеют более правильные очертания и окрашены в розовый и красно-бурый цвета вследствие начавшихся процессов пелитизации и гематитизации. В микроклине вкрапленников наблюдается заметное увеличение содержания пертитов (особенно пертитов замещения), но двойниковая решетка остается достаточно четкой. Микроклин содержит пойкилитовые включения минералов магматического этапа и, в свою очередь, замещается по краям и по трещинкам ранним олигоклазом, биотитом, кварцем, реже мусковитом. Темноцветные минералы подвергаются эпидотизации.

Дальнейшее изменение характера постмагматических процессов имеет место в массивах средне-верхнепалеозойских гранитоидов джидинского комплекса, относящихся к формационному типу батолитов пестрого состава и формирующихся преимущественно в гипабиссальных условиях. Микроклинизация в них продолжает усиливаться. В результате этого среди пород комплекса значительное развитие получают порфирировидные сиениты и граносиениты. Размер вкрапленников вновь уменьшается, а форма их становится неправильной вследствие более быстрой кристаллизации и слияния отдельных индивидов в сплошные скопления. Цвет вкрапленников буро-красный до темно-бурого, от сильной пелитизации и гематитизации они становятся непрозрачными в проходящем свете, содержание пертитов, выделяющихся в виде более светлых пятен и прожилков, продолжает увеличиваться. Из более поздних процессов замещения, кроме ранней альбитизации и биотитизации, широкое развитие получают эпидотизация, хлоритизация и серицитизация. Близкие по типу постмагматические изменения наблюдаются в раннемезозойских гранитоидах бичурского комплекса, относящихся к той же формации.

Исключительное разнообразие постмагматических преобразований характерно для гранитоидов интрузивной формации областей заверченной складчатости, формирующихся в зонах активизации различного возраста. Это связано с резкими изменениями термодинамической обстановки, геолого-структурных условий и дифференцированностью составов интрузий зон разломов.

Процессы раннего замещения в интрузиях зон активизаций развиваются по той же схеме, что и в гранитоидах батолитовой формации, но имеются и существенные отличия, которые выражены в усложнении минеральных парагенезисов, проходящем на фоне общего сокращения объемов раннего замещения.

Так, ранний калиевый метасоматоз приводит к образованию микроклина (ультракислые и нормальные граниты), амзонита (субщелочные граниты), ортоклаза и анортоклаза (щелочные гранитоиды), а также лейцита и калисилита (щелочные породы, пересыщенные глиноземом). Рация альбитизация в

щелочных породах, пересыщенных глиноземом, трансформируется в нефелинизацию. Меняется состав слюд, вместо биотита появляется циннвальдит (Биту-Джида) и лепидомелан (щелочные породы), в породах, недосыщенных кварцем, мы не наблюдали проявления раннекислотной фазы.

Вследствие того, что интрузии зон разломов формируются на относительно малых глубинах (от 0 до 5—6 км), значительно большее развитие в них получают процессы позднего замещения, которые своеобразны для каждого формационного типа (Дворкин-Самарский, 1971).

В формационном типе ультракислых гранитов в гипабиссальных условиях (Улейчин, Сангинэ и др.) наиболее распространенные постмагматические процессы — грейзенизация, окварцевание, пиритизация и серицитизация, с которыми связаны повышенные содержания вольфрама, молибдена, в меньшей степени свинца, фтора и других элементов. В субвулканической фации этих гранитов преобладают более поздние процессы: окварцевание, серицитизация и каолинизация, нередко связанные с жерлами вулканов.

В гранит-гранодиоритовом формационном типе практически наблюдаются те же типы постмагматических процессов, что и в типе ультракислых гранитов. Несколько большим распространением пользуется поздняя альбитизация. Изменяется и геохимическая специализация постмагматических растворов. С гранодиоритовыми интрузиями нередко связаны золото-полиметаллические, а с альбитизированными гранитами нормально-го ряда — вольфрамо-молибденово-бериллиевые проявления.

Более сложные ассоциации постмагматических процессов отмечаются в формационном типе субщелочных гранитов. В гипабиссальной фации среди них широко развиты поздняя альбитизация, грейзенизация (лепидолитизация), иногда флюоритизация, калишпатизация (амазонитизация II), гематитизация и другие позднегидротермальные изменения. С альбитизацией и грейзенизацией связаны проявления бериллия, тантала, ниобия и редких земель.

В субвулканической фации субщелочных гранитоидов большое развитие получают поздняя калишпатизация, флюоритизация и окварцевание, с которыми нередко связаны гидротермально-пневматолитовые флюорит-фенакит-бертрацитовые проявления.

В формационных типах щелочных и высокоглиноземистых щелочных пород отмечается дальнейшее усиление активности щелочей в постмагматических процессах, с которой связано увеличение подвижности фосфора, титана, алюминия и редких земель (см. табл. 21).

Приведенный выше материал позволяет свести все разнообразие постмагматических процессов в гранитоидах к трем геохимическим циклам, которые в общих чертах сходны с цик-

лами, описанными Г. Н. Щербой (1968). В отличие от него мы выделили раннюю надкритическую кислотную фазу (табл. 22).

В первый цикл сведены надкритическая раннещелочная и раннекислотная фазы, в ходе которых развиваются микроклинизация I, альбитизация I, биотитизация I, мусковитизация I и окварцевание I. Во второй цикл объединяются альбитизация II, калишпатизация II, грейзенизация (мусковитизация II), окварцевание II, проходящее в пневматолито-гидротермальных условиях. Причем реакция постмагматических растворов, так же, как и в первом случае, изменяется от щелочной до кислой.

Третий цикл гидротермальный с переменной кислотностью — включает большинство рудных процессов, связанных с гранитоидами. В отличие от первых двух циклов в гидротермальных процессах наблюдается опережающая волна кислотных компонентов (Коржинский, 1964) и реакция растворов изменяется от кислой к щелочной, причем таких циклов изменения реакции растворов может быть несколько (Рундквист, 1963; Коржинский, 1964; Щерба, 1968; и др.), что приводит к многостадийности гидротермальных процессов. Л. Н. Овчинников (1968) считает, что первопричиной стадийного минералообразования в гидротермальных месторождениях является снижающаяся температура, что же касается способов и реакций, приводящих к образованию различных минеральных парагенезисов, то они

Таблица 22

Эволюция постмагматических процессов в гранитоидах

Геохимические фазы	Главные компоненты привноса	Температура, °С	Ведущие процессы
Надкритическая раннещелочная	K (Ti, Al) Na (Ti, Al, F, TR)	800—600	Микроклинизация I Альбитизация I
	K (Fe, Mo, P, Ti, TR)	700—500	Биотитизация I
Надкритическая кислотная	Si	600—400	Мусковитизация I Окварцевание I
Пневматолито-гидротермальная щелочная с переходом в кислотную	Na, K (Zr, Nb, Ta, Be, Cl, F, B)	500—300	Альбитизация II Калишпатизация II
	F, Cl, B, Si, (Sn, W, Mo, Be, Li) Si	350—250	Грейзенизация Мусковитизация II Окварцевание II
Гидротермальная с переменной кислотностью	Si, K, Na, Ca (F, Cl, B, C, S)	300—150	Окварцевание Серицитизация Пиритизация
	F (Sn, W, Mo, Be, S, As, Fe, Cu, Zn, Pb, C и др.)		Флюоритизация Карбонатизация, Цеолитизация, Каолинизация

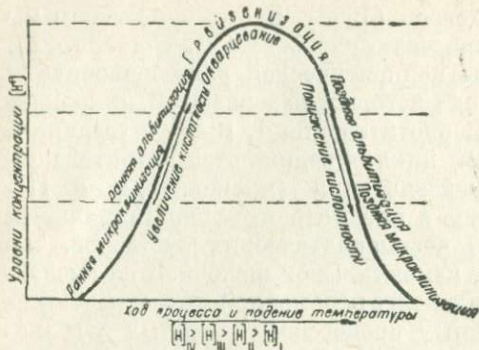


Рис. 7. Схематическая кривая режима кислотности-щелочности растворов в процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза кислых и щелочных пород (по А. А. Беусу).

могут сыграть такие явления, как фильтрационный эффект, бестрещинное жилобразование, нетектоническое дробление пород, сорбционный метасоматоз и др.

Вследствие того, что гидротермальное рудообразование представляет собой специальный раздел рудной геологии, в дальнейшем мы основное внимание уделим рассмотрению особенностей эволюции постмагматических растворов первых двух циклов. А. А. Беус (рис. 7) выделяет единую волну щелочности-кислотности по следующей схеме:

Увеличение кислотности			Уменьшение кислотности			
K →	Na →	Al →	Si →	Al →	Na →	K →
Ранняя микроклизация	Ранняя альбитизация	Мусковитизация биотита	Высокотемпературное выщелачивание (окварцевание)	Ослодение, топазизация	Поздняя альбитизация	Поздняя микроклизация

В условиях высокой активности сильных оснований из этого ряда выпадают процессы мусковитизации вследствие подавления активности алюминия. Интересна оговорка А. А. Беуса о том, что при проявлении тектонической трещиноватости на заключительном этапе консолидации возникают оторванные метасоматические колонки с преобладающим развитием щелочной ветви процесса. Однако это объяснение вряд ли достаточно, так как при детальном изучении постмагматических изменений гранитоидов разных формаций (а следовательно, и тектоническая обстановка при их формировании была различной) устанавливается повсеместный разрыв метасоматических колонок ранних и поздних циклов. Кроме того, в этой схеме ничем не оправдано отнесение грейзенизации к более ранней стадии, чем поздняя альбитизация.

могут быть различными (сорбция, адиабатическое расширение, осмос, фильтрация и т. д.). Г. Л. Поспелов (1971), рассматривая флюидные динамические системы, отмечает, что они могут изменяться при взаимодействии с флюидопроводниками, а накопление рудного вещества находится в прямой связи с устойчивостью динамической системы, ее способностью к саморегуляции.

При этом важную роль

По другому пути пошел Г. Н. Щерба. Он считает процесс многостадийным и отделяет каждую стадию минералообразования перерывом, связанным с развитием трещиноватости (рис. 8). Это точка зрения имеет некоторое подтверждение для поздних гидротермальных стадий, но вряд ли может быть обоснована для метасоматических процессов ранних этапов. Поэтому отрезок кривой между микроклинизацией I и альбитизацией I Г. Н. Щерба рисует в виде сплошной волнистой кривой. Рассматривая детально только грейзенизацию, он объединяет все ранние этапы замещения в зону щелочного метасоматоза и последующего (при ранней грейзенизации) кислотного выщелачивания, что, конечно, слишком грубо и не может в достаточной степени характеризовать явления, наблюдаемые в природе.

В предлагаемой нами схеме постмагматических процессов (рис. 9), как уже отмечалось, выделяется два крупных этапа*, в каждом из которых имеет место закономерное изменение реакции растворов от щелочной к кислотной.

На первом этапе нарастание кислотности растворов обычно происходит непрерывно, что фиксируется последовательной сменой парагенетических ассоциаций минералов. Так, ранняя микроклинизация повсеместно сопровождается ранней альбитизацией, последняя — биотитизацией, мусковитизацией и окварцеванием. Эта схема в деталях может меняться. Высокая ак-

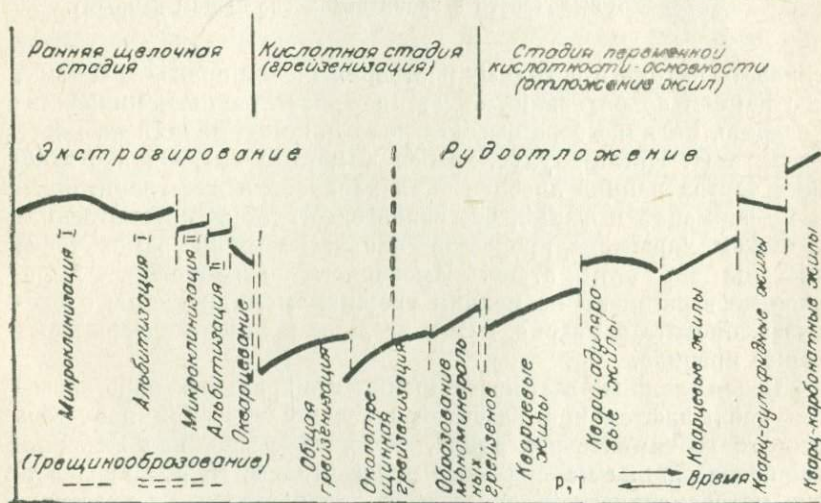


Рис. 8. Схема постмагматических процессов в гранитоидных интрузиях Центрального Казахстана (по Г. Н. Щерба).

* Поздние процессы замещения и рудообразования на графике не рассматриваются, и мы считаем, что в общих чертах эту часть диаграммы правильно интерпретирует Г. Н. Щерба.

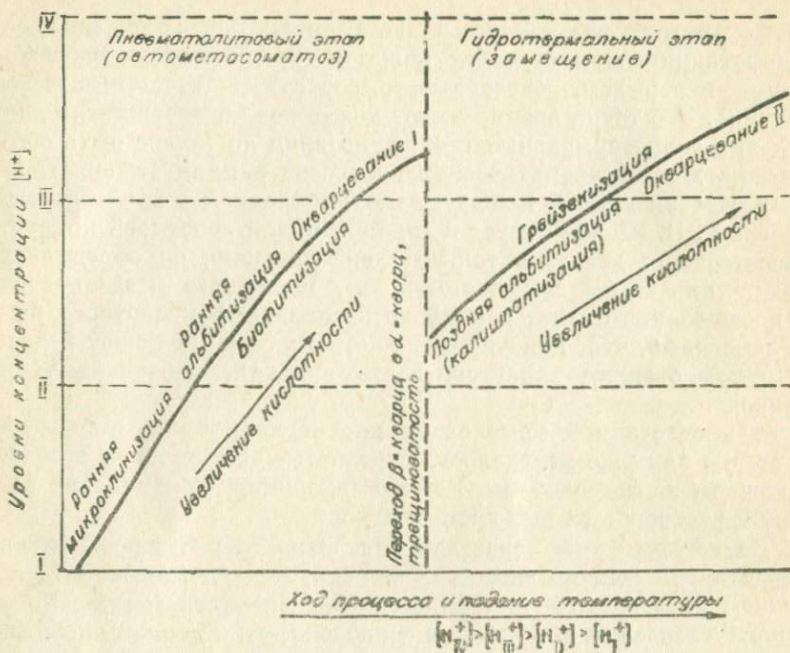


Рис. 9. Схема постмагматических процессов и изменения режима кислотности-щелочности в гранитоидах (по нашим данным).

тивность натрия в исходных растворах может привести к тому, что ранняя альбитизация будет опережать раннюю микроклинизацию, наличие бора вызовет появление турмалина на месте биотита (г. Цаган-Шулут, хребет Хамар-Дабан). Однако в общих чертах ранняя альбитизация характерна для гранитоидов всех формаций и фаций, что свидетельствует об автометасоматическом характере процессов и относительной замкнутости системы на этом этапе. Имеющиеся отклонения, выраженные в развитии по мелким трещинкам микроклина, олигоклаза, биотита и кварца, незначительны и лишь подчеркивают общее правило.

Более сложные взаимоотношения минеральных парагенезисов наблюдаются при развитии постмагматических процессов второго геохимического цикла, которые резко наложены на все более ранние минеральные парагенезисы. Нередко вследствие метасоматической зональности они разделены в пространстве. Например, поздняя альбитизация повсеместно отделена от ранней альбитизации, биотитизации и окварцевания перерывом и трещиноватостью; грейзенизация пространственно разделена с альбитизацией; окварцевание, сопровождающее грейзенизацию, в виде кварцевых жил и зон наблюдается за пределами грейзенов. Перерывы внутри позднего этапа легко объяс-

няются интраминерализационной трещиноватостью, химическими реакциями, распадом комплексных соединений и другими процессами, протекающими в условиях падения температуры.

Сложнее объяснить возрастание щелочности растворов между ранними и поздними процессами замещения, которые наблюдаются повсеместно во всех типах и фациях гранитоидов. Отчасти это связано с тем, что поздний альбит образуется в условиях относительно более низкой щелочности растворов, но главным образом (как мы считаем) такой общей причиной для всех гранитоидов является развитие микротрещиноватости вследствие уменьшения объема кварца примерно на 5,5% при 573° (вызванного переходом β -кварца в α -кварц) и возрастания внутреннего давления летучих после кристаллизации расплава. Развитие микротрещиноватости, приуроченной к границам зерен кварца и полевых шпатов, вызывает адиабатическое расширение межзерновых растворов. Это приводит не только к мобилизации окружающего вещества (Долгов, 1965б), но и к резкому увеличению их щелочности в результате ухода кислотных компонентов. Последние в апикальных частях плутонов или в зоне экзоконтакта могут вызвать грейзенизацию, окварцевание и другие рудообразующие гидротермальные процессы. Таким образом, трещиноватость на границе высоко- и низкотемпературных этапов постмагматических преобразований является обязательным элементом становления гранитоидных интрузий и не зависит от внешних тектонических подвижек. Такого рода трещиноватость нами названа эндогенной трещиноватостью. Проявление эндогенной трещиноватости открывает систему гранит — раствор, поэтому все процессы позднего замещения носят наложенный характер. Предложенное объяснение в значительной степени гипотетично (так же, как и схемы А. А. Беуса, Г. Н. Щербы), однако оно подтверждается реально наблюдаемой последовательностью минеральных парагенезисов метасоматически измененных гранитов.

Глава V

ФАКТОРЫ, СПОСОБСТВУЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЮ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ПОСТМАГМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ В ГРАНИТОИДАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Выделяются три группы факторов, способствующих формированию рудных месторождений, связанных с постмагматическими процессами в гранитоидах:

- 1) *формационная принадлежность и фация глубинности метасоматически измененных гранитов;*
- 2) *их геолого-структурное положение;*
- 3) *состав и физические свойства вмещающих пород.*

Рассмотрим их влияние по порядку.

Формационной принадлежностью и фацией определяются вещественный состав и физико-химическая обстановка, в которой развиваются постмагматические процессы. Выше было показано, что наиболее благоприятная обстановка для рудообразования складывается в *гинабиссальных и субвулканических телах гранитоидов интрузивной формации областей завершенной складчатости (Дворкин-Самарский, 1965), формирующихся в зонах активизаций.* Действительно, в гранитоидах мигматитовой формации большая глубина формирования и высокая конечная температура процесса препятствуют развитию поздних рудообразующих процессов. Широкие температурные ореолы вокруг крупных массивов гранитоидов батолитовой формации, как правило, приводят к рассеиванию рудных элементов в *массе эндо- и экзоконтактовых пород.* Лишь изредка отмечаются повышенные их концентрации, главным образом редкоземельных и редких элементов, в куполах сателитов, расположенных на достаточном удалении от главного тела батолита. Наиболее благоприятные условия для развития разнообразных постмагматических процессов и концентрации рудных элементов достигаются в гранитоидных интрузиях зон активизаций. Эти условия следующие:

- 1) *высокая геохимическая специализация расплавов и повышенные концентрации в интрузиях элементов-примесей;*
- 2) *относительно небольшие размеры тел и резкая смена окружающих их геозотерм, что способствует локализации постмагматических процессов во внешних зонах и куполах самих интрузий;*
- 3) *более активное воздействие на малые интрузии внешних факторов (тектонической трещиноватости, влияние состава вмещающих пород и т. д.), которые могут вызвать локализацию рудного вещества в благоприятных геологических структурах.*

В связях рудных месторождений с интрузиями зон активизации наблюдаются две важные, на наш взгляд, закономерности. Первая из них обусловлена вертикальной зональностью распределения *элементов-примесей*, вторая — составом (главным образом щелочностью) исходного расплава. Так, в гранитоидах в зависимости от глубины формирования обычно характер минерализации изменяется следующим образом: в мезоабиссальной фации формируются проявления редкоземельного типа, в гинабиссальной — редкометального, в субвулканической — различные эпитермальные проявления.

Увеличение щелочности пород способствует большей подвижности инертных в обычных условиях титана, алюминия, редких земель и тория, в результате чего возникают месторождения этих элементов и резко снижается глубина их формирования (см. табл. 21).

Таким образом, определив формационный тип интрузива, его состав и относительную глубину формирования, мы можем с большой долей вероятности дать прогноз о возможности обнаружения месторождений определенного круга элементов или об их отсутствии. Исключения составляют эффузивные породы, так как степень их дегазации зависит от дополнительных условий.

Для более конкретного прогноза и оценки месторождений необходимо знание структурного положения интрузива, а также характерных особенностей состава и физических свойств вмещающих пород.

Роль структурного положения интрузива очень велика. В зонах смятия, вдоль главных разломов, непрерывные подвижки приводят к быстрой дегазации интрузий, препятствуя развитию постмагматических процессов. Уходя из расплава, летучие уносят с собой большое количество тепла, в результате чего формируются аплиты и аплитовидные граниты. Поэтому, как правило, метасоматически измененные (амазонитовые, альбитизированные, грейзенизированные и др.) гранитоиды локализуются в поперечных разломах или в узлах пересечения разломов, в которых преобладают условия растяжения. Весьма благоприятны различные флексуры, антиклинальные складки и изгибы структур, которые играют роль экранов и способствуют сохранению летучих в массиве. Последнее в немалой степени зависит от физико-механических свойств вмещающих пород.

Роль крупных разломов не исчерпывается их механическими особенностями. Нами было показано, что крупные долгоживущие разломы являются не только магмопроводящими, но и магмогенерирующими структурами (Дворкин-Самарский, Очиров, 1963; Дворкин-Самарский, 1965), поэтому интрузии метасоматически измененных гранитов часто формируются цепочками вдоль наиболее важных из них. В Забайкалье эти системы разломов располагаются по границе Сибирской платформы и складчатой области, по границам глыб, крупных горст-антиклиналей, впадин и других структурных элементов. Вдоль таких разломов обычно формируются структурно-металлогенические зоны. Примерами подобных разломов могут служить Главный Саянский, Западно-Байкальский, Ачитканский, Абчадский, Сыннырский, Витимкано-Чининский, Амалатский, Удино-Витимский, Кижингино-Кудунский, Заганские, Джидинские и многие другие разломы, по которым локализованы десятки метасоматически измененных массивов гранитоидов с разнообразным оруденением.

Несколько замечаний о роли вмещающих пород. Она не исчерпывается их физико-механическими свойствами. При всех прочих благоприятных условиях важное значение имеет химический состав вмещающих пород. Если процессы раннего замещения, протекающие в относительно замкнутой системе, сравнительно мало зависят от состава вмещающих пород, то поздние постмагматические процессы связаны с ним очень тесно. Выше уже отмечалось, что для развития грейзензации благоприятны кислые и средние алюмосиликатные породы, способные поглотить избыток калия. Альбитизация наиболее полно протекает в породах среднего состава. Карбонатная среда, как показывает сравнение Оймурского и Безымянского массивов альбитизированных гранитов, заметно снижает активность альбитизации и содержания редких элементов в альбитизированных гранитах. Следует отметить, что карбонатные породы в зависимости от их состава могут по-разному влиять на развитие постмагматических процессов в гранитоидах.

Чистые кристаллические известняки легко подвергаются перекристаллизации, трещины в них «залечиваются» карбонатом, и они становятся идеальными экранами. Реакционные взаимодействия между такими известняками и гранитоидами либо отсутствуют, либо затухают на расстоянии первых сантиметров (Безымянка).

Наиболее реакционноспособными являются трещиноватые известняки с примесью песчано-сланцевого и особенно доломитового материала. В таких породах гранитоиды могут быть почти полностью «осушены». Они приобретают аплитовидную структуру и лейкократовый облик, так как летучих не хватает даже для ранних процессов замещения. В экзоконтакте интрузий можно ожидать появление месторождений скарнового типа, гидротермально-пневматолитовых типа флюорит-фенакит-берtrandитовых и т. д. Сами же интрузии, как правило, характеризуются пониженными кларками элементов-примесей и поэтому часто не считаются «рудоносными интрузиями» (Барсуков, 1971; и др.). Вследствие того, что на границе «раннего окварцевания — поздней альбитизации», трещиноватость открывает систему «гранит — летучие», известняки могут способствовать развитию биметасоматических реакций, приводящих к образованию, кроме скарнов, святоноситов и других щелочных пород (Литвиновский, 1971) с их специфической минерализацией.

Обладая щелочной реакцией, карбонатные породы нейтрализуют кислые постмагматические растворы вулканогидротермальных систем, способствуя тем самым формированию крупных месторождений железа, меди и полиметаллов. Примерами таких месторождений, по данным П. Ч. Шобогорова (1971), являются железорудные и свинцово-цинковые месторождения Олоkitской и Няндонинской структурно-металлогенических

зон в Северном Прибайкалье, а также железорудные, колчеданные и свинцово-цинковые проявления Удино-Витимской зоны.

Мы остановились только на некоторых случаях влияния вмещающих пород на характер развития постмагматических процессов в гранитоидах, используя в качестве примеров карбонатные породы. Подобным образом можно рассмотреть влияние вмещающих пород иного состава. Некоторые авторы (Ф. В. Кузнецова, Б. М. Роненсон и др.) указывают на серьезное влияние подстилающих пород (на примере мусковитовых пегматитов). Однако и приведенных примеров достаточно для иллюстрации важной роли всех трех групп факторов в формировании рудных месторождений, связанных с постмагматическими процессами в гранитоидах.

Глава VI

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ В ЗАБАЙКАЛЬЕ

В предыдущих главах было показано, что наибольший интерес по своей минерализации представляют различные типы метасоматически измененных гранитоидов интрузивной формации областей завершенной складчатости. Все типы таких гранитоидов Забайкалья приурочены к зонам долгоживущих разломов. В зависимости от их возраста и геолого-структурного положения они закономерно распределяются на изученной территории. В качестве геолого-тектонической основы для описания этих закономерностей воспользуемся схемами размещения структурных элементов и магматических формаций Саяно-Байкальской горной области, составленными ранее (Дворкин-Самарский, 1965) для конца протерозоя, нижнего и верхнего палеозоя и мезокайнозоя.

Зоны активизации байкалид содержащие метасоматически измененные гранитоиды, развивались по системам разломов на границе мио- и эвгеосинклинали. Зоны активизации эвгеосинклинали впоследствии были переработаны более поздними тектоно-магматическими движениями и не сохранились.

В Восточном Саяне зона активизации среднепротерозойского возраста протянулась вдоль Главного Саянского разлома. К ней приурочена серия небольших массивов мелкозернистых гнейсовидных и пегматоидных биотитовых гранитов, окруженных полями редкометальных пегматитов (Урикское, Гольцовое, Бельское, Окинское и др.).

В самих гранитах наибольшее развитие получили процессы высокотемпературного изменения: микроклинизация, биотитизация, ранняя альбитизация, а пегматиты подверглись интенсивной альбитизации (Дворкин-Самарский, 1959в).

В Северном Прибайкалье в рифее произошло формирование Ачитканской, Даванской и Абчадской зон активизаций. В Ачитканской зоне отмечаются микроклинизированные и биотитизированные среднепротерозойские граниты и граносиениты прельского комплекса с аксессуарной редкоземельной минерализацией. В Абчадском и Даванском разломах формируются тела субщелочных гранитов и сиенитов верхнепротерозойского комплекса. Гранитоиды образовались в две фазы. В первую внедрились порфириовидные микроклинизированные сиениты, во вторую — мелкозернистые гнейсовидные, переходящие в пегматоидные, биотитовые и амазонитовые граниты. Гранитоиды абчадского комплекса на юге зоны сопровождаются полями амазонитовых пегматитов, а в средней части — альбитизированными пегматитами, северная часть зоны не изучена. Так как фации глубинности гранитоидов зоны уменьшаются с юга на север, то в 1964 г. мы высказали предположение о возможности обнаружения на севере зоны альбитизированных метасоматически измененных гранитов с редкометальной минерализацией.

Зоны активизации каледонид в Восточном саяне расположены юго-западнее Главного Саянского разлома по системе оперяющих его структур, которые разделяют мелкие глыбы внутри подвижной зоны (Окинскую, Китойскую, Гарганскую и др.). В начале периода по ним формируются тела гранит-гранодиоритового состава, с которыми связаны золотая и свинцово-цинковая минерализация. В конце периода происходит становление девонского вулканоплутонического пояса (Гордиенко, 1970), сложенного интрузивными телами и эффузивами кислого, субщелочного и щелочного состава. Среди гранитоидов огнитского комплекса кроме микроклинизации, ранней альбитизации и биотитизации нередко наблюдаются амазонитизация, альбитизация, грейзенизация, окварцевание, а в щелочных породах — нефелинизация, либнеритизация, канкринитизация, графитизация (Ботогольский массив) и другие процессы.

В Байкальском нагорье каледонские зоны активизации формируются двумя поясами. Первый проходит по Чивыркуйскому, Баргузинскому, Северо-Муйскому и Верхне-Ангарскому хребтам, второй протягивается по хребтам Хамар-Дабан, Улан-Бургасы и южной части Витимского плоскогорья. В обоих поясах кроме крупных батолитов витимканского комплекса отмечается много мелких разломных интрузий гранитоидов, расположенных в Намаминской, Цициканской, Бамбуйской, Витимкапо-Чининской, Амалатской и других зонах разломов. С этими

интрузиями, как и в Восточном Саяне, связано золото-полиметаллическое и редкометальное минералообразование.

Герцинские зоны активизации в большинстве своем вытянуты в северо-восточном направлении. Наибольшего развития они достигают на Хилок-Чикойском водоразделе, в Южном Хамар-Дабане и вдоль Удино-Витимской зоны. В этих районах образуются крупные массивы гранитоидов пестрого состава, относимые к джидинскому комплексу. Во внешней зоне герцинид по разломам формируются разные по составу гранитоиды, причем наблюдается следующая закономерность: близ внутренней части пояса активизации интрузии имеют кислый (Удино-Витимская зона), несколько далее — субщелочной (Амалатские, Бамбуйская, Баргузино-Муйская и другие зоны), а в удалении — щелочной (Сыннырская зона) состав. Соответственно меняется характер постмагматических изменений этих интрузий и их геохимическая специализация. Характерна также относительно малая глубина формирования герцинских гранитоидов зон разломов, о чем можно судить по появлению среди них порфировых фаций. Все это приводит к тому, что развиваются также поздние процессы постмагматических изменений, как альбитизация, грейзенизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация и другие, которые сопровождаются образованием многочисленных редкометальных, вольфрам-молибденовых, золото-полиметаллических рудопроявлений.

Мезозойские зоны активизации накладываются на области развития каледонид и главным образом герцинид. Северная граница главного пояса мезозойской активизации протягивается от бассейна р. Джиды по долине р. Темник и Удино-Витимской зоне разломов. В пределах этого пояса на территории Юго-Западного Забайкалья формируются поля кислых эффузивов и сопровождающих их субвулканических интрузий гуджирского и малокуналецкого комплексов. Во внешней зоне пояса поля эффузивов встречаются лишь по отдельным зонам разломов, таким, как Курбинская, Онинская и другие; чаще же наблюдаются одиночные штоки метасоматически измененных гранитов, формирующихся по разломам субмеридионального (Оймур) и северо-западного (Безьянка) простирания.

По данным В. И. Турунхаева, состав интрузивных и эффузивных пород по простиранию, вкрест простирания пояса, а также по времени изменяется в сторону большей щелочности всех пород. Это изменение состава, так же как и в герцинском поясе активизации, приводит к изменению состава постмагматических растворов и связанных с ними рудопроявлений. При этом во внутренней части мезозойского подвижного пояса и в Джидинском рудном районе формируется серия рудных зон, содержащих скарповое, грейзеновое, кварцево-жильное вольфрам-молибденовое оруденение. Такое же оруденение наблюдается по наиболее активным зонам разломов, «опережающим» глав-

ный пояс мезозойской активизации: Курбийской и Онинской. Оруденение этого типа нередко локализуется в апикальных частях мезозойских интрузий в виде штокверков (Первомайское и другие проявления).

Характерной чертой внутренней части мезозойского пояса активизации является разделение в пространстве интрузий и их постмагматических растворов, которые образуют вулканогидротермальные системы. Таким путем формируются некоторые вторичные кварциты Хилок-Чикойского междуречья (Новиков, Верник, 1971) и правобережья р. Уды (Фишев, Пигарев, 1971), в которых отмечаются повышенные кларки олова, вольфрама, молибдена, свинца, цинка и других элементов. Несомненно, что такое же происхождение имеют многие гидротермальные флюоритовые, флюорит-редкометалльные и другие проявления, находящиеся в полях распространения кислых и субщелочных эффузивов. В приподнятых горст-антиклинальных структурах (типа Заганского и Моностойского хребтов) по системам разломов формируются тела мелкозернистых и пегматоидных биотитовых гранитов, часто субщелочного состава, которые окружены полями пегматитов. В таких гранитах развиваются процессы ранней альбитизации и биотитизации, в их пегматитах наблюдается амазонитизация (Уточкина Падь) и поздняя альбитизация (с. Сутой).

По периферии пояса мезозойской активизации формируются массивы амазонитовых альбитизированных гранитов. На западе — это массивы Биту-Джидинский, Харагульский, на северо-западе — Безымянский. Такие же тела гранитоидов известны и внутри пояса мезозойской активизации в Восточном Забайкалье, где они приурочены к системе разломов, окружающих Агинскую глыбу палеозойского возраста.

В зонах кайнозойской активизации магматические образования представлены базальтами и трахибазальтами, поэтому они не рассматриваются.

Приведенный краткий обзор распределения по эпохам различных типов метасоматически измененных гранитоидов позволяет наметить следующие закономерности их распространения.

1. Наиболее древние протерозойские массивы микроклинизированных, амазонитовых, биотитизированных, и возможно, альбитизированных гранитов сохранились лишь во внешней зоне байкалид по системе разломов, окружающих Сибирскую платформу. В нижнем палеозое распределение метасоматически измененных гранитоидов подчинилось более сложному закону, так как в Забайкалье сформировалось три пояса каледонид: Саянский, Чивыркуе-Ангарский и Удино-Витимский. Наибольшего развития метасоматически измененные граниты получили в Восточном Саяне, где с ними связан ряд месторождений полезных ископаемых.

В Северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье большинство метасоматически измененных гранитоидов формировалось в среднем и верхнем палеозое, в Джидинском районе и Селенгинской Даурии — в мезозое.

2. Наиболее крупные области развития метасоматически измененных гранитоидов во внутренних зонах герцинид и мезозойд приурочены к разломам по границам глыб и впадин, а также разновозрастных структурно-формационных зон. Причем в приподнятых участках (глыбы, горст-антиклинальные сооружения) локализуются гранитоиды и пегматиты с относительно высокотемпературными постмагматическими изменениями, содержащие редкоземельную и редкометальную минерализацию. На границе приподнятых и опущенных блоков наиболее часто формируются гидротермально-пневматолитовые и гидротермальные образования. В опущенных блоках имеет место концентрация вулканогидротермальных, телетермальных и вулканогенно-осадочных проявлений.

3. Для поясов активизации герцинид и мезозойд характерна определенная зональность распределения различных типов метасоматически измененных гранитоидов* и связанного с ними оруденения.

Наиболее щелочные интрузии и процессы замещения характерны для внешних областей поясов активизаций, субщелочные располагаются в пограничной зоне, а более кислые — во внутренней. Во внутренней части поясов активизации нередко отмечается разделение в пространстве магматических и постмагматических образований, что приводит к образованию гидротермальных месторождений вне интрузивов. Эта зональность нередко усложняется неравномерным распределением зон повышенной активности в пределах поясов активизации. Часто в одном поясе вдоль крупных долгоживущих разломов формируется несколько таких зон повышенной активности, разделенных глыбами или жесткими сооружениями (типа Заганского хребта) с меньшей активностью.

4. В пределах зон активизаций наиболее благоприятными являются участки пересечения разнонаправленных разломов, изгибы структур, антиклинальные складки, участки развития плохо проницаемых (сланцевые толщи) и реакционно-способных (известняки, основные породы) вмещающих пород.

* Байкалиды и каледониды в значительной степени переработаны последующими тектоно-магматическими циклами, поэтому в них трудно установить подобную зональность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе исследований постмагматических процессов в гранитоидах Забайкалья получены следующие результаты.

1. Постмагматические преобразования в гранитах и гранитных пегматитах протекают по единому плану. Это позволяет использовать относительно хорошо изученные процессы замещения в пегматитах как модель постмагматических процессов в гранитоидах. Имеющиеся различия, связанные с более крупными размерами массивов и меньшими содержаниями летучих в гранитах, выражаются в более полном разделении в пространстве высоко- и низкотемпературных процессов замещения.

2. В результате минералого-петрографического изучения метасоматически измененных гранитов и сопоставления их с пегматитами выделено шесть основных этапов постмагматических изменений в гранитоидах: 1) ранняя микроклинизация; 2) ранняя альбитизация, биотитизация и мусковитизация; 3) раннее окварцевание; 4) поздняя альбитизация; 5) грейзенизация; 6) окварцевание и другие процессы позднего гидротермального изменения гранитоидов. В этой схеме новым является выделенный нами процесс биотитизации гранитоидов, который фиксирует начало раннекислотной фазы метасоматоза.

Изменение щелочной реакции растворов на кислую приводит к тому, что вместе с биотитом отлагается разнообразная, главным образом апатит-сфен-редкоземельная, гамма акцессорных минералов. Это позволило нам выделить среди гранитоидов зон активизаций тип метасоматически измененных биотитизированных гранитов с редкими землями, с которыми часто ассоциируют редкоземельные пегматиты.

3. Резкое возрастание щелочности между ранним окварцеванием и поздней альбитизацией авторы объясняют эндогенной трещиноватостью, связанной с уменьшением объема кварца на 5,5% при 573°С вследствие перехода β -кварц в α -кварц, а также с возрастанием внутреннего давления летучих при кристаллизации расплава. Оба эти фактора, действующие в одном направлении, приводят к образованию межзерновой трещиноватости, после которой система открывается и все поздние процессы носят наложенный характер. При этом волна кислотных

компонентов опережает щелочные. Кислотные компоненты дают начало поздним рудообразующим растворам, а оставшаяся часть растворов приобретает резко щелочную реакцию.

4. Геохимические особенности постмагматических процессов в гранитоидах были более подробно рассмотрены на примерах ранней микроклинизации, биотитизации и поздней альбитизации.

Ранняя микроклинизация по-разному проявляется в гранитоидах различных формаций и фаций. Максимального развития она достигает в мезоабиссальных гранитоидах батолитовой формации (витимканский и джидинский комплексы). В гипабиссальных и субвулканических телах интрузивной формации зон активизации кроме микроклина широким распространением пользуются: в субщелочных гранитах — амазонит, в щелочных — ортоклаз и анортоклаз. Одновременно изменяется состав калинатровых полевых шпатов и содержание элементов-примесей в них. Так, с увеличением глубины формирования в калишпатах увеличиваются содержания бария и стронция; одновременно уменьшаются содержания бериллия, лития и рубидия. В калинатровых полевых шпатах гранитоидов зон разломов по сравнению с гранитоидами соответствующей фации батолитовой формации отмечается увеличение содержания калия, лития, бериллия и рубидия. Одновременно наблюдается вынос кальция, стронция и бария. Из этого можно сделать вывод, что геохимические и минералогические особенности калинатровых полевых шпатов можно с успехом использовать для расчленения разновозрастных и поэтому, как правило, разнофациальных гранитоидов.

Наибольшими вариациями составов отличаются биотиты. О причинах такого разнообразия говорилось выше. В составах биотитов отражаются условия формирования гранитоидов и их первичная геохимическая специализация. Так, содержание калия и натрия в биотите достигает максимума в мезоабиссальных гранитоидах витимканского комплекса. В более глубоких зонах они выносятся при автотемпературных процессах, в гипабиссальных условиях вынос щелочей из биотита осуществляется при хлоритизации и других низкотемпературных преобразованиях. С уменьшением глубины формирования в биотите наблюдается накопление таких легкоподвижных элементов, как литий, рубидий, таллий, фтор, отчасти олова, одновременно снижается концентрация бария и стронция. Как правило, корреляция между содержаниями элементов отсутствует или отличается непостоянством, что, по нашему мнению, является результатом быстрой смены режима щелочности растворов при образовании биотита. Отмеченные особенности генезиса биотита позволяют рекомендовать этот минерал в качестве индикаторного для определения потенциальной рудоносности интрузий.

Минералого-геохимические особенности поздней альбитиза-

ции описаны на примерах Биту-Джидинского, Оймурского и Безымянского плутонов альбитизированных гранитов. Альбитизация в них резко оторвана от всех более ранних процессов, концентрируется в апикальных частях интрузий и накладывается на материнские породы по зонам трещиноватости. В ходе альбитизации возрастают содержания натрия, фтора, бериллия, циркония, редких элементов; относительно мало изменяются содержания кальция и магния, происходит вынос калия, рубидия, таллия, лития, бария, железа, титана и других элементов. На примере описанных массивов видно, что влияние вмещающих пород проявляется только в узкой зоне эндоконтакта, а резкие различия содержания ряда аксессуарных элементов связаны с геохимическими особенностями магм альбитизированных гранитов.

В противоположность альбитизации при грейзенизации влияние вмещающих пород более значительно, так как для осуществления ее необходимо удаление избытка калия и натрия, образующихся при гидролизе полевых шпатов.

5. Как показывают результаты исследования, процессы метасоматического преобразования гранитоидов наиболее полно протекают в формациях гранитоидов зон активизаций и только в них образуются рудные месторождения, причем минеральный состав руд зависит от формационного типа интрузий. Например, в формационном типе ультракислых гранитов происходит накопление вольфрама и молибдена; в гранит-гранодиоритовом — бериллия, олова, золота и полиметаллов; в субщелочных гранитах — бериллия, тантала, ниобия, лития и редких земель; в щелочных гранитоидах — тантала, ниобия, тория, редких земель, титана, циркония и фосфора; в высокоглиноземистых щелочных породах — алюминия, титана, тория и редких земель. При этом в более глубоких мезоабиссальных фациях формируются месторождения, связанные с высокотемпературными этапами постмагматических процессов, содержащие относительно менее подвижные элементы (титан, торий, тантал, ниобий, редкие земли), в гипабиссальных и субвулканических фациях преобладает оруденение, связанное с поздними процессами замещения (альбитизацией, грейзенизацией и окварцеванием), содержащее обычно более подвижные элементы (бериллий, фтор, золото, полиметаллы и др.).

6. Поскольку наиболее интенсивным постмагматическим преобразованиям, как правило, подвергаются интрузии зон активизаций, постольку и закономерности размещения различных их типов теснейшим образом связаны с геологической структурой Забайкалья.

Древние протерозойские массивы микроклинизированных амазонитовых, биотитовых и альбитизированных гранитов сохранились лишь во внешней зоне байкалид — по системе разломов, окружающих Сибирскую платформу. В нижнем палео-

зое распределение метасоматически измененных гранитоидов подчинялось более сложному закону, так как в Забайкалье сформировалось три пояса каледонид: Саянский, Чивыркуе-Ангарский и Удино-Витимский. Наибольшее развитие метасоматически измененные граниты получили в Восточном Саяне, где с ними связан ряд месторождений полезных ископаемых. В Северном Прибайкалье и на Витимском плоскогорье большинство метасоматически измененных гранитоидов формировалось в среднем и верхнем палеозое, в Джидинском районе и Селенгинской Даурии — в мезозое.

Наиболее крупные области развития метасоматически измененных гранитоидов во внутренних зонах герцинид и мезозоид приурочены к разломам по границам глыб и впадин, а также разновозрастных структурно-формационных зон. При этом в приподнятых участках (глыбы, горст-антиклинальные сооружения) локализуются гранитоиды и пегматиты с относительно высокотемпературными постмагматическими изменениями, содержащими редкоземельную и редкометальную минерализацию. На границе приподнятых и опущенных блоков наиболее часто формируются гидротермально-пневматолитовые и гидротермальные образования. В опущенных участках имеет место концентрация вулканогидротермальных, телетермальных и вулканогенно-осадочных проявлений.

В зонах активизаций наиболее благоприятны для развития метасоматически измененных гранитоидов участки пересечения разломов, изгибы структур, антиклинальные складки, купола, участки развития плохо проницаемых и реакционноспособных сланцевых, карбонатно-сланцевых и эффузивно-терригенных толщ, а также изверженных и метаморфических пород среднего и основного состава.

В настоящее время в Забайкалье известно значительное число интрузивных тел гранитоидов различного состава и возраста, подвергшихся интенсивному постмагматическому преобразованию. Это дает основание предположить возможность обнаружения новых месторождений с разнообразным оруденением.

- Алаев Л. П., Давыдов В. П., Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М.** Геологическое строение и возраст Байкальской глыбы.— В кн.: Материалы по тектонике Забайкалья и сопредельных территорий. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1968, с. 66—76.
- Андреев Г. В.** Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1965, 120 с.
- Андреев Г. В., Шаракшинов А. О., Литвиновский Б. А.** Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969, 187 с.
- Апельцин Ф. Р.** Поисковые критерии редкометалльных пегматитов.— «Геология месторождений редких элементов», 1961, вып. 14, с. 105—115.
- Арсеньев В. А., Нечаева Е. А.** Краткий очерк вулканизма Удинско-Хилокского междуречья.— «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол.», 1951, вып. 128, № 49, с. 48—119.
- Афанасьев Г. Д.** Явления микроклинизации в гранитоидных интрузиях батолитового типа Западного Кавказа.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 3, с. 27—44.
- Афанасьев Г. Д.** К проблеме гранитов.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 42—59.
- Афанасьев Л. М.** Новые данные о гранитоидах бассейна р. Джиды.— «Докл. АН СССР», 1949, т. 53, № 7, с. 641—644.
- Бакуменко И. Т.** О первичных включениях в магматических минералах и начальных экспериментах с ними.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 100—104.
- Барсуков В. Л.** К проблеме источника рудного вещества.— В кн.: Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. Т. 1. М., 1971, с. 213—214.
- Беус А. А.** Геохимия бериллия и генетические типы берилловых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960, 319 с.
- Беус А. А.** Распределение бериллия в гранитах.— «Геохимия», 1961а, № 5, с. 415—420.
- Беус А. А.** Режим кислотности-щелочности как фактор концентрации редких элементов в процессах метасоматоза.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования пород и руд. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1961б, с. 149—160.
- Беус А. А.** Геохимический анализ явления послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах.— В кн.: Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 178—194.
- Беус А. А.** Альбитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 303—377.
- Беус А. А., Залашкова Н. Е.** О процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза в гранитоидах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 4, с. 13—32.
- Беус А. А., Ситнин А. А.** К геохимии тантала и ниобия в гидротермально-пневматологическом процессе.— «Геохимия», 1961, № 3.

- **Беус А. А., Соболев Б. П.** Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитах.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 67—75.
- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д.** Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 190 с.
- **Вартанова Н. С., Щербакова З. В.** Характеристика постмагматических процессов в гранитоидах Восточного Забайкалья на основе термометрических исследований.— «Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР». 1971, т. 6, с. 202—226.
- Вартанова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В.** Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972, 272 с.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Мануйлова М. М.** Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957, 287 с. (Тр. ЛАГЕД, вып. 7).
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Мануйлова М. М., Соколов Ю. М.** Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 250—319.
- Виноградов А. П.** Среднее содержание элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—572.
- Гинзбург А. И.** Минералого-геохимическая характеристика натро-литиевых пегматитов.— «Тр. Минерал. музея АН СССР», 1955, вып. 7, с. 12—15.
- Гинзбург А. И.** Новые типы редкометалльных месторождений.— «Геология рудных месторождений», 1959, № 3, с. 34—47.
- Гинзбург А. И., Журавлева Л. Н.** Генетические типы месторождений редких земель. М., Госгеолтехиздат, 1959, 126 с. (Геология месторождений редких элементов, вып. 3).
- **Говоров И. Н.** Зависимость послемагматического минералообразования от особенностей кристаллизации гранитной магмы, агрегатного состояния растворов, специфического взаимодействия ионов.— В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М., «Наука», 1964а, с. 5—24.
- **Говоров И. Н.** Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964б.
- Говоров И. Н., Филиппова Т. Г., Ефимова М. И.** Химизм и температуры минералообразующих растворов редкометалльных месторождений Дальнего Востока, связанных с гранитоидными интрузиями.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», 1968, с. 33—46.
- Гордиенко И. В.** Девонская вулканоплутоническая формация юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во. 1970, 114 с.
- **Григорьев Д. П.** Синтез и исследование биотита.— Докл. АН СССР», 1938, т. 20, с. 391.
- Григорьев И. Ф.** Грейзены, их минералогические типы и условия образования.— «Бюлл. МОИП», 1953, т. 28, вып. 1, с. 3—40.
- Гусев Ю. П., Давыдов В. И., Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. Н.** Безымянский массив альбитизированных гранитов среди архея Прибайкалья.— В кн.: Минералого-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1968, с. 41—48.
- Дворкин-Самарский В. А.** Окисные редкометалльные пегматиты.— «Изв. СО АН СССР. Геол. и геофиз.», 1959, вып. 2, с. 86—96.
- Дворкин-Самарский В. А.** Некоторые геологические закономерности размещения редкометалльных пегматитов в Саяно-Байкальской складчатой области.— «Краткие сообщ. БКНИИ СО АН СССР», 1959в, вып. 1, с. 12—18.
- Дворкин-Самарский В. А.** Мамские гранитные пегматиты и их слюдонос-

- ность.— «Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР. Сер. геол.», Иркутск, 1961а, вып. 16, с. 171—233.
- Дворкин-Самарский В. А.** О закономерностях размещения угла 2V левых шпатов пегматитов. Улан-Удэ, 1961б, 72 с.
- Дворкин-Самарский В. А.** Генезис и закономерности пространственного размещения редкометалльных пегматитов одного из районов Восточной Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 4, с. 21—34.
- Дворкин-Самарский В. А.** Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ. Бурятское кн. изд-во 1965, 287 с.
- Дворкин-Самарский В. А.** О закономерностях размещения эндогенных рудных формаций Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 75—80.
- Дворкин-Самарский В. А.** Формации гранитоидов Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ, 1971, с. 66—76 (Тр. Отдела геол. Бурятского филиала СО АН СССР, вып. 3(11)).
- Дворкин-Самарский В. А., Бажин Ю. М.** Гранитоиды и пегматиты Баргузино-Муйской структурно-металлогенической зоны.— «Тр. БКНИИ», 1963, вып. 12, с. 56—71.
- Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. Н.** Об исторической и вертикальной зональности распределения щелочей и редких элементов в гранитоидах Прибайкалья.— «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», Чита, 1969, вып. 6, ч. 1, с. 66—69.
- Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. Н.** Геохимические особенности гранитоидов баргузинского и витимканского комплексов Байкальской глыбы.— «Геохимия», 1970а, № 10, с. 1225—1233.
- Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. Н.** Распределение стронция, бария, магния в гранитоидах и метаморфических породах Байкальской глыбы.— «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», 1970б, Чита, вып. 7, ч. 2, с. 38—43.
- Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М.** Контактные изменения и характер переработки ксенолитов в слюдоносных пегматитах.— «Зап. Вост.-Сиб. отд. ВМО», 1959, вып. 2, с. 48—59.
- Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М.** Биотитизация гранитоидов и тип метасоматически измененных биотитизированных гранитов (на примере Забайкалья).— В кн.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, с. 15—20.
- Дворкин-Самарский В. А., Очиров Ц. О.** О структурно-металлогеническом районировании Саяно-Байкальской горной страны.— «Тр. БКНИИ», 1963, вып. 12, с. 3—18.
- Дворкин-Самарский В. А., Каперская Ю. Н., Козулина И. М.** Геохимические особенности альбитизированных гранитов массивов Оймур и Безымянка в Прибайкалье.— В кн.: Минералого-геохимические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, с. 138—144.
- Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М., Каперская Ю. Н.** Ранняя микроклинизация в гранитоидах Забайкалья.— «Матер. по минерал. геохим. и петрограф. Забайкалья». Улан-Удэ, 1971, вып. 3, с. 27—33.
- Долгов Ю. А.** Вопросы генезиса пегматитов по материалам изучения флюидов в минералах (МГК, XXII сессия. Индия, 1965). М., «Наука», 1965а, с. 207—214.
- Долгов Ю. А.** Об адиабатической мобилизации рудообразующих растворов.— «Геол. и геофиз.», 1965б, № 8, с. 3—17.
- Ермаков Н. П., Калюжный В. А.** О возможности выявления истинных температур минералообразующих растворов.— «Тр. ВНИИП», 1957, т. 1, вып. 2, с. 89—95.
- Жалсабон Ж. Д., Лямина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перинова А. П., Языр М. М.** Магматические формации Западного Забайкалья.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1969, с. 59—70.

- Заварицкий А. Н.** О пегматитах как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— «Зап. ВМО», 1947, вып. 1, с. 3—18.
- Ивсенен Ю. П.** Структурно-парагенетические разности пегматитов Мамского района и некоторые вопросы генезиса гранитных пегматитов.— «Тр. Якутского филиала СО АН СССР». 1955, сб. II, с. 37—62.
- Козубова Л. А.** О мезозойском интрузивном магматизме в западной части Малаханского хребта.— В кн.: Матер. по петрологии гранитов Забайкалья. М., ГОНТИ, 1962, с. 41—49.
- Комаров Ю. В.** Схема нижнемезозойского магматизма Западно-Забайкальской подвижной зоны.— «Геол. и геофиз.», 1960, № 11, с. 3—12.
- Коржинский А. Ф.** Гидротермально-измененные породы редкометалльных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1967, 432 с.
- Коржинский Д. С.** Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 21—30.
- Коржинский Д. С.** Режим кислотности при постмагматических процессах.— В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 9—19.
- Косале Я. А., Дмитриева А. Н.** О связи многоэтапного оруденения и гидротермального метаморфизма с многофазным гранитным массивом.— В кн.: Минералогическо-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1968, с. 7—14.
- Кузнецов Е. А.** Реакционный принцип в петрографии и его значение для образования некоторых горных пород.— Тр. Первого петрограф. совещ.— М., 1955, с. 332—334.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 387 с.
- Кузнецов Ю. А.** Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации.— «Геол. и геоф.», 1970, № 9, с. 3—25.
- Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л.** Гранитоидный магматизм и тектоника.— «Геол. и геоф.», 1967, № 10, с. 108—121.
- Кузнецова Ф. В.** Гранитизация древних толщ Нечеро-Жуинского района (Байкало-Патомское нагорье).— «Изв. СО АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 4, с. 58—71.
- Лебедев В. П.** Магматический процесс кристаллизации в свете кристаллохимии и геоэнергетики.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1967, № 11, с. 87—97.
- Левинский О. Д.** Вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья.— В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1939, 271 с.
- Летников Ф. А., Нарсеев В. А.** Термостатирование природных систем и роль в геологических процессах.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 38—43.
- Литвиновский Б. А.** К вопросу о путях десиликации гранитных расплавов при магматическом замещении высокоосновных вмещающих пород.— «Матер. по минерал., геохим. и петрограф. Забайкалья». Улан-Удэ, 1971, вып. 3, с. 15—21.
- Лурье М. Л.** Каледонский вулканизм Восточного Саяна и Хамар-Дабана.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1952, с. 5—23.
- Лурье М. Л., Бручев С. В.** Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана (стратиграфия и магматизм).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1950, № 6, с. 77—91.
- Лучицкий И. В.** Основные черты вулканизма Восточного Забайкалья.— «Петрография СССР. Серия региональная», 1950, вып. 12.
- Лучицкий И. В.** Некоторые общие вопросы мезозойского вулканизма

- юго-востока Сибири.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954, с. 706—712.
- Макагон В. М., Шакин Б. М. Триклинность калиевых полевых шпатов из мусковитовых пегматитов и содержания в них бария.— «Зап. ВМО», 1970, ч. 99, вып. 4, с. 415—429.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1962, вып. 78, с. 275.
- Михно Н. П. Интрузивные комплексы Средне-Витимской горной страны. «Матер. по геологии и полезным ископаемым БМССР». Улан-Удэ, 1960, вып. 1(4), с. 69—87.
- Михно Н. П. Мезозойский магматизм южной части Западного Забайкалья.— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР», 1961, вып. 7, с. 55—76.
- Михно Н. П. Верхнеюрский (дабхорский) интрузивный комплекс южной части Западного Забайкалья.— «Магматизм, стратиграфия и полезные ископаемые Бурятии». Улан-Удэ, 1962, с. 60—82 (Тр. БКНИИ, вып. 9).
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород.— В кн.: Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 12—33.
- Набоко С. И. Филькова Е. М. Вертикальная зональность в гидротермальных глинах Паужетки.— «Бюлл. вулкан. станций», 1966, № 41, с. 31—34.
- Нагибина М. С. История развития структур Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 32—52.
- Наковник Н. И. Грейзены.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковые значения. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 53—81.
- Налетов П. И. Молодые рудоносные интрузии Западного Забайкалья.— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР». Улан-Удэ, 1961, вып. VI, с. 3—13.
- Налетов П. И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1962, 151 с.
- Ненашев Н. И. Мезокайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М., «Наука», 1965, 168 с.
- Никитин В. Д. Пегматитовые месторождения.— В кн.: Генезис рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 84—151.
- Новиков В. А., Верник В. Л. Вторичные кварциты в полях раннепалеозойских эффузивов Хилок-Чикойского междуречья.— «Матер. по минерал., геохим. и петрограф. Забайкалья». Улан-Удэ, 1971, вып. 3, с. 62—68.
- Овчинников Л. П. Плутогенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 443—490.
- Павленко А. С. Щелочно-метасоматические процессы приконтактового типа.— В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 116—129.
- Павлов А. Л. О физико-химических условиях образования вторичных кварцитов и связанных с ними сульфидных залежей.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., «Недра», 1970, с. 78—89. (Тр. 2-ой конф. по околорудному метасоматозу).
- Павлов А. Л. Причины изменения Eh и pH гидротермальных систем при рудообразовании.— «Докл. АН СССР», 1971а, т. 196, № 4, с. 945—946.
- Павлов А. Л. Влияние режима кислотности-щелочности растворов на миграцию элементов и образование минеральных соединений в природных условиях.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971б, с. 78—100.

- Повилайтис М. М. Основные черты минералогии Джидинского молибден-вольфрамового месторождения.— «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1960, вып. 24, 165 с.
- * Пospelов Г. Л. Строение и развитие гидротермальных рудообразующих систем.— «Геол. и геоф.», 1962, № 12, с. 40—57.
- * Пospelов Г. Л. О проблеме конвергенции в петрографии и геологии.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 260—271.
- * Пospelов Г. Л. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического и физического моделирования рудообразующих и магматических процессов.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 3—16.
- Поташев В. В. О понижении показателей преломления биотитов в гранитоидах поздних фаз Колыванского массива.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 155, № 3, с. 583—585.
- Поташев В. В. Граниты Колыванского массива и связанное с ними оруденение.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1965, с. 39—115.
- Рафленко Н. П. Редкометалльное оруденение центральной части Бурятской АССР и перспективы его расширения.— В кн.: Матер. Бурятского регионального совещ. конф. по разв. произв. сил Восточной Сибири. Улан-Удэ, 1959, с. 81—92.
- * Руб М. Т. Грейзены Юго-Западного Приморья и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1957, вып. 5, 161 с.
- Рундквист Д. В. Особенности строения и формирования рудных жил выщелочения.— «Зап. ВМО», 1963, ч. 92, вып. 2, с. 129—145.
- Рундквист Д. В. Явления метасоматоза при формировании кварцево-рудных жил грейзеновых месторождений.— «Зап. ВМО», 1964, вып. 4, с. 374—388.
- Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. М., «Недра», 1967, 699 с.
- Северов Э. А. К вопросу о генезисе ниобийсодержащих гранитов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 1, с. 85—94.
- Семенов Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы (Байкало-Патомское нагорье). Киев, Изд-во АН Укр. ССР, 1948, 341 с.
- Смирнов Г. В. Грейзенизированные породы и их взаимоотношения с кварцевыми жилами (на примере одного из массивов Витимского Плоскогорья).— В кн.: Вопросы геологии Бурятии. Улан-Удэ, 1971, с. 112—119. Тр. Отдела геол. Бурятского филиала СО АН СССР, вып. 3(11).
- Соболев В. С., Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Г., Щербанова З. В. Высокотемпературные включения в минералах пегматитов и гранитоидов.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 157, № 2, с. 349—352.
- * Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса.— «Геол. и геоф.», 1970, № 4, с. 37—68.
- Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962, 234 с.
- Таусон Л. В. Геохимия Li, Rb и Tl в гранитоидах.— В кн.: Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. советских геологов. М., Изд-во АН СССР, с. 93—100.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961, 231 с.
- * Тихоненков И. П. Об одном типе послемагматических процессов в щелочных массивах.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 136, № 4, с. 4.
- * Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Контактные породы Ловозерского массива, их генезис и особенности распределения в них редкометалльной минерализации.— «Тр. ИМГРЭ», 1960, вып. 4, с. 185—202.

- **Туговик Г. И.** Грейзены и грейзенированные граниты Юго-Западного Забайкалья.— «Тр. БКНИИ СО АН СССР», 1964, с. 64—82.
- Туговик Г. И.** К истории геологического развития Саяно-Байкальской горной области (по данным радиологических исследований).— В кн.: Матер. по тектонике Забайкалья и сопредельных территорий. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1968, с. 47—61.
- Ушакова Е. Н.** Биотиты метаморфических пород. М., «Наука», 1971, 346 с.
- Ферсман А. Е.** Пегматиты. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1931 и 1940, 742 с.
- **Фишев Н. А., Пыгарев Ю. С.** Основные черты геологии, минералогии и геохимии Хан-Жаргаланского и Горхонского массивов вторичных кварцитов (Западное Забайкалье).— «Матер. по минер., геохим., и петрограф. Забайкалья». Улан-Удэ, 1971, вып. 3, с. 68—73.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б.** Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см².— «Геохимия», 1969а, № 1, с. 8—13.
- Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б.** Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования).— «Геохимия», 1969б, № 3, с. 273—283.
- Шахов Ф. Н.** О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 142—150. (Тр. 2-го Всес. петрограф. совещ.).
- Шахов Ф. Н.** Магмы и руды.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 10, с. 3—9.
- Шахварстова К. А.** Докембрийские и палеозойские интрузии юго-западной части Витимского нагорья.— В кн.: Очерки по геологии Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 32—69. (Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 17).
- Шмакин Б. М., Макрыгина В. А.** Геохимические особенности мусковитовых пегматитов. М., «Наука», 1969, 279 с.
- Шмотов А. П., Рафиенко Н. И.** Скарны Западного Забайкалья и их рудоносность.— «Тр. Первого совещ. по металлогении Западного Забайкалья». Иркутск, 1958, с. 297—305.
- Шобогоров П. Ч.** О Северо-Байкальской колчеданно-полиметаллической провинции.— «Матер. по минерал., геохим., петрограф. Забайкалья. Улан-Удэ, 1971, вып. 3, с. 3—9.
- Шталь Н. В.** К петрологии мезозойских интрузий Восточного Забайкалья.— В кн.: Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 24—38.
- **Щерба Г. Н.** Грейзеновые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 378—472.
- Щербина В. В.** Кислотность магматического расплава в свете теории безводных кислот. В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 28—32.
- Яценко Г. М.** К вопросу о стратиграфии и метаморфизме докембрийских толщ хребта Улан-Бургасы.— «Матер. по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР». Улан-Удэ, 1965, вып. 9, с. 39—47.

ПРИЛОЖЕНИЕ

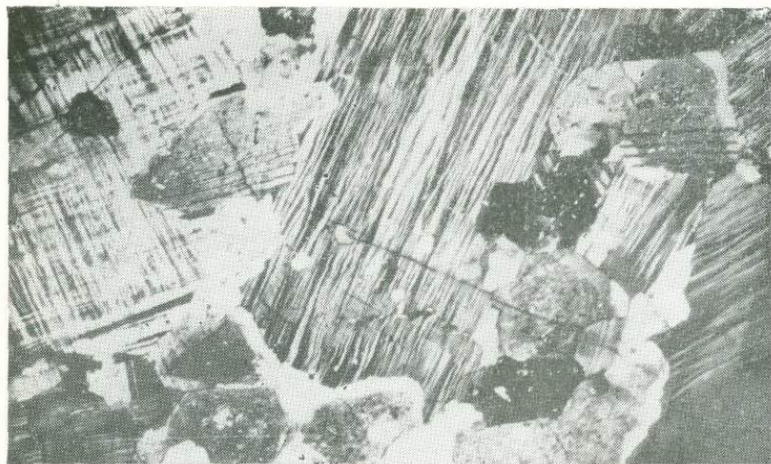


Фото 1. Порфировидный гранит баргузинского комплекса. Николи X, увел. 20. Микроклин с ясной решеткой, содержит пойкилитовые включения кварца и олигоклаза, замещается альбит-олигоклазом.

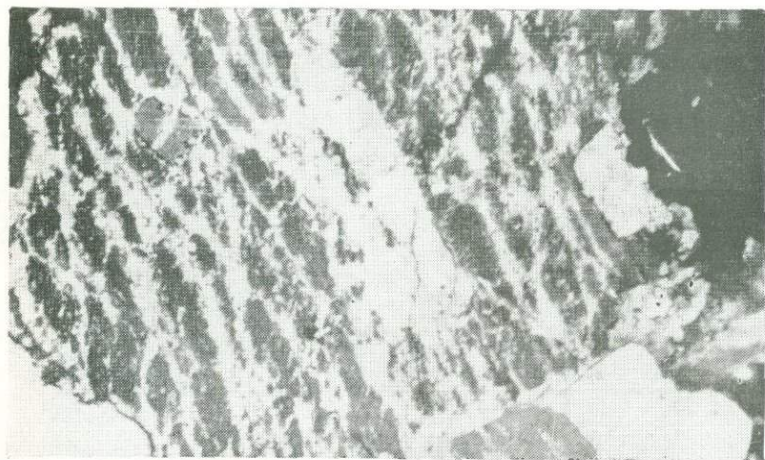


Фото 2. Граноспелит джидинского комплекса. Николи X, увел. 20. Калишпат сильно пертитизирован, содержит большое количество пертитов замещения, придающих ему «пеструю» структуру.

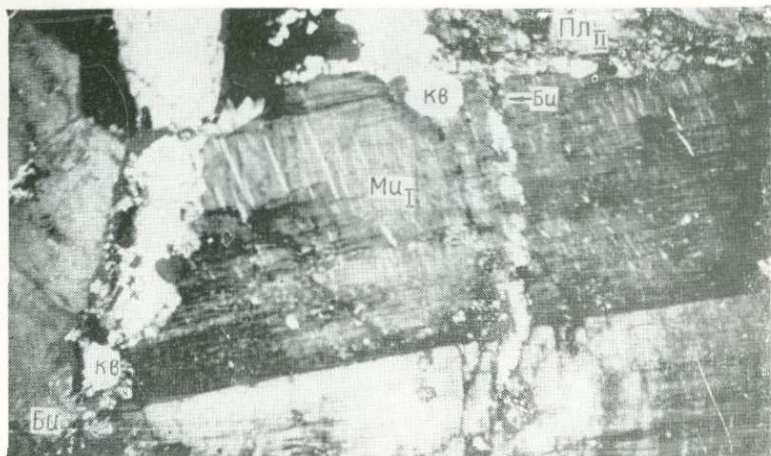


Фото. 3. Порфировидный гранит витимканского комплекса. Никели X, увел. 10. Агрегат альбит-олигоклаза, кварца и биотита корродирует и пересекает по трещинке вкрапленник микроклина.

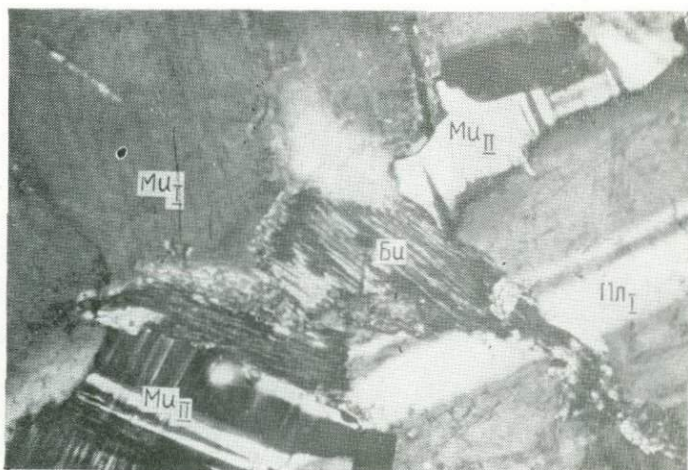


Фото. 4. Гранит баргузинского комплекса. Никели X, увел. 60. Биотит вместе с микроклином II развивается по трещинке между крупными зёрнами полевого шпата (магматического микроклина и плагиоклаза). На границе с ними в биотите образуется реакционная кайма, контакт с поздним микроклином резкий.

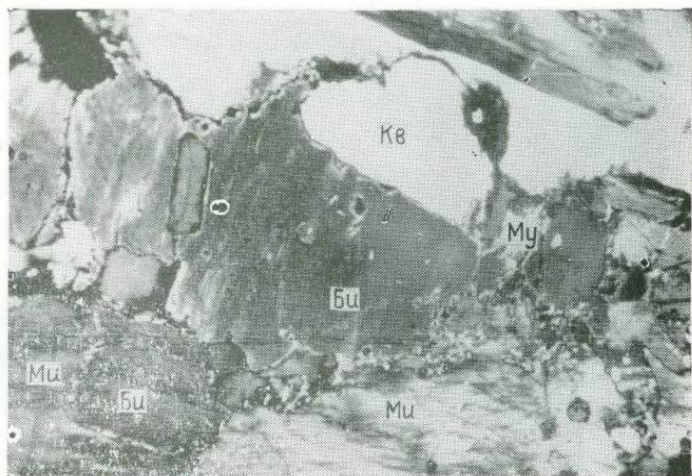


Фото. 5. Гранит баргузинского комплекса. Николи X, увел. 80. Характер реакционной оторочки биотита при замещении микроклина. В реакционной зоне наблюдается последовательная смена биотита гидробиотитом, мусковитом и каолинитом.

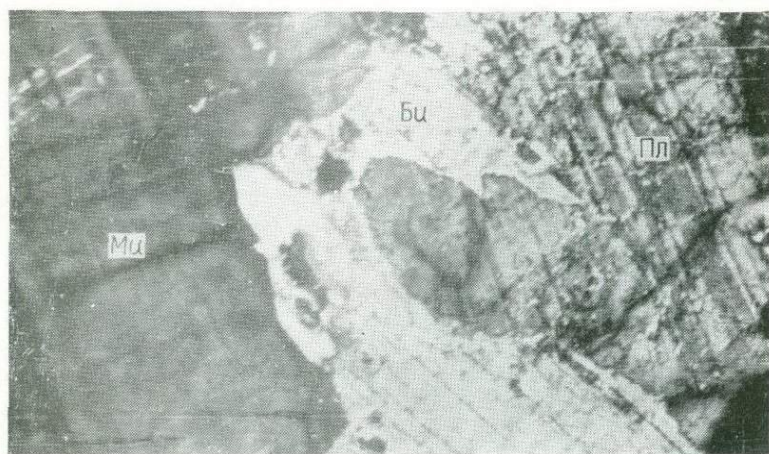


Фото. 6. Порфировидный гранит витимканского комплекса. Николи X, увел. 60. Замещение биотитом микроклина и плагиоклаза.

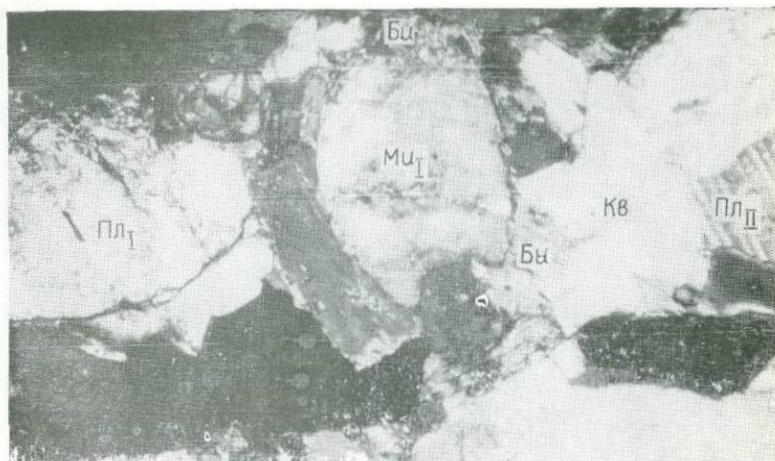


Фото. 7. Биотитовый гранит джидинского комплекса. Николи X, увел. 40. Биотит-кварц-плагиоклазовое замещение, развивающееся между крупными зернами и по микротрещинкам.

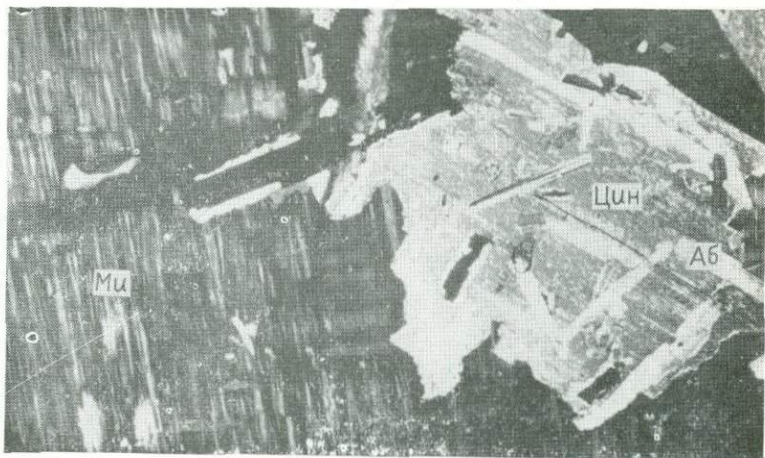


Фото. 8. Амазонитовый гранит. Биту-Джидинский массив. Николи X, увел. 20. Циннвальдит и альбит по микроклинку.



Фото. 9. Альбитизированный гранит. Биту-Джидинский массив. Николи X, увел. 20. Альбит по кварцу.

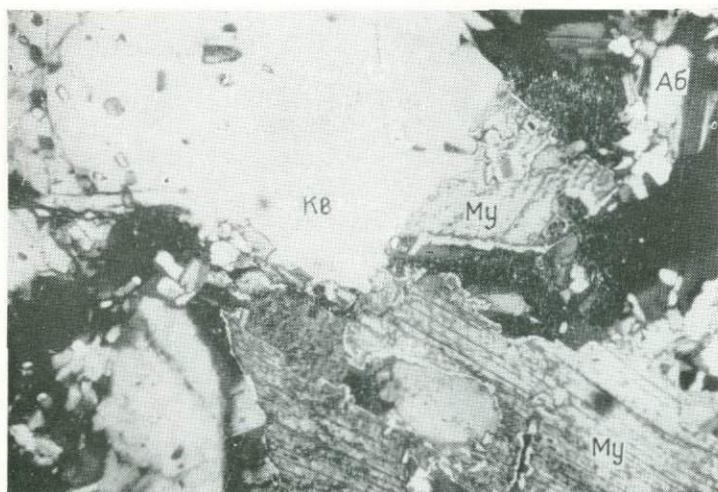


Фото. 10. Литиевый мусковит замещает кварц и альбит. Биту-Джидинский массив. Николи X, увел. 20.



Фото. 11. Литевый мусковит по альбиту. Биту-Джидинский массив. Николи X, увел. 40.

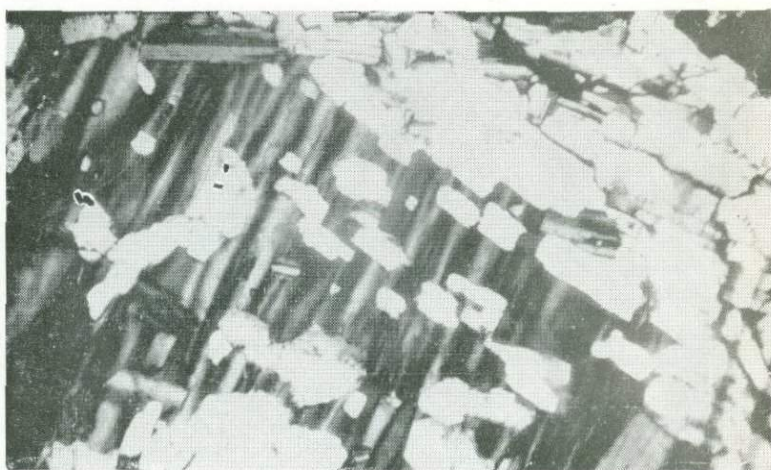


Фото. 12. Альбитизация микроклина. Массив Безымянка. Николи X, увел. 20.

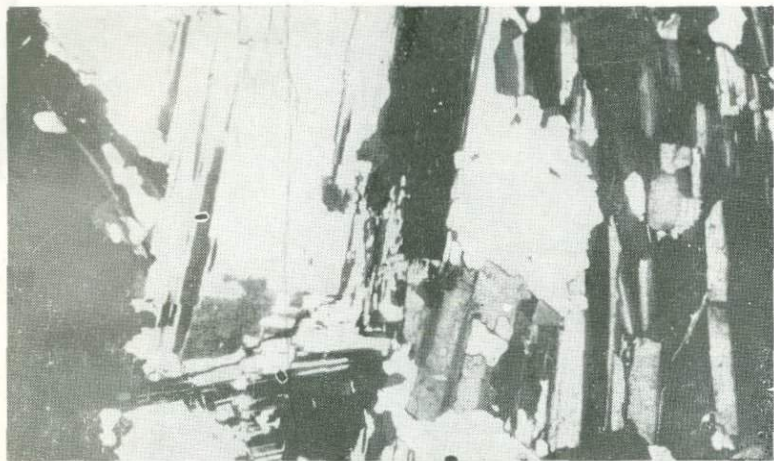


Фото. 13. Альбитит, массив Безымянка. Николи X, увел. 60.



Фото. 14. Грейзенизированный гранит гуджирского комплекса. Верховье р. Сангинэ. Николи X, увел. 40.



Фото. 15. Грейзенизированный гранит гуджирского комплекса. Берховье р. Сангшиэ. Розеткообразные выделения мусковита с порфиробластами кварца. Николи X, увел. 60.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Краткое геологическое описание гранитоидов Забайкалья (В. А. Дворкин-Самарский)	6
Глава II. Этапы замещения в пегматитах как модель постмагматических процессов в гранитоидах (В. А. Дворкин-Самарский, И. М. Козулина)	15
Глава III. Основные этапы постмагматических процессов в гранитоидах (В. А. Дворкин-Самарский, И. М. Козулина, Ю. П. Каперская)	21
Микроклинизация	22
Ранняя альбитизация	31
Биотитизация	33
Ранняя мусковитизация и окварцевание	46
Поздняя альбитизация	48
Окварцевание и другие процессы позднего гидротермального изменения гранитоидов	87
Глава IV. Эволюция постмагматических процессов в гранитоидах различных формаций и фаций Забайкалья (В. А. Дворкин-Самарский, И. М. Козулина)	89
Глава V. Факторы, способствующие формированию рудных месторождений, связанных с постмагматическими процессами в гранитоидах Забайкалья (В. А. Дворкин-Самарский)	99
Глава VI. Закономерности размещения различных типов метасоматически измененных гранитоидов в Забайкалье (В. А. Дворкин-Самарский)	103
Заключение	108
Литература	112
Приложение	119

*Владимир Александрович Дворкин-Самарский,
Ирина Михайловна Козулина, Юлия Николаевна Каперская*

ЭВОЛЮЦИЯ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ГРАНИТОИДАХ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Редактор *Л. Н. Спиридонова*
Художественный редактор *Т. Ф. Камзина*
Художник *И. В. Богослов*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *В. К. Тришина, Л. А. Егорова*

Сдано в набор 23 октября 1974 г. Подписано в печать 11 августа 1975 г. МН 12083.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. 7,5 печ. л.+0,5 на мелов. бум.,
8,2 уч.-изд. л. Тираж 1150 экз. Заказ № 237. Цена 83 коп.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Цена 83 коп.

1624