

К. М. Сиротин

КОМПЬЮТЕРНЫЙ
ЭКЗАМЕН

**ПЕТРОЛОГИЯ
ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ
ГРАНИТОИДОВ
ОРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ**

1974

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

Саратовский ордена Трудового Красного Знамени
государственный университет им. Н. Г. Чернышевского

К. М. СИРОТИН

ПЕТРОЛОГИЯ
ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ
ГРАНИТОИДОВ
ОРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ

Издательство Саратовского университета
1974

Петрология верхнепалеозойских гранитоидов Орского Зауралья. Сиротин К. М. Изд-во Саратовского ун-та, 1974.

Исследуя геологическое строение интрузивов, внутреннюю тектонику, вещественный, гранулометрический и химический состав гранитоидов, автор монографии устанавливает закономерности формирования верхнепалеозойских батолитоподобных гранитных интрузивов в Орском Зауралье, особенности развития в районе явлений гибридизма и дифференциации.

Издание рассчитано на научных работников и геологов-производственников.

47 таблиц, приложение (результаты химических анализов), 136 иллюстраций, библиография, 339 названий.

Д4
36655

Гос. публич. б-ка
науч.-исслед. б-ка
библиотека СО АН
ЭКЗЕМПЛЯР
ЧИТАЛЬНОГО ЗАЛА

74-32055

2-9-3
ПЗ-74

Введение

Изучение верхнепалеозойских гранитоидов восточного склона Урала представляет большой интерес вследствие ряда причин. Прежде всего с данными породами генетически связаны крупные месторождения различных полезных ископаемых, список открытий которых далеко не исчерпан. Кроме того, интрузивы гранитов занимают значительные пространства (12% от площади восточного склона — Соболев, 1961) и, естественно, играют первостепенную роль в истории геологического развития Уральского подвижного пояса.

Внимание ведущих геологов России и Советского Союза давно привлекали Средний и северная часть Южного Урала, так как именно здесь еще 200 лет назад были открыты и частично разрабатывались многочисленные месторождения меди, железа, цинка и ряда других металлов. Но особенно интенсивно горнорудная промышленность этого района начала развиваться после Октябрьской революции. В связи с этим стала очевидной необходимость теоретических обобщений, касающихся магматических образований и, в частности, пород гранитной формации, в значительной степени определяющих металлогенический профиль Восточного Урала.

В этот период широкое признание получили исследования А. Н. Заварицкого (1926, 1935, 1937, 1941), изучавшего петрографические особенности гранитоидов, явления гибридизма, генезис лампрофиров и другие вопросы геологии Среднего Урала. Работавшие здесь в это же время Е. А. Кузнецов, Б. М. Куплетский, И. В. Ленных, М. Е. Яковлева, И. Е. Сморгков закартировали гранитоидные интрузивы Восточного склона Урала, начиная от севера Свердловской и до юга Челябинской

области. В работах, опубликованных в 1940—1961 гг., они дают ряд интересных и важных выводов.

В региональных работах В. М. Сергиевского (1948) и И. Д. Соболева (1961, 1963, 1968) рассматриваются основные черты магматизма Урала, связь магматизма с тектоникой, выделяются формации и субформации гранитоидов.

Особенностям формирования гранитов Среднего Урала, явлениям гибридизма, металлогении, петрохимии, геохимии, вещественного состава, определению абсолютного возраста посвящены исследования Д. С. Штейнберга, Г. Н. Вертушкова, Г. А. Кейльмана, Г. А. Соколова, А. И. Шерстюка, Н. В. Куклина, Л. Н. Овчинникова, М. А. Гаррис и многих других.

Даже из этого далеко не полного перечня основных направлений исследований видно, что гранитоиды Среднего и северной части Южного Урала привлекали и до настоящего времени привлекают внимание исследователей.

Южная часть Южного Урала (Оренбургская область) в этом смысле долгое время оставалась в тени. Особенно отставало изучение гранитоидов, занимающих значительные пространства данного региона. В 1888 г. в связи с составлением геологической карты Южного Урала район посетил Ф. И. Чернышов. В 1912 г. здесь работали Б. П. Гудков и М. А. Усов. Несколько позже в бассейне р. Суундук и ее притоков стратиграфические исследования проводились И. М. Крашенинниковым, В. А. Вознесенским, Н. К. Высоцким (1915), А. Н. Заварицким (1926).

Геолого-съёмочные и разведочные работы в этом районе широким фронтом развернулись, начиная с 1925 г. В это время были открыты новые месторождения никеля и многих других полезных ископаемых. В отчетах А. Н. Гейслера (1926), М. Н. Альбова (1930), И. В. Ленных, Г. А. Соколова появляются первые более или менее обобщенные стратиграфические схемы, сообщаются некоторые сведения о петрографическом составе ряда интрузивов, метаморфизме и т. п. Из работ предвоенных лет следует отметить исследования Ф. И. Рукавишника (1938—1940), М. Г. Руб и В. М. Рожанец, В. Л. Малютина и М. П. Дерябиной, М. И. Клевцова, А. А. Коропова, Д. В. Наливкина и И. И. Гинзбурга. В их отчетах рассматриваются вопросы магматизма, метаморфизма и стратиграфии района, особенности вещественного состава и петрохимии Суундукского и Джабыгасайского массивов, распределение вольфрамовых, молибден-висмутовых, марганцовых и рудопро-

явлений; намечаются фазы формирования интрузивов, закономерности связи редкометального оруденения с гранитами.

Однако много проблем в то время осталось еще не решенными и до конца не ясными. В частности, не установлено возрастное положение гранитоидов, особенности развития магматизма во времени, не получили достаточно детального описания петрографический и химический состав гранитов, размещение в них жильных пород, внутренняя тектоника, акцессорные минералы, элементы-примеси и т. п.

Особенно широкий размах приобрели геологические исследования в послевоенное время. В картосоставительских и разведочных работах принимали участие В. Н. Разумова, К. И. Дворцова, Я. Я. Вецлер, А. В. Буряченко, А. В. Клочихин, М. И. Куровец, Ф. М. Усенков, Г. И. Чайко, Н. С. Лисов. В 1955 г. изучением геологии данного региона занялась группа сотрудников НИИГеологии СГУ: А. Д. Наумов, Я. А. Рихтер, В. А. Гуцаки, В. Н. Краснова, К. М. Сиротин. Позже в работах приняла участие сотрудники организованного в 1960 г. Оренбургского геологического управления.

В итоге была выработана стратиграфическая схема, применяемая до настоящего времени. Получены новые данные о тектоническом строении района, возрасте осадочных и эффузивных толщ, их петрографии, петрохимии, метаморфизме.

Однако специального изучения гранитов не проводилось; некоторое внимание им уделялось только в процессе съемочных работ. Поэтому в геологической литературе содержится очень мало сведений о гранитоидах данного района; в фундаментальных работах И. Д. Соболева и Д. С. Штейнберга им отведено небольшое место, а обобщения Т. В. Билибиной не касаются многих черт и особенностей герцинского магматизма.

Таким образом, гранитоиды Орского Зауралья по степени изученности значительно уступали аналогичным породам Среднего Урала. Достаточно хорошо была исследована только их геологическая позиция, возраст и сопутствующая гидротермальная минерализация (Рукавишников, 1938—1940).

Данное исследование предпринято с целью заполнить, по возможности, существующий пробел в изучении закономерностей развития верхнепалеозойского гранитоидного магматизма в Орском Зауралье, дать освещение химических и геохимических особенностей пород, их вещественного состава и металлогенической специализации. Главная цель автора настоящей работы — детальная петрографическая, петрохимическая, гео-

химическая и структурно-геологическая характеристика батолитоподобных интрузивов междуречья Урала и Тобола, что имеет и практическое значение. Знание всех этих особенностей могло бы оказать большую помощь специалистам при геологическом картировании данного района и выяснении связи его металлогении с интрузивным магматизмом.

Учитывая наличие геолого-стратиграфических описаний этого региона в работах И. В. Ленных, И. Д. Соболева, Ф. И. Рукавишникова, Я. А. Рихтера, здесь дается лишь краткая характеристика его геологического строения.

Изучение верхнепалеозойских гранитоидов автором начато в 1955 г. вначале — в составе съемочной партии, а с 1958 г. — с тематическим заданием по составлению карты пегматитовых полей. К этому времени накопился большой, во многом противоречивый материал, главным образом геологического характера.

В процессе работы появилась необходимость всестороннего изучения пегматитоносных интрузивов. В результате автором были получены новые данные по целому ряду вопросов, впервые обобщенные и представленные в данном исследовании. В частности, установлены закономерности формирования интрузий: их многофазность, последовательность внедрения различных пород, прослежено развитие магматизма во времени и размещение дифференциатов в пространстве. По геологическим, петрографическим и геохимическим признакам определена принадлежность серии диорит-гранит-аляскит к единому генетическому ряду, что подтверждено методами математической статистики. По результатам петрографического, петрохимического и геохимического изучения пород установлены особенности развития явлений гибридизма и дифференциации с учетом данных экспериментальных работ В. А. Николаева и А. А. Кадика.

Исследован вещественный, гранулометрический и химический составы гранитоидов, их структурный облик и последовательность кристаллизации, в принципе отличающаяся от известной схемы Боуэна-Барта, а в отношении акцессорной минерализации — и от представлений Розенбуша.

Применение изобарической диаграммы Боуэна-Таттла позволило наметить надэвтектические компоненты, которые в разных породах различны.

Выявлены особенности развития гранитизации, процессов экзо- и эндометаморфизма, которые выражаются в появлении роговиков, скарнов, грейзенов, в зависимости от исходного

состава вмещающих пород, а в гранитах ограничиваются автометаморфными превращениями и динамометаморфизмом. Использование диаграмм состав-парагенезис, построенных по методу Д. С. Коржинского, позволило наметить парагенетические ассоциации, наблюдаемые в процессе гибридизма различной интенсивности при ороговиковании, скарнировании и грейзенизации.

Рассмотрен ход кристаллизации пород с позиций эвтектики с применением диаграмм Шейрера, Роддера, Боуэна.

Намечены этапы образования догранитных, дорудных, внутрирудных и пострудных разрывных и сколовых дислокаций, связанных с региональными разломами. Выделены зоны дробления, зоны сводовых обрушений, зоны кливажа и другие элементы внутренней тектоники. Установлено, что формирование последней происходило в общем по одному плану, четко выдерживающемуся для всего Урала и Зауралья.

На многих примерах доказывается тесная связь магматизма с региональной тектоникой. Изучена история формирования пегматитов, среди которых выделены три разновозрастных этапа (генерации). Рассмотрены вопросы петрографии, минералогии, петрохимии и геохимии пегматитов, особенности их кристаллизации, дается обоснование их генетической связи с аплитами и чередования во времени.

В искусственных шлихах изучена акцессорная часть гранитоидов, для которой установлено распределение по логнормальному закону. Выявлена очередность выделения акцессорных минералов из расплава, закономерности их поведения в зависимости от фациальной принадлежности исследованных пород, влияние процессов гибридизма и дифференциации на распределение минералов, их кристаллографические формы, количественный и качественный состав.

По результатам спектральных анализов пород, породобразующих и акцессорных минералов установлены особенности поведения элементов-примесей в магматическом процессе, подтвержденные методами математической статистики. Сопоставление пород верхнепалеозойской гранитной формации восточного склона Урала привело к выводу о единстве законов, управляющих развитием магматизма и тектоники на громадных площадях, и о появлении палингенной магмы, давшей начало исследованным гранитам, в результате бокового давления на весь Уральский подвижной пояс.

Принадлежность гранитов к типичным магматогенным образованиям устанавливается по многим признакам, в том

числе и по положению фигуративных точек пород на диаграммах Боуэна и Таттла.

Работа выполнялась по тематике научно-исследовательского института геологии при Саратовском университете, Южно-Уральского и Оренбургского геологических управлений. Исследованиями была охвачена территория около 30 000 кв. км, занимающая восточную часть Оренбургской области, южную и северную части Челябинской и Актюбинской областей соответственно. В полевых исследованиях и лабораторной обработке материалов принимали участие А. М. Карпов, А. А. Варушин, В. Г. Семенова, М. И. Задумина. При геологическом описании района автор пользовался данными А. Д. Наумова, Я. А. Рихтера, В. А. Гуцаки. Химические и спектральные анализы выполнены в соответствующих лабораториях НИИГеологии СГУ С. И. Мишиной и Л. Н. Никитиной.

Работа обсуждалась сотрудниками кафедры петрографии МГУ. Автор особенно признателен за помощь, советы и консультации проф. В. С. Коптеву-Дворникову, доцентам П. Ф. Емельяненко и Р. Н. Соболеву, старшим научным сотрудникам А. М. Демину и Е. Н. Граменицкому.

ГЛАВА I

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ

Древнейшие породы района представлены гранито-гнейсами, парагнейсами и амфиболитами нижнего докембрия; кварцитами и разнообразными кристаллическими сланцами верхнего докембрия.

Метаморфические образования нижнего докембрия принимают участие в обрамлении крупных гранитных интрузий, залегая в ядрах брахиантиклиналей. Они вскрываются реками Суундук, Урус-Кискен, Караганка, Джанабай, Акташты-Сай и другими. В их составе главная роль принадлежит биотитовым гранито-гнейсам и силлиманит-гранат-ставролитовым гнейсам — серым, розовато-серым, темно-серым разнозернистым породам, с хорошо выраженной полосчатостью и гранобластовым строением.

В гнейсах наблюдаются различно ориентированные жилы древних пегматитов, аплитов, лампрофиров. Залегающие стратиграфически выше амфиболиты развиты участками. Это зеленовато-серые, четко рассланцованные породы. Возрастное положение определяется по несогласному налеганию на них верхнедокембрийских кварцитов, в которых Е. П. Бойцовой (1948) обнаружена характерная для верхнего протерозоя фауна. Видимая мощность достигает 2—2,5 тыс. м.

Верхнедокембрийский комплекс пород представлен кварцитами, кварц-хлоритовыми, кварц-альбит-актинолитовыми и амфиболовыми сланцами. Они залегают в виде трех меридиональных полос на крыльях Северо-Мугоджарского антиклинория и местами участвуют в обрамлении герцинских интрузий. Общая мощность, по данным К. И. Дворцовой, равна 4200 м.

Отложения ордовика сложены кварцево-графитистыми сланцами, граувакковыми песчаниками, кристаллокластиче-

скими туфами, туфогенными сланцами, филлитами, аргиллитами, в верхней части разреза — диабазами, порфиритами, туфобрекчиями, которые развиты на западных крыльях Восточно-Уральского и Северо-Мугодзарского мегантиклинориев и местами — в их сводовых участках. Ориентировочная мощность пород достигает 2800 м. Возраст устанавливается А. В. Ключихиным на основании налегания на них фаунистически охарактеризованных отложений эйфельского яруса среднего девона.

Нерасчлененные образования силур-нижнедевонского возраста распространены в западной части района. Среди них выделяются две толщи: порфиритовая и диабазо-спилитовая, взаимоотношения которых слабо изучены. На данной территории они встречаются относительно небольшими участками и возраст их определяется условно по положению в стратиграфическом разрезе. Общая мощность оценивается в 2600—2800 м.

Породы девонского возраста пользуются довольно широким распространением. Они встречаются в северной, центральной и восточной частях площади, где залегают в брахисинклиналях на глубоко эродированной поверхности докембрийского фундамента среди силур-нижнедевонских эффузивов. В их составе отмечены осадочные и вулканогенные породы: туфы, туффиты, содержащие прослой известняков с фауной живетского яруса, алевролиты, конгломераты, эффузивы основного и среднего состава. Мощность девонских образований равна 2000—2200 м.

Наиболее широко в районе представлены отложения каменноугольной системы, точнее — ее нижнего отдела в составе турнейского, визейского и частично намюрского ярусов. Согласно данным Я. А. Рихтера, породы этого возраста образуют серию меридионально вытянутых полос, отличающихся большим фациальным разнообразием. Сводный разрез по району представляется в следующем виде: в нижней его части залегают глинисто-кремнистые, кварцево-серицитовые и углистые сланцы, кварциты, кремнеземные аргиллиты и алевролиты. В подчиненном количестве в виде маломощных прослоев и линз встречаются полимиктовые песчаники, конгломераты, известняки, основные и кислые эффузивы и их туфы. Данные породы прослеживаются в виде широкой (до 23 км) полосы от пос. Амурский до р. Якши-Акжар. В восточной части они сохранились в Кваркенской и Айдырлинской синклиналях и в Аниховско-Кумакской и Сары-Обинской грабен-синклиналях.

Выше в разрезе начинают преобладать вулканогенные и пирокластические образования, принимающие участие в строении Суундукской синклинали и ряда наложенных мульд. Это туфы, туффиты, туфогенные сланцы с редкими маломощными прослоями каменных углей, известняков, диабазов. Они перекрываются порфиритами основного состава, лавобрекчиями и туфобрекчиями. Наиболее молодыми породами являются метаморфизованные известняки, прорванные гранитами в сводовых частях антиклинориев. Эти же отложения развиты в пределах грабен-синклиналей.

Возраст пород устанавливается по определению многочисленных фауны и флоры, найденных в известняках, песчаниках, туфобрекчиях. Мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется от 150 до 2000 м.

Широким распространением пользуется в районе древняя кора выветривания площадного типа. Она развита на всех породах докембрия и палеозоя и отличается резкими колебаниями мощности от первых единиц до 100 м. В ряде мест кора перекрывается спорадически встречающимися песками, песчаниками, глинами и гравелитами палеогеновой системы, а также галечниками, песками и пестроцветными глинами неогена. Их суммарная мощность не превышает 80—100 м, чаще же измеряется единицами метров.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И МЕСТО ИНТРУЗИВОВ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Описываемый район расположен на стыке двух крупных кулисообразно сопрягающихся субмеридиональных структур: Челябинско-Суундукского (Восточно-Уральского) и Северо-Мугоджарского мегантиклинориев. Они осложняют более крупное сооружение положительного характера — Восточно-Уральское поднятие (Соболев, 1961). Между ними располагается узкая Аниховско-Кумакская грабен-синклинальная зона, переходящая на севере в Полтаво-Брединскую, а на юге в Кумакско-Котансуйскую синклиналь (рис. 1).

Главные структуры в общих чертах сформировались до внедрения гранитов. Мощные региональные разломы и оперяющие их зоны дробления северо-западной и северо-восточной ориентировки неоднократно оживали и в постгранитный период. По ним совершались подвижки, дробившие интрузивы

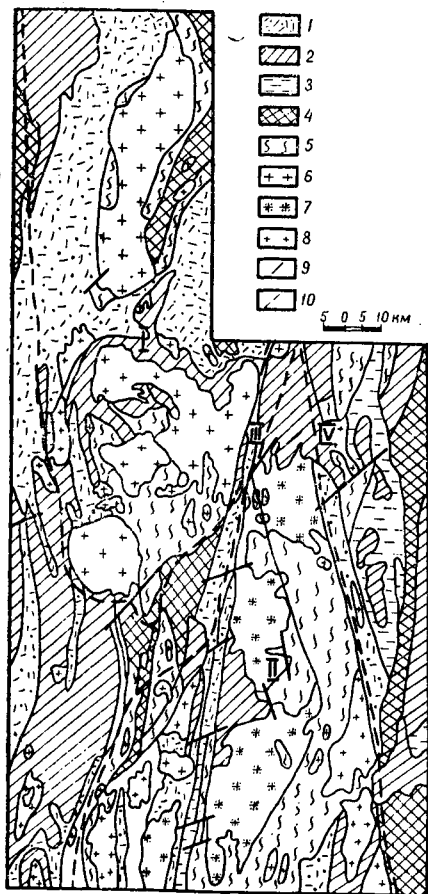


Рис. 1. Схематическая геологическая карта восточной части Оренбургской области

1 — нижний карбон; известняки, песчаники, кремнистые и углистые сланцы; эффузивы основного и кислого состава; 2 — нижний и средний девон; метаморфические и осадочные породы, днабазы, туфы; 3 — верхний девон — нижний карбон; эффузивы повышенной щелочности, песчаники, гравелиты, сланцы; 4 — верхний докембрий — кембрий; гнейсы, кварциты, амфиболиты; 5 — нижний докембрий; гранито-гнейсы; 6 — граниты Северо-Мугуджарского антиклинория; 7 — граниты Восточно-Уральского антиклинория; 8 — малые интрузии гранитоидов повышенной основности; 9 — тектонические нарушения; 10 — границы структур. I — Восточно-Уральский антиклинорий; II — Северо-Мугуджарский антиклинорий; III — Аниховско-Кумакская грабен-синклиналь; IV — Сары-Обинская блоковая зона.

на блоки и приводившие на один уровень различные стратиграфические горизонты. Развитые здесь породы интенсивно деформировались складчатыми, разрывными и сколовыми нарушениями. Своеобразие геолого-структурной обстановки района, заключающееся в его высокой мобильности, наложило опреде-

ленный отпечаток на развитие магматизма, обусловило многофазность и сложность внутреннего строения интрузивов.

Челябинско-Суондукский мегантиклинорий занимает наибольшую часть рассматриваемой территории. Примерно на широте прииска Кумак фиксируется его южное периклинальное замыкание. На севере он прослеживается в пределах Челябинской области, с запада граничит с Магнитогорским мегасинклинорием. Восточнее располагается Полтаво-Брединская синклиналь. Антиклинорий осложнен небольшими поднятиями и погружениями. Его ось имеет субмеридиональное направление. В сводовой части располагаются крупные Суондукский и Адамовский интрузивы (служащие объектом данного исследования), обрамленные гнейсами, и немногочисленные мелкие тела габбро и аподунитовых серпентинитов. На крыльях залегают силур-девонские эффузивы и вулканогенно-осадочные отложения нижнего карбона.

Строение структуры асимметричное. Породы восточного крыла падают под углами $25-30^\circ$, западное крыло отличается более крутыми углами ($45-60^\circ$). При общем субмеридиональном простирании, породы, участвующие в строении антиклинория, собраны в мелкие складки, несут плейчатость, гофрировку и разбиты на крупные блоки диагональными разломами. Внедрение гранитов, располагающихся в этом поднятии, шло с образованием положительных структур сундукного типа, что осложнило строение антиклинория. В ориентировке массивов отчетливо прослеживается связь с главными структурами Урала: они вытянуты в меридиональном направлении. Особенно отчетливо с дизъюнктивными нарушениями связано положение сателлитов. Они использовали многочисленные разломы, оперяющие главные зоны дробления. Поэтому длинные оси сателлитов нередко располагаются под разными углами к удлинению материнских интрузивов.

Главные массивы разделяются неширокой зоной прогиба. Шарнир антиклинория в этом месте ундулирует.

Полтаво-Брединская синклиналь входит в пределы района своим юго-западным окончанием. Ее южным и юго-восточным ответвлениями являются Аниховско-Кумакская грабен-синклиналь и Сары-Обинская блоковая зона, которые оконтуривают с севера Северо-Мугоджарский антиклинорий. В строении синклинали существенная роль принадлежит вулканогенно-осадочным породам нижнего карбона.

Аниховско-Кумакская зона, имея, в общем, синклинальную структуру, от смежных антиклинорных сооружений отделяет-

ся глубинными дизъюнктивными нарушениями регионального масштаба. Севернее пос. Ак-Кудук внутреннее строение зоны усложняется в связи с изменением простирания складчатости с север-северо-восточного на северо-западное, появлением небольших интрузивов различного состава и развитием многочисленных диагональных разломов, оперяющих главные разрывы. Данная структура сложена карбонатными и песчано-сланцевыми породами нижнекаменноугольного возраста, которые образуют мелкие складки с размахом крыльев в 50—100 м и падением от 25—30° до 50—70°. В зонах разломов падение становится очень крутым и непостоянным. Восточное крыло грабен-синклинали по тектоническому шву приходит в соприкосновение с Северо-Мугоджарским мегантиклинорием. Последний своим окончанием кулисообразно заходит за Челябинско-Суундукский (Восточно-Уральский) антиклинорий, расположенный западнее.

Строение Северо-Мугоджарского мегантиклинория довольно сложное. Это асимметричная структура с крутыми углами падения на крыльях, из которых восточное менее нарушено, чем западное. Примерно на широте пос. Алтуй антиклинорий периклинально замыкается, а к югу расширяется и прослеживается далеко за пределами Оренбургской области. В осевой части располагаются древние гнейсы, прорванные несколькими крупными интрузивами гранитоидов и многочисленными мелкими телами основного, среднего и кислого состава. Краевые части антиклинория сложены кварцитами, песчаниками и сланцами нижнего палеозоя, смятыми в крупные складки субмеридионального простирания. В шарнирной зоне антиклинория залегают (с севера на юг) описываемые ниже Аниховский, Джабыгасайский и Котансуйский интрузивы гранитоидов. Здесь, так же как и в Челябинско-Суундукском мегантиклинории, длинные оси массивов показывают зависимость от направления региональных структур Урала, но в несколько меньшей степени. Замыкающий северное окончание антиклинория Аниховский массив вследствие обрамления сходящимися под острым углом зонами дробления имеет весьма сложные взаимоотношения с подстилающим субстратом. Джабыгасайский интрузив приурочен к межформационному несогласию, а Котансуйский массив контролируется серией зон дробления.

Сары-Обинская блоковая зона по своему внутреннему строению и характеру сопряжения с другими структурами лучше всего отвечает понятию грабен-синклиналь (Рихтер, 1961). В ее строении принимают участие нижнекаменноугольные

отложения. С запада и востока зона ограничивается мощными разломами, сопровождающимися зонами смятия и дробления. Севернее, в районе пос. Наследницкий, разломы сближаются с Аниховско-Кумакскими разрывными нарушениями и образуют единую систему сбросов. Внутри грабен-синклинали также развиты многочисленные деформации сбросового характера, которые расчленяют осадочные отложения карбона на узкие, выдержанные на большом расстоянии полосы.

Чрезвычайно интересной тектонической особенностью района, прослеженной нами далеко за его пределами, является блоковое строение. Все породы, вне зависимости от состава и формы пликативной структуры, в строении которой они участвуют, разбиты на крупные ромбовидные (в плане) блоки с длиной сторон от 20 до 40 км. Простирающие сместителей, оконтуривающих блоки, хорошо выдержано и ориентировано на северо-восток (60°) и северо-запад (330°). Сместители представляют зоны дробления мощностью до 0,5 км. По ним совершались (и, по-видимому, совершаются) движения комбинированного типа, что фиксируется по ориентировке оперяющей трещиноватости.

В заключение можно сказать, что размещение верхнепалеозойских гранитоидов в Орском Зауралье тесно связано с тектонической обстановкой этого района. Главные интрузивы располагаются в сводовых частях крупных поднятий. Их вытянутые формы, параллельные главным складчатым структурам, указывают на причинную связь с горообразовательными движениями. Разрывные нарушения контролируют конфигурацию массивов. Особенно четко их роль выступает в расположении и очертаниях сателлитов.

Аналогичные взаимоотношения с тектоникой вмещающих пород, по данным Е. А. Кузнецова (1940, 1941), Б. М. Куплетского (1946), Б. К. Львова (1965) и других исследователей, характерны и для массивов гранитов более северных участков Восточно-Уральского поднятия.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В общем виде Уральский подвижной пояс является примером классической геосинклинали, современные представления о развитии магматизма в которой изложены в работах В. Е. Хаина (1960, 1962), Ю. М. Шейнманна (1960), А. А. Богданова, В. М. Муратова, В. Е. Хаина (1963).

Цикл развития главной Уральской геосинклинали охватывает промежуток времени с ордовика до перми (Соболев, 1961), разделяясь на три этапа с характерным для каждого из них магматизмом и определенным типом тектонических движений.

Начальный этап развития палеозойской геосинклинали (ордовик — нижний девон) знаменуется интенсивными тектоническими движениями, сопровождающимися не менее интенсивной вулканической деятельностью, которая распространяется на большие пространства. В этот период преобладают породы базальтовой формации. Наблюдается постепенное замещение во времени базальтов липарито-базальтами, андезитами, липаритами, а позже — трахитами. Отмечается вполне определенная тенденция повышения кислотности и щелочности расплавов от начала этапа к концу.

Средний этап (D_2 — C_1) начинается мощными подвижками и сопровождается неравномерно распределенным в пространстве магматизмом. Наибольшей активности вулканическая и интрузивная деятельность достигает в Магнитогорской зоне Южного Урала и в Мугоджарах. Здесь в общих чертах наблюдается та же последовательность развития магматизма: от основных продуктов к кислым.

В верхнем палеозое (третий этап) в конце турнейского — начале визейского веков на восточном склоне Урала начинается интенсивное погружение (Сергиевский, Петрова, 1962). Наиболее отчетливо оно проявляется в пределах синклиналиных прогибов, оконтуривающих Восточно-Уральское поднятие с запада и востока.

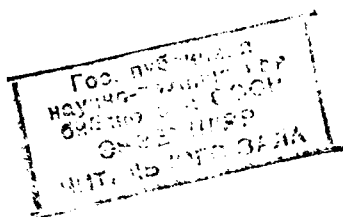
В среднем визе нисходящие движения земной коры распространяются и на ранее стабильные положительные структуры, в намяре они охватывают уже значительно большие площади, чем в турне-нижневизейском веке. В результате этой «великой визейской трансгрессии» отложились мощные толщи известняков, которые довольно широко распространены в настоящее время как в синклиналирных, так и в антиклиналирных сооружениях. Опускание земной коры в зоне Восточно-Уральского антиклинория в нижнем карбоне совершалось медленнее, чем в синклиналиях, с отдельными поднятиями, сопровождавшимися вулканической деятельностью и внедрением небольших тел гипербазитов.

Начиная со среднего карбона, на восточном склоне Урала развивается общая инверсия, завершающая цикл развития Уральской геосинклинали. Инверсия сопровождается внедре-

нием громадных магматических масс, которые составляют главный пояс батолитоподобных плутонов. Описанные ниже массивы гранитов представляют часть этого пояса, изученного севернее Б. М. Куплетским (1946 а, б, 1947), Е. А. Кузнецовым (1961 а, б), И. В. Ленных (1946), М. Е. Яковлевой (1946), Б. К. Львовым (1965) и другими.

Стадия платформенного развития Урала характеризуется излияниями базальтов и, значительно реже, липаритов и андезито-дацитов верхней перми, триаса и неогена. Они известны в ряде мест полярного Урала, на восточном склоне и в Зауралье, но имеют ограниченное распространение.

Характерной особенностью Уральского подвижного пояса в целом является довольно четко выраженное поясовое распределение магматических продуктов, прослеживающееся и в данном регионе. Здесь в междуречье Урала и Тобола в направлении с запада на восток фиксируются: 1) пояс малых раннегерцинских интрузий субщелочного состава; 2) пояс эффузивов базальт-андезит-липаритового ряда нижнего карбона; 3) пояс среднегерцинских ультраосновных интрузий и 4) пояс позднегерцинских батолитовых плутонов. Последние и служат предметом нижеследующего исследования. Такое расположение пород является несомненным доказательством связи магматизма с тектоникой, эволюции его состава во времени и миграции очагов в пространстве (Рихтер, Сиротин, 1961).



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ

Верхнепалеозойские гранитоиды Оренбургской области сосредоточены на восточном склоне Урала, где залегают в двух крупных структурах: Восточно-Уральском и Северо-Мугоджарском мегантиклинориях. Массивы обнажаются на площадях, измеряемых 250—2000 кв. км. Располагаясь в сводовых частях антиклинорий, интрузивы образуют две сравнительно узкие (20—30 км), меридионально вытянутые и кулисообразно заходящие одна за другую полосы протяжением 250—300 км каждая.

Расстояния между интрузивами одной полосы не превышают 5—10 км. Разделяющие их вмещающие породы в этих участках прорваны многочисленными сателлитами. Отсюда можно предположить наличие в каждой структуре единого для ее интрузий магматического очага. Промежутки между интрузивами, занимаемые осадочными и вулканогенными образованиями, объясняются в одних случаях неровностями кровли, в других — погружением соответствующих блоков пород на глубину при тектонических движениях.

Нижний возрастной предел гранитоидов определяется пересечением ими фаунистически охарактеризованных известняков нижнекаменноугольной системы. Покрывающие породы повсеместно отсутствуют, и место гранитов в стратиграфическом разрезе датируется по результатам определения абсолютного возраста как средний карбон — нижняя пермь.

Строение массивов сложное, многофазное. Последовательность внедрения хорошо выдержана. Первыми всегда интродировали диориты, кварцевые диориты или гранодиориты, образующие небольшие тела, тяготеющие к контактам интрузивов.

Главные интрузивные фазы представлены крупнозернистыми порфиридовидными микроклиновыми гранитами. Позднее формировались породы дополнительных интрузий: мелкозернистые биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и аляскитовые граниты.

Интрузивы обычно вытянуты в меридиональном направлении. Отношение длины к ширине колеблется от 2 до 5. Их длинные оси параллельны главным складчатым структурам Урала, но контакты везде являются интрузивными. Широко распространенными характерными свойствами, особенно четко выраженными в породах главных фаз, являются порфиридовидное строение и наличие директивных текстур, которые фиксируются по ориентированному положению вкрапленников микроклина и длинных осей ксенолитов. Прерывистость ритма кристаллизации, вытянутые формы массивов и другие указанные ниже особенности со всей очевидностью говорят о тесной связи магматического процесса с тектоническими движениями. Вторжение гранитной магмы осуществлялось по региональным зонам дробления меридионального простирания. Их сопровождали многочисленные оперяющие структуры разрывного и сколового типа. Разнонаправленные перемещения блоков пород создавали камерные пространства, активно расширяемые магмой.

Для внутренней тектоники характерно многоэтапное развитие. Трещинный узор с течением времени усложнялся, но сохранял общий генеральный план с ориентировкой главных разломов в северо-западном и северо-восточном направлениях.

По геофизическим данным, предполагаются преимущественно пластовые, реже — куполообразные формы залегания массивов, осложненные небольшими поднятиями и депрессиями, негативно отражающими неровности кровли.

Плутоны несут признаки глубинной ассимиляции, что фиксируется в развитии гибридных пород. Этот процесс иногда накладывает отпечаток даже на нормальные дифференциаты.

Явления гибридизма на уровне становления интрузий макроскопически не устанавливаются. Процессы ассимиляции и гранитизации можно наблюдать главным образом при изучении ксенолитов.

Эрозионный срез массивов невелик и для разных их участков различен, что стоит в связи с блоковым строением интрузивов.

Постмагматические явления в гранитоидах представлены грейзенизацией, березитизацией, окварцеванием и калиево-

натровым метасоматозом. Контактное воздействие на вмещающие породы выражается в ороговикании песчаников и эффузивов, мраморизации известняков, грейзенизации и весьма редком и слабом скарнировании, что удивительно при широком развитии карбонатных пород.

Из жильных пород большим распространением пользуются пегматиты, аплиты, кварцевые жилы. Лампрофиры, более поздние по времени формирования, встречаются относительно редко. Породы жильной фации локализируются преимущественно внутри массивов. Тектонические движения, имевшие место в посткристаллизационный период, обусловили нарушение линий контакта и появление катаклизитов и милонитов.

СУУНДУКСКИЙ МАССИВ

Суундукский гранитный плутон в плане представляет собой сильно вытянутое в субмеридиональном направлении тело с закругленными краями. Длина его 62 км, ширина в южной части достигает 12,5 км, в северной — 23 км. Площадь, занимаемая на дневной поверхности, равна 1000—1100 км² (рис. 2).

Вмещающими интрузив породами являются докембрийские гнейсы, сланцы, амфиболиты, нижнекарбонные известняки и песчано-сланцевые образования. Докембрийские породы развиты главным образом в зоне восточного, западного и, в меньшей степени, южного контактов. Осадочные толщи нижнего карбона приходят в соприкосновение с гранитами на западе, севере и юго-востоке. Породы рамы несут явные следы воздействия гранитов. Они интенсивно разгнейсованы, местами гидротермально изменены, секутся жилами кварца и пегматитов. Причем простираение кливажа всегда параллельно линии контакта, а падение везде в сторону от гранитов под разными углами. Восточный контакт имеет общую субмеридиональную ориентировку с апофизами во вмещающих породах. В этом районе в небольшом удалении от интрузива располагаются его сателлиты (Айдырлинский и др.). Приконтактный ореол измененных пород здесь шире (200—300 м), чем вдоль западного контакта. Это позволяет предположить пологое падение поверхности контакта на восток, с отдельными воздыманиями в виде сателлитов. В этом смысле имеет место аналогия с интрузиями Свердловского и Челябинского районов (Кузнецов, Зиновкин, 1940; Куплетский, 1946 а, б). Северный контакт с пес-

чано-сланцевыми породами нижнего карбона в значительной степени перекрыт новейшими отложениями, но в отдельных местах удается подметить слабое ороговикование вмещающих толщ первых. Западный контакт с мраморизованными известняками на протяжении 25 км имеет прямолинейный характер, что в совокупности с отсутствием изменений в известняках позволяет считать его тектоническим с вертикальным, а может быть, даже восточным падением. Южный контакт осложнен зоной дробления, пересекающей и граниты, и вмещающие гнейсы, что привело к значительному рассланцеванию пород. Степень рассланцованности заметно ослабевает с удалением от линии контакта. В гранитах наблюдается большое количество гипогенных и местных ксенолитов. По-видимому, контакт здесь крутой. Эти представления подтверждаются и геофизическими данными.

В целом контакты интрузива сильно нарушены позднейшими тектоническими движениями. Вдоль региональных разломов осуществлялись подвижки гранитных блоков, что привело к смещению линии контакта, иногда весьма значительному. Массив подчинен главной складчатой структуре (их длинные оси совпадают), являясь типичным антиклинал-плю-

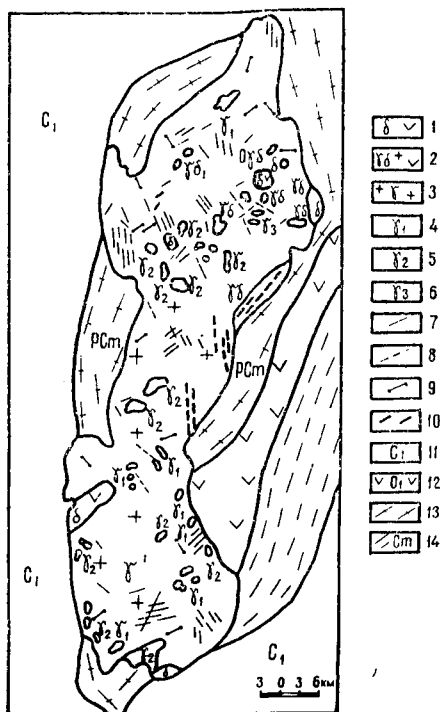


Рис. 2. Геологическая карта Суундукского массива (составил К. М. Сиротин, 1966):

1 — диориты; 2 — гранодиориты, плагиограниты; 3 — порфиroidные граниты; 4 — биотитовые и двуслюдяные мелкозернистые граниты; 5 — аляскиты; 6 — гранит-порфиры; 7 — дайки кислых пород; 8 — дайки лампрофиров; 9 — кварцевые жилы; 10 — ксенолиты вмещающих пород; 11 — эффузивы и осадочные отложения нижнего карбона; 12 — сланцы и другие метаморфические породы нижнего ордовика; 13 — гранитогнейсы докембрия; 14 — нерасчлененные метаморфические породы докембрия.

тоном с секущими контактами. Вмещающие породы были тектонически подготовлены к внедрению магмы, которая в качестве подводящих каналов использовала места сопряжения меридиональных и диагональных зон дробления.

Рельеф довольно расчлененный. Абсолютные отметки колеблются от 324 до 437,7 м с явным увеличением в северном направлении. Граниты несколько возвышаются над вмещающими породами, более легко поддающимися эрозии. Особенно хорошо это заметно вдоль южного контакта. Склоны массива пологие. Обнаженность пород неравномерна. В то время как его южная половина представляет собой почти сплошные выходы, северная сильно залесена и в значительной части закрыта корой выветривания. Однако и здесь количество обнажений достаточно, чтобы с уверенностью говорить о распространении пород, слагающих массив.

Наиболее древними породами являются диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, расположенные в основном в районе контакта. Они занимают резко подчиненное положение, составляя не более 5% обнаженной площади интрузива. Главная интрузивная фаза представлена крупнозернистыми порфиroidными микроклиновыми гранитами. Породы дополнительных интрузий — мелкозернистые, биотитовые, двуслюдяные и аляскитовые граниты и гранит-порфиры — играют незначительную роль. Они нередко образуют серию вытянутых в одну линию тел, приуроченную к внутригранитным разломам.

В массиве широко распространены директивные текстуры: крупные вкрапленники микроклина и длинные оси ксенолитов располагаются параллельно контакту, следуя его изгибам.

Эрозионный срез, вероятно, невелик, так как ксенолиты кровли развиты повсеместно, хотя и неравномерно. Эта особенность характерна для всех верхнепалеозойских интрузивов восточного склона Урала (Заварицкий, 1937; Кузнецов, Зиновкин, 1940; Куплетский, 1946 а, б; Львов, 1965, и др.). Чаше они встречаются в северной части массива, что может быть объяснено погружением северных блоков относительно южных и соответственно менее интенсивной эрозией. Размеры этих ксенолитов от долей метра до сотен метров в поперечнике. Они сильно переработаны и превращены в кварцевые диориты или гранодиориты с реликтовыми структурами диабазов. Мелкие отторженцы часто образуют меридионально вытянутые цепочки, указывая направление движения магмы. Гипогенные ксе-

нолиты, представленные мигматитами и амфиболитами, сосредоточены преимущественно в зоне эндоконтакта.

Породы массива в тектонически нарушенных участках заметно грейзенизированы, окварцованы, микроклинизированы. Обрамляющие породы изменены слабо. Известняки мраморизованы и очень редко незначительно скарнированы.

Крупные разломы северо-восточного ($40-60^\circ$) и северо-западного (320°) простирания пересекают массив на блоки ромбической формы. Вдоль зальбандов некоторых блоков при последующих подвижках возникли зоны милонитизации.

Пегматиты, аплиты и кварцевые жилы образуют два жильных поля в северо-западном и юго-восточном эндоконтактах массива. Наиболее поздние жильные породы представлены диабазами и керсантитами.

Главная масса магмы вторгалась по стратиграфическому несогласию между докембрийскими и нижнекаменноугольными отложениями, поэтому плутон может классифицироваться как межформационная залежь типа гарполита.

Геолого-петрографические особенности пород интрузива (директивные текстуры, порфиroidное строение большинства пород, наличие ксенолитов, небольшие мощности покрывающих пород, отсутствие мигматитов, неширокое развитие явлений гранитизации и т. д.) позволяют отнести его к гипабиссальной фации глубинности.

АДАМОВСКИЙ ИНТРУЗИВ

По данным крупномасштабных съемок последних лет, интрузив расчленяется на три массива: Северный (Каиндинский), Центральный и Южный (Адамовский, или Карабутакский). Конфигурация интрузива чрезвычайно своеобразная и сложная. Сохраняя общую вытянутость в меридиональном направлении, он в плане имеет форму двух восьмерок.

Южный контакт Каиндинского массива обтекает многочисленные линзовидные тела девонских габбро, докембрийских гнейсов и сланцев ордовика, представляющих собой «окна» древнего фундамента, инъецированные узкими, линейно вытянутыми телами гранитов (рис. 3). На севере граниты контактируют с эффузивами нижнего и среднего девона.

Центральный массив обрамляется докембрийскими гранито-гнейсами и эффузивами девонского возраста, а южный соприкасается с гнейсами, диабазами и мраморизованными изве-

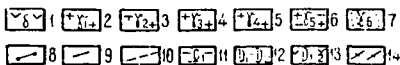
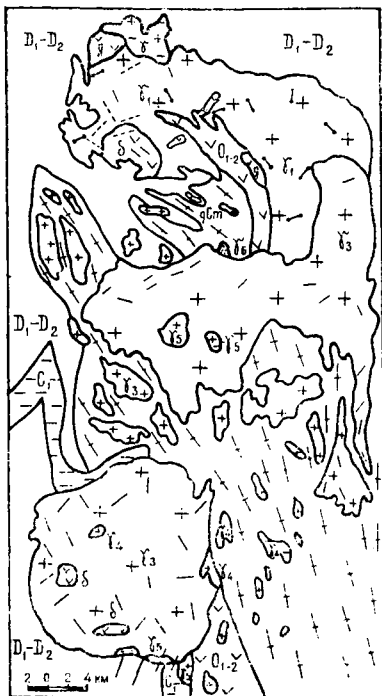


Рис. 3. Геологическая карта Адамовского интрузива (составил К. М. Сиrotин, 1966):

1 — диориты, гранодиориты; 2 — граниты амфиболовые; 3 — граниты биотитовые мелкозернистые; 4 — граниты порфировидные; 5 — граниты биотитовые мелкозернистые; 6 — аляскиты; 7 — фельзиты (псевдосферолититы); 8 — кварцевые жилы; 9 — дайки кислых пород; 10 — дайки лампрофиров; 11 — эффузивные и осадочные отложения нижнего карбона; 12 — метаморфические и эффузивно-осадочные породы девона; 13 — метаморфические образования ордовика; 14 — гнейсы докембрия.

стняками, в значительной степени дислоцируя их. Общая площадь интрузива составляет около 1500 кв. км. Особенно хорошо обнажены Каиндинский и Адамовский массивы. Центральный массив на больших пространствах закрыт корой выветривания.

В тектоническом отношении интрузив располагается в пределах крупной брахиантиклинальной складки, осложняющей западное крыло Восточно-Уральского антиклинория. Ось складки на юге совпадает с восточным контактом интрузива, затем идет через центр (пос. Баймурат) и поворачивает на северо-запад.

Судя по ориентировке первичных трещин, линиям течения и положению длинных осей многочисленных ксенолитов, северный контакт западной части Каиндинского массива падает на север под углом 40° , поверхность восточного контакта полого погружается под вмещающие породы, а южный, по-видимому, крутой. Гравиметрически установлено, что западный контакт Каиндинско-

го массива имеет крутое падение, а восточный полого погружается под вмещающие породы. Контакты Центрального массива закрыты, и здесь по ряду косвенных признаков можно

только предполагать пологое погружение на восток. Южная часть интрузива, собственно Адамовский массив, имеет форму купола, который на юге полого погружается под вмещающие известняки. Геофизическими исследованиями доказывается также пологое падение на восток восточного и северо-восточного контактов. Мощность толщи гранитов возрастает с запада на восток и достигает 5 км. Среди известняков наблюдаются отдельные выходы гранитов, что говорит о неровной контактовой поверхности. При общей меридиональной вытянутости интрузива, связанной с особенностями структуры антиклинория, форма отдельных массивов отражает особую роль широтных и диагональных разломов для подъема гранитной магмы. Эти разломы неоднократно подновлялись, по ним совершались движения блоков, приводившие на один уровень породы различных горизонтов. Они же контролировали ориентировку сателлитов и дополнительных интрузивов. Посткристаллизационные движения привели к образованию милонитизированных зон. Тонко перетертые в этих зонах граниты с трудом поддаются выветриванию и протягиваются в виде узких (до 2—3 м мощностью) гребней на десятки километров.

Директивные текстуры отчетливо прослеживаются в Каиндинском (по ксенолитам) и Адамовском (по вкрапленникам) массивах.

Формирование интрузива совершалось в том же порядке, что и в Суундукском массиве: от диоритов через нормальные граниты к аляскитам. Но здесь роль основных гранитоидов более заметна. Они слагают значительную часть Каиндинского массива и спорадически встречаются в Адамовском массиве.

Взаимодействие интрузии с вмещающими породами на уровне становления выражено весьма слабо и проявляется в повышении основности плагиоклаза и присутствии ортоклаза в породах приконтактной фации. Зато глубинный гибризм наложил свой отпечаток даже на дифференциаты (дополнительные интрузии), что фиксируется в наличии пестрой гаммы пород, значительных отклонениях от среднего крайних значений содержания порообразующих минералов, вариациях основных и дополнительных числовых характеристик и т. п. Явления глубинного гибризма в данном интрузиве получили более широкое развитие, отличаются большей длительностью процесса и большими масштабами, чем в Суундукском массиве (удельный вес основных гранитоидов в общем балансе заметно больше). В то же время основная направленность эволюции химизма магматического очага во времени указывает на неук-

лонное возрастание кремнекислотности и активности щелочей (коэффициент агаптитности) в серии диорит-аляскит.

Длинная ось интрузива, проходящая через три массива, параллельна основным складчатым структурам Урала, что указывает на связь данного антиклинал-плутона с главными орогеническими движениями. В то же время каждый массив в отдельности имеет характерные, присущие только ему черты. Северный массив получил форму штока с дискордантными северным и южным контактами и конкордантными восточным и западным, с элементами зависимости внутренней тектоники от границы контакта в фазу течения и гармоничности в фазу разломов. Центральный массив — пластовое межформационное тело с внутренней тектоникой, согласной с внешней в обе фазы формирования. Южный массив куполообразной формы, с автономной тектоникой в момент внедрения, несущей черты аккордантности и гармоничности в период дробления.

Главные дизъюнктивные нарушения интрузива являются унаследованными, связанными с догранитными разломами, по которым продолжались подвижки и в рудный и в пострудный этапы. От этапа к этапу наращивалась сложность трещинного рисунка, открывались новые и залечивались старые структуры. Изменялось направление и характер подвижек. Трещины, возникшие в одну стадию как разрывные, в другую становились сколовыми, и наоборот. Импульсивности тектонических движений отвечало многоэтапное развитие жильных вариететов. В каждую фазу подвижек разрядка напряжений происходила с распределением сил, характеризующихся своим эллипсоидом деформации. Их положение в пространстве контролировалось ориентировкой одних и тех же региональных усилий.

Адамовский интрузив является примером гомодромного типа развития магматического очага. Начавшись в северной части — районе преимущественного распространения габбро и древних гнейсов, — с внедрения диоритов, интрузивный процесс сместился южнее, в зону менее основных пород. В этом же направлении наблюдается повышение кремнекислотности расплавов. Данное явление, по-видимому, отражает влияние качественного состава вмещающих толщ на состав магмы.

Преобладающее порфиroidное строение большинства пород, слагающих интрузив, является следствием нарушения ритма кристаллизации, объяснение чему всего естественнее видеть в пульсирующем движении расплава под действием неоднократных стрессов. На фоне общего поступательного движения магматический бассейн мог продвигаться вперед

(максимум сжатия) и временно отступать (период снятия давления) со всеми вытекающими отсюда последствиями (перерывы в кристаллизации, обрушение кровли и т. п.).

Постмагматические процессы проявились в локальной грейзенизации вмещающих пород. Ороговикованию подверглись диабазы вдоль западного контакта южного массива.

Внутренняя тектоника развивалась в несколько этапов. Эндокинетический трещинный узор имеет унаследованный характер. Места концентрации трещин — структурные узлы — насыщены жилами пегматитов, аплитов, кварца. Жильные поля приурочены к эндоконтам. Лампрофиры — спессартиты, малхиты, микрогранодиориты — фиксируются спорадически.

Эрозионный срез в разных участках интрузива различен. В Центральном массиве наблюдаются отторженцы кровли, здесь можно предполагать наименьшую эродированность. В Северном массиве широко распространены гипогенные ксенолиты — эрозией вскрыты более глубокие горизонты. Меньше всего чужеродных включений в Южном массиве, что объясняется его наибольшим срезом. Причина такого различия заключается в неравномерном подъеме крупных блоков, включающих эти массивы. Наибольшее вертикальное перемещение положительного характера испытал южный блок, несколько меньшее — северный, а центральный относительно первых двух погружен.

Обратный рельеф поверхности камер был, по всей вероятности, неровным, с углублениями и провисанием сводов, о чем говорит наличие небольших куполовидных поднятий и зон обрушений на поверхности массивов.

Присутствие ортоклаза среди породообразующих минералов первой генерации свидетельствует о высокой температуре интрателлурического расплава (выше 500—550°). Но кристаллизация главной массы пород осуществлялась при более низкой температуре и без заметного влияния не вмещающие породы. Количество летучих компонентов в магме было достаточно велико (присутствуют шлировые гранит-пегматиты и пневматолитово-гидротермальные минералы). Большой объем гибридизированных пород также подтверждает это представление. Значительная часть флюидов, обеспечившая пегматитогенез, периодически поступала из глубины уже после консолидации чехла.

Судя по особенностям строения, интрузив может быть отнесен к гипабиссальной фации глубинности. Магма размещалась на границе складчатых образований докембрия и несогласно залегающих на них отложениях карбона.

АНИХОВСКИЙ МАССИВ

Описываемый массив прорывает породы нижнекаменноугольного, девонского и докембрийского возраста.

Общая форма массива определяется обрамляющими его с запада и востока грабен-синклиналиями. С запада — уже упоминавшейся Аниховско-Кумакской структурой, а с востока — Сары-Обинской блоковой зоной. Эти нарушения сходятся под острым углом севернее интрузива и контролируют его усеченно-треугольную форму и северное замыкание антиклинория. На западе граниты имеют тектонический контакт с девонскими порфиритами основного состава и разнообразными сланцами ордовика и докембрия. Восточный контакт с нижнекаменноугольными известняками и девонскими диабазами неровный, полого погружается под вмещающие породы. Падение поверхности контакта не превышает 30° .

В южном направлении интрузив распадается на основную меридиональную и меньшую юго-восточную ветви, между которыми располагаются докембрийские гранито-гнейсы с отдельными «островками» гранитов (рис. 4). В этом районе многочисленные сравнительно небольшие тела герцинских гранитов, составляющих интрузив, настолько тесно переплетаются с докембрийскими гранито-гнейсами, что создаются весьма сложные соотношения, придающие интрузиву характер мигматит-плутона. На северном окончании массив двумя языками клиновидно внедряется в верхнепалеозойские серпентиниты. Общая площадь, занимаемая гранитами, около 1000 кв. км. В гравиметровом поле массив четко локализуется по площади, но контакты его не отбиваются.

Обнаженность пород неравномерная. В междуречьях на выровненных площадях широко развит чехол плиоценовых красно-бурых глин с бобовником и четвертичные отложения. Хорошие выходы гранитов сосредоточены в основном по берегам рек и ручьев, склонам долин и изредка на водораздельных пространствах.

История становления Аниховской интрузии характеризуется рядом специфических особенностей. Массив сформировался в четыре фазы. Первая фаза, в отличие от других плутонов, представлена плагиогранитами, за которыми идут нормальные граниты и аляскиты. В обрамляющих массив тектонически мобильных зонах имели место многократные подвижки, что обусловило интенсивное дробление зажатого между ними блока пород. При этом образовалось большое количество ослаб-

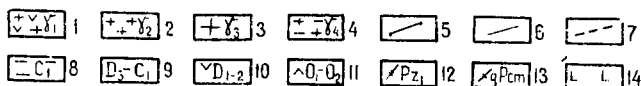
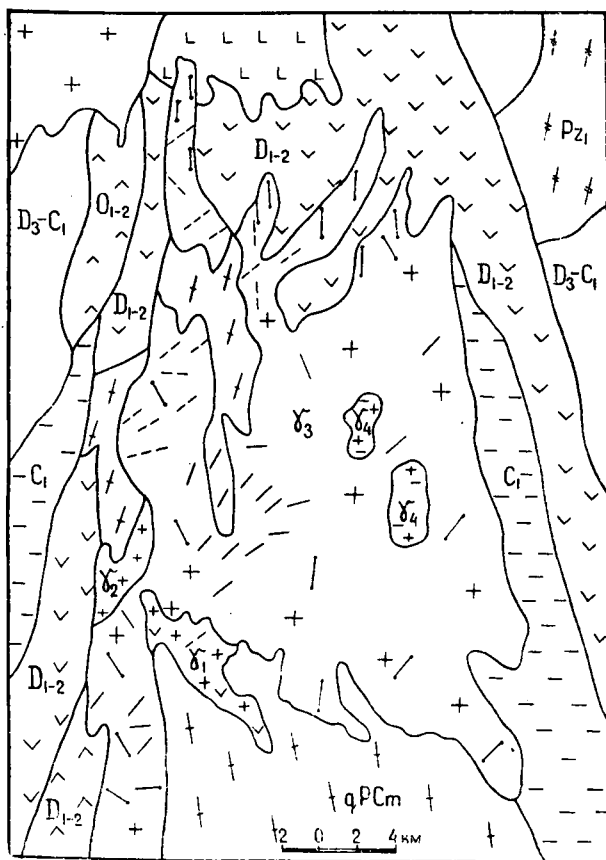


Рис. 4. Геологическая карта Аниховского массива (составил К. М. Сиротин, 1966):

1 — плагиограниты; 2 — биотитовые граниты; 3 — порфирировидные граниты; 4 — аляскиты; 5 — кварцевые жилы; 6 — дайки кислых пород; 7 — дайки лампрофиров; 8 — осадочные и эффузивные породы карбона; 9 — эффузивы нерасчлененного верхнего девона — нижнего карбона; 10 — основные эффузивы нижнего и среднего девона; 11 — парагнейсы, песчаники ордовика; 12 — кварциты, пара- и ортогнейсы нижнего палеозоя; 13 — ортогнейсы докембрия; 14 — серпентиниты.

ленных направлений и камер, заполненных интрузирующей магмой. Можно предполагать, что многочисленные мелкие интрузивы являются корнями пластовой залежи, в значительной части размытой к настоящему времени. Отсутствие гипогенных ксенолитов, наличие ортоклаза, менее резко выраженная, чем в других случаях, порфириовидность, отсутствие передового фронта гибридных пород, большое число подводящих каналов, явления гранитизации — все эти факторы могут быть приняты за косвенные доказательства в пользу высказанной точки зрения. По-видимому, здесь мы имеем дело с более глубинными, чем в других массивах, зонами, представляющими пример не фронтального, а участкового проникновения расплава. Однако геолого-петрографические признаки позволяют отнести интрузию не дальше, чем к нижним горизонтам гипабиссальной зоны.

Широкий диапазон колебаний в количественно-минеральном составе основных числовых характеристик и дополнительных параметров указывает на значительную роль процессов глубинного гибридизма в становлении интрузива. На уровне кристаллизации в камерах фиксируется взаимодействие с боковыми образованиями, приводящее к гранитизации. Вмещающие породы местами интенсивно грейзенизированы. Все это служит доказательством значительного обогащения магмы минерализаторами. Об этом же говорит и широкое развитие пегматитов и гидротермалитов, сопровождающих каждую фазу формирования.

Ориентировка в пространстве разновозрастных жильных пород отличается удивительным постоянством. Объяснение последнему надо искать в своеобразной геологической позиции плутона. Высокая мобильность блока, включающего интрузив, обеспечила унаследованность разрядки напряжений и постоянство трещинного узора при стабильном региональном давлении.

Общий ход кристаллизации пород данного интрузива характеризуется высокой активностью натрия (в сравнении с калием), большой ролью глинозема и кремнезема на первых этапах затвердевания (см. раздел «Поведение петрогенных элементов в процессе кристаллизации пород»). В позднематический этап среди щелочей преобладает калий и на первый план выступают окислы магния и железа (биотит). Кристаллизация имела прерывистый характер. Каждый ритм отличался появлением определенной генерации минералов с характерными для нее размерами, количеством анортитовой состав-

ляющей в плагиоклазах и альбита в пертитах распада, углами 2V калишпатов и т. д.

В отличие от соответствующих пород других интрузивов интрателлурическая кристаллизация аниховских гранитов началась с небольшого числа центров формирования кислых плагиоклазов (а не калишпатов) с прогрессирующим поокислением до альбита. Минералы, содержащие калий, играют подчиненную роль. Отсюда вытекает представление о натриевой специализации магмы. В то же время в конечных членах серии постепенно нарастает тенденция к увеличению роли калия. Железистость биотита здесь выше, чем в других интрузивах, и возрастает от диоритов к аляскитам обратно пропорционально содержанию цветных минералов в породах. Изучение вещественного состава пород контактового ореола приводит к заключению о высокой температуре и большой химической активности магматического расплава.

ДЖАБЫГАСАЙСКИЙ МАССИВ

Массив расположен в осевой зоне Северо-Мугоджарского антиклинория и занимает водораздельные пространства речек Джабыга, Са-Сык и Кукпыкта, на 5 км южнее Аниховского интрузива. В плане он представляет собой вытянутое в меридиональном направлении тело с закругленным южным и сильно изрезанными восточным и западным контактами. Ширина массива увеличивается от 10 км на юге до 20 км на севере с пережимом в центральной части до 7 км. Длина около 26 км, однако точные контуры на севере неизвестны из-за развития здесь мощной коры выветривания. Общая видимая площадь обнаженных пород около 250 кв. км. На востоке и юго-востоке массив контактирует с докембрийскими кварцитами, на западе — с силур-девонскими диабазами и известняками нижнего карбона, что создает впечатление о межформационном внедрении магмы (рис. 5).

Расчлененность рельефа в пределах интрузива в общем незначительна. Абсолютные отметки постепенно возрастают с 300 м на юго-западе до 390 м на северо-востоке. Водораздельные пространства представляют собой субширотные увалы. Северные их склоны несколько круче южных; последние испещрены широкими долинами и неглубокими, слабоврезанными логами. Вершины увалов представляют собой выположенные, пенепленизированные пространства, осложненные грядами и отдельными холмами, сложенными трудно разрушаемыми жи-

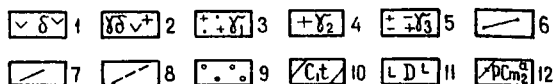
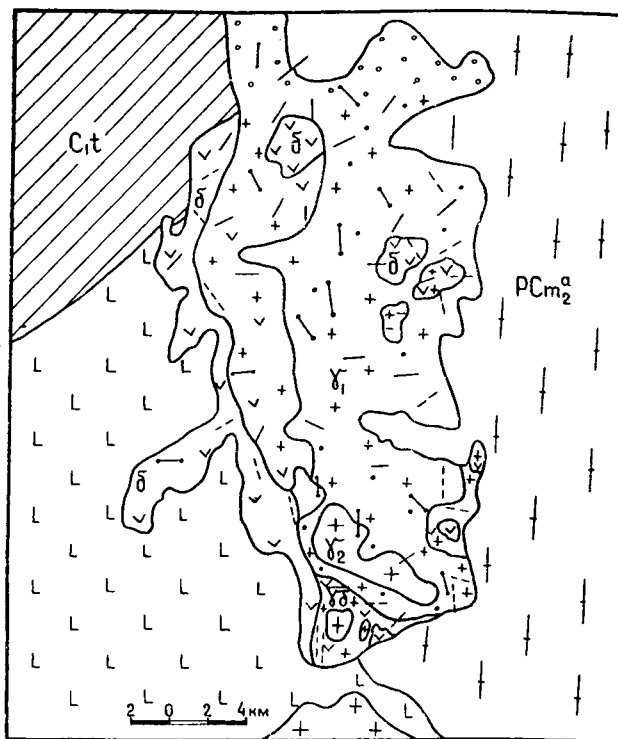


Рис. 5. Геологическая карта массива Джабыгасай (составил К. М. Сиротин, 1966):

1 — диориты; 2 — гранодиориты; 3 — плагиограниты; 4 — граниты; 5 — аляскиты; 6 — кварцевые жилы; 7 — дайки кислых пород; 8 — дайки лампрофиров; 9 — кора выветривания; 10 — сланцы нижнего карбона; 11 — диабазы девона; 12 — докембрийские кварциты.

лами кварца. Особенно наглядна в этом отношении рельефно выделяющаяся г. Верблюжья (р-н пос. Алгабаз).

Обнаженность гранитоидов в результате широкого развития коры выветривания на большей части массива слабая. Лучшее всего породы вскрыты речкой Кукпыкта, начиная от пос. Ореховка и ниже, а также в ряде мест по ручьям и крупным логам. Южный и восточный контакты имеют крутое падение, западный — пологое. Поверхность западного контакта постепенно погружается под диабазы и обнаруживается в Кумакском руднике на глубине 245 м (на 2 км западнее линии контакта на поверхности). Диабазы содержат обильные кварцевые жилы — продукты гидротермальной деятельности гранитов, что также подтверждает представление о западном падении интрузива. Над гранитоидами Джабыгасая не наблюдается аномального гравитационного эффекта, но высказанные выше представления о падении поверхности контакта подтверждаются геофизическими данными (Попова, 1961).

Становление Джабыгасайского интрузива совершалось в пять фаз: 1) диориты; 2) гранодиориты; 3) плагиограниты; 4) граниты; 5) аляскиты. На их формировании лежит отпечаток влияния процессов глубинного гибридного, прослеживающийся от начальных фаз и до заключительных и выражающийся в заметных колебаниях минерального и химического составов.

Отличительной чертой массива является его четко выраженная пластовая форма залегания и, в грубом приближении, зональное распределение пород. Это объясняется характером внедрения. Более поздние фазы использовали одно и то же направление и вторгались стратиграфически ниже предыдущих, давая апофизы в вышележащие гранитоиды и смещаясь (в плане) к востоку. Учитывая угол падения, мощность залежи может считаться равной 400—500 м. Пластовая форма залегания и относительно небольшая мощность обусловили интенсивную дислоцированность этого типично трещинного интрузива, его участие во всех импульсах тектонических движений, тесную зависимость внутренней тектоники от внешней и унаследованность ее во времени.

Интрузия совершалась механически активно. Покрывающие диабазы были раздроблены на остроугольные блоки и участками приподняты. Образовавшиеся в породах кровли разломы позднее заполнялись многочисленными кварцевыми жилами, пегматитами и аплитами, благодаря чему четко фиксируются на поверхности.

Массив является продольным плутоном, ориентированным параллельно простираению главных складчатых структур. Направление его оси контролируется расположением полого падающей на запад зоны дробления, определявшей первичную форму интрузива и служившей подводным каналом для всех дериватов. Положение данной зоны в пространстве указывает на возможную связь Джабыгасайского массива с Котансуйским интрузивом на глубине. Сложные очертания массива являются следствием постмагматических деформаций, которые в значительной степени нарушили его первично поясовое строение.

Структурно-геологическая обстановка (возможное наличие зияющих трещин в сильно дислоцированной залежи) обеспечила быстрое удаление минерализаторов. Вследствие этого влияние интрузии на боковые породы было главным образом температурным и динамическим. Продукты гибридизма на уровне становления гранитов отсутствуют. Наиболее поздними магматическими продуктами являются лампрофиры, которые пересекают все жильные породы.

Присутствие во всех гранитоидах ортоклаз-микропертита и микроклина говорит, с одной стороны, о высокой температуре расплавов и, с другой, — о сравнительно медленной кристаллизации, обусловившей упорядочение структуры калишпатов. Ортоклаз сохраняется главным образом в закаленных приконтактных зонах. В основной массе гранитов, каждая порция которых подогревалась следующей интрузией, этот минерал преобразовывался в микроклин.

Геолого-петрографические особенности указывают на прерывистость ритма кристаллизации пород. Каждая пауза (или замедление) темпа синхронна усилению давления и передвижению расплава на более высокий уровень. Кристаллизация основной массы происходила в камере, очертания которой контролировали ориентировку длинных осей интрателлурических кристаллов и гипогенных ксенолитов. Интрузив по глубинности относится к гипабиссальной зоне, а по времени внедрения — к герцинскому магматизму.

КОТАНСУЙСКИЙ МАССИВ

Массив располагается южнее Джабыгасайского интрузива в сводовой части Мугоджарского антиклинория, значительно расширяющегося в этой части. В плане он представляет собой неправильной формы тело с извилистыми очертаниями, не-

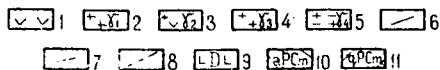
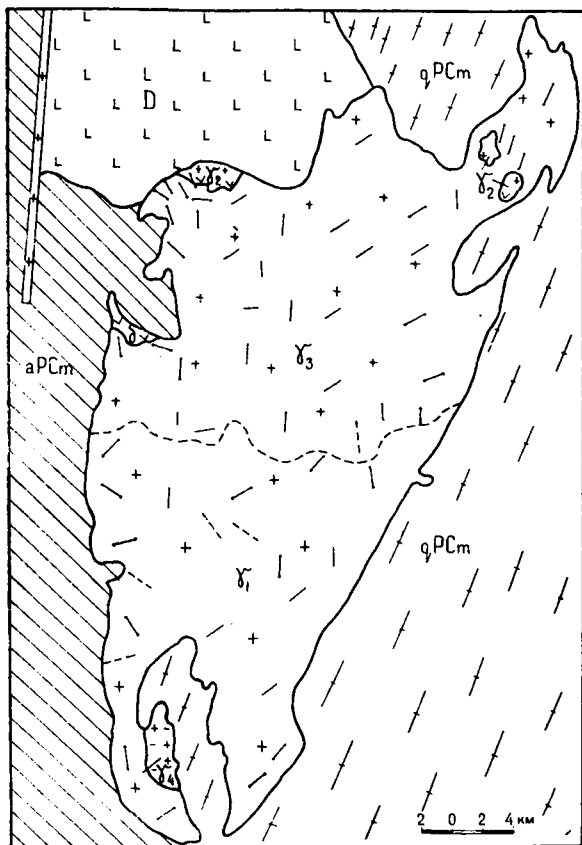


Рис. 6. Геологическая карта массива Котансу (составил К. М. Сиротин, 1966):

1 — диориты, гранодиориты, граносиениты; 2 — порфировидные граниты; 3 — плагииграниты; 4 — среднезернистые граниты; 5 — аляскиты; 6 — кварцевые жилы; 7 — дайки кислых пород; 8 — дайки лампрофиров; 9 — диабазы девона; 10 — амфиболиты гнейсы докембрия; 11 — гранито-гнейсы, кварциты докембрия.

сколько вытянутое в северо-восточном направлении. Максимальная длина достигает 45 км, ширина в различных пунктах изменяется от 15 до 36 км. Обнаженная на дневной поверхности площадь занимает около 1000 км². На востоке и севере граниты контактируют с меридионально вытянутой полосой докембрийских гнейсов и кварцитов, на западе — с гнейсами докембрия, на северо-западе — с диабазами, их туфами и сланцами силур-девонского возраста (рис. 6).

Интрузия занимает водораздельные пространства рек Ушкаты, Котансу, Тик-Бутак, Бурыктал и Желтой (приток Бурыктала) и характеризуется заметным различием рельефа в отдельных местах. Западная и северо-западная части сильно расчленены, абсолютные отметки здесь колеблются от 300 до 392,4 м. На юге и юго-востоке поверхность выровнена, с намечающейся общей тенденцией к понижению в юго-восточном направлении. В соответствии с этим обнаженность в различных местах неодинакова. Лучше всего обнажены западный, северный и северо-восточный участки, где наблюдаются почти сплошные выходы гранитоидов. Центральная и юго-восточная части массива скрыты под мощным чехлом коры выветривания и палеогеновых отложений. Выходы изверженных пород здесь встречаются спорадически.

Внутреннее строение массива Котансу отличается большой сложностью, обусловленной многофазностью формирования, своеобразной тектоникой и постмагматическими изменениями. В его составе главный объем занимают порфириновые крупнозернистые (около 50% площади) и среднезернистые (около 45%) граниты. Тяготеющие к контактам гранитоиды повышенной основности и дополнительные интрузивы составляют вместе не более 5% площади.

Интрузив вытянут параллельно главным складчатым структурам Урала и представляет в общем тектоническом плане конкордантный антиклиналь-плутон, с конформной (вдоль субмеридиональных контактов) и гармоничной внутренней тектоникой. Подъем гранитной магмы происходил по глубинным региональным разломам. Подводящими каналами служили участки сопряжения меридиональных и диагональных зон дробления. Таких участков два — в северной и южной части интрузива. К ним приурочены главные структурные узлы, контролирующие размещение пегматитовых полей.

Изучение контактов, первичной трещиноватости и широко развитых директивных текстур позволяет определить форму залегания массива как пластовую залежь с крутым западным

и пологим восточным контактами. Сгущение изоаномалий в районе западного и северного контактов (Попова, 1961) подтверждает наши геологические наблюдения. Методом ДЭЗ под эффузивами устанавливается северное и восточное продолжение массива. Его осложняет большое количество куполовидных поднятий разных размеров, отражающих неровности внутреннего рельефа камеры и свидетельствующих о механической активности магмы. Последнее подтверждается также развитием сланцеватости во вмещающих породах, ослабевающей с удалением от контакта.

На протяжении всего процесса становления интрузив участвовал в тектонических движениях большого напряжения. В результате его первичная форма была существенно изменена и отдельные блоки смещены в пространстве один относительно другого. Деформации типа сбросо-сдвигов, взбросов и горизонтальные перемещения совершались главным образом по диагональным структурам северо-западного и северо-восточного протяжения. Развитие внутренней тектоники после консолидации интрузива находилось в тесной связи с внешними движениями и характеризуется унаследованностью.

В магматическую камеру вторгнулся гетерогенный расплав, содержащий в виде взвеси интрателлурические вкрапленники полевых шпатов и гипогенные ксенолиты, которые под ориентирующим действием рамы расположились конформно к контакту. Кристаллизация основной массы пород происходила в камере. Многие признаки свидетельствуют о наличии глубинного гибридизма, но ничтожный объем основных гранитоидов в составе интрузива указывает на незначительную роль этого процесса в развитии магматического очага. На уровне затвердевания взаимодействие с вмещающими породами выражено в основном без явлений гибридизма. Относительно высокая температура расплава определяется по присутствию ортоклаза.

Кристаллизация пород, особенно главной интрузивной фазы, имела аритмичный характер. Многоактность этого процесса фиксируется в большом количестве структурно-размерных групп главных породообразующих минералов, отличающихся определенными оптическими свойствами.

Породы северной части интрузива подверглись значительным постмагматическим преобразованиям под влиянием калиевого метасоматоза. Возникли метаморфогенные гранодиориты, граносиениты и промежуточные между ними породы, локализованные в участках штокверковой трещиноватости. Геолого-петрографические признаки, указанные для Суундук-

ского массива и характерные для данного интрузива, разрешают отнести его к гипабиссальной фации глубинности.

История формирования плутона сильно растянута во времени, но вся укладывается в отрезок, отвечающий среднему карбону — нижней перми.

ВЫВОДЫ

Для изученных интрузий характерны многие общие черты, позволяющие отнести их к одной, верхнепалеозойской, гранитной формации. Главнейшими из них являются следующие:

1) сходство геологической позиции, выражающееся в расположении массивов в сводовых частях крупных положительных структур и обрамлении близкими по составу породами;

2) тесная связь интрузий с тектоническими движениями, находящая отражение в совпадении длинных осей массивов с главными складчатыми структурами Урала, блоковом строении массивов, в аналогичных нарушениях линий контакта в посткристаллизационный период, наличии директивных текстур и в единстве плана внутренней тектоники;

3) одинаковая гомодромная схема формирования (диориты — нормальные граниты — аляскиты) и единая петрохимическая направленность магматического процесса;

4) многоприемная кристаллизация, указывающая на формирование в сложных тектонических условиях;

5) широкое распространение порфиридных гранитов, представляющих главные интрузивные фазы. Последние сопровождаются большим количеством пегматитов нескольких этапов (генераций), что говорит о значительном обогащении магмы летучими компонентами;

6) принадлежность к одной — гипабиссальной — фации глубинности;

7) однообразное падение поверхностей восточных контактов интрузивов в подавляющем большинстве случаев на восток, что с учетом ориентировки директивных текстур указывает на внедрение магматических масс под давлением с востока;

8) близость возраста;

9) гибридные породы, происхождение которых подтверждается ниже описываемыми петрографическими, петрохимическими и геохимическими признаками, встречаются во всех интрузивах, что указывает на известную роль явлений гибридизма в их формировании;

10) в распределении гибридных образований наблюдается определенная закономерность, которая выражается в их тяготении к контактам, благодаря чему массивы имеют грубо зональное строение, отмечаемое, однако, повсеместно;

11) для гибридных пород характерны четкие интрузивные контакты с боковыми породами, вмещающими гранитоидные массивы;

12) присутствие гипогенных ксенолитов, не имеющих аналогов среди вмещающих пород, их линейная ориентировка, параллельная контакту, и интрузивные взаимоотношения с породами рамы свидетельствуют об образовании гибридных пород на более глубоких горизонтах земной коры во время движения расплавов в камере остывания;

13) продукты дифференциации — дополнительные интрузивы — имеют широкое распространение, но занимают незначительные объемы в сравнении с гранитами главных интрузивных фаз;

14) пространственное распределение дифференциатов внутри массивов контролируется диагональными разломами северо-западного и северо-восточного направления. Внедряясь во вмещающие породы, они образуют фацию сателлитов;

15) формы залегания тел дифференциатов показывают наличие тесной связи с дизъюнктивными дислокациями;

16) в сравнении с материнскими гранитами дифференциаты имеют более лейкократовый облик;

17) мелко- и тонкозернистое строение пород свидетельствует о значительном перерыве, отделяющем время внедрения дифференциатов от момента консолидации чехла интрузий. Внутри дифференциационного ряда промежутки времени, разделяющие разные фазы, были различны.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ГРАНИТОИДОВ

Породы описываемых интрузивов имеют довольно пестрый петрографический состав. Они представлены (перечисляемыми в возрастной последовательности) диоритами и кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, порфиroidными крупнозернистыми биотитовыми гранитами (которые являются главными интрузивными фазами) и дифференциатами последних — мелкозернистыми биотитовыми, двуслюдяными, мусковитовыми и аляскитовыми гранитами. Все названные породы встречаются в каждом массиве. Кроме них, в Адамовском массиве развиты адамеллиты и псевдосферолититы, а в Суундукском — гранит-порфиры.

Микроскопическое изучение показало, что в разных интрузивах одинаковые породы обладают весьма близкими структурами и качественным и количественно-минеральным составом, что позволяет объединять их при описании.

Ниже следующее описание гранитоидов построено таким образом, что вначале дается макроскопическая характеристика пород, сведения об их формах залегания, минеральном составе, количественных соотношениях, затем следуют особенности строения и порядок кристаллизации.

ДИОРИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ

Среди пород, принимающих участие в строении массивов, диориты и кварцевые диориты играют весьма незначительную роль. На их долю приходится не более 3—5% обнаженной площади и только в Джабыгасайском интрузиве они составляют около 10%.

Их небольшие, неправильной формы тела располагаются главным образом в эндоконтактах интрузивов. Как правило, вокруг диоритов наблюдается зона переменной (0,5—2 м) мощности, сложенная кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Последние постепенно переходят в граниты. Иногда этой зоны нет, и контакты между диоритами и гранитами резкие.

В диоритах и кварцевых диоритах местами содержится большое количество ксенолитов габбро, диабазов, кварцевых амфиболитов. Нередко можно видеть (р. Кукпыкта, Джабыгасайский массив), как диориты инъецируются многочисленными жилами гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов с образованием мигматитоподобных текстур.

По внешнему виду это темно-серые, серые, зеленоватые или буроватые породы разномзернистого строения, с массивной или гнейсоватой текстурой, с глыбовой отдельностью. Нередко отмечается порфириовидная структура. Вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза размером 3—6 мм. По ориентировке длинных осей фенокристов и упорядоченному расположению чешуек биотита в отдельных обнажениях прослеживаются линии течения, преимущественно параллельные контакту.

В состав диоритов и кварцевых диоритов входят следующие минералы:

главные — плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц;
второстепенные и акцессорные — пироксен, калиевый полевой шпат, апатит, сфен, рудный минерал, циркон, рутил, ксенотим, андалузит (хиастолит);

вторичные — каолинит, альбит, тремолит, серицит, эпидот, цоизит, кальцит, лейкоксен, лимонит, кварц, мусковит, хлорит, актинолит.

Количественно-минеральные подсчеты на интеграционном столике (табл. 1) дают возможность судить о пределах колебаний важнейших первичных минералов. Здесь и далее подсчеты минералов производились с точностью до 1%. Аксессуары, содержащиеся в долях процента, вначале определялись в сумме, а затем среди них «на глаз» устанавливались соотношения, наиболее близкие к истине.

Приведенные данные показывают постоянное присутствие небольшого количества калиевых полевых шпатов, значительное содержание кварца в кварцевых диоритах и цветных компонентов в диоритах.

На диаграмме количественно-минерального состава (рис. 7) проанализированные породы образуют две группы точек:

Таблица 1

Количественно-минеральный состав диоритов и кварцевых диоритов
(в объемных %)

Минералы	Массивы							
	Суундукский		Адамовский		Джабыгасай		Котансу	
	диорит (по 17 шли- фам)	кв. диорит (по 12 шли- фам)	диорит (по 29 шли- фам)	кв. диорит (по 15 шли- фам)	диорит (по 34 шли- фам)	кв. диорит (по 6 шли- фам)	диорит (по 7 шли- фам)	кв. диорит (по 5 шли- фам)
Плагиоклаз	66,0	65,0	65,0	63,0	60,0	63,0	63,0	65,0
Роговая обманка	е. з.	—	19,0	11,0	31,0	19,0	27,0	7,0
Биотит	30,0	21,0	13,0	9,0	—	1,0	6,0	8,0
Кварц	2,0	9,0	е. з.	13,0	5,0	12,0	1,0	13,0
Калиевый полевой шпат	0,3	1,0	е. з.	е. з.	1,0	2,0	—	1,0
Рудный минерал	0,2	1,1	0,5	0,4	0,2	0,1	0,9	1,2
Апатит	0,7	1,1	1,0	1,2	1,4	1,6	0,7	1,8
Сфен	0,5	0,9	1,2	2,0	1,3	1,3	0,8	2,2
Циркон	0,1	0,4	е. з.	0,1	е. з.	е. з.	0,3	0,5
Рутил	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1	е. з.	0,3	0,1

нижнюю — диориты и верхнюю — кварцевые диориты, хорошо укладывающаяся в поле диоритов I сечения тетраэдра Б. М. Куплетского (1953). В то же время они имеют более меланократовый характер, чем нормальные диориты.

По характеру породообразующих минералов диориты и кварцевые диориты весьма близки, поэтому описание их минерального состава дается совместно.

Плагиоклаз является главным минералом описываемых пород. Обычно он образует две генерации. Первая — идиоморфные вкрапленники — размером 3—6 мм содержит анортитовую составляющую в количестве 36—42%; вторая, слагающая основную массу, имеет размеры 0,5—2,5 мм, номера плагиоклаза колеблются от 16 до 28. В диоритах Адамовского интрузива наблюдается три поколения плагиоклазов: I — № 40—52; II — № 34—37 и III — № 21—26. Гранулометрический анализ показывает различные объемные соотношения минералов разных генераций (рис. 8).

Плагиоклаз основной массы образует широкотаблитчатые, призматические гипидиоморфные кристаллы или ксеноморфные зерна.

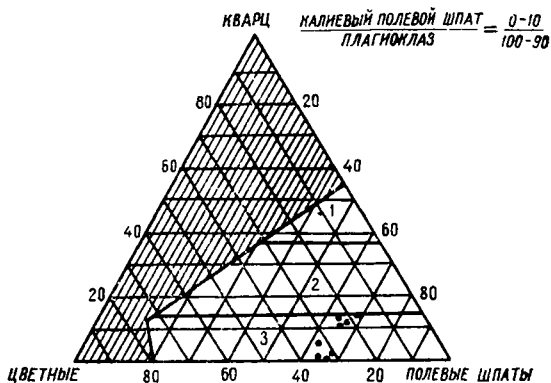


Рис. 7. Диаграмма количественно-минерального состава диоритов и кварцевых диоритов (по Б. М. Куплетскому, 1953).

Роговая обманка присутствует в гипидиоморфных или ксеноморфных зернах, окрашенных в бурый, синевато-зеленый и различные оттенки зеленого цвета. Некоторые зерна имеют пятнистую или зональную окраску: в центральной части — темно-бурые, в периферийной — зеленые. Размеры колеблются от 0,2 до 2 мм. Оптические свойства различно окрашенных амфиболов заметно отличаются (табл. 2).

Судя по размерам, некоторой разнице в n_m' и железистости, в данных породах присутствует две генерации амфибола. Первая — менее железистая обыкновенная роговая обманка. Вторая генерация — более железистая обыкновенная роговая

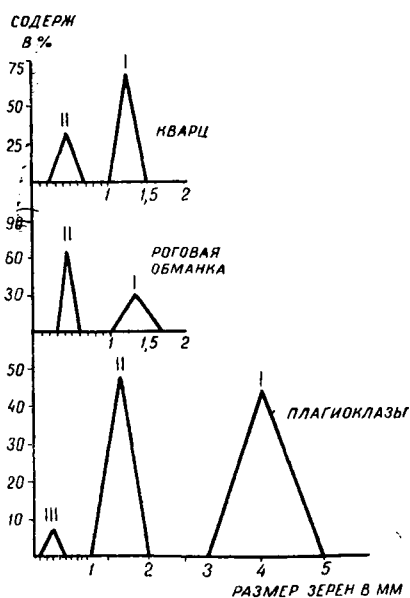


Рис. 8. Диаграмма гранулометрического состава диоритов Адамовского интрузива:
I—IV — генерации.

Таблица 2

Оптические свойства роговой обманки диоритов и кварцевых диоритов

№ образца	Ге-не-рация	Размер в мм	$c: N_q$	$2v_{N_p}$	n'_{m^*}	Fe в молекулярных %	Плеохроизм	
			в градусах				N_q	N_p
1512)	I	1,0—1,3	18	69	1,661	30	Коричневый	Светло-коричневый
1526			21	68	1,660	28	"	"
1511			19	71	1,662	33	"	"
345			18	71	1,659	26	Буровато-темно-зеленый	Светло-зеленый
317			20	67	1,663	33	Зелено-бурый	Светло-бурый
429			20	68	1,658	25	"	"
689)			19	73	1,660	28	Коричневый	Светло-коричневый
1512,			24	78	1,664	34	Грязно-зеленый	Синевато-зеленый
1526			20	71	1,659	26	Темно-коричневый	Коричневый
1511			20	69	1,658	25	Коричневый	Светло-коричневый
122	II	0,2—0,6	25	79	1,664	34	Темно-коричневый	"
345			23	80	1,664	34	"	Синевато-коричневый
317			25	77	1,662	33	Коричневый	Светло-коричневый
429			22	81	1,666	37	Фиолетово-бурый	Бурый
689			21	70	1,662	33	Темно-коричневый	Коричневый
332			25	75	1,665	35	"	"
318)			23	79	1,664	34	"	"
								"

* Здесь и далее измерение в иммерсии производилось с точностью $\pm 0,003$.

обманка, которая иногда содержит примесь гастингситовой молекулы, о чем свидетельствуют фиолетовые и синеватые оттенки плеохроизма. Железистость определялась по Трегеру (1958).

Биотит. В некоторых разностях диоритов и кварцевых диоритов (Суундукский массив) биотит является первичным и единственным цветным минералом. В большинстве же пород он замещает амфибол в высокотемпературную магматическую стадию. В постмагматическую стадию он почти нацело хлоритизируется, и только по наличию реликтов и многочисленных

Таблица 3

Оптические свойства биотита диоритов и кварцевых диоритов

№ образца	n_g'	n_p'	$2V_{N_p}$ в градусах	Железистость в %	Плеохроизм	
					N_g	N_p
Суундукский массив						
56	1,616	1,584	8	19—36	Буровато-коричневый Темно-коричневый Темно-бурый Коричнево-бурый Черно-бурый Бурый	Светло-коричневый Коричневый Светло-бурый Желто-коричневый Бурый Светло-бурый
241	1,622	1,585	6			
18	1,610	1,578	12			
79	1,620	1,580	6			
80	1,628	1,592	7			
114	1,615	1,577				
Котансуйский массив						
48	1,643	1,602	7	34—55	Коричневый » » Темно-коричневый Коричневый Темно-коричневый » » Коричневый Темно-коричневый	Светло-коричнев. » » Светло-желто-коричневый » Светло-коричневый » » » »
65	1,639	1,593	0			
1512	1,648	1,599	12			
122	1,641	1,603	8			
111	1,640	1,602	5			
97	1,649	1,601	4			
1507	1,645	1,603	9			
1560	1,630	1,592	11			
1516	1,652	1,614	0			
206	1,644	1,605	6			

включений аксессуаров, постоянно ассоциирующих с биотитом, определяется его первичная минеральная принадлежность. Чешуйки обычно перемяты, измельчены. Особенно сильно это проявляется в приконтактовых зонах. Размер не превышает 0,5 мм. По оптическим свойствам и железистости биотит диоритов разных массивов значительно различается (табл. 3).

Как видно из таблицы, биотит диоритов массива Котансу более железистый и, судя по оптическим свойствам, приближается к лепидомелану, а биотит диоритов Суундукского массива ближе к мероксену (Трегер, 1958, фиг. 199).

Биотит часто бывает переполнен включениями аксессуарных минералов. Среди последних чаще других встречаются рудный минерал, циркон, апатит.

К в а р ц. В кварцевых диоритах это первичный минерал. Крупные (1—1,5 мм) ксеноморфные его зерна почти всегда раздроблены и превращены в мозаичный агрегат. Мелкие (0,2—0,7 мм) изометричные, ксеноморфные зерна волнисто угасают. В диоритах содержание кварца резко падает и он в них, по-видимому, ксеногенный.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т представлен мелкими (до 0,3 мм) ксеноморфными зернами микроклина и более крупными (до 2 мм) — ортоклаз-микропертита с $2V_1 = -60$ — -65° . Здесь и далее, кроме угла $2V$, в калиевых полевых шпатах определялись соотношения между альбитовой и ортоклазовой составляющими по методу, предложенному А. С. Марфуниным (1961).

П и р о к с е н — спорадический минерал, описанный в единичных образцах в виде реликтов в замещающих его зернах амфибола. Представлен авгитом с $n'_g = 1,716$; $n'_p = 1,698$; $c : N_g = 50^\circ$; $2V = 55^\circ$.

А п а т и т* — бесцветные идиоморфные, призматические кристаллы и округлые зерна. Первые чаще включены в кварц и плагиоклаз, вторые — преимущественно в цветных минералах.

С ф е н встречается в виде ксеноморфных зерен и, реже, идиоморфных ромбической формы кристаллов размером до 1 мм. Иногда в результате давления приобретает полисинтетическое двойникование или микрозернистое строение.

Р у д н ы е м и н е р а л ы (магнетит, ильменит, гематит) образуют крупные зерна, мелкозернистые агрегаты и пылеватые частицы. Последние приурочены к амфиболу или биотиту и являются продуктом их опацификации.

* Оптические и другие свойства аксессуаров приводятся в главе VIII.

Циркон, рутил, ксенотим, андалузит фиксируются значительно реже и в виде единичных зерен.

Вторичные изменения в диоритах и кварцевых диоритах иногда настолько изменяют породу, что последняя с трудом поддается диагностике.

Наиболее характерными постмагматическими процессами являются серицитизация, эпидотизация и цоизитизация плагиоклазов, каолинизация калиевых полевых шпатов, замещение амфибола эпидотом, актинолитом, реже — тремолитом и хлоритизация биотита. Значительно слабее развиты мусковитизация биотита, карбонатизация и окварцевание породы. Иногда наблюдаются микрозернистые агрегаты и псевдоморфозы лейкоксена и лимонита по рудному минералу. В редких случаях устанавливается альбитизация, выражающаяся в образовании узких каемок альбита вокруг зерен плагиоклаза.

Замещение плагиоклаза микроклином — весьма редкое явление, но в кварцевых диоритах массива Котансу микроклинизация развита чрезвычайно широко.

Наиболее распространенной структурой диоритов и кварцевых диоритов является порфировидная. Идиоморфные вытянутые вкрапленники плагиоклазов с отношением длины к ширине от 2:1 до 4:1 образуют скопления, беспорядочно расположенные или ориентированные субпараллельно. Более мелкозернистая основная масса заполняет промежутки между крупными зернами, имея гипидиоморфнозернистую структуру.

В строении основной массы принимают участие плагиоклаз более поздней генерации, амфибол, биотит, кварц и акцессорные минералы. Таблички плагиоклаза всегда более идиоморфные, чем амфибол, биотит или кварц. Они образуют каркас, в клиновидных или неправильных интерстициях которого располагаются названные минералы. Амфибол, соприкасаясь с плагиоклазом, в этом месте получает зависимость от контакта очертания и обрастает его углы. Мелкие его зерна всегда менее идиоморфны, чем крупные. Биотит, если он присутствует в качестве первичного, имеет такие же отношения с плагиоклазом, как и роговая обманка. При развитии двух цветных минералов всегда отчетливо видно, что биотит образовался после роговой обманки. Он приобретает неправильные грани в контакте с амфиболом или замещает его частично или полностью.

Интересны взаимоотношения цветных минералов с кварцем. Мелкие зерна последнего нередко оказываются включенными в амфибол или биотит. Одновременно в интерстициях присутствуют крупные сильно катаклазированные и гранули-

рованные зерна кварца. Такие выделения местами превышают по размерам плагиоклаз второго поколения. Постоянный ксеноморфизм данного минерала, очевидно, находится в зависимости от особенностей его внутренней структуры и не может служить критерием для определения очередности выпадения в твердую фазу. Но включенные в цветные минералы зерна кварца, по-видимому, являются более ранней генерацией, чем находящиеся в интерстициях.

Если в породе наблюдается больше двух генераций плагиоклаза, то только последняя имеет сопоставимую с амфиболом степень идиоморфизма. Иногда стык двух зерен плагиоклазов одинакового состава или амфибола характеризуется извилистыми контурами. Это может быть объяснено одновременным ростом граней.

Акцессорные минералы в небольшом количестве в качестве включений присутствуют в центральных частях плагиоклаза, кварца и особенно цветных минералов. Главная масса акцессоров приурочена к биотиту и интерстициям.

Основываясь на описанных взаимоотношениях минералов, можно сделать следующее предположение о порядке их кристаллизации: вначале из расплава выделялись вкрапленники плагиоклаза, представляющие первое поколение этого минерала. Затем началось оформление плагиоклаза II, и несколько позже — кварца I. Следующими выделялись плагиоклаз III, амфибол I (биотит), кварц II, амфибол II и главная масса акцессориев.

Кроме порфириковой и гипидиоморфнозернистой структур, в диоритах встречается и такситовое строение, особенно типичное для пород, образовавшихся за счет ксенолитов. Эта структура характеризуется весьма неравномерным распределением цветных и бесцветных компонентов. Порода приобретает то резко меланократовый, то лейкократовый характер.

Геологическое положение диоритов и кварцевых диоритов указывает на возможность образования их за счет взаимодействия гранитной магмы с боковыми породами. Эта возможность особенно подчеркивается в массиве Джабыгасай, где диориты протягиваются мощной (до 3 км) полосой вдоль контакта с габбро-диабазам, образуя как бы реакционную кайму. Здесь они похожи на промежуточные породы между габбро-диабазам и гранитами. В других местах диориты приходят в соприкосновение с известняками, гранито-гнейсами или песчано-сланцевыми отложениями, и нет никаких оснований счи-

тать их продуктами взаимодействия кислой магмы с этими породами.

Учитывая, что во всех случаях диориты постоянно имеют ясно секущие контакты с вмещающими образованиями, без каких-либо следов постепенных переходов, можно утверждать, что они в основной массе являются магматическими образованиями и сформировались на глубине. Внешне эти породы обладают интрузивным обликом и не обнаруживают явных признаков гибридности. Но при изучении под микроскопом выступают следующие их особенности: переменный состав плагиоклазов (одновременно присутствуют олигоклаз и лабрадор), биотитов и амфиболов (бурого, зеленого и синевато-зеленого, вероятно, содержащего повышенные количества натрия); одновременное присутствие кварца, калиевого полевого шпата, пироксена и лабрадора — ассоциации, характеризующей неравновесное состояние; наличие пятнисто окрашенного амфибола; повышенное содержание цветных компонентов; замещение пироксена роговой обманкой, а роговой обманки биотитом; специфическая ассоциация аксессуарных минералов и элементов, типичная для гибридных пород, промежуточный химический состав (обогащение глиноземом).

Все эти черты не свойственны породам, кристаллизовавшимся из ювенильной магмы, а характерны для гибридных образований, как отмечают А. Н. Заварицкий (1937) и В. С. Коптев-Дворников (1953). Поэтому есть все основания считать описанные диориты и кварцевые диориты продуктами глубинного гибридности, в том ограниченном понимании этого термина, которое придает ему названные исследователи.

Кроме этих диоритов, в центре северной части Суундукского массива встречены диориты, которые отличаются резко выраженным такситовым сложением, неустойчивостью минерального состава, изменяющегося на коротких расстояниях, присутствием реликтовых структур диабазов, постепенным переходом — с одной стороны — в граниты, через гранодиориты, с другой — в диабазы. Останцы последних беспорядочно расположены среди диоритов. Перечисленные признаки позволяют предполагать, что диориты этого типа представляют собой результат переработки основных пород кровли внедрившимися гранитами.

В районе Каиндинского (Адамовский интрузив) и Аниховского массивов обнаружены диориты каледонского возраста. Их галька установлена в девонских песчано-сланцевых отложениях. Данные породы не имеют перечисленных выше при-

знаков и, по-видимому, являются «чисто» магматогенными породами. Их присутствие интересно в том отношении, что в совокупности с другими данными (описываемыми ниже) позволяет говорить об унаследованности магматизма в этих местах.

ГРАНОДИОРИТЫ

Гранодиориты почти всегда встречаются вместе с диоритами, обрамляя их прерывистой каймой переменной мощности. Они являются промежуточными породами между диоритами и гранитами как по геологическому положению, так и по составу и имеют постепенные переходы к этим породам.

Отдельные разрозненные выходы «чистых» гранодиоритов в виде небольших тел неправильной формы можно встретить в центральных частях Суундукского, Котансуйского и других массивов.

В Джабыгасайском массиве гранодиориты представляют самостоятельную фазу. Они прорывают диориты, содержат их обломки и в качестве ксенолитов присутствуют в более молодых гранитах. Контакты в обоих случаях — с диоритами и гранитами — резкие, интрузивные.

Внешне эти породы очень похожи на диориты. Они окрашены в светло- или темно-серый цвет с зеленоватым или голубоватым оттенком. Имеют мелко- и среднезернистое, неясно или четко порфировидное строение.

Первичные главные минералы гранодиоритов представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, амфиболом и биотитом. Из аксессуаров присутствуют (в порядке снижения содержания): апатит, сфен, магнетит, циркон, рутил, ортит, гранат и ксенотим. В своем большинстве они концентрируются около или внутри цветных минералов.

Количественно-минеральные подсчеты, проведенные на интеграционном столике, показали значительные колебания в содержании главных компонентов (табл. 4) и соответствующий разброс точек на диаграмме Б. М. Куплетского (рис. 9), но в пределах поля гранодиоритов.

В отличие от диоритов, плагиоклаз этих пород более кислый (№ 18—26). В крайних значениях отвечает № 12 и № 36. На контакте с микроклином содержит мирмекиты. Иногда имеет зональное строение.

Характерным признаком гранодиоритов является присутст-

Количественно-минеральный состав гранодиоритов (в объемных %)

Минерал	№ образца										
	16	48	354	79	111	1513	104	256	2051	718	914
Плагиоклаз	28,0	30,0	38,0	37,0	40,0	38,0	43,0	41,0	40,0	46,0	51,0
Калиевый полевой шпат	15,0	15,0	18,0	16,0	15,0	13,0	19,0	20,0	18,0	22,0	21,0
Кварц	38,0	28,0	27,0	25,0	26,0	23,0	24,0	21,0	18,0	16,0	17,0
Роговая обманка	12,0	17,0	—	8,0	9,0	6,0	—	5,0	16,0	13,0	—
Биотит	—	5,0	12,0	10,0	8,0	17,0	11,0	11,0	7,0	1,0	9,0
Апатит	2,7	1,9	1,5	1,1	1,4	0,8	0,4	0,8	0,6	0,9	1,0
Сфен	2,5	1,2	1,5	0,9	0,3	1,0	0,8	0,2	0,1	0,5	0,2
Магнетит	0,9	1,2	1,2	0,8	0,2	0,9	0,7	0,5	0,3	0,1	0,4
Циркон	0,6	0,4	0,7	0,8	0,1	0,1	0,4	0,4	e. з.	0,3	0,1
Рутил	0,3	0,3	0,1	0,4	e. з.	0,2	0,7	0,1	e. з.	0,2	0,3

вие большого количества калиевых полевых шпатов (микроклин с $2V_{\text{Нр}}=72-80^\circ$), иногда в виде идиоморфных вкрапленников, или крупных неправильных зерен. Наблюдается слабая

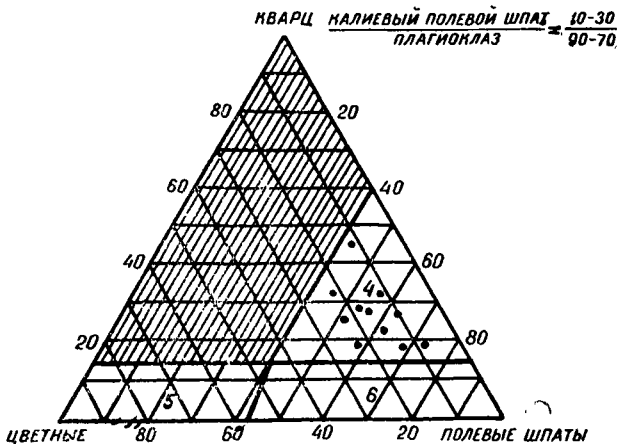


Рис. 9. Диаграмма количественно-минерального состава гранодиоритов (по Б. М. Куплетскому, 1953).

альбитизация и пертиты распада в виде прожилково-пятнистых образований.

Роговая обманка в виде гипидиоморфных зерен размером до 1 мм резко плеохроирует от буровато-зеленого (N_g) до светлого желтовато-зеленого (N_p), $c:N_g=20-25^\circ$; $2V_{N_p}=62-82^\circ$; $n_m'=1,638-1,654\pm 0,003$.

Биотит образует гипидиоморфные чешуйки размером 0,05—1,6 мм. Плеохроизм от коричневого (N_g) до светло-коричневого (N_p) $\cdot n_g'=1,598\pm 0,003$; $n_p'=1,566\pm 0,003$; $2V_{N_p}=6-12^\circ$.

Остальные породообразующие и акцессорные минералы обладают теми же характеристиками, что и у диоритов.

Вторичные изменения гранодиоритов, развитые только местами и с различной степенью интенсивности, сводятся к эпидотизации и серицитизации плагиоклаза, каолинизации микроклина, замещению роговой обманки актинолитом, биотитом или хлоритом, биотита — мусковитом и хлоритом, окварцеванию и карбонатизации породы. В гранодиоритах, подвергшихся метасоматической переработке, развивается альбит (по микроклину), веерообразный и ёльчатый мусковит (по биотиту), появляются новообразования топаза.

Структура гранодиоритов преимущественно гипидиоморфнозернистая. Промежутки между кристаллами плагиоклаза занимают несколько менее идиоморфные амфибол, биотит, микроклин и ксеноморфный кварц. Когда присутствуют крупные выделения калиевого полевого шпата, включающего мелкие кристаллы плагиоклаза, появляется мондонитовая структура (рис. 10). При порфировидном строении вкрапленники плагиоклаза значительно отличаются (в крайнем пределе) по размерам от основной массы, хотя и имеют к ней постепенные переходы. Последней в этих случаях свойственна аллотриоморфнозернистая структура. Роговая обманка заполняет интерстиции между зернами плагиоклаза второй генерации, имея с ним равную степень идиоморфизма. Во всех случаях наиболее ксеноморфным является кварц.

Порядок кристаллизации пород представляется в следующем виде: первым начинает формироваться плагиоклаз, дающий вкрапленники. Он, кстати, всегда более основной. Затем начинается выделение плагиоклаза II, роговой обманки и кварца, образующего крупные зерна. После этого происходит частичное замещение амфибола биотитом и выпадение мелких зерен кварца, корродирующих местами биотит. Акцессо-

рии в главной массе кристаллизуются на конечном этапе за-
твердевания породы.

Минеральный состав гранодиоритов более выровнен и не
дает таких ярких примеров непостоянства, как у диоритов. В

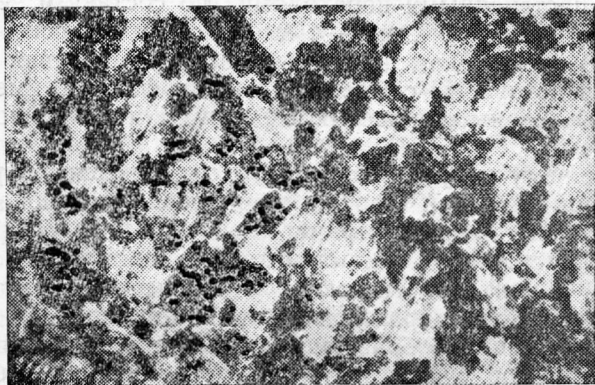


Рис. 10. Гранодиорит с монцонитовой структурой.
Ув. 24, при 2 ник.

то же время некоторые признаки, из указанных выше для
диоритов, и геологическое положение описываемых пород по-
зволяют считать их гибридными образованиями.



Рис. 11. Зональный плагиоклаз в адамеллите, ув. 37,
при 2 ник.

ПЛАГИОГРАНИТЫ

Плагиограниты представляют собой почти исключительно приконтактовую фацию порфировидных крупнозернистых гранитов. Они образуют небольшие, вытянутые вдоль контакта тела с постепенными переходами (по составу и зернистости) к гранитам и резкими — с вмещающими массив образованиями. В Аниховском и Джабыгасайском массивах плагиограниты представлены самостоятельными фазами, имеющими интрузивные взаимоотношения с ранними и более поздними пранитоидами.

По внешнему виду плагиограниты отличаются от гранитов более темной окраской (серая, темно-серая, зеленовато- или буровато-серая), мелкой зернистостью (от 0,02—0,04 мм до 1—2 мм), отсутствием вкрапленников, постоянной гнейсованностью и катакластическим строением. Ориентировка гнейсоватости пород параллельна линии контакта.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, кварц и биотит. В плагиогранитах Джабыгасая вместе с биотитом присутствует роговая обманка, иногда мусковит.

Количество плагиоклаза равно в среднем 60% с колебаниями от 38 до 80%. Содержание аортитовой составляющей в отдельных образцах соответствует олигоклазу (№ 14—28), андезину (№ 32—34) или альбиту (№ 3—8). В апофизах плагиогранитов в диабазах основность плагиоклаза повышается до № 40.

Кварц в виде тонкогранулированных линзовидных агрегатов с ясно выраженным волнистым угасанием содержится в количестве 30—35% с отклонениями от 20 до 50%. Нередко он образует нечетко пегматитовое срастание с плагиоклазом, симплектитовые вроски в амфиболе. Местами включает сноповидные или метельчатые агрегаты актинолита. Оптически аномален (псевдодвуосен).

Содержание биотита испытывает колебания от 0,15 до 12%. Его довольно сильно перемятые и расщепленные чешуйки размером от 0,03 до 1,5 мм окрашены в бурый и коричневый цвета. Плеохроизм резкий от темно-бурого или темно-коричневого (N_g) до светло-бурого, бледно-коричневого или светло-желтого (N_p) · $n_g' = 1,630—1,651$; $n_p' = 1,581—1,591$; $2V_{N_p} = 0—8^\circ$. Железистость — 34—54%.

Призматической или неправильной формы роговая обманка присутствует в резко переменных количествах (3—25%).

В значительной степени она замещается биотитом. Цвет минерала буроватый, зеленый, синевато-зеленый, окраска иногда располагается пятнисто. Плеохроизм с изменением интенсивности окраски: темные тона — по N_g , светлые — по N_p , $c : N_g = 16-24^\circ$; $2V_{Np} = 66-84^\circ$; $n_m' = 1,648$.

Акцессорные минералы распределены в породах неравномерно. В одних штуфах они в сумме достигают 3—5%, в других присутствуют в виде единичных зерен. Из них относительно широко распространены апатит, рудные минералы (магнетит, гематит, пирит, ильменит), сфен. Часто встречаются рутил (сагениит), циркон, циртолит, андалузит, ортит, гранат; спорадически — топаз, монацит, ксенотим.

Вторичные процессы в плагиогранитах развиты весьма широко и приводят к глубоким изменениям, затрагивая все главные минералы. Плагиоклаз, особенно в крупных зернах, подвержен очень сильной серицитизации, иногда каолинизации. В меньшей степени по нему развиваются эпидот, цоизит, кальцит, каолинит. При калиевом метасоматозе плагиоклаз интенсивно микроклинизируется. Микроклин, часто присутствующий как вторичный, в переходных к гранитам разностях появляется в качестве первичного.

Роговая обманка существенно замещается актинолитом, биотитом, хлоритом со сфеном и эпидотом, биотит — хлоритом и мусковитом, а рудный минерал — лейкоксеном и лимонитом.

В грейзенизированных плагиогранитах главным компонентом становится мусковит (15—20%), появляется топаз, биотит исчезает, плагиоклаз корродируется кварцем, породу секут многочисленные тончайшие жилки эпидот-хлорит-кварцевого состава.

Плагиограниты, как краевая фация, подвергались боковому давлению в первую очередь, поэтому у них наиболее распространена катакластическая или лепидогранобластовая структура. Только в отдельных случаях можно говорить о том, что они обладали первично порфировидным строением.

Особенности минерального состава, присутствие большого количества гипогенных ксенолитов основного состава, интрузивные контакты с вмещающими породами и геологическая позиция плагиогранитов дают возможность считать их продуктами гибридизма, осуществлявшегося на более глубоких горизонтах, чем уровень становления интрузии.

АМФИБОЛОВЫЕ ГРАНИТЫ (АДАМЕЛЛИТЫ)

Наиболее широкое распространение амфиболовые граниты имеют в Каиндинском массиве Адамовской интрузии. В Джабыгасайском массиве они встречаются в подчиненном количестве вместе с биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми разновидностями, имеющими взаимные постепенные переходы. В других верхнепалеозойских гранитах амфибол наблюдается очень редко лишь в виде реликтового материала.

Каиндинские амфиболовые граниты по соотношению между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом могут быть названы адамеллитами. По внешнему виду это светло-серые, серые, зеленовато- или розовато-серые, средне- и крупнозернистые породы массивной текстуры с глыбовой и плитчатой формой отдельности.

Главными первичными породообразующими минералами являются плагиоклаз, кварц, калиевые полевые шпаты, роговая обманка и биотит. Аксессуары представлены апатитом, сфеном, рутилом, магнетитом. Спорадически отмечаются циркон, циртолит, монацит, ортит, берилл, топаз, ксенотим. На долю аксессуаров приходится не более 1—1,5% от объема породы.

Плагиоклаз. Средние содержания плагиоклаза для разных массивов варьируют от 31 до 49%. Максимальные отклонения: от 25 до 61%. Минерал развит в идиоморфных и гипидиоморфных выделениях таблитчатой формы с ясно заметным полисинтетическим двойникованием по альбитовому закону. Нередко можно встретить и зональное строение.

Состав плагиоклаза: от альбита № 9 до андезина № 32 (табл. 5).

Характерно, что содержание анортитовой составляющей находится в зависимости от размеров зерен. Более крупные зерна всегда более основные.

Количество зон в зональных плагиоклазах достигает четырех (рис. 11). Центральное ядро по составу отвечает андезину № 32, а периферийные зоны иллюстрируют постепенное снижение основности до олигоклаза № 21. Зональность иногда повторяется: центральная часть — № 30, первая зона — № 32, вторая — № 22, третья — № 26, четвертая — № 21. Подобное чередование в составе говорит о неоднократном нарушении физико-химических условий в расплаве во время кристаллизации породы.

На рис. 11 (типичный пример зонального строения пла-

Оптические свойства плагиоклазов адалеллитов

№ образца	Размер в мм	Генера-ция	n_g'	n_p'	№ плагио-клаза
318	2,5—3,7	I	1,551	1,544	30
318a			1,552	1,544	32
318б			1,549	1,541	27
321			1,548	1,545	24
325			1,545	1,536	19
336			1,546	1,539	21
318	1—2	II	1,544	1,535	12
318a			1,543	1,539	14
318б			1,544	1,537	16
321			1,544	1,537	15
321a			1,544	1,537	16
325			1,544	1,535	12
336			1,544	1,536	13
318			1,543	1,536	10
318a			1,543	1,534	9
321			1,544	1,536	11
321a	0,2—0,8	III	1,543	1,536	10
321б			1,543	1,536	10
325			1,543	1,536	10
336			1,544	1,536	11

гиоклазов) видно, что контуры зон не совпадают. Ширина их различна. Центральная часть достигает 0,8—1 мм, внутренние зоны 0,08—0,1 мм, а краевая зона — 0,3—0,4 мм. Наблюдается коррозия внутренних зон более поздними. Периферийные зоны в местах соприкосновения с другими минералами имеют правильные и (реже) искривленные очертания.

Кварц постоянно резко ксеноморфен: контуры зерен неровные, извилистые, без признаков правильных граней. Минерал раздроблен на мелкие зерна с различной оптической ориентировкой и волнистым угасанием. Размер зерен колеблется от 0,01 до 2 мм в диаметре.

Калиевые полевые шпаты. Представлены ортоклазом, микроклином, микроклин-пертитом и криптопертитом (табл. 6) в зернах неправильной формы.

Таблитчатый или ксеноморфный ортоклаз с размером зерен от 1 до 1,7 мм является первой генерацией. Вторая генерация — четко решетчатый микроклин — 0,5—0,8 мм. Альбит в пертитах распада имеет веретеновидную форму. В ортоклазе он занимает от 10 до 20% площади, в микроклине — около 5%.

Углы $2V$ в калиевых полевых шпатах адамеллитов

№ образца	$2v$ в градусах	Калишпат	№ образца	$2v$ в градусах	Калишпат
318	-74	Микроклин	24	-62	Ортоклаз
314	+80	Изомикроклин	25	-60	"
319	-60	Микроклин-криптопертит	76	-82	Микроклин
321	—	Ортоклаз-пертит	69	-54	Ортоклаз
322	-56	Ортоклаз	90	-58	Ортоклаз
325	-80	Микроклин	17	-78	Микроклин
328	-80	"	114	-80	"
340	-82	"	115	-80	"
345	-58	Ортоклаз	124	-62	Ортоклаз
364	-72	Микроклин	180	-60	"
372	-78	"	181	-82	Микроклин
418	-62	Ортоклаз	183	-80	"

Роговая обманка имеет короткостолбчатые и длиннопризматические формы без концевых граней, размеры от 0,4 до 3 мм. Окраска зеленая с вариациями от травяно-зеленой до желтовато-светло-зеленой, синевато-зеленой, буровато-зеленой (табл. 7). Оптические свойства указывают на при-

Таблица 7

Оптические свойства роговой обманки адамеллитов

№ образца	$c: N_q$	$2v_{N_p}$	n_m'	Fe в молекулярных %	Плеохроизм	
	в градусах				N_q	N_p
318	15	75	1,657	24	Зеленый	Желтовато-зеленый
321	19	76	1,653	20	Зеленый	Мутно-зеленый
322	17	50	1,639	20	Синевато-зеленый	Буровато-зеленый
372	23	48	1,644	28	Синевато-зеленый	Синевато-зеленый
325	18	74	1,651	18	Зеленый	Буровато-зеленый
336	17	64	1,659	27	Травяно-зеленый	Светло-зеленый
26	19	69	1,655	22	Зеленый	Желтовато-зеленый
418	21	47	1,638	18	Синевато-зеленый	Светло-зеленый
340	22	81	1,652	18	Зеленый	Светло-зеленый

существование обыкновенной роговой обманки с $n_m' = 1,651—1,659$; содержащей от 18 до 27% Fe·, Mg, Ti и амфибола глаукофанового ряда с $n_m' = 1,638—1,644$, содержащего от 18 до 28% Mg, Fe· (Трёгер, 1958, фиг. 187 и 181).

Абсорбция $n_g > n_p$. В ней реже, чем в биотите, встречаются включения аксессуаров.

Биотит. Редко встречается в неизменном виде. Обычно нацело или почти нацело замещен хлоритом. Чешуйки имеют форму вытянутых табличек с двумя идиоморфными гранями (001) и неровными окончаниями или листочков с неправильными контурами. Размер чешуек 0,1—2 мм. Мелкая слюда резко преобладает. Плеохроизм по $N_g = N_m$ — темно-зеленовато-бурый, по N_p — зеленовато-бурый. Минерал постоянно содержит включения мелких зерен аксессуаров.

Апатит образует тонкостолбчатые кристаллы длиной до 0,5 мм и удлинено призматические зерна с округленными гранями (0001) и размером от сотых долей миллиметра до 0,4 мм. Бесцветный. Обычен в биотите в виде беспорядочно расположенных включений, реже — в других породообразующих минералах и интерстициях.

Сфен присутствует в виде неправильных или клиновидных зерен буроватого цвета. Располагается в интерстициях. Идиоморфизм некоторых граней обусловлен контактом с плагиоклазом или амфиболом, который он частично замещает. Встречается и в тонких кварцевых жилках.

Рутил. Преобладает игольчатая форма (сагенит) в биотите; реже — неправильные зерна, микрозернистые агрегаты, коленчатые двойники, занимающие интерстиции. Цвет золотисто-коричневый до почти черного. Размер от сотых долей миллиметра до 0,1 мм.

Магнетит развит в виде неправильных зерен, образующих местами скопления. Размер 0,05—0,2 мм.

Циркон встречается в округленных зернах, короткостолбчатых и длиннопризматических кристалликах с дипирамидальными окончаниями. Размер от тысячных долей миллиметра до 0,08 мм. Чаще всего включен в биотит, где вокруг него появляются плеохроичные каемки, редко — в полевых шпатах, амфиболе, кварце, интерстициальных промежутках. Бесцветный или замутненный (циртолит).

Моноцит. Широкоаблитчатые идиоморфные кристаллы, иногда с недоразвитыми некоторыми гранями. Цвет желтовато-буроватый. Обладает высоким рельефом. Встречается

редко в интерстициях. Содержит включения рутила или циркона.

Ортит. Красновато-бурые пластинки в интерстициях почти изометричных очертаний. Размеры до 0,03 мм.

Берилл образует призматические формы, чаще неправильные зерна в промежутках между главными минералами и в трещинах. Размеры достигают 0,2 мм.

Комплекс эпигенетических минералов чрезвычайно разнообразен, но в одних случаях развит очень слабо, в других — настолько широко, что порода теряет первоначальный облик. Особенно интенсивна серицитизация плагиоклаза. Серицит покрывает сплошь все зерно или располагается зонально. В меньшей степени проявляется эпидотизация, замещение цоизитом и каолинитом. По роговой обманке развивается биотит, хлорит с эпидотом, сфен. Биотит почти нацело хлоритизируется. Процессы микроклинизации и альбитизации выражены незначительно.

Структуры адамеллитов довольно разнообразны: гранитная, гипидиоморфнозернистая, вблизи контактов — катакластическая и лепидогранобластовая. Однако наиболее характерным является порфириовидное строение, указывающее на многоприемную кристаллизацию в два-три этапа. Эти этапы устанавливаются по различию оптических констант и размеров, степени идиоморфизма минералов, реакционным замещениям, взаимным пересечениям и включениям.

Самые большие размеры и правильные формы имеет плагиоклаз I состава олигоклаз-андезин. Плагиоклаз II и III, амфибол I и II, кварц I и II, биотит составляют более мелкозернистую массу, имеющую, однако, постепенные по размерам переходы к плагиоклазу I. Последний корродируется более мелкими зернами плагиоклаза II, кварца I и амфибола I. Кварц и амфибол обрастают его углы, принимая в этих местах прямолинейные очертания плагиоклаза. Крупные зерна калишпата I обрастают плагиоклаз I, местами включают его мелкие кристаллы и, в свою очередь, корродируются амфиболом I и кварцем I.

Стык зерен плагиоклаза II и амфибола I свидетельствует о более позднем образовании амфибола (его контуры зависят от граней плагиоклаза II). С плагиоклазом III амфибол I имеет другие взаимоотношения: форма граней плагиоклаза III говорит о его угнетенном росте, подчиняющемся ранее сформированному амфиболу.

Роговая обманка II, приходя в соприкосновение с ортокла-

зом I, амфиболом I, кварцем I, приобретает несвойственные ей контуры. Она несколько менее идиоморфна, чем плагиоклаз III. Но более идиоморфна, чем калишпат II и кварц II.

Биотит в равной степени замещает амфибол обоих генераций, по трещинкам проникает в калишпат II. Кварц II корродирует амфибол и частично биотит, образуя вытянутые параллельно спайности включения, которые выходят за пределы цветного и сливаются с кварцем основной массы. Акцессорные минералы в подавляющем большинстве приурочены к биотиту или интерстициям.

Указанные взаимоотношения породообразующих минералов позволяют наметить их выделение в твердую фазу в следующей последовательности: плагиоклаз I — плагиоклаз II, калишпат I, амфибол I, кварц I — плагиоклаз III, калишпат II, амфибол II, акцессории — биотит, кварц II, акцессории.

Аналогичная последовательность выделения и похожие взаимоотношения минералов описаны В. Н. Лодочниковым (1927) для воронежских гранитов, В. С. Коптевым-Дворниковым и Е. А. Кузнецовым (1931) для пород Борзовского района Урала, М. Е. Яковлевой (1946) в челябинских гранитах, О. С. Полквой (Коптев-Дворников и др., 1960б) для гранитоидов Бетпадала.

За исключением динамогенных структур, описанные выше особенности кристаллизации характерны и для пород, обладающих гранитным и гипидиоморфнозернистым строением.

Таблица 8

Количественно-минеральный состав амфиболовых гранитов

Минерал	№ образца										
	318	321	372	325	336	25	418	124	180	90	69
Плагиоклаз	25,0	40,0	61,0	44,0	39,0	41,0	42,0	39,0	42,0	38,0	37,0
Калиевый полевой шпат	25,0	31,0	15,0	26,0	30,0	31,0	30,0	30,0	28,0	33,0	31,0
Кварц	28,0	17,0	18,0	14,0	16,0	16,0	16,0	21,0	17,0	15,0	20,0
Роговая обманка	10,0	5,0	1,0	9,0	12,0	9,0	8,0	7,0	4,0	7,0	7,0
Биотит	8,0	6,0	4,0	6,0	1,0	2,0	3,0	2,0	8,0	6,0	4,0
Акцессории	4,0	1,0	1,0	1,0	2,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0

Амфиболовые граниты часто содержат ксенолиты сланцев, гнейсов, диабазов, габбро, диоритов. В совокупности с разнообразием минерального состава, частой сменой структур, наличием реакционных отношений между отдельными минералами это указывает на определенное влияние процессов гибридности в их формировании. Хотя это влияние и не так резко выражено, как у диоритов, но проявляется все же достаточно ясно. В то же время их магматическое происхождение подтверждается тем, что количественно-минеральные составы пород (табл. 8) довольно кучно укладываются в восьмое поле третьего сечения тетраэдра Б. М. Куплетского (рис. 12) и только небольшая часть анализов выходит за его пределы.

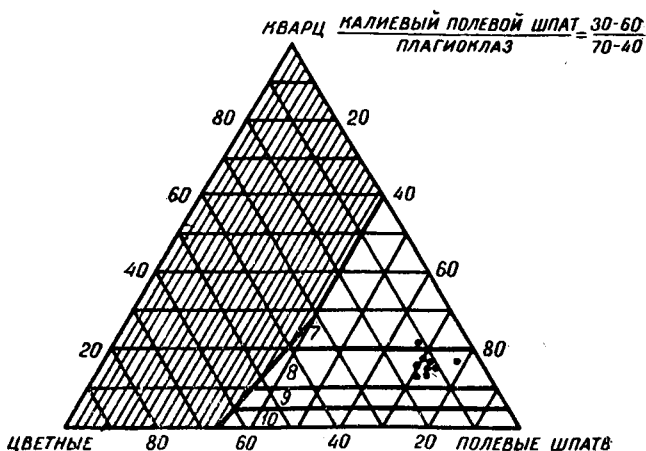


Рис. 12. Диаграмма количественно-минерального состава амфиболовых гранитов (по Б. М. Куплетскому, 1953).

ПОРФИРОВИДНЫЕ КРУПНОЗЕРНИСТЫЕ БИОТИТОВЫЕ ГРАНИТЫ

Данные породы представляют главные фазы формирования интрузий. За исключением Джабыгасайского массива (где они в подчиненном положении), порфировидные граниты в остальных герцинских интрузивах занимают от 60 до 95% обнаженной площади, т. е. составляют основную их массу.



Рис. 13. Формы выветривания и отдельности порфировидных гранитов.

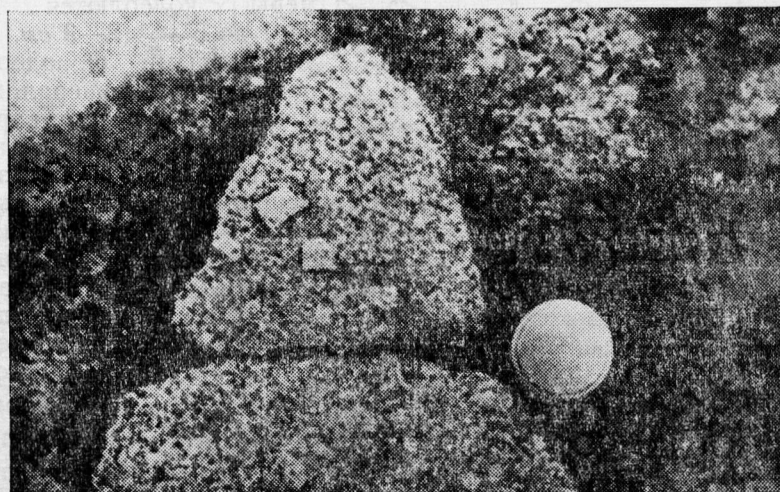


Рис. 14. Вкрапленники микроклина в порфировидных гранитах.

По внешнему виду это светло-серые или белые породы с розоватым, желтоватым, красноватым, редко коричневатым, зеленоватым или голубоватым оттенками. Они обладают массивной текстурой и толстоплитчатой отдельностью. В результате выветривания острые углы сглаживаются и образуется матрацевидная отдельность со своеобразными формами выдувания (рис. 13).

Наиболее характерным свойством этих гранитов является четко выраженное порфировидное строение (рис. 14). В виде фенокристов присутствуют калиевые полевые шпаты и (редко) плагиоклазы. На хорошо отпрепарированных плитах удается проследить закономерности в изменениях размеров и ориентировки вкрапленников. В приконтактных частях ин-

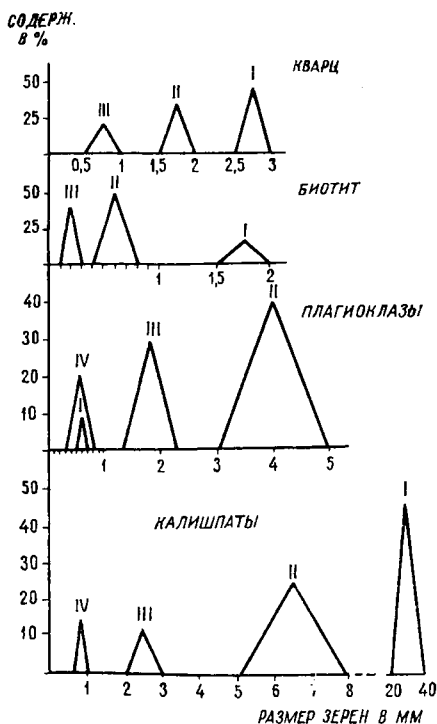


Рис. 15. Диаграмма гранулометрического состава порфировидных гранитов Суундукского массива: I—IV — генерации.

рузивов размеры фенокристов достигают 2 см, в их расположении наблюдается определенная упорядоченность, показывающая зависимость от линии контакта. В центральных зонах массивов ориентировка вкрапленников отсутствует и размеры колеблются от 3×1 до $5-6 \times 2-3$ см.

Главными породобразующими минералами гранитов являются кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз и биотит, замещаемый иногда мусковитом. В интерстициях часто наблюдается микропегматит. Комплекс акцессорных минералов довольно разнообразен: апатит, циркон, сфен, рудный минерал (ильменит, магнетит, гематит, пирит), гранат, монацит, горит, ортит, рутил, берилл, ксенотим.

Калиевые полевые шпаты. В количественном отношении калиевым полевым шпатам в гранитах принадлежит ведущая роль (табл. 14). Они представлены ортоклазом, микроклином, микроклин-пертитом, ортоклаз-пертитом и ортоклаз-криптопертитом. По данным гранулометрического анализа, выделяется несколько (от 3 до 5) структурных групп (рис. 15). Результаты определений угла $2V$ (154 измерения) показали, что наибольшая частота встречаемости типична для углов $2V=60^\circ, 72^\circ, 76-88^\circ$ (рис. 16). Характерно, что зерна различных по размерам групп обладают определенным интервалом колебаний угла $2V$. Чем меньше размеры, тем больше угол $2V$. Л. В. Дмитриев (Коптев-Дворников и др., 1962) установил аналогичное явление в герцинских гранитоидах Бетпакадала и пришел к выводу о существовании в них четырехх генераций калиевых полевых шпатов.

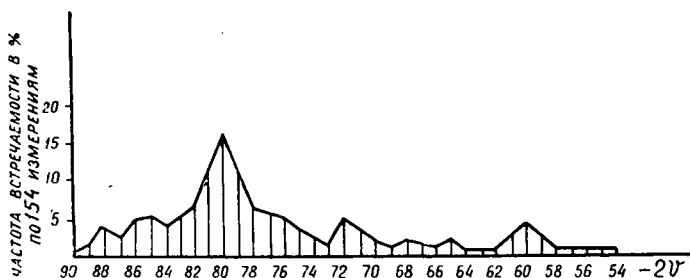


Рис. 16. Углы между оптическими осями в калиевых полевых шпатах порфиридных гранитов.

По наблюдениям А. С. Марфунина (1961, 1962), температурные условия образования полевых шпатов определяют степень упорядоченности их кристаллической решетки и оптические свойства. Степень упорядоченности возрастает с понижением температуры. Высшая степень характерна для низкотемпературных триклинных калиевых полевых шпатов (микроклина), низшая — для высокотемпературных моноклинных (санидина, ортоклаза).

На приведенной диаграмме (рис. 17) хорошо заметна дифференцированность оптических свойств описываемых минералов в зависимости от размеров. Температура контролирует и пределы изоморфного замещения калия натрием (альбит). По данным Э. Спенсера (1952), высокотемпературные калиевые полевые шпаты содержат от 40 до 60% альбита. С пони-

жением температуры изоморфные возможности натрия сильно ограничиваются. В калиевых полевых шпатах порфиридных гранитов количество альбита (пертитовые вросстки) иллюстрируется табл. 9. Подсчет производился на интеграционном столике.

Таблица 9

Углы $2V$ и количество пертитовых вростков в калиевых полевых шпатах порфиридных гранитов (в объемных %)

Размер в мм	$2V_{N_p}$ в градусах	Содержание Ав в %	Калиевый полевой шпат
<i>Суундукский массив (среднее по 42 измерениям)</i>			
5—8	76	15—35	Ортоклаз, реже микроклин
2—3	81	до 10	Микроклин
0,6—1	86	до 5	.
<i>Адамовский массив (среднее по 34 измерениям)</i>			
20—50	57	30—40	Ортоклаз, редко микроклин
3—5	69	15—25	Ортоклаз, микроклин
1—2	79	5—10	Микроклин
0,3—0,5	82	0—5	.
<i>Аниховский массив (среднее по 28 измерениям)</i>			
1,5—2,5	68	20—30	Микроклин
0,7—1,2	77	5—15	.
0,2—0,5	85	0—5	.
<i>Массив Котансу (среднее по 37 измерениям)</i>			
30—60	60	30—40	Ортоклаз
10—20	72	15—20	Ортоклаз, микроклин
5—8	78	5—10	Микроклин
2,5—4	83	—	.
1—2	87	—	.

Основываясь на приведенных выше данных, можно сказать, что каждая размерная группа этих минералов имеет определенные свойства: размеры, углы $2V$, количество альбита. Одновременное присутствие данных групп в одной породе говорит о том, что каждая из них формировалась в определенных, отличных от других физико-химических условиях и, таким образом, может быть названа генерацией.

Генерации сменяют одна другую в процессе кристаллизации в направлении от высокотемпературных, слабоупорядоченных ортоклазов к низкотемпературным, высокоупорядоченным микроклинам. Изучение образцов гранитов, отобран-

Таблица 10

Углы $2V_{\text{Нр}}$ в микроклинах разных генераций основной массы из порфиroidных гранитов (по двум выходам, в градусах)

№ образца	II генерация, размер 5—8 мм	III генерация, размер 2—3 мм	IV генерация, размер до 1 мм	Вторичный микроклин
21	78	82	88	80
24	70	80	86	80
25	76	81	84	80
27	75	83	89	80
30	80	82	85	80
34	80	82	86	80
36	74	81	86	80
60	76	82	85	80
66	72	78	90	80
70	80	79	87	—
75	76	78	84	—
76	76	81	88	—
77	78	82	84	—
78	80	85	87	—
4	75	82	90	—
28	80	84	82	—
58	75	78	86	—
Среднее	76	81	86	80

ных по профилям в направлении от контактов к центральным частям массивов, показало, что степень упорядоченности и углы $2V$ в этих направлениях возрастают.

В порфиroidных гранитах калиевые полевые шпаты присутствуют в виде вкрапленников и неправильных зерен. Вкрапленники (I генерация) имеют форму широких, удлинённых правильных табличек с соотношением сторон 4:2:1 и размером в среднем $20\text{--}40 \times 10\text{--}30$ мм с колебаниями в меньшую и большую стороны от 10×20 до 30×60 мм. Иногда они несут следы деформации двух видов; одна из них приводит к кручению вокруг длинной оси без разрыва сплошности минерала, но с изгибом граней, и, несомненно, вызвана влиянием движения вязкого расплава. Другая — результат посткристаллизационного (по отношению ко всей породе) тектогенеза — обуславливает катаклиз. На долю вкрапленников приходится в среднем 20% объема породы (57% от всех калиевых полевых шпатов). Уплощенный габитус кристаллов определяется преимущественным развитием граней 010 и $0\bar{1}0$. Изредка

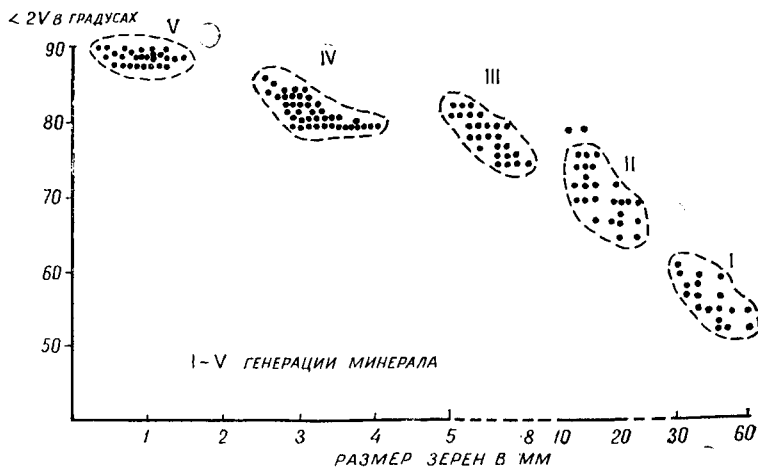


Рис. 17. Диаграмма зависимости угла между оптическими осями от размеров зерен калиевых полевых шпатов.

интенсивный рост идет и по плоскости 001, в результате чего получается более или менее равносторонняя форма.

При изучении шлифов фенокристов хорошо видно их сложное строение. Монокристаллы и простые двойники, кроме полисинтетического решетчатого двойникования по альбитовому

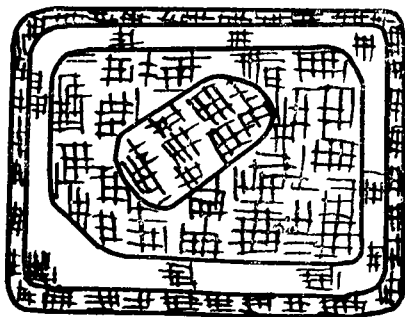


Рис. 18. Строение вкрапленника микроклина (зарисовка; ув. 2, при 2 ник.)

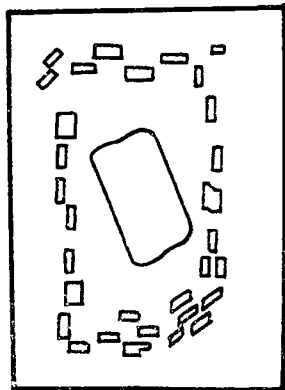


Рис. 19. Ориентировка включений плагиоклаза в микроклинe.

и периклиновому законам, часто обнаруживают еще и зональность.

В центральной части располагается удлиненное ядро—микроклиновый эмбрион—размером до 3×5 мм (рис. 18), которое имеет несколько округленные, видимо резорбированные грани. Ядро чистое, никаких вторичных изменений не несет и инородных включений не содержит. Оптическая ориентировка его, прослеживаемая по положению двойников, значительно отличается от таковой окружающих зон. Благодаря этому контуры ядра выступают весьма отчетливо: оно располагается точно в центре, если шлиф сделан через середину кристалла, а при других разрезах смещено в сторону или даже не попадает в шлиф. Вокруг ядра нарастает до трех зон, различающихся по моменту погасания и составу включенных минералов или разделяющихся несдвойникованной зоной.

Первая от центрального ядра зона имеет меньшую ширину (до 10 мм в одну сторону) и содержит включения небольших (размером до 0,8 мм) идиоморфных и гипидиоморфных кристалликов плагиоклаза № 32—34. Другие минералы здесь не встречаются, поэтому зона может быть названа плагиоклазовой. Интересно отметить, что включенные зерна не резорбированы, грани их четкие, вторичных новообразований в них нет и располагаются они длинными осями параллельно плоскостям роста микроклина. Описываемые включения образуют три системы ориентировки (рис. 19).

Следующая, вторая, зона, названная промежуточной, имеет ширину до 5 мм, содержит включения кварца, плагиоклаза № 25—28, апатита, циркона и сфена. Удлиненные кристаллы апатита, сфена, плагиоклаза здесь, как и в предыдущей зоне, обнаруживают параллелизм по отношению к граням микроклина.

Внешняя зона, облекающая кристалл тонкой (до 2 мм) каемкой, включает чешуйки биотита, зерна аксессуарных минералов, редко плагиоклаза и кварца. Ранее хорошо выдер-

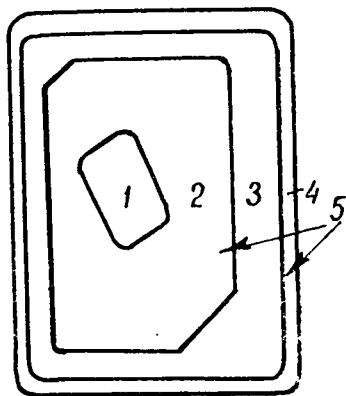


Рис. 20. Расположение зон роста во вкрапленнике микроклина:
1—V — зоны.

живавшаяся ориентировка длинных осей включенных минералов здесь сохраняется хуже. По характерному минералу зона названа биотитовой (рис. 20).

Количество включений в разных вкрапленниках различно, в среднем их насчитывается около 50—60. Наиболее обогащенной (по составу и количеству) инородными минералами является промежуточная зона.

Перечисленные зоны, различающиеся указанными признаками, по всей вероятности являются «погребенными структурами роста» (Туровский, 1954). Они представляют замкнутые линии, повторяющие форму фенокриста с ликвидацией на конечном этапе коротких граней пинакоида 101. Появление «контуров роста», очевидно, связано с наличием некоторых перерывов в ходе формирования вкрапленников. С. Д. Туровский отрицает перерывы как фактор возникновения «контуров роста». Однако ничем иным объяснить указанную зональность не представляется возможным. Кстати, следует сказать, что понимается под «перерывом». Перерыв — это лишь значительное замедление процесса кристаллизации, не сравнимое по интенсивности роста кристаллов с нормальными условиями. Очевидно, каждый перерыв должен каким-то образом сказываться на свойствах минералов. В этой связи нами было проведено сопоставление углов $2V$ у микроклина трех генераций в основной массе (табл. 10) и в разных зонах вкрапленников (табл. 11) из гранитов Суундукского массива.

Таблица 11

Углы $2V_{Np}$ в различных зонах вкрапленников микроклина
(по двум выходам, в градусах)

№ п/п	Ядро	I зона	II зона	III зона
1	68	79	80	88
2	73	77	82	88
3	72	79	80	90
4	60	78	84	89
5	72	77	83	90
6	65	76	85	88
Среднее	68	77	82	88

При сравнении данных, помещенных в таблицах, сразу же заметно большое сходство в углах у микроклина второй генерации и первой зоны вкрапленника, третьей генерации и второй зоны и, наконец, четвертой генерации и третьей зоны. По

приведенным результатам хорошо видно четкое различие в значении данного угла определенных зон. Это, во-первых, указывает на разницу температур их кристаллизации и, во-вторых, как следствие, — на одновременность образования, т. е. на наличие перерывов, так как при непрерывном формировании подобной дифференциации свойств не наблюдалось бы.

При импульсивном характере интрузии магмы (типичном для неравномернозернистых пород), под воздействием периодических тектонических движений, изменение равновесия происходит скачкообразно, что влечет за собой перерывы в кристаллизации. Поэтому, коль скоро появление порфировидных структур вообще объясняется перерывами в формировании минералов основной массы, то, чтобы быть логичными и последовательными и не входить в противоречие с фактами, очевидно, следует принять это объяснение и для вкрапленников.

Микроклин второго (первого в основной массе) поколения образует гипидиоморфные зерна размером 5—8 мм с четко выраженной решеткой полисинтетического двойникования. Микро- и криптопертитизация фиксируется довольно часто. С плагиоклазом он иногда реагирует, образуя в нем мирмекит. Минерал слабо каолинизирован, изредка альбитизирован с краев.

Микроклин третьей генерации отличается постоянным ксеноморфизмом зерен. Размеры колеблются от 2 до 4 мм. Реакционные взаимоотношения с плагиоклазами часто выражаются в мирмекитизации последних.

Микроклины четвертого и пятого поколений имеют наименьшие размеры (0,4—1 мм) и неправильную форму зерен. От микроклина других генераций они, кроме величины зерен, отличаются большими углами $2V$, и меньшей степенью пертитизации. В стыке с плагиоклазами не вызывают никаких реакционных явлений.

Во всех поколениях калиевых полевых шпатов встречаются игольчатые, пленочные, веретеновидные и древовидные пертиты, соответствующие первому и второму типам пертитов С. А. Руденко (1954).

Кварц по содержанию занимает второе место в порфировидных гранитах. Он образует более или менее изометричные крупные (до 3 мм) выделения и резко ксеноморфные мелкие зерна. В эндоконтактных зонах разница в размерах сглаживается за счет дробления крупных зерен в мозаичные

агрегаты. В последних отчетливее, чем в кварце из центральных зон, прослеживается волнистое угасание. Минерал содержит включения игольчатых кристаллов апатита, рутила, округленные зерна циркона. Иногда можно заметить, что эти включения приурочены к тонким трещинам, секущим кварц в различных направлениях.

По результатам гранулометрического анализа выделяется несколько генераций кварца (табл. 12).

Таблица 12

Гранулометрический состав кварца в порфириовидных гранитах
(в объемных %)

Массив	I генерация		II генерация		III генерация	
	размер в мм	в % от все- го объема минерала	размер в мм	в % от все- го объема минерала	размер в мм	в % от все- го объема минерала
Суундукский	2,5—3	45	1,5—2	34	0,5—1	21
Адамовский	1—2	55	0,3—0,6	35	0,04—0,1	10
Аниховский	0,6—1	61	0,1—0,5	39	—	—
Котансу	2—2,5	62	0,7—1	27	0,1—0,5	11

Первая генерация, как правило, занимает наибольшие объемы, третья — наименьшие.

Плагиоклазы образуют таблитчатые, удлинённые по оси (001) кристаллы разной степени идиоморфизма и различных размеров (от 0,4 до 8 мм). По содержанию анортитовой составляющей и по данным гранулометрического анализа (см. рис. 15), среди них выделяется четыре поколения (рис. 21). Последняя диаграмма характеризует граниты массива Котансу. В породах других массивов наблюдается только изменение количества анортита и размеров зерен. Наиболее кислые плагиоклазы (альбит № 3—9) встречаются в аниховских гранитах.

Максимальным распространением в породах пользуются кислые олигоклазы (№ 12—18) и олигоклаз-андезин (№ 27—34) — рис. 22.

Зерна первого поколения, включенные во вкрапленники микроклина, представлены идиоморфными и гипидиоморфными, таблитчатыми и удлинёнными индивидами размером 0,5—0,7 мм. Они образуют простые двойники, всегда свежие,

без следов вторичных новообразований. Содержание анортиговой составляющей колеблется в пределах 32—34%. На отдельных кристаллах можно наблюдать следы прототектоники. Второе поколение плагиоклазов — мелкие идиоморфные кристаллы олигоклаза № 22—29, включенные во вторую зону вкрапленников, и идиоморфные широкотаблитчатые кристаллы в основной массе размером от 5 до 8 мм, тонко полисинтетически сдвойникованные преимущественно по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Иногда наблюдается сла-

ММ ПЛАГИОКЛАЗОВ

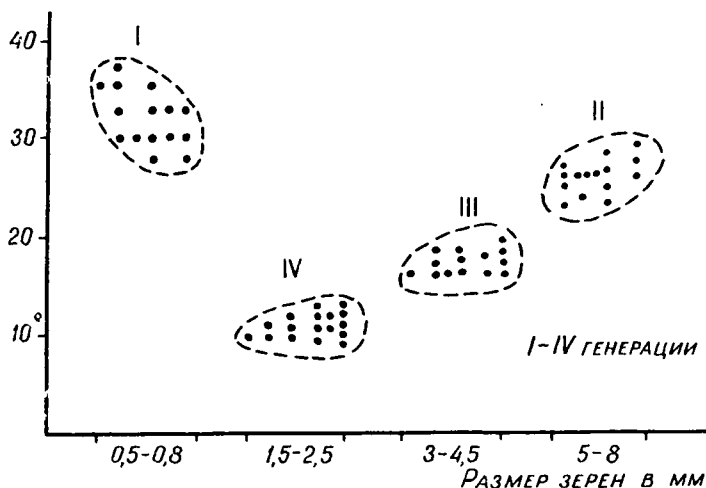


Рис. 21. Диаграмма зависимости состава плагиоклаза от размеров зерен в порфировидных гранитах.

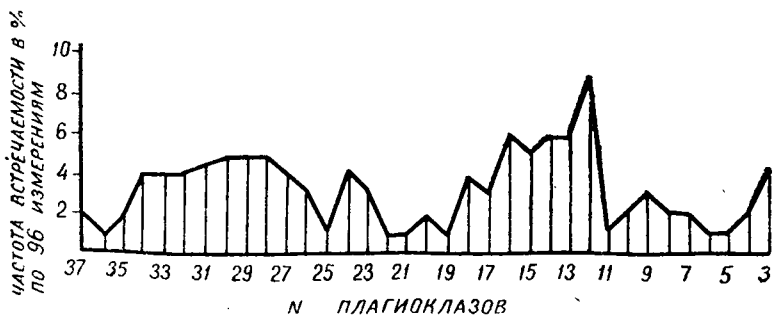


Рис. 22. Состав плагиоклазов в порфировидных гранитах.

бовыраженная зональность. Плагноклаз третьей генерации менее идиоморфен, размер зерен колеблется от 3 до 4,5 мм. По форме это удлиненные таблички с ясно выраженным полисинтетическим двойникованием преимущественно по альбит-эстерельскому закону. Состав минерала отвечает олигоклазу № 16—19. Плагноклаз четвертой генерации в большинстве случаев гипидиоморфный. Размер зерен 1,5—2,5 мм. Форма узкотаблитчатая. Полисинтетическое двойникование главным образом по альбит-эстерельскому закону. Количество анортитовой составляющей колеблется от 10 до 12%.

Мирмекитизации подвергаются преимущественно второе и третье поколение, первое — очень редко, а четвертое — в единичных случаях.

Зональное строение минералов наблюдается главным образом в центральных частях массивов, выражено оно нечетко: зоны имеют «размытый» характер, в результате угасание напоминает облачное. В породах эндоконтакта плагноклаз часто несет следы посткристаллизационного давления: двойниковые полосы смещены по поперечным трещинам, изогнуты, нередко минерал сильно раздроблен.

Наиболее основной плагноклаз — андезин — приурочен к участкам, насыщенным ксенолитами основных пород, и, в несколько меньшей степени, — к зоне контакта.

Биотит присутствует в виде чешуек с резко извилистыми контурами или с параллельными гранями (001). Степень сохранности различна. В одних случаях минерал свежий, в других гидратизирован, замещен мусковитом или хлоритом с эпидотом.

Довольно широко распространена опацизация биотита. Это явление считается признаком становления интрузива в гипабиссальных условиях (Лодочников, 1955; Коптев-Дворников и др., 1960а). По мнению В. Н. Лодочникова, опацизация развивается в результате диссоциации цветных минералов (с выделением рудного) под действием высокой температуры. Последняя повышается в породах за счет процессов окисления (экзотермическая реакция) при свободном доступе воздуха, что возможно лишь при трещиноватой маломощной кровле, т. е. на небольших глубинах. Биотит разных массивов обладает различными оптическими свойствами (табл. 13).

Как видно из таблицы, биотиты из суундукских гранитов относятся к самым маложелезистым биотитам. Наибольшая железистость характерна для пород массива Котансу. С уве-

Таблица 13

Оптические свойства биотитов порфиоровидных гранитов
(точность определения $\pm 0,003$)

n_g'	n_p'	Средняя железистость в %	$2V_{N_p}$	Плеохроизм	
				N_g	N_p
<i>Суундукский массив (среднее по 10 измерениям)</i>					
1,630	1,592	38	0—4	Буровато-коричневый	Светло-коричневый
<i>Адамовский массив (среднее по 17 замерам)</i>					
1,636	1,595	40	0—5	Буровато-коричневый	Светло-бурый
<i>Аниховский массив (среднее по 8 измерениям)</i>					
1,641	1,592	44	3—7	Темно-коричневый	Желтовато-коричневый
<i>Массив Котансу (среднее по 9 измерениям)</i>					
1,644	1,599	48	4—8	Темно-бурый	Светло-бурый

личением железистости возрастает и угол оптических осей, что хорошо согласуется с данными И. А. Островского и В. П. Петрова (1940).

В порфиоровидных гранитах наблюдается от двух до трех генераций биотита, устанавливаемых по указанным для кварца признакам. Биотит I имеет размеры от 1,5 до 3 мм; биотит II — 0,6—1 мм; биотит III — 0,1—0,4 мм.

С биотитом (внутри минерала и рядом с ним) ассоциирует большое количество аксессуарных минералов, располагающихся в нем беспорядочно. Вокруг циркона, монацита, апатита, рутила и ортита наблюдаются каемки распада.

Распределение биотита в породе часто неравномерное. В отдельных районах отмечаются шлировидные скопления, имеющие неправильную или линзовидную форму. Местами количество биотита значительно снижается, и такие лейкократовые участки, занимающие площадь в несколько квадратных метров, выделяются на более темном фоне обычно окрашенной породы. Очевидно, это находится в связи с неравномерным распределением летучих компонентов в магматическом расплаве.

В зонах интенсивной трещиноватости пород биотит исчезает, полностью замещаясь мусковитом.

Мусковит чаще всего является эпигенетическим, развивающимся по плагиоклазу и биотиту. Форма выделений — неправильные чешуйки, радиально-лучистые и метельчатые агрегаты, иногда собранные в параллельные полоски. В нем реже, чем в биотите, содержатся включения посторонних минералов. Минерал бесцветный или окрашен в бледно-желтоватый цвет; $n_g' = 1,598-1,610$; $n_p' = 1,558-1,571$; $2V_{Np} = 4-8^\circ$.

Спорадическим минералом порфиридных гранитов служит роговая обманка. Она появляется в непосредственном соседстве с ксенолитами диабазов или габбро, оконтуривая их прерывистой цепочкой, что указывает на ее гибридное происхождение.

Апатит, циркон, сфен, гранат, рудные минералы, рутил, ксенотим, берилл, монацит — по своим свойствам не отличаются от ранее описанных.

Торит образует широкопластинчатые гипидноморфные кристаллы размером $0,08-0,2$ мм, окрашенные в буровато-желтоватый цвет.

Ортит встречается в виде скоплений хорошо ограненных, четко зональных кристаллов или мелкозернистых агрегатов. Окраска бурая, располагающаяся пятнами или зонами. Особенно обогащены им граниты южной части Адамовского массива. В других породах он встречается редко.

Постмагматические процессы приводят к глубоким изменениям только в зонах штокверковой трещиноватости пород и выражаются в интенсивной серицитизации и эпидотизации плагиоклазов, мусковитизации и хлоритизации биотита, замещении плагиоклазов вторичным микроклином, а первичного микроклина — альбитом. В гранитах массивного сложения обычна каолинизация полевых шпатов и слабые проявления перечисленных выше процессов.

Порфиридная структура пород выступает весьма отчетливо даже без вкрапленников. Последние подчеркивают эту особенность строения макроскопически.

Исходя из данных гранулометрического анализа, степени идиоморфизма, особенностей состава, реакционных взаимоотношений, включений одних минералов в другие, пересечений и характера границ (являющихся главными критериями определения порядка кристаллизации минералов), в порфиридных гранитах можно выделить до пяти структурных групп. Появление этих групп, очевидно, следует связывать с перерывами в кристаллизации породы.

Первая структурная группа — ядра вкрапленников микроклина. Для первичных выделений микроклина характерен четкий идиоморфизм граней (001) и (110). Меньшее развитие получают грани (001) и (201). Коррозионные явления отсутствуют. Размеры достигают 2×5 мм. $2V_{Np} = 68^\circ$.

Вторая структурная группа — первая зона вкрапленников, плагиоклаз I (№ 32—34), микроклин II, кварц I. Внутри этой группы наибольшим идиоморфизмом обладают первая зона вкрапленников микроклина с $2V_{Np} = 77^\circ$ и четкими гранями (010), (110) и плагиоклаз I, включенный в эту зону. Никаких признаков взаимодействия между ними не наблюдается. Микроклин II с $2V_{Np} = 78^\circ$ и кварц I имеют изометричные формы и наиболее крупные после вкрапленников размеры. В местах соприкосновения у них извилистые контуры, без ясно выраженного идиоморфизма какого-либо из данных минералов по отношению к другому. В одних случаях можно видеть угнетенный рост граней кварца, в других — микроклина. Такие соотношения этих минералов позволяют предполагать их одновременную кристаллизацию.

Третья структурная группа — вторая зона вкрапленников с $2V_{Np} = 82^\circ$, плагиоклаз II (№ 22—29), микроклин III с $2V_{Np} = 81^\circ$, кварц II, небольшая часть акцессориев, биотит I. Вторая зона вкрапленников повторяет контуры первой с той же степенью идиоморфизма. Включенные в нее зерна плагиоклаза II расположены беспорядочно (в отличие от первой зоны) и менее идиоморфны, чем плагиоклаз I. Минералы этой группы, составляющие основную массу, корродируют микроклин II и кварц I, располагаясь между их более крупными зернами. Плагиоклаз II по отношению к биотиту, микроклину и кварцу этой группы более идиоморфен. В нем, в стыке с микроклином III, появляются мирмециты. Кварц обладает равной степенью идиоморфизма с микроклином. Биотит I небольшими «заливчиками» и неглубоко, с края вдается в неровности граней кварца, плагиоклаза, микроклина и заполняет промежутки между ними. Это может служить признаком несколько более позднего формирования его краевых частей. Акцессорные минералы в виде единичных зерен наблюдаются во всех порообразующих минералах данной группы, но большая часть их связана с биотитом.

Четвертая структурная группа — третья зона вкрапленников с $2V_{Np} = 88—90^\circ$, плагиоклаз III (№ 16—19), микроклин IV с $2V_{Np} = 86^\circ$, кварц III, биотит II, часть акцессориев. Внешняя зона вкрапленников, сохраняя общие очертания

кристалла, подвергается коррозии более поздними минералами, которые вдаются в нее по спайности или протектоническим трещинам. Плагноклаз III всегда более идиоморфен, чем остальные представители этой группы. Его несколько удлиненные таблички вместе с вытянутыми чешуйками биотита создают впечатление движения расплава в интерстициях. Заполняя промежутки между более ранними генерациями, минералы четвертой структурной группы корродируют их трещинки, неровности граней и т. п. Особенно наглядно это заметно у биотита II и, в меньшей степени, — у микроклина IV. Последний обладает одинаковым идиоморфизмом с кварцем III, вместе с которым заполняет интерстициальные промежутки. Взаимодействие микроклина с плагноклазами более старших поколений (мирмекит) наблюдается редко.

Пятая структурная группа — плагноклаз IV (N_2 10—12), микроклин с $2V_{N_p} = 88—90^\circ$, биотит III, главная масса аксессуариев, микропегматит — составляет микрозернистый агрегат, заполняющий оставшиеся межзерновые пространства. Этот агрегат обтекает грани более ранних минералов, проникает в них по трещинам, как бы «растаскивая» их на отдельные обломки. Степень идиоморфизма для всех минералов этой группы примерно одинакова. Только аксессуарии, концентрирующиеся в биотите и микропегматите, имеют правильные ограничения в силу высокой кристаллизационной способности. Обособлявшиеся иногда в микропегматит последние порции кислого магматического расплава были обогащены летучими компонентами, редкоземельными и редкометальными окислами (аксессуариями) и обладали значительной реакционной способностью: наблюдается интенсивное разъедание микропегматитом микроклина, кварца и (меньше) плагноклаза.

А. С. Марфунин (1955) и О. С. Полквой (Коптев-Дворников и др., 1960а) считают присутствие микропегматита одним из доказательств гипабиссальных условий кристаллизации интрузивов. Наличие в рассматриваемых гранитах микропегматита в совокупности с другими признаками позволяет сделать аналогичный вывод.

Основываясь на приведенном выше фактическом материале, можно представить себе следующий ход кристаллизации породы: первым из расплава начал выделяться микроклин, вследствие избыточного количества калишпатового вещества по отношению к эвтектике (Левинсон-Лессинг, 1949а). Когда его зерна достигли размера около 5 мм, в процессе кри-

сталлизации магмы возник перерыв, вероятно, вследствие перемещения ее на более высокий горизонт при гектонических подвижках. Вторая стадия формирования микроклина (первая зона) началась при несколько ином температурном режиме, что находит отражение в изменении ее оптических свойств. Одновременно в расплаве появились центры кристаллизации наиболее основного плагиоклаза I, и в дальнейшем развитие этих двух минералов некоторое время шло параллельно. Нарастающие грани микроклина оказывали ориентирующее влияние на удлиненные таблички плагиоклаза. Последние располагались параллельно граням и, вследствие их более быстрого роста, захватывались и «консервировались» внутри первой зоны. Несколько позже началось выпадение в твердую фазу микроклина II и кварца I.

После второго перерыва продолжалось нарастание вкрапленников (вторая зона), а в основной массе появились эмбрионы плагиоклаза II, микроклина III, кварца II и биотита I. Затем последовал третий перерыв, за которым началась кристаллизация внешней зоны вкрапленников, плагиоклаза III, микроклина IV, кварца III, биотита II и части акцессорных минералов. В заключительном этапе кристаллизовались плагиоклаз IV, микроклин V, биотит III, главная масса акцессориев и микропегматит.

Последний этап является типичным позднемагматическим. В это время происходит не только кристаллизация остаточного расплава, располагающегося в межзерновых промежутках, но и его взаимодействие с выделившейся твердой фазой, вследствие обогащения минерализаторами.

Кроме порфиroidной структуры в гранитах главной интрузивной фазы, в зонах дробления и приконтактовых участках развиваются катакластическая и лепидогранобластовая структуры. Вкрапленники полностью исчезают, минералы основной массы сильно измельчаются, разлинзовываются, чешуи слюд образуют субпараллельные полосы.

В табл. 14 сведены результаты количественно-минеральных подсчетов состава порфиroidных гранитов. Подсчеты показывают, что преобладающим минералом пород является калиевый полевой шпат, составляющий в среднем 31,9%, на втором месте кварц — 30,9%, подчиненное положение занимает плагиоклаз 25,5%. Только в редких случаях он преобладает над микроклином. На долю слюд приходится 7,5%. Средние содержания порообразующих минералов в отдель-

Количественно-минеральный состав порфировидных гранитов в %

№ образца	Плагноклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Мусковит	Акцессории	Микропегматит
<i>Суундукский массив</i>							
21	16,0	30,0	38,0	5,0	1,0	4,0	6,0
24	22,0	29,0	35,0	8,0	2,0	4,0	—
25	26,0	31,0	34,0	3,0	—	3,0	3,0
27	23,0	35,0	30,0	8,0	1,0	3,0	—
30	26,0	37,0	29,0	6,0	—	2,0	—
34	23,0	39,0	32,0	2,0	—	2,0	—
36	24,0	40,0	27,0	5,0	1,0	3,0	—
60	35,0	31,0	23,0	8,0	—	3,0	—
<i>Адамовский массив</i>							
128	23,0	30,0	38,0	4,0	—	3,0	2,0
115	29,0	22,0	35,0	11,0	—	3,0	—
300	23,0	32,0	33,0	6,0	—	2,0	4,0
336	22,0	32,0	32,0	6,0	3,0	5,0	—
339	30,0	30,0	30,0	8,0	—	2,0	—
341	31,0	30,0	33,0	—	3,0	3,0	—
348	26,0	38,0	27,0	6,0	1,0	2,0	—
360	24,0	40,0	24,0	9,0	1,0	2,0	—
<i>Аниховский массив</i>							
308	22,0	30,0	35,0	7,0	2,0	4,0	—
311	25,0	32,0	34,0	8,0	—	1,0	—
461	27,0	31,0	30,0	9,0	—	3,0	—
465	24,0	35,0	30,0	8,0	—	3,0	—
466	30,0	30,0	33,0	4,0	—	3,0	—
406	28,0	34,0	28,0	5,0	2,0	3,0	—
414	28,0	31,0	27,0	5,0	4,0	5,0	—
<i>Котансуйский массив</i>							
1030	27,0	19,0	38,0	6,0	7,0	3,0	—
1006	20,0	30,0	31,0	4,0	5,0	5,0	5,0
1011	24,0	33,0	35,0	3,0	2,0	3,0	—
502	25,0	31,0	32,0	3,0	6,0	2,0	1,0
598	27,0	31,0	32,0	6,0	—	4,0	—
527	31,0	33,0	30,0	4,0	—	2,0	—
1065	26,0	34,0	27,0	5,0	4,0	4,0	—
503	24,0	38,0	26,0	7,0	1,0	4,0	—
509	31,0	33,0	26,0	1,0	6,0	3,0	—

ных массивах колеблются весьма незначительно и хорошо укладываются в 7-е поле III сечения тетраэдра диаграммы Б. М. Куплетского (рис. 23).

ПОРОДЫ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВОВ

В изученных массивах широко развиты небольшие штоки изометричной формы, неправильные и линзовидные тела. В ряде мест (на реках Солончанка, Суундук, в районе пос. Ямы и др.) можно видеть крутые и пологие контакты (рис. 24) пород, что дает основание говорить о наличии среди них крутопадающих и пологолежащих тел. Площади их выходов обычно достигают 1—2, редко 5—6 кв. км. В расположении намечается вполне определенная связь с первичными разломами, имеющими северо-западное и северо-восточное простирание (Сиротин, 1965). Реже при внедрении ими использовались контакты гранитов главной интрузивной фазы с вмещающими породами. Вокруг тел отмечается маломощный ореол контактово измененных пород (мусковитизация и микроклинизация). Первичная линейность, фиксируемая по слюдам и длинным осям полевых шпатов, не совпадает с таковой в порфиroidных гранитах. Это типичные дополнительные интрузии (по В. С. Коптеву-Дворникову, 1952): они имеют отчетливо секущие контакты с породами главной фазы, близкий к ним минеральный и химический составы и пересекаются их жильными дифференциатами (в некоторых случаях наблюдается более поздняя генерация дополнительных интрузий, содержащая ксенолиты порфиroidных гранитов с заключенными в них жилами пегматитов).

В геологическом отношении значение дополнительных интрузий невелико: они составляют не более 5—10% от объема обнаженных пород массивов, но, являясь первыми дифференциатами, эти граниты представляют большой интерес для изучения эволюции магматического очага.

По внешнему виду — это мелко-, редко среднезернистые светло-окрашенные породы. По составу (в возрастной последовательности, определенной по взаимным пересечениям) выделяются биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и аляскитовые граниты. В Суундукском массиве данную серию замыкают гранит-порфиры, а в Адамовском — псевдосферолиты.

КВАРЦ $\frac{30-60}{70-40}$
КАЛИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ
ПЛАГИОКЛАЗ

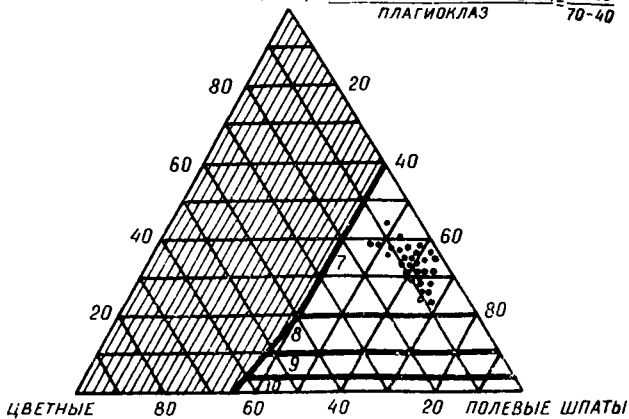


Рис. 23. Диаграмма количественно-минерального состава порфиридных гранитов (по Б. М. Куплетскому, 1953).

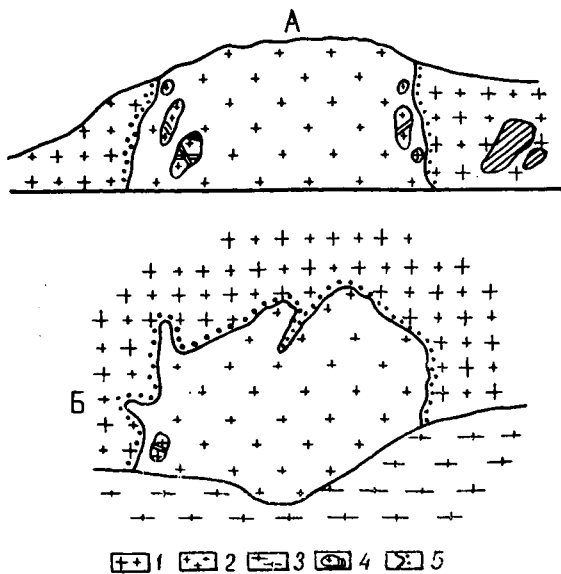


Рис. 24. Дополнительный интрузив мусковитовых мелкозернистых гранитов на р. Солончанке:

А — профиль; Б — план; 1 — порфиридные граниты с ксенолитами мигматита; 2 — мусковитовые граниты с ксенолитами порфиридных гранитов, содержащих пегматиты; 3 — вмещающие массив гнейсы; 4 — ксенолиты; 5 — контактовый ореол.

БИОТИТОВЫЕ МЕЛКОЗЕРНИСТЫЕ ГРАНИТЫ

Макроскопически описываемые породы окрашены в серый или светло-серый цвет. Часто им свойственны розоватые и желтоватые оттенки. Местами они переходят в типичные лейкократовые разновидности. Это мелко- и среднезернистые породы с очень редкими порфиоровыми выделениями полевых шпатов, размеры которых не превышают 5—9 мм. Переход от мелкозернистой структуры к среднезернистой, как правило, постепенный. На местности породы образуют обширные плоские плитообразные выходы. Для них характерны тонкоплитчатая, реже — толстоплитчатая и глыбовая отдельности с чашеобразными или эллипсовидными фигурами выдувания. В участках, приуроченных к тектоническим зонам, граниты тонко рассланцованы и даже милонитизированы, а в приконтактовых районах разгнейсованы параллельно контактам с вмещающими породами. В отдельных пунктах в них встречаются мелкие (10—30 см) округлые шпильки пегматоидного характера — признак большого насыщения магмы минерализаторами.

Под микроскопом граниты обнаруживают полнокристаллическое строение и сложены плагиоклазами, калиевыми полевыми шпатами, кварцем, биотитом и мусковитом. Аксессуары представлены цирконом, апатитом, магнетитом, сфеном, рутилом, гранатом. Редко присутствуют ортит, топаз. В среднезернистых гранитах массива Котансу, отличающихся интенсивной микроклинизацией и альбитизацией, кроме указанных минералов, установлены циртолит, турмалин, берилл, флюорит, торбернит, пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит.

Плагиоклазы. По данным гранулометрического анализа (рис. 25), определению количества анортитовой составляющей и степени идиоморфизма выделяется от двух до четырех генераций плагиоклазов (табл. 15).

Первая генерация — идиоморфные длиннопризматические или широкотаблитчатые кристаллы размером 5—9 мм, с точкой или слабо намечающейся зональностью, не поддающейся замерам, иногда с серицитизированным ядром. Вторая генерация представлена гипидиоморфными табличками с тонким полисинтетическим двойникованием, преимущественно по альбитовому закону. Размер: 3—4 мм. В контакте с микроклином в некоторых зернах развиваются мирмециты. Третья генерация размером 2—2,7 мм — гипидиоморфные, но менее

СОДЕРЖ.
в %

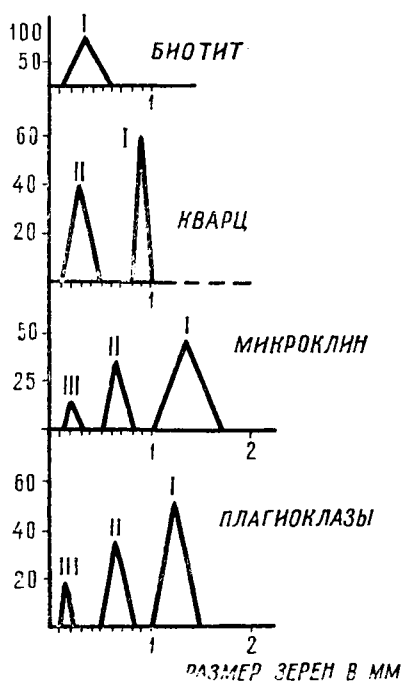


Рис. 25. Диаграмма гранулометрического состава мелкозернистых гранитов (дополнительных интрузивов) Суундукского массива:

I—III — генерации.

вытянутых очертаний. Крупные зерна в образцах из эндоконтактов нередко обладают секториальным или струйчатым угасанием и окружены тонкогранулированным агрегатом кварца. В зависимости от размеров и взаимоотношений с другими породообразующими минералами выделяется от двух до трех генераций кварца (см. рис. 25).

Биотит образует глипидоморфные чешуйки с ровными гранями (001), с плеохроизмом от коричневого и бурого раз-

правильные, чем в предшествующем поколении, зерна. Четвертая генерация (0,5—1 мм) — чаще изометричные и с одной или двумя идиоморфными гранями зерна.

Калиевые полевые шпаты — ортоклаз, ортоклаз-микропертит, микроклин-пертит. Обычны три поколения этих минералов, различающихся размерами и углами $2V$ (табл. 16). Количественные соотношения между отдельными поколениями иллюстрируются (рис. 25).

Форма зерен неправильная, но первое поколение образует более изометричные, иногда таблитчатые выделения. Микроклиновая решетка нередко располагается участками, имеющими неправильные очертания. Содержание альбита в пертитах распада значительно варьирует, но тенденция его к уменьшению в направлении от первой генерации к последней выдерживается достаточно отчетливо.

Кварц. Постоянно ксеноморфные зерна, то более или менее изометричных, то

Таблица 15

Оптические константы плагиоклазов биотитовых гранитов массива Котансу
(точность определений — $\pm 0,003$)

№ образца	Размер в мм	Генерация	n_q'	n_p'	№ плагиоклаза
410	5—9	Первая	1,546	1,535	20
418			1,546	1,539	21
441			1,549	1,542	25
447			1,546	1,538	22
445			1,549	1,542	25
410	3—4	Вторая	1,544	1,536	15
418			1,545	1,537	18
441			1,544	1,536	15
444			1,544	1,537	17
445			1,544	1,537	16
410	2—2,7	Третья	1,540	1,532	10
418			1,540	1,532	10
441			1,542	1,533	12
444			1,542	1,533	10
445			1,541	1,532	11
467	0,5—1	Четвертая	1,542	1,532	11
482			1,542	1,533	12
410			1,543	1,532	8
418			1,540	1,529	3
441			1,543	1,533	9
444			1,542	1,532	7
445			1,540	1,530	5
467			1,541	1,530	6

ных оттенков (N_g) до светлых тонов той же окраски (N_p), иногда до желтого. Судя по размерам, выделяется до двух генераций минерала, но оптические константы их не различаются. В небольших линейно вытянутых телах биотит располагается параллельными полосами толщиной 1—2 мм. К контактам число таких полосок обычно увеличивается. Железистость биотита мелкозернистых гранитов разных массивов различна (табл. 17). Вследствие этого биотиты гранитов Сундукского и Адамовского массивов относятся к мероксенам, Аниховского и Котансу — к лепидомеланам, а Джабыгасайского — к мероксен-лепидомеланам (Трёгер, 1958, фиг. 199).

Однако по сравнению с порфиоровидными гранитами соответствующих массивов биотит имеет большую железистость. Иногда он в значительной степени замещается мусковитом с $n_g' = 1,590—1,601$; $n_p' = 1,551—1,560$. Иногда этот процесс

Углы $2V$ в калиевых полевых шпатах мелкозернистых гранитов

№ образца	Размер в мм	Генерация	$2V_{N_p}$ в градусах	Минерал	Содержание альбита в пертитовых вросках в %	
420	4—6	Первая	56	Ортоклаз	15—25	
418			58			"
441			60	Микроклин		
444			57			Ортоклаз
36			60	Микроклин		
102			58			"
410	2—3	Вторая	75	Микроклин		5—10
418			62			
441			70	"		
444			73	"		
445			65	"		
114			75	"		
410			84	"		
418			80	"		
441			82	"		
444			82	"		
445	0,4—1	Третья	83	"	0—5	
14			88			
87			86			
78			84			
66			81			
5			80			
94	82	"				

заходит настолько глубоко, что от биотита остаются лишь редкие реликты. Замещение развивается по спайности, и в одном зерне можно увидеть чередование листочков биотита и мусковита. Это обуславливает появление двуслюдяных и мусковитовых разновидностей гранитов.

Гидротермально проработанные граниты, кроме обычного комплекса аксессуаров, указанного выше, содержат турмалин, флюорит, торбернит, халькопирит, молибденит, сфалерит, топаз.

Турмалин — столбчатые кристаллы, вытянутые по тройной оси, с поперечными трещинами отдельности и тупыми, слегка округленными концевыми гранями. Размер: 0,2—0,4 мм. Цвет минерала розовато-коричневый. Плеохроизм

Оптические константы биотита мелкозернистых гранитов
(точность определений $\pm 0,003$)

Массив	n_g'	n_r'	$2V_{N_r}$ в градусах	Средняя железистость в %	Предел колебаний	Примечание
Суундукский	1,622—1,631	1,578—1,559	0	31	27—35	Среднее из 18
Адамовский	1,649—1,620	1,608—1,565	0—3	35	26—53	Среднее из 14
Аниховский	1,659—1,630	1,608—1,585	2—7	46	34—64	„ 7
Джабыгасайский	1,624—1,639	1,581—1,588	0—3	37	23—44	„ 6
Котансуиский	1,654—1,634	1,610—1,597	2—6	49	38—57	„ 25

резкий, с изменением интенсивности окраски: от светлых (N_e) до темных (N_o) тонов.

Флюорит — неправильные бесцветные выделения в интерстициях и тонких трещинах. Изотропный, с показателем преломления ниже канадского бальзама. Размер до 1 мм.

Торбернит — образует мелкие (до 0,1 мм) дипирамидальные кристаллы тетрагонального облика светло-зеленого цвета, приуроченные к трещинкам в породе.

Халькопирит — мелкозернистые агрегаты латунно-желтого цвета (в отраженном свете). Размер — до 0,8 мм.

Молибденит образует чешуйчатые и скелетные выделения, чаще всего связанные с вторичным кварцем. В отраженном свете имеет металлический блеск и свинцово-серую окраску.

Сфалерит — светло-коричневые, буроватые, мелкие (до 0,06 мм) изометричные зерна с очень высоким рельефом и спайностью. Изотропный.

Топаз — встречается в виде бесцветных шестоватых кристаллов с ясной спайностью. Грани особенно идиоморфны в сечении, параллельном пинакоиду. Размеры: от 0,4 до 1,2 мм. Двуосный, положительный.

Из вторичных новообразований в данных породах отмечено слабое развитие доизита, эпидота, серицита (по плагиоклазам), каолинита (по полевым шпатам), лимонита (по рудным минералам) и окварцевание. В некоторых участках ши-

роко представлена мусковитизация, замещение микроклина альбитом с краев и в виде пертитовых вростков (пертит замещения) и олигоклаза — микроклином. В последнем содержатся реликты олигоклаза, покрытые серицитом.

Структура пород то четко порфириовидная, то (при отсутствии резко отличающихся по размерам вкрапленников) неяснопорфириовидная, приближающаяся к аллотриоморфнозернистой. В первом случае петрографический анализ позволяет наметить до четырех структурных групп.

Первая структурная группа представлена идиоморфными вкрапленниками плагиоклаза I (№ 20—25).

Вторая — гипидиоморфный плагиоклаз II (№ 15—18), ортоклаз I с $2V_{Np} = 56-60^\circ$, кварц с размером зерен 1—2 мм. Грани плагиоклаза I в стыке с минералами этой группы только слегка искривляются. Плагиоклаз II по отношению к кварцу и калиевому полевому шпату выглядит более идиоморфным. В контакте с последним он мирмекитизируется и грани обоих минералов получают извилистые контуры.

Третья структурная группа — плагиоклаз III (№ 10—12), микроклин II с $2V_{Np} = 62-75^\circ$, зерна кварца размером 0,5—0,8 мм, иногда биотит I, часть акцессориев. Эти минералы располагаются в промежутках между ранее выделившимися, корродируя их, внедряясь в них по трещинкам или обрастая их смежные грани. Микроклин II реагирует с плагиоклазами предыдущих поколений с образованием в последних мирмекитов кварца. Сохраняется большая степень идиоморфизма плагиоклаза III по отношению ко всем минералам этой группы, за исключением акцессоров.

Четвертая структурная группа образована плагиоклазом IV (№ 3—9), микроклином с $2V_{Np} = 80-88^\circ$, мелкими (до 0,3 мм) зернами кварца, биотитом II и акцессориями. Заполняя оставшиеся интерстиции, мелкозернистый агрегат минералов данной группы заполняет и прототектонические трещинки и иногда образует рисунок, создающий представление о движении материала, обтекающем препятствия (ранее сформировавшиеся минералы). Степень идиоморфизма минералов четвертой структурной группы самая низшая. Даже плагиоклаз IV, в отличие от других поколений, аллотриоморфен. Явления коррозии развиты широко, а мирмекиты в плагиоклазе в местах соприкосновения с микроклином III не образуются.

Исходя из этого, выпадение породообразующих минералов из расплава в твердую фазу представляется в виде сле-

дующей схемы: плагиоклаз I — плагиоклаз II, микроклин I, кварц I — плагиоклаз III, микроклин II, кварц II, биотит I — плагиоклаз IV, микроклин III, кварц II, биотит II.

АЛЯСКИТОВЫЕ ГРАНИТЫ

Эти породы встречаются значительно реже, чем биотитовые мелкозернистые граниты. Возрастные отношения устанавливаются по наличию активных контактов и ксенолитов всех вышеописанных пород в аляскитах. Форма залегания: неправильные штокоподобные тела и дайки мощностью до 70 м и длиной 1,5—2 км. В Джабыгасайском массиве наблюдается серия параллельных даек аляскитов суммарной мощностью 0,2 км.

Главными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз и кварц. Слюды (мусковит, редко биотит) присутствуют в количестве, не превышающем 1—3%. Акцессорные минералы — гранат, циркон, апатит, сфен, ильменит — в шлифах встречаются исключительно редко и в виде единичных зерен.

Калиевые полевые шпаты представлены преимущественно микроклином с большими углами $2V$ (табл. 18). Гораздо реже можно встретить микропертит и, в приконтактных зонах, ортоклаз с $2V_{Np} = 60—64^\circ$.

Таблица 18

Углы $2V_{Np}$ в микроклинах аляскитов

Массив	Угол в градусах	Примечание
Суундукский	86	Среднее из 48 измерений
Адамовский	82	" 17 "
Аниховский	80	" 31 "
Джабыгасай	79	" 19 "
Котансу	81	" 23 "

Минерал свежий, почти без следов вторичных изменений. Форма зерен неправильная. Размеры в одном штуфе колеблются незначительно: от 0,4 до 0,9 мм или от 1 до 2 мм. О наличии двух генераций можно говорить только в редких случаях. Наиболее четко устанавливаются две генерации в аляскитах Аниховского массива.

Плагиоклазы образуют редкие идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы (первое поколение — кислый олигоклаз № 11—15) и ксеноморфные зерна (второе поколение — альбит № 3—10) — табл. 19.

Обе генерации характеризуются ясным полисинтетическим двойникованием и присутствием пойкилитовых включений кварца. Нередко они дают пегматоидные сростания с кварцем и микроклином, но без мирмекитов на границе с последним. Следов коррозии и замещения не наблюдается. Размеры зерен резко колеблются: плагиоклаз I — 1—4 мм, плагиоклаз II — 0,4—0,8 мм.

Таблица 19

Состав плагиоклазов аляскистов

Массив	№ плагиоклаза	Примечание
Суундукский	12	Среднее из 29 измерений
Адамовский	10	• 34 •
Аниховский	8	• 16 •
Джабыгасайский	7	• 23 •
Котансу	11	• 24 •

Кварц — постоянно ксеноморфные зерна с волнистым и мозаичным угасанием. В сильно давленных породах он обычен в виде микрозернистых агрегатов линзовидной формы. Размеры от 0,01 до 1,2 мм.

Слюды — биотит и мусковит — образуют гипидиоморфные чешуйки, часто расщепленные и перемятые. Биотит плеохроирует от темно-бурого или темно-коричневого (N_g) до бурого и коричневого (N_p); $n_g' = 1,639—1,656$; $n_p' = 1,590—1,604$; $2V_{N_p} = 4—9^\circ$. Средняя железистость равна 54% (массив Котансу) или 48% (Аниховский массив) с отклонениями до 35 и 59%. По В. Е. Трёгеру (1958, фиг. 199), здесь преобладает лепидомелановая разновидность биотита. Мусковит бесцветный и очень редко розоватый. $2V_{N_p} = 28—36^\circ$; $n_g' = 1,589—1,595$; $n_p' = 1,550—1,560$. В большинстве случаев он почти нацело замещает биотит, т. е. является более поздним, но в некоторых местах взаимоотношения с другими минералами позволяют предположить его первично-магматическое происхождение. Перечисленный выше комплекс аксессуаров ничем особенным от ранее описанных не отличается.

Вторичные изменения в аляскитах отмечаются очень ред-

ко и развиты весьма слабо. Это — каолинизация и серицитизация плагиоклазов и мусковитизация биотита. В зонах дробления имеет место интенсивная микроклинизация.

Порфиroidное строение, являющееся характерной особенностью большинства герцинских гранитоидов, для аляскистов не типично или, вернее, проявляется менее четко.

Структура аляскистов чаще всего отвечает одноприемной кристаллизации и может быть названа аллотриоморфнозернистой. Все составляющие породу компоненты обладают ксеноморфными очертаниями. Среди них трудно наметить первоочередные и более поздние выделения.

При порфиroidном же строении относительно крупные зерна плагиоклаза имеют более высокую степень идиоморфизма, чем минералы, слагающие основную мелкозернистую массу. Последняя, хотя и сложена зернами разных размеров, несет черты аллотриоморфнозернистой структуры. Учитывая данные гранулометрического анализа, взаимоотношения между минералами и степень их идиоморфизма, схема кристаллизации аляскистов с порфиroidной структурой выглядит следующим образом: первым из расплава выпадал плагиоклаз I (редкие идиоморфные вкрапленники); после него началось выделение плагиоклаза II, ортоклаза I, кварца I, а затем — микроклина II, кварца II и биотита. Последние генерации располагаются в промежутках и трещинках между более ранними и иногда их корродируют.

Отмеченные выше особенности аляскистов (большее, чем у других пород постоянство составов полевых шпатов, слабое развитие аксессуарной минерализации и автometасоматических изменений, небольшое количество гидроксилсодержащих минералов) указывают на небольшую роль летучих компонентов в процессе их формирования. Можно предположить, что флюиды, содержащиеся в магне аляскистов, были удалены из нее до их внедрения. Об этом говорят и изменения в контактирующих с аляскитами породах, в которых широко развиты процессы микроклинизации, альбитизации, трейзенизации и т. п.

ГРАНИТ-ПОРФИРЫ

Гранит-порфиры являются наименее распространенными породами. Они встречены в трех местах среди порфиroidных гранитов Суундукского массива, где образуют небольшие (20×50 м) линзовидные тела, и в районе Джабыгасайского

массива — дайку длиной 35 км и мощностью от 0,2 до 0,5 км (Сиротин, 1958). С вмещающими гранитами они имеют интрузивные контакты. В возрастном отношении являются более молодыми, чем аляскиты (пересекают их).

Внешне это серые с голубоватым или зеленоватым оттенком, плотные сливные породы, с порфиоровыми выделениями прозрачных дипирамидальных, местами скелетных кристаллов кварца, плагиоклаза и ортоклаза размером до 2,5 мм. Основная масса при изучении под микроскопом состоит из ксеноморфных зерен кварца, лейст полевых шпатов, чешуек биотита, редко мусковита, образующих фельзитоподобную структуру с размером составляющих ее минералов до 0,1 мм.

Плагиоклазы — длиннопризматические и изометрично таблитчатые кристаллы правильной формы. Размер вкрапленников достигает 2,4 мм. Размер зерен в основной массе не превышает 0,1 мм. По содержанию они отвечают альбиту (основная масса) и олигоклазу (вкрапленники), состав которых отличается незначительно (см. табл. 20).

Характерным является преобладание альбитового закона двойникования, при подчиненном развитии альбит-карлсбадского и альбит-эстерельского. Плагиоклазы вкрапленников и основной массы в равной степени интенсивно подвержены замещению серицитом, эпидотом, каолинитом.

Микроклин и микроклин-микропертит во вкрапленниках достигают размеров 2,6 мм. Имеют хорошо развитые грани. В основной массе они обладают весьма неправильными формами. Углы $2V$ у разных генераций заметно отличаются (см. табл. 20).

Таблица 20

Оптические свойства полевых шпатов
в гранит-порфирах

№ об- разца	P			№ пла- гиоклаза	$2V_N$ в градусах микроклина
	N_g	N_m	N_p		
44	18	72	88	4	80
	20	74	80	8	78
	13	77	87	10	70 (вкр.)
46	21	69	86	5	81
	15	76	86	9	88
47	75	15	84	11	80
	72	19	85	16	74 (вкр.)
	12	84	80	14	75 (вкр.)

Кварц образует вкрапленники почти правильной и округлой формы. Нередко они как бы проплавляются, корродируются и растаскиваются основной массой. Некоторые образцы пород пронизаны тонкими жилками вторичного кварца (толщиной до 0,3 мм), который, отлагаясь в пустотах, образует зерна лапчатой формы.

Мусковит — сильно деформированные чешуйки, мелочатые и лучистые агрегаты, в которых видны реликты биотита. $2V_{Np} = 32-36^\circ$; $n_g' = 1,600$; $n_p' = 1,558$. Размер до 0,2 мм.

Из аксессуаров в шлифах встречены рудный минерал, циркон и сфен.

Породы эти, пересыщенные кремнеземом, начали кристаллизоваться на глубине, о чем свидетельствуют идиоморфные вкрапленники кварца и полевых шпатов, а затем магма быстро переместилась к поверхности, где при резком понижении температуры образовалась фельзитоподобная масса. Структура пород порфировая с микропегматитовым мезостазисом или пилотакситовым строением основной массы с ясными следами течения.

ПСЕВДОСФЕРОЛИТИТЫ

Эти чрезвычайно своеобразные породы встречены в северной части Адамовского массива, в русле р. Урус-Кискен против северо-восточной окраины фермы совхоза «Шильдинский». Они прорывают порфировидные граниты, образуя небольшое (30×50 м) тело темно-серых пород афанитового строения (рис. 26).

При большом увеличении микроскопа видно, что породы представляют собой сплошные скопления псевдосферолитов — округлых образований с радиально-лучистым строением. Их диаметры в центральной части тела достигают 0,2 мм, а ближе к контакту — 0,06 мм. Состав — кварц и плагиоклаз, находящиеся в криптопегматитовом сростании. В интерстициях присутствуют микролиты плагиоклаза (с показателем преломления немного больше канадского бальзама), обильный серицит, мелкие (до 0,01 мм) игольчатые чешуйки густо-коричневого биотита и точечные выделения рудного минерала.

Интересно отметить первичное расслоение этих пород, заметное даже макроскопически, по окраске. Под микроскопом же видно, что темные полосы (толщиной до 2 мм) сложены слабодевитрифицированным стеклом. Светлые полосы

такой же мощности состоят из псевдосферолитов. Полосчатость хорошо выражена по всему телу, но особенно резко — в контакте, где показывает зависимость от его конфигурации.

Псевдосферолититы содержат многочисленные ксенолиты гранитов размером от единиц сантиметров до 5×7 м. Ксенолиты сильно раздроблены и перетерты. Кварц в них тонко гранулирован, плагиоклаз измельчен и деформирован, цветной минерал полностью замещен хлоритом. По-видимому, это был биотит, т. к. внутри чешуек содержится обилие лейкоксенизированного сфена и эпидота, обычных для этого минерала. Первичная полосчатость следует контурам ксенолитов, а в их неровностях образует микроскладки причудливой формы. Жилоподобные апофизы псевдосферолититов секут ксенолиты и вторгаются во вмещающие граниты, но на расстояние не более 5—6 м, а затем выклиниваются.

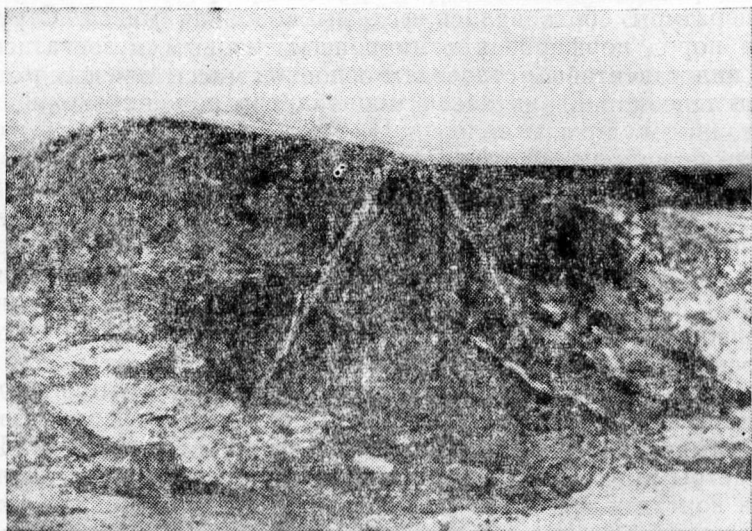


Рис. 26. Обнажение псевдосферолититов (темно-серые) на р. Урус-Кискен.

Присутствие среди пород главной интрузивной фазы псевдосферолититов, аналогичных по составу эффузивным комагматам гранитов — фельзитам, может рассматриваться как признак гипабиссальности интрузии; формирование их осуществилось в камере на наиболее высоком горизонте, достигну-

том магмой. Являясь остаточным силикатным расплавом, сильно обогащенным кремнеземом и обедненным летучими и щелочными компонентами, псевдосферолититы обладали высокой вязкостью. Это свойство обусловило их ограниченную подвижность и первичную полосатость. По происхождению эти породы параллелизуются с кварцолитами Н. П. Ермакова (1960).

Количественно-минеральная характеристика гранитов дополнительных интрузивов приводится в виде средних подсчетов в табл. 21.

Таблица 21

Количественно-минеральная характеристика пород дополнительных интрузивов

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Микроклин	28,0	22,0	32,0	32,0	41,0	54,0	44,0	49,0	51,0	56,0
Кварц	38,0	36,0	28,0	29,0	20,0	24,0	35,0	29,0	25,0	26,0
Плагиоклаз	21,0	30,0	29,0	29,0	26,0	20,0	19,0	21,0	21,0	16,0
Биотит	9,0	—	7,0	8,0	3,0	1,0	—	—	—	—
Мусковит	1,0	9,0	1,0	1,0	6,5	1,0	2,0	1,0	3,0	2,0
Аксессории	3,0	3,0	3,0	1,0	4,0	е. з.	е. з.	е. з.	е. з.	е. з.

Примечание. Цифры в головке таблицы означают: 1 — биотитовые граниты Суундукского массива (среднее из 17); 2 — мусковитовые граниты того же массива (среднее из 14); 3 — биотитовые граниты Адамовского массива (среднее из 22); 4 — биотитовые граниты Аниховского массива (среднее из 31); 5 — двуслюдяные граниты массива Котансу (среднее из 15); 6—10 — аляскиты тех же массивов (средние данные из 11, 8, 7, 10 и 9 подсчетов соответственно).

Подсчеты показывают, что преобладающая роль в большинстве пород принадлежит калиевым полевым шпатам. Это особенно типично для аляскитов. В мелкозернистых гранитах Суундукского массива главным минералом является кварц, отступающий на второй план в аляскитах. Особенно характерным является ничтожное содержание аксессуарных минералов в аляскитах всех массивов. По этому признаку они резко отличаются от других пород дополнительных интрузивов. На диаграмме (рис. 27), представляющей третье сечение тетраэдра Б. М. Куплетского (1953), граниты дополнительных интрузивов образуют широкоразбросанные параллельные ряды точек. Аляскиты дают ряд точек, располагающихся в непосредственной близости к стороне кварц — полевые шпаты. Биотитовые и мусковитовые граниты в соответст-

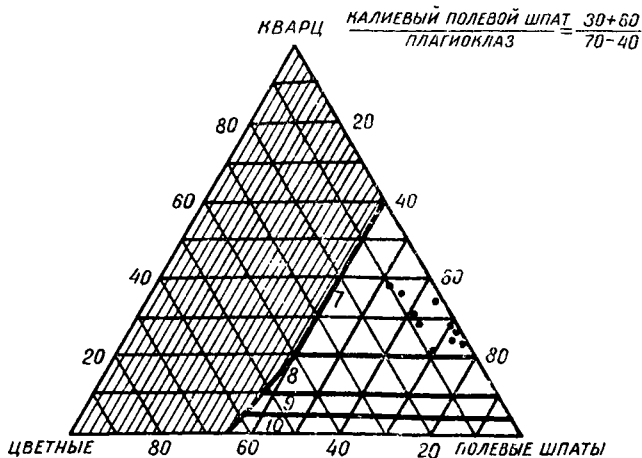


Рис. 27. Диаграмма количественно-минерального состава пород дополнительных интрузивов (по Б. М. Куплетскому, 1953).

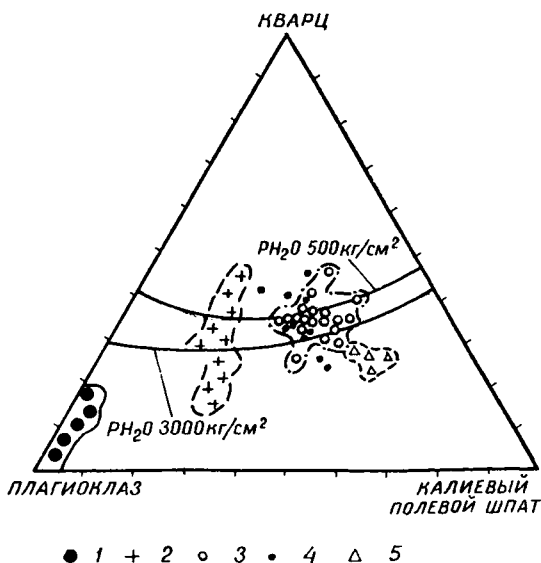


Рис. 28. Диаграмма Боуэна-Таттла:
 1 — диориты; 2 — гранодиориты; 3 — порфиридные граниты; 4 — биотитовые и мусковитовые мелкозернистые граниты; 5 — аляскинты.

вии с составом концентрируются вблизи линии, отвечающей 10% содержания цветного компонента.

Дополнительные интрузивы представляют собой единственный ряд, обязанный своим происхождением процессам дифференциации. Преимущественное расположение дополнительных интрузивов в зоне эндоконтакта указывает на локализацию дифференциации в апикальных участках магматического очага. Химическая направленность процесса дифференциации в данном ряду выражается в прогрессирующем накоплении щелочей, кремнезема и уменьшении содержания Al_2O_3 , CaO, MgO и Fe. В минеральном составе это находит отражение в увеличении количества кварца и микроклина, уменьшении роли слюд и снижении основности плагиоклаза. В результате наблюдается последовательная серия следующих пород: биотитовые—двуслюдяные—мусковитовые—аляскитовые граниты. Стройность данного ряда только в редких случаях нарушается внедрением гранит-порфиров после аляскистов.

Физико-химические особенности процесса дифференциации можно в первом приближении выяснить при рассмотрении диаграммы тройной системы: кварц—плагиоклаз—калиевый полевой шпат (рис. 28), которая отражает фазовые соотношения салической части гранитоидов в процессе кристаллизации.

Экспериментальными работами (Bowen, Tuttle, 1958, 1960) внесено уточнение в положение температурного минимума в области эвтектических составов между кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом в присутствии паров воды. Выяснено, что наличие последних понижает температуру кристаллизации и смещает составы эвтектик.

Построение и использование приводимой диаграммы Боуэна-Таттла для физико-химического анализа описанных выше дифференциатов производилось следующим образом: на треугольную фигуру с намеченными котектическими линиями, ограничивающими область эвтектических составов, наносились результаты приведенных к 100% количественно-минеральных подсчетов кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата (см. табл. 1, 4, 14, 21). При этом оказалось, что большинство фигуративных точек порфировидных гранитов расположилось между котектическими линиями в разных участках области эвтектических расплавов. В соответствии с преобладанием того или иного полевого шпата их поле несколько растянуто, но имеет явное тяготение к точке тройной эвтекти-

ки. Небольшая часть точек падает в поле кварца и часть — в поле калиевого полевого шпата.

Фигуративные точки дополнительных интрузивов компактного роя не образуют. 40% из них легло в поле кварца, 40% — в область эвтектических расплавов и 20% — в поле калиевого полевого шпата.

Точки аляскистов располагаются преимущественно в поле калиевого полевого шпата и лишь средние данные по Суундукскому массиву отвечают эвтектике.

Для сравнения на эту же диаграмму нанесены и составы гибридных пород: диоритов и гранодиоритов. Область расположения первых ограничена полем плагиоклаза, где их точки распределяются вдоль бинарной стороны плагиоклаз—кварц. Гранодиориты же дают широкий разброс точек, идущих из поля плагиоклазов, через эвтектику, в поле кварца. Но у них уже намечается тенденция приближения к точке тройного минимума. От гранитов эти породы отделяются заметным промежутком.

Сопоставление полей максимальной концентрации точек, соответствующих различным гранитоидам, дает возможность провести физико-химическую интерпретацию эволюции сиалической части рассматриваемой естественной серии пород. При этом выясняется следующее: продукты наиболее глубокого гибридизма — диориты — по составу и условиям кристаллизации значительно отличаются от других гранитоидов. Ранняя стадия их затвердевания начинается с выделения избыточного надэвтектического компонента, которым в данном случае является плагиоклаз. Его избыток обусловлен процессами ассимиляции. Для диоритов не характерна кристаллизация по способу эвтектики.

Гранодиориты представляют, надо полагать, более низкую ступень гибридизма, на что указывает (кроме приведенных выше данных) приближение их составов к гранитам. Надэвтектическим компонентом в них, как и в диоритах (но в меньшей степени), может быть плагиоклаз. Удаление двух фигуративных точек гранодиоритов в поле кварца свидетельствует скорее всего о постмагматическом обогащении им породы (что, кстати, наблюдается и в шлифах), а не о выделении в виде надэвтектического компонента. Для небольшой части гранодиоритов возможна кристаллизация в области эвтектических составов.

Основная масса порфировидных гранитов имеет эвтектический состав с надэвтектическим калиевым полевым шпа-

том, который образует интрателлурические вкрапленники. Первоочередное выделение последних подтверждается также и петрографическими исследованиями. Термо-динамический режим главной стадии кристаллизации порфировидных гранитов заметно отличается от условий формирования гранодиоритов, а тем более — диоритов, характеризуюсь более низкими давлениями и температурой.

Серия дифференциатов — мелкозернистые биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты — отличается довольно широким диапазоном колебаний условий кристаллизации.

Среди них типичны составы, отвечающие эвтектическим, и составы с надэвтектическим кварцем или (реже) калиевым полевым шпатом. Широкий разброс фигуративных точек гранитов дополнительных интрузивов, по-видимому, объясняется неравномерным распределением в расплаве щелочных компонентов. Последнее обстоятельство и определяет то избыточное (к эвтектике) содержание кварца, то калиевого полевого шпата, то, наконец, эвтектические соотношения рассматриваемых трех компонентов.

Для замыкающих ряд дифференциации аляскитов типично присутствие надэвтектического калиевого полевого шпата. В отдельных случаях их составы соответствуют эвтектическим.

Положение фигуративных точек дифференциатов свидетельствует о том, что процессы дифференциации идут в условиях, близких к условиям формирования гранитов главной интрузивной фазы, и не дают такого разнообразия состава, как продукты гибридизма.

Кристаллизация осуществляется при обязательном сбрасывании в твердую фазу (в качестве первоочередного выделения) избыточного надэвтектического компонента (плагноклаза — в диоритах и гранодиоритах и калиевого полевого шпата или кварца — в гранитах). Главная стадия кристаллизации гранитов идет при почти эвтектических соотношениях главных компонентов, что подтверждается наличием микропегматита и структур, близких к пегматоидным.

КСЕНОЛИТЫ

Описываемые гранитоиды содержат большое количество разнообразных по составу ксенолитов. Максимальная насыщенность ими наблюдается в зоне контактов с боковыми образованиями. В наиболее древних породах — диоритах, гра-

нодиоритах, а также в порфировидных гранитах — чаще всего присутствуют гипогенные ксенолиты, представленные амфиболитами, диабазами, габбро, гнейсами, сланцами, мигматитами. Глубинное происхождение отторженцев определяется тем, что на контакте с содержащими их гранитоидами находятся известняки, песчаники и т. п. Ксенолиты боковых пород, вмещающих интрузивы на уровне их становления, фиксируются редко (западный контакт массива Джабыгасай). Это главным образом останцы кровли, развитые преимущественно в центральных частях интрузивных тел (Суундукский и Адамовский интрузивы).

Значительно реже инородные включения встречаются в жильных производных (легматитах, аплитах, лампрофирах). Здесь они представлены ксенолитами боковых пород. На севере Суундукского массива описана кварцевая жила, содержащая угловатые обломки гранита. Их контуры не совпадают с конфигурацией трещины, и длинные оси располагаются под углом к простираанию жилы. Можно предположить некоторое перемещение ксенолитов в пространстве и, как следствие, говорить о вязкой консистенции растворов.

Наибольшая насыщенность ксенолитами характерна для диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов. В порфировидных гранитах, с учетом площадей, занимаемых ими, ксенолиты встречаются реже, а в породах дополнительных интрузивов — совсем редко.

Распределение обломков неравномерное. В одних местах они достигают таких концентраций, что по внешнему облику включающие их породы напоминают эруптивную брекчию. В других случаях они рассредоточены на большой площади или полностью отсутствуют. Очевидно, участки с максимальным содержанием ксенолитов отвечают зонам наибольшей механической активности магмы с соответствующей степенью дробления вмещающих пород. В массивах с глубоким эрозийным срезом ксенолитов меньше, в слабоэродированных — больше. Это говорит в пользу представления, отвергающего гравитационную отсадку ксенолитов.

Размеры и формы ксенолитов разнообразны. Встречаются неправильные, резко угловатые и округлые формы. Некоторые сплюснуты, жилоподобны, иногда разветвляются или имеют тонкие «проводнички», соединяющие «раздувы». Создается полная иллюзия жильного залегания, однако при внимательном осмотре видно, что такие образования пересекаются жилками гранита. Обычными являются удлинённые об-

ломки, измеряемые 1—3 м по длинной оси, но наблюдаются также небольшие (единицы и десятки сантиметров) ксенолиты и микроксенолиты. А в северной части Суундукского массива описан ксенолит кровли, занимающий около 1 кв. км площади.

В зоне контактов длинные оси отторженцев простираются параллельно поверхности контакта. По ориентировке удлинения в этих местах можно судить о направлении движения магмы. Наиболее благоприятными для наблюдений в этом отношении являются крутые береговые обрывы рек Каменки, Каинды, Джабыги, Карабутак (массивы Суундукский, Адамовский). В центральных частях массивов ксенолиты располагаются беспорядочно. Но нередко они образуют ряд длинных (до 200 м) параллельных полос, состоящих из вытянутых в одном направлении обломков диабазов (Адамовский и Джабыгасайский массивы), амфиболитов или гнейсов (Суундукский массив), сланцев (массив Котансу). Подобное явление объясняется, по-видимому, ориентирующим влиянием неровностей кровли.

По нашим наблюдениям, степень переработки ксенолитов различна и зависит от их размеров, состава, положения в пространстве, структурных и текстурных особенностей и состава вмещающих пород. В общем случае мелкие ксенолиты изменены сильнее, чем крупные. При прочих условиях в габбро и диабазах процессы замещения развиваются более широким фронтом и проникают глубже, чем в кварцитах или песчаниках. Ксенолиты в приконтактной зоне обычно слабо переработаны, их первичный состав и структура почти не нарушены. В центральных частях массивов обломки тех же пород изменены заметно интенсивнее. В них больше калиевых полевых шпатов и кварца. Ксенолиты мелкозернистых пород массивного сложения менее подвержены ассимиляции, чем их крупнозернистые или сланцеватые разновидности.

В диоритах и их аналогах проработка ксенолитов значительно глубже. В порфиоровидных гранитах и гранитах дополнительных интрузивов степень изменения отторженцев снижается. Это является указанием на уменьшение ассимиляционной способности магмы в направлении от диоритов к аляскитам.

Иногда в серии обнажений одной и той же разновидности гранита содержатся ксенолиты, в которых наблюдаются все стадии переработки, начиная от почти неизмененных пород до так называемых теневых ксенолитов. Чадо полагать, это

свидетельствует о различии физико-химической обстановки в разных участках.

На основе петрографического изучения структур и минерального состава пород ксенолитов среди них можно выделить две резко отличающиеся по конечным результатам группы: слабо измененные и сильно измененные. Промежуточные разности характеризуются наличием признаков, позволяющих определить первичную принадлежность породы, и несут явные следы ассимиляции и гибридности.

Слабоизмененные ксенолиты. Контуры таких ксенолитов обычно угловатые, контакты четкие. По внешнему облику (окраске, особенностям текстуры) они резко отличаются от вмещающей породы.

Первая стадия взаимодействия выражается в механическом проникновении тонких инъекций гранитного материала, дезинтегрирующих ксенолит на мелкие обломки. При дальнейшем нагнетании расплава обломки растаскиваются и измельчаются. В сланцеватых породах это проникновение предпочтительнее осуществляется параллельно сланцеватости. Макроскопически наблюдаемых изменений в ксенолите не обнаруживается. При исследовании под микроскопом видно, что тонкие инъекции имеют кварц-полевошпатовый состав с большим количеством рудного минерала, иногда с игольчатым апатитом и цирконом. Наличие таких тонких инъекций свидетельствует о высокой подвижности силикатного расплава, что, по-видимому, объясняется участием летучих компонентов. Об этом говорит и присутствие указанных аксессуариев. Взаимодействие расплава с веществом ксенолита ограничивается небольшой коррозией его минералов в плоскости соприкосновения и глубже не распространяется. Первичная структура породы не нарушается. Высокая температура гранитного расплава, очевидно, размягчает ксенолит, но прямых доказательств этому нет. Элементы бластических структур, участвующие на перекристаллизацию части материала, в твердом состоянии не обнаруживаются. В гранитах на контакте с ксенолитами не установлено никаких изменений, подтверждающих взаимодействие.

Перечисленные особенности типичны для крупных ксенолитов приконтактной зоны, где относительно быстрая кристаллизация вследствие резкого снижения температуры и ухода флюидов не стимулируют развитие процессов замещения.

Ксенолиты промежуточной степени изменения. Переработка ксенолитов этого типа отличается ши-

роким диапазоном колебаний иллюстрирующих ее признаков. Естественно, что выделение этой группы носит условный характер, не ограниченный строгими рамками.

Наиболее наглядно последовательность развития взаимодействия гранитного расплава с веществом ксенолита устанавливается на крупных обломках. В них можно проследить все степени изменения, начиная от полностью сохранившего свой первичный облик диабаз или габбро до гранита. При этом замечательной особенностью является сохранение контуров ксенолита при полном изменении состава.

Одним из многочисленных примеров такого рода может служить обнажение на р. Джабыга, где последняя пересекает массив того же названия. В гранитах, слагающих ее вертикальные береговые обрывы, содержатся многочисленные ксенолиты диабазов разных форм, размеров и степени проработки. Многие из них имеют концентрически-зональное строение: центральная часть — диаметром до 0,5 м — сложена почти неизменным диабазом, который постепенно переходит в диорит, затем в кварцевый диорит и гранодиорит. В этом направлении увеличивается лейкократовость породы, но не настолько, чтобы затушевать четкие контакты с гранитом. Последний окружает ксенолит переходной зоной, отвечающей по составу адамеллиту (мощность зоны 0,1—0,4 м), который сменяется нормальным гранитом.

По внешним признакам среднеизмененные ксенолиты отличаются пятнистостью (за счет беспорядочного расположения меланократовых и лейкократовых участков) или угловатым сложением. Иногда в них даже невооруженным глазом видны пегматоидные участки. Некоторые ксенолиты производят впечатление мелкозернистой жильной породы типа керсантита.

Наблюдения под микроскопом показывают, что замещение начинается с формирования в эндоконтактах ксенолитов мельчайших зерен кварца и микроклина, которые образуют кайму переменной мощности. От нее в глубь ксенолита местами отходят линейно ориентированные апофизы, заполнявшие, очевидно, мелкие трещинки. Разрастаясь, кварц и микроклин дезинтегрируют и корродируют минералы ксенолита, частично замещают их, а затем включают с образованием «полей» соответствующего состава с «взвешенными» в них зернами плагиоклаза, амфибола и других минералов. Таким образом, возникает пойкилитовая или монцонитовая структура.

Пироксен на этой стадии частично замещается роговой обманкой и биотитом. Вокруг основного плагиоклаза возникают возрастающие по толщине каемки андезина и даже олигоклаза. В граните вокруг ксенолита появляется прерывистая оторочка эпидота в виде мелкозернистого агрегата.

Дальнейшее замещение находит отражение в еще более интенсивных преобразованиях. В ксенолите увеличивается количество кварца, микроклина, кислого плагиоклаза, биотита. Происходит лейкоксенизация рудного минерала. От пироксена остаются одни реликты или он полностью исчезает. По нему развивается амфибол, который (в свою очередь) сменяется биотитом. В некоторых случаях можно наблюдать псевдоморфозы амфибола по пироксену и биотиту — по амфиболу. От идиоморфного лабрадор-битовнита остаются лишь мелкие «островки». По одновременному угасанию и отрывочным прямолинейным контурам иногда можно восстановить его первичные очертания. Грани замещаемых минералов становятся резко ксеноморфными, зазубренными, изъеденными.

Появляются новообразования циркона, монацита, топаза, флюорита, рутила, турмалина, резко возрастает содержание сфена, апатита, рудного минерала. Они всегда приурочены к вновь возникшим минералам. Ориентировка и распределение замещающих минералов в ксенолитах массивного сложения бессистемная. Структура становится чрезвычайно неоднородной. В одном образце наблюдаются пойкилитовое, пегматоидное, лепидобластовое, лепидогранобластовое, порфиробластовое, гипидиоморфнозернистое или аллотриоморфнозернистое строение, то есть одновременно присутствуют и магматические и бластические структуры. В ксенолитах, имеющих сланцеватое строение, замещение происходит без перестройки структуры; в них сохраняется первичная полосчатость, признаком чего служит резкий обрыв сланцеватости на границе ксенолита.

В граните вокруг крупных ксенолитов развивается оторочка из роговой обманки, уралита или актинолита. Мощность оторочки измеряется единицами сантиметров. За этой оторочкой гранит имеет состав, близкий к адамеллиту. В нем, кроме несвойственного ему амфибола, сменяющегося дальше, в нормальных гранитах, биотитом, отмечается плагиоклаз ряда олигоклаз—андезин, пониженное количество микроклина и кварца. Кроме того, граниты приобретают здесь такситовое строение вследствие неравномерного распределения цветных и бесцветных компонентов. В микроксенолитах происходит

осветление за счет развития лейкократовых минералов и образование прерывистой оторочки из биотита. О. С. Полквой (Коптев-Дворников и др., 1960) обращает внимание на широко распространенное в гранитах Казахстана явление приобретения микрокxenолитами мономинерального (плагноклазового) состава. Она считает, что мономинеральный состав микрокxenолитов является конечным результатом преобразования диоритизированных кxenолитов. По ее мнению, преобразование начинается не с растворения лейкократовых минералов а, наоборот: с разложения цветных компонентов. Освобождающиеся при этом кальций, магний и железо участвуют в формировании новообразований цветных минералов, которые концентрируются в граните по периферии кxenолита, подчеркивая его контуры. Вышеприведенные нами данные могут служить иллюстрацией к изложенному и подтверждают высказанное О. С. Полквой предположение. Необходимо отметить, что данное явление в гранитах Урала имеет широкое распространение.

Сильно измененные кxenолиты. В этих кxenолитах указанные выше изменения получают еще более глубокое развитие. Это обстоятельство объясняется еще и тем, что на процессы магматического замещения накладываются постмагматические преобразования. Происходит хлоритизация биотита с выделением сфена и рудного минерала, получает широкое распространение альбитизация и микроклинизация плагноклазов, пертитизация микроклина. Преобладают метаморфогенные структуры. От первичных минералов остаются редкие реликты и небольшие участки со структурой исходных пород. Последняя степень превращений — теньевые кxenолиты. В них сохраняется только каркас, внешняя форма кxenолита, определяемого по высокой, ненормальной для гранитов концентрации биотита. Данные кxenолиты можно спутать со шлировыми выделениями (Заварицкий, 1937), но указанные выше особенности строения помогают в определении их генезиса. При полной ассимиляции кxenолитов загрязненность магмы кxenогенным веществом проявляется в гранитах в несколько повышенном содержании биотита, появлении амфибола и преобладании плагноклаза над микроклином.

Приведенный выше фактический материал (четкие контуры кxenолитов в любой степени изменения, реликты полосчатых текстур исходных пород, характер формирования и состав замещающих минералов, наличие пойкилитовых включений минералов кxenолитов в новообразованиях, прорастание

их последними, присутствие реакционных каемок вокруг ксенолитов, изменение состава гранитов в контакте с ксенолитами) свидетельствует о том, что процессы изменения ксенолитов, вероятнее всего, протекали без их расплавления и по своему механизму соответствовали гранитизации в понимании Х. Рида (1949). Между магмой и ксенолитом имел место обмен веществом, направленный в сторону установления физико-химического равновесия в системе-магме. В отличие от явлений контактового метаморфизма, преобразование ксенолитов не являлось простым аддитивным процессом. Происходил двойной обмен: магма отдавала свои компоненты, а взамен получала вещество ксенолита. Обменные реакции прекращались, когда достигалось равновесное состояние, или они приостанавливались в силу ряда причин (уход флюидов, снижение температуры, прогрессирующая кристаллизация магмы и т. п.).

Взаимодействие облегчалось наличием летучих компонентов. На их участие указывает неперенное присутствие повышенных количеств биотита, апатита и других акцессорных минералов, не типичных для ксенолита. Обмен веществом происходит, по-видимому, путем диффузии, молекулярных перегруппировок, инфильтрации. Роль минерализаторов при этом сводится в основном к созданию легкоподвижной среды пониженной вязкости, в которой свободней протекают обменные реакции и явления диффузии, и к роли катализатора — ускорителя этих процессов.

Положительным фактором увеличения интенсивности переработки следует считать предварительную дезинтеграцию ксенолитов при механическом проникновении расплава по сети тонких трещин.

В результате взаимодействия происходит перемещение значительных объемов вещества, о чем можно судить по данным количественно-минеральных подсчетов, проведенных в серии шлифов слабо и сильно измененных ксенолитов и окружающих их гранитов (табл. 22).

При сопоставлении результатов в графах 1 и 2, 3 и 4, 5 и 6 видно, что в сильно переработанных ксенолитах уменьшается количество плагиоклаза ряда лабрадор—битовнит в амфиболитах и ряда андезин—лабрадор в габбро. Общее понижение содержания плагиоклаза несколько компенсируется появлением альбита. Резко снижается содержание амфибола, исчезает пироксен. В то же время возрастает количество кварца и биотита, появляется микроклин. Комплекс акцессориев

Таблица 22

Количественно-минеральный состав ксенолитов разной степени изменения и вмещающих гранитов (в объемных %)

Минерал	1	2	3	4	5	6
Плагиоклазы № 11—80	34,0	14,0	52,0	14,0	25,0	35,0
Плагиоклазы № 1—10	—	5,0	ед. зерна	9,0		—
Микроклин	ед. зерна	15,0	ед. зерна	13,0	32,0	22,0
Кварц	4,0	28,0	4,0	20,0	31,0	25,0
Биотит	—	26,0	4,5	30,0	8,0	1,0
Пироксен	ед. зерна	—	1,0	—	—	—
Амфибол	61,0	7,0	37,0	8,0	—	14,0
Сфен	0,4	2,6	0,6	2,0	0,7	0,8
Апатит	0,2	1,2	0,4	1,7	1,0	0,7
Рудный минерал	0,3	0,4	0,5	1,1	1,2	0,7
Циркон	—	0,2	—	0,5	0,6	0,2
Монацит	—	0,1	—	0,2	0,4	0,3
Топаз	—	0,1	—	0,1	—	ед. зерна
Рутил	—	0,1	—	0,2	—	0,3
Турмалин	—	0,2	—	0,1	—	—
Флюорит	—	ед. зерна	—	0,1	—	—

Примечание. Цифры в головке таблицы означают: 1 — слабо измененный амфиболит (среднее из 5 подсчетов); 2 — сильно измененный амфиболит (среднее из 6); 3 — слабо измененное габбро (среднее из 13); 4 — сильно измененное габбро (среднее из 8); 5 — гранит порфировидный (среднее из 11); 6 — гранит в контакте с ксенолитом диабаз.

в количественном и качественном отношении становится представительнее.

Картина, наблюдающаяся в гранитах, прямо противоположна: меньше становится биотита, кварца, микроклина, нет альбита, появляется амфибол. Суммарное количество плагиоклазов больше, чем в граните, удаленном от контакта. Возрастает доля плагиоклазов с высоким содержанием аноритовой составляющей.

Таким образом, можно сказать, что в обменных реакциях (кроме H_2O) участвуют Ca, Mg, Fe, Si, K и Na. Первые три элемента выносятся из ксенолита в гранит, а Si, Na, K, вода и окислы редкометалльных и редкоземельных элементов приносятся в него.

Парагенетические ассоциации минералов, возникающие при гибридизме (на примере ксенолитов основных пород типа габбро), иллюстрируются диаграммой состав — параге-

незис (рис. 29), построенной по методике Д. С. Коржинского (1957). При этом (в данном и последующих случаях) мы принимаем давление, температуру, химические потенциалы воды, углекислоты, щелочей и других подвижных компонентов за произвольные и постоянные факторы равновесия. В качестве инертных компонентов выбраны CaO , Al_2O_3 и $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$, при вполне подвижных H_2O , K_2O , Na_2O и находящихся в «избытке» кварце и аксессуарных минералах.

Для неизменных частей ксенолитов (располагающихся в центре крупных обломков) характерен следующий парагенезис: плагиоклаз № 50—60 — пироксен (нулевая точка на диаграмме).

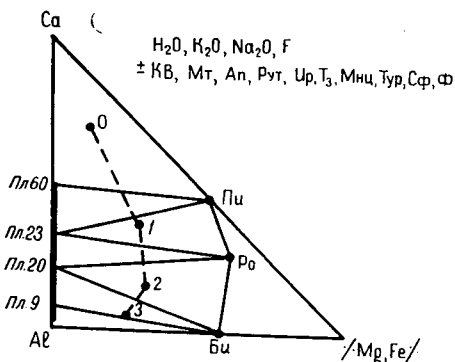


Рис. 29. Парагенетические минеральные ассоциации при ассимиляции ксенолитов:

0 — неизменный ксенолит; 1 — начальная стадия изменения; 2 — стадия интенсивного изменения; 3 — реликтовая стадия.

В начальной стадии изменения (точка 1) происходит снижение основности плагиоклаза и частичное замещение пироксена роговой обманкой. В это время имеют место следующие парагенезисы: плагиоклаз № 40 — пироксен, плагиоклаз № 28 — пироксен, плагиоклаз № 28 — роговая обманка, пироксен — роговая обманка.

При интенсивном изменении ксенолита (точка 2) наблюдаются иные сообщества: плагиоклаз № 20 — роговая обманка, плагиоклаз № 20 — биотит, биотит — роговая обманка.

В реликтовую стадию (точка 3) — стадию почти полного замещения материала ксенолита веществом гранита — главные парагенезисы чрезвычайно упрощаются: плагиоклаз № 9 — биотит, биотит — микроклин, плагиоклаз № 9 — микроклин.

Главной особенностью процесса, как это отчетливо выступает на диаграмме, следует считать обогащение конечных продуктов глиноземом. Параллельно с этим происходит резкое обеднение их кальцием и, в несколько меньшей степени — железом-магнезиевыми окислами. При этом в серии цветных минералов устанавливается следующий ряд: пироксен —

роговая обманка — биотит, а среди полевых шпатов — плагиоклаз № 60 — плагиоклаз № 40 — плагиоклаз № 28 — плагиоклаз № 20 — плагиоклаз № 9, микроклин.

В заключение важно отметить, что данные, полученные нами для Южного Урала, находят подтверждение в широко известных работах В. Н. Лодочникова (1927), Г. А. Соколова (1935), А. Н. Заварицкого (1937), А. П. Лебедева (1937), О. С. Полковой (1941), Б. М. Куплетского (1946б), В. И. Луцицкого (1950), В. В. Ляховича (1952), В. С. Коптева-Дворникова (1953), занимавшихся изучением явлений гибридности в иных регионах Советского Союза.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВКРАПЛЕННИКОВ

Как уже говорилось выше, особенно четко порфиroidное строение выражено у пород главной интрузивной фазы благодаря присутствию крупных вкрапленников микроклина. Эта особенность представляет широко распространенное явление на Урале, Калбе, в Центральном Казахстане и в других регионах Советского Союза и за рубежом.

Относительно времени, причин и условий образования вкрапленников среди исследователей нет единого мнения. Одни считают их магматогенными, возникшими при кристаллизации расплава и представляющими собой первичные интрателлурические выделения. При этом представления сторонников данной точки зрения вступают в противоречие с широкоизвестным и до недавнего времени считавшимся незыблемым правилом Боуэна, согласно которому первыми в твердую фазу оформляются цветные компоненты и наиболее основной для данного расплава плагиоклаз. Другие, опираясь именно на это правило, считают фенокристаллы метасоматическими, обязанными своим происхождением наложенным постмагматическим процессам. По мнению третьих, описываемое явление связано с глубоко идущими процессами гранитизации. Четвертая группа исследователей, полагая совершенно доказанным возникновение вкрапленников в результате метасоматоза, относит и материнские граниты к метасоматическим образованиям.

Перечисленные точки зрения с различными вариациями выражают представления, высказанные в свое время Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1949), Н. Г. Судовиковым (1954), Б. М. Куплетским (1946а), И. М. Исамухамедовым (1960), И. Е. Сморгочковым (1953) и многими другими.

И. В. Белов (1939), Г. Н. Вертушков (1954), С. Д. Туровский (1954), К. М. Сиротин (1958—1966) считают вкрапленники первичным продуктом нормальной кристаллизации магмы. Б. К. Львов (1965) указывает на магматическое происхождение вкрапленников в микроклиновых гранитах и метасоматическое — в гранито-гнейсах.

Решение вопроса о происхождении порфиroidных структур имеет важное значение для понимания эволюции процесса магматизма, поэтому неудивительно, что данной проблемой занимались многие исследователи.

Наши наблюдения в Орском Зауралье позволяют отметить следующее: распределение вкрапленников в массивах неравномерное; они являются постоянной принадлежностью только производных главных по объему фаз — порфиroidных микроклиновых крупнозернистых гранитов. В породах предшествующих и последующих фаз подобные крупные фенокристаллы отсутствуют. Чрезвычайно важным, с нашей точки зрения, является то обстоятельство, что по положению вкрапленников в пространстве отчетливо фиксируется направление движения магмы. Многочисленные замеры (до трех-четырёх тысяч в каждом массиве) ориентировки длинных осей кристаллов говорят о значительном влиянии контакта на их расположение. Это влияние хорошо проявляется в зоне эндоконтакта шириной до 0,5—1 км, где вкрапленники повторяют все изгибы контура соприкосновения с вмещающими породами. С удалением к центрам массивов на расстояние, более указанного, ориентирующее воздействие рамы ослабевает и они располагаются беспорядочно. В некоторых участках (южном саягеллите Адамовского интрузива и других местах) прослеживается увеличение углов падения длинных осей в сторону контакта, что выражается в их (участков) куполообразном строении.

В ряде каменоломен, вскрывающих граниты на глубину до 60 м, удается наблюдать распределение фенокрист по вертикали: в апикальных частях их несколько больше, чем в более глубинных зонах. По всей вероятности, это обусловлено гравитационным эффектом. Еще большая неравномерность в распределении вкрапленников отмечается в плане. Однако данное явление объясняется тем, что массивы еще в дорудный этап были разбиты на крупные блоки, которые перемещались один относительно другого как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Движения последнего типа привели на один уровень (вскрытый последующей эро-

зией) участки с различной концентрацией фенокристаллов, что и обеспечило видимую неравномерность в их распределении. Кроме того, горизонтальные перемещения блоков под большим давлением вызвали появление мощных (до 0,5 км) зон дробления и милонитизации, в которых вкрапленники полностью уничтожены, чем неравномерность их распределения подчеркивается еще больше.

Интересной особенностью вкрапленников, подробно описанной выше, является их зональность, подчеркивающая различие условий, при которых формируются зоны. С точки зрения метасоматоза, зональное строение крупных выделений микроклина с дифференциацией оптических свойств трудно объяснить. С этих же позиций не менее трудно объяснить и то обстоятельство, что вкрапленники встречаются только в определенных породах (которые и без них обладают ясно выраженной порфирированностью) и полностью отсутствуют в других, развитых рядом и пересекающихся с первыми.

Постмагматический калиевый метасоматоз, широко развитый в гранитоидах Орского Зауралья, в равной степени затрагивает все породы и представлен главным образом микроклинизацией. При этом вторичный микроклин никогда не образует правильных форм и отличается иными оптическими константами.

Важно отметить, что содержание урана во вкрапленниках и в породе значительно различается. Исследования, проведенные нами в этом направлении, показали, что количество урана в первых колеблется от 0,3 до 1,3 γ/g , а во вторых — от 2,7 до 6,3 γ/g (табл. 23).

Табличные данные указывают на закономерное повышение содержания урана во вкрапленниках, при повышении содержания в породе.

Таблица 23

Содержание урана
во вкрапленниках и содержащей
их породе в γ/g

№ образца	Вкрапленники	Порода без вкрапленников
378	0,3	2,7
412	0,4	3,6
442	0,5	4,5
533	0,9	3,5
650	1,3	6,3

Отношение $U_{\text{п}}/U_{\text{вкр.}}^* = 4-9$. В. И. Герасимовский (1963) показал, что для геохимии урана характерно его накопление к концу магматического процесса в единой серии комагматов. Есть все основания предполагать такое же распределение урана и в длительном процессе кристаллизации пород одной фазы, идущем с неоднократными перерывами. Метасоматическое образование вкрапленников должно привести к одинаковому, как минимум, содержанию урана в породе и фенокристаллах.

Таким образом при изучении вкрапленников микроклина нами отмечены следующие факты:

1. Фенокристаллы имеют зоны роста, характеризующиеся: а) определенной ориентировкой включений, отображающей закономерность нарастания граней вкрапленника; б) отсутствием у включенных (законсервированных) минералов следов резорбции или замещения (в то время как в основной массе по плагиоклазу развиваются микроклин и альбит, а по биотиту — мусковит и хлорит); в) закономерностью в расположении включенных компонентов по зонам, отражающей ход кристаллизации породы; г) более основным характером включенного в первой зоне плагиоклаза (до № 34), чем во всей породе.

2. Имеет место различие оптических свойств зон, что указывает на различные температуры их образования, т. е. на существование перерывов в процессе кристаллизации.

3. Реакционные взаимоотношения интрателлурического микроклина с окружающими и включенными минералами не наблюдаются, или развиты очень слабо во внешней зоне и носят негативный характер.

4. Вторичный микроклин, интенсивно развивающийся в основной массе, не имеет правильных форм и во всех породах отличается удивительным постоянством углов $2V = -80^\circ$.

5. Наличие пластических деформаций кручения вкрапленников говорит о движении в расплаве уже оформившихся кристаллов.

6. Хорошо выдержанная ориентировка длинных осей фенокристов параллельно изгибам контакта интрузива фиксирует направление движения магмы и, таким образом, указывает на их присутствие в расплаве.

7. Аналогичные (идиоморфные) образования в переработанных ксенолитах отсутствуют.

* $U_{\text{п}}$ — уран в породе; $U_{\text{вкр.}}$ — уран во вкрапленниках.

8. Вкрапленники встречаются только в породах одной фазы. Широко развитый в гранитоидах Орского Зауралья калиевый метасоматоз — явление постмагматическое, наложенное на все породы.

9. В зонах дробления гранитов — структурах наиболее благоприятных для интенсивного развития метасоматоза — фенокристаллы отсутствуют.

10. Имеет место различие в содержании урана во вкрапленниках и породе.

11. К этому следует добавить следующие соображения: микроклин обладает тремя системами трещин спайности и двумя плоскостями двойникования, что определяет его низкую кристаллизационную силу. Поэтому он не может приобретать правильную форму при росте в твердой среде. Округлые овоиды микроклина в различных гнейсах и рапакиви подтверждают это представление.

Основываясь на изложенных выше фактах, можно сделать некоторые выводы.

Вкрапленники микроклина являются продуктом кристаллизации магматического расплава. Оформление их в твердую фазу происходило с перерывами, сопоставляющимися с такими в формировании породы, неотъемлемой первичной частью которой они являются. Кристаллизация вкрапленников началась значительно раньше других минералов, что обеспечило приобретение ими идиоморфных очертаний. Граниты, содержащие вкрапленники, являются типичными порфиroidными образованиями, особенности структуры которых и без вкрапленников выступают достаточно отчетливо. Кристаллизация данных вкрапленников генетически не связана с постмагматическим калиевым метасоматозом.

Кроме магматогенных вкрапленников, в некоторых порфиroidных породах наблюдаются образования иного генезиса. Так, в гранитах массива Котансу наряду с вкрапленниками, аналогичными описанным выше, сосуществуют и автометаморфогенные фенокристаллы. Первое поколение вкрапленников (ортоклав с $2V_{Np} = 55-60^\circ$ размером 3—6 см) характеризуется высокой степенью идиоморфизма, содержит включения, но округленных, а не идиоморфных зерен плагиоклаза, погасающих большей частью одновременно и являющихся реликтами крупных кристаллов. Форма реликтов с несомненностью указывает на разъедание и замещение; они серицитизированы и содержат мирмециты.

Второе поколение вкрапленников тоже имеет идиоморф-

ные очертания, размеры от 1,0 до 2 см. Эти кристаллы содержат редкие правильно ограненные кристаллики плагиоклаза, но, в отличие от вкрапленников других массивов, зональное строение для них не характерно. Состав — ортоклаз с $2V_{Np} = 62-68^\circ$ — указывает на образование (как и первой генерации) в условиях высокой температуры (Белянкин, 1944; Соболев, 1952; Спенсер, 1952) и в значительном отрыве по времени от последующих минералов. Соприкасающиеся с вкрапленниками плагиоклазы основной массы мирмекитов не содержат, а калишпаты третьей—пятой генераций не имеют включений плагиоклазов. Вокруг вкрапленников отчетливо заметна флюидальная ориентировка чешуек биотита.

Приведенные данные свидетельствуют об образовании фенокристаллов первого поколения в результате аутометасоматоза в магматическую стадию. Причины, которые привели к изменению состава расплава и замещению плагиоклаза ортоклазом, остаются пока неясными.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ МИРМЕКИТОВ

Во многих описанных породах широко развиты своеобразные выделения кварца в плагиоклазе, называемые мирмекитами. Эти образования давно служат предметом обсуждения. Не будет большим преувеличением сказать, что существует столько же гипотез о их происхождении, сколько исследователей пыталось решить этот вопрос.

Один из первых исследователей мирмекитов А. Мишель-Леви (Michel-Levy, 1874, 1875) объяснял данное явление коррозией плагиоклаза магмой. Ф. Ромберг (Romberg, 1892) главной причиной считал процессы выветривания. По Ф. Бекке (Becke, 1891, 1908) мирмекиты не что иное, как микропегматитовые сростания плагиоклаза с кварцем. Затем он изменил свою точку зрения и объяснял возникновение мирмекитов замещением калия микроклина эквивалентными количествами натрия и кальция с выделением избыточного кварца. И. Седергольм (Sederholm, 1899, 1916), предложивший термин мирмекит, считает, что выделение кварца происходит в условиях, близких к контактовому метаморфизму. В. Петрашек (Petraschek, 1904) обращает внимание на приуроченность мирмекитов к контакту зерен калишпатов и плагиоклаза и отмечает, что край зерна плагиоклаза в этом месте представляет собой чистый альбит. В. С. Коптев-Дворников и Е. А. Кузнецов (1931) — сторонники магматического проис-

хождения мирмекитов. Мирмекит, по их мнению, является магматическим образованием, связанным с остаточными магматическими растворами, которые при кристаллизации дают минералы второй генерации. А. И. Волженков (1940) разделяет эту позицию и уточняет время их образования: до начала кристаллизации кварца, в момент выделения калишпата, когда плагиоклаз корродируется магмой. По мнению Э. Спенсера (1952), в конце магматического процесса магма ликвидируется на два несмешивающиеся остаточные расплава: существенно натровый и существенно калиевый. Мирмекиты кристаллизуются «прямо из богатой альбитом фазы...» Р. Н. Соболев (1958) говорит о замещении микроклина кварцем и плагиоклазом. Б. К. Львов (1965) сообщает факты, свидетельствующие о замещении микроклином плагиоклаза. При этом натрий из плагиоклаза переходит в расплав, затем вместе с калием взаимодействует с плагиоклазом, вытесняет из него кальций и преобразует каемку олигоклаза в стыке с микроклином в альбит или апортотлаз. Сам же мирмекит образуется за счет привнесения в плагиоклаз кремнекислоты, оформляющейся в виде кварца. Б. К. Львов указывает на случаи образования мирмекитов в плагиоклазах, соприкасающихся с мусковитом и поздним альбитом. Таким образом, по Б. К. Львову мирмекитизация плагиоклаза — процесс, растянутый во времени и охватывающий магматическую и эпимагматическую стадию кристаллизации гранита.

Многочисленные микроскопические наблюдения, проведенные нами в южно-уральских гранитах, дали возможность высказать некоторые соображения по этому вопросу.

Мирмекиты приурочены только к стыку зерен калишпата и плагиоклаза. Указание Б. К. Львова о роли мусковита и альбита не находит себе подтверждения в исследованных породах: не отмечено ни одного примера, когда бы они возникали при вторичной микроклинизации и тем более при мусковитизации или альбитизации, хотя эти процессы широко представлены в гранитах Орского Зауралья.

В одних случаях (интрузивы Суундук и Адамовский) крупные вкрапленники микроклина содержат включения идиоморфных лейст плагиоклаза первой генерации, не имея с ними реакционных отношений (Сиротин, 1966). В то же время плагиоклаз второй генерации (в основной массе) мирмекитизирован, а последующие поколения мирмекитов не содержат. Здесь, очевидно, можно отнести мирмекитизацию к области средних температур.

В других случаях (интрузив Котансу) вкрапленники ортоклаза второй генерации содержат многочисленные резорбированные зерна плагиоклаза первой генерации с обильными мирмекитами. Форма включений плагиоклаза свидетельствует о замещении его микроклином (высокотемпературный автотемасоматоз).

В третьих случаях мирмекиты развиваются на стыке с микроклином третьей генерации, если он присутствует, а калишпат четвертого поколения и постмагматический микроклин не стимулируют образования мирмекитов, в то время как замещение ими плагиоклаза развито достаточно глубоко.

Контакты микроклина с плагиоклазом разнообразны. Можно встретить заметную выпуклость второго в сторону первого (и предполагать активность плагиоклаза). Можно наблюдать и обратные отношения (с противоположным выводом). Не менее часто линия соприкосновения этих минералов извилиста, что не дает возможности отдать предпочтение ни одному из них и даже в совокупности с другими признаками однозначно решить вопрос о том, какой минерал является замещающим, а какой замещаемым. Однако так кажется только на первый взгляд. Постоянное присутствие альбит-анортоклазовой каемки в плагиоклазе, расположение мирмекитов только в нем, указанные выше примеры возникновения мирмекитов в реликтах плагиоклаза во вкрапленниках замещающего его калишпата свидетельствуют об активной роли микроклина, а не плагиоклаза. Причем это результат замещения, а отнюдь не простого соприкосновения.

Следует также сказать, что процесс мирмекитизации развивается локально. В одном образце мирмекиты есть, в другом, взятом из той же породы, но на некотором удалении от первого, их нет. Учитывая это и отмеченное выше отсутствие мирмекитов в плагиоклазах при эпимагматической микроклинизации, а также тот факт, что одно и то же зерно плагиоклаза в стыке с микроклином одной генерации содержит мирмекиты, а с более молодым калишпатом не реагирует, можно сделать вывод, что мирмекиты образуются в определенном интервале температур и при определенных физико-химических и термодинамических условиях.

Магма представляет собой сложную физико-химическую систему, параметры которой в деталях непрерывно изменяются. Это обусловлено и тектоническими процессами, нарушающими более или менее спокойное течение кристаллизации, и неравномерным распределением флюидов и щелочей,

что фиксируется в разнообразии структур и вариациях минерального состава, и, наконец, самой кристаллизацией, в ходе которой расплав обедняется одними компонентами, выпавшими в твердую фазу, и относительно обогащается другими. Равновесие нарушается и восстанавливается, чтобы опять паруситься, и на границе двух кристаллизующихся минералов — плагиоклаза и микроклина. Только плагиоклаз значительно опережает в этом процессе микроклин. Его кристаллизация продолжается, поскольку он находится в расплаве, но идет уже в замедленном темпе в сравнении с микроклином. Последний начинает реагировать с плагиоклазом, и в месте соприкосновения создается сложная система альбит—анортит—калишпат, в которой кремнекислота становится избыточным компонентом и оформляется в виде кварца.

Одновременно осуществляется вытеснение кальция калием, пограничная зона плагиоклаза за счет относительного повышения содержания альбитовой составляющей приобретает альбит-анортитовый характер, т. е. представляет собой зону промежуточного состава между олигоклазом и калишпатом.

Замещение калием кальция, а не натрия объясняется большой близостью радиуса ионов первых двух элементов и большей химической активностью калия в сравнении с кальцием, чем с натрием. С энергетических позиций такое замещение невыгодно. В свете этого предпочтительнее представление Р. Н. Соболева. Но указанные выше факты говорят о замещении плагиоклаза калишпатом, и мирмекитизация обуславливается, очевидно, высокой температурой. С этой точки зрения, трудно представить данное явление как низкотемпературный процесс, который может развиваться и при постмагматических мусковитизации или микроклинизации. Его развитие в области средних температур подтверждается исследованиями Э. Спенсера (1952), указывающего на образование мирмекитов до пертитов распада, температура формирования которых лежит в пределах 750—400°.

Кажется неубедительным представление о привнесении кремния из расплава вместе с щелочными элементами и выпадение его в виде кварца (Львов, 1965). Этому противоречит, с одной стороны, необъяснимая в таком случае приуроченность привноса только к стыку плагиоклаза с калишпатом. Если скоро привнос идет из расплава, то он должен осуществляться по всей периферии зерна. С другой стороны, привнос должен повлечь за собой увеличение объема и нару-

шение строения кристалла. А этого не наблюдается. Положение двойниковых полос плагиоклаза сохраняется неизменным. По всей вероятности, здесь происходит внутренняя перестройка главных взаимодействующих компонентов, без существенных изменений объема.

Приведенные данные свидетельствуют об автометасоматическом происхождении мирмекитов. Этот процесс предпочтительнее развивается при средних температурах, но в широком их интервале. Постмагматическая микроклинизация не ведет к образованию мирмекитов, а обуславливает возникновение антипертитов замещения. Контролирующая роль контакта калишпата и плагиоклаза указывает на локализацию описываемого явления в зоне соприкосновения минералов, а причины, его вызывающие, обусловлены метастабильным равновесием системы альбит—анортит—калишпат с последующим распадом и выделением избыточного кварца.

ВРЕМЯ ВЫДЕЛЕНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ ИЗ РАСПЛАВА

В настоящее время среди геологов, занимающихся изучением гранитоидов, нет единого взгляда на время кристаллизации акцессорных минералов. Одни, вслед за Розенбушем и Боуэном, считают, что идиоморфные очертания этих минералов говорят об их раннем выделении из расплава. Другие, учитывая приуроченность акцессориев к цветным минералам и интерстициям, склонны думать, что подавляющая их масса образуется в заключительные этапы кристаллизации породы, после перехода в твердую фазу главных породообразующих минералов (Коптев-Дворников и Кузнецов, 1931; Яковлева, 1946). С. Д. Туровский (1956), В. К. Монич (1957), Б. К. Львов (1965), проводившие изучение парагенетических взаимоотношений акцессорных и породообразующих минералов, пришли к выводу о том, что кристаллизация акцессориев представляет собой сложный и значительно растянутый процесс, зависящий от многих причин физико-химического характера.

В течение ряда лет нами было просмотрено около четырех тысяч шлифов, из которых в 450 сделаны точные количественные подсчеты некоторых акцессориев, включенных в различные породообразующие минералы или расположенных в интерстициях (Сиротин, Задумина, 1965). При этом учитывались особенности и порядок кристаллизации породообразую-

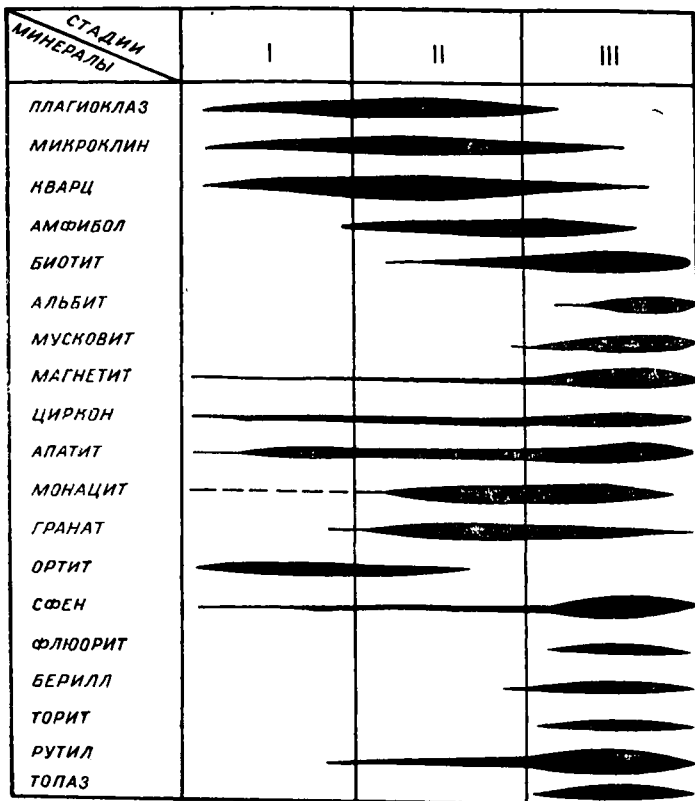


Рис. 30. Схема последовательности кристаллизации минералов в гранитоидах Орского Зауралья:
I — раннемагматический этап; II — среднемагматический этап; III — позднемагматический этап.

щих минералов, включения в них аксессуариев в центре или с края и т. п. Определялось процентное содержание каждого аксессуарного (с учетом занимаемого им объема) в каждом пороодообразующем, а затем вычислялось среднее арифметическое по всем изученным шлифам данной породы. По полученным результатам построена диаграмма (рис. 30), дающая наглядное представление о поведении отдельных минералов в исследованных гранитоидах.

Магнетит. Магнетит кристаллизуется в течение всего периода формирования породы. В небольшом объеме (1—3%) он начинает выделяться раньше плагиоклаза во всех

породах, за исключением плагиогранитов, адамеллитов и гранит-порфиоров, где его оформление начинается несколько позже; в гранитоидах повышенной основности главная его масса приурочена к начальным этапам их затвердевания и (в меньшей степени) к конечным. В гранитах наибольшее количество магнетита (от 40 до 70% от общего объема в породе), переходит в твердую фазу в позднемагматический этап. В гранит-порфирах магнетит выделяется из расплава вместе с микроклином и кварцем и имеет перерыв во время кристаллизации биотита, но максимум его (до 65%) опять-таки приурочен к интерстициям. Таким образом, хотя процесс формирования магнетита весьма длительный, главная его масса в подавляющем большинстве пород является относительно низкотемпературной.

Циркон. Циркон, как и магнетит, является одним из наиболее ранних аксессуаров. В весьма небольших количествах он выделяется раньше плагиоклаза (в аляскитах и гранит-порфирах немного позже) и продолжает кристаллизоваться до заключительного позднемагматического этапа, где накапливается в наибольшем объеме. Обословление его в твердую фазу, очевидно, контролируется концентрацией окиси циркония. Минерал чаще всего ассоциирует с амфиболом или биотитом. Главная масса циркона в гранитоидах повышенной основности выпадает в высокотемпературную стадию, а в кислых дифференциатах — в средне- и низкотемпературную стадию. В гранит-порфирах циркон формируется с перерывом. Первая генерация выделяется одновременно с плагиоклазом, вторая — с биотитом. Интересно, что векториальные формы циркона приурочены к кварцу и в других минералах не встречаются.

Апатит. Данный минерал начинает кристаллизоваться небольшими порциями (до 2—3% общего объема в породе) раньше плагиоклаза. Вместе с последним он выпадает в количестве до 10—15, редко 25%. Наблюдающиеся максимумы формирования в разных породах совпадают с выделением различных минералов. В диоритах и гранодиоритах одна часть апатита идет с плагиоклазом и амфиболом, другая кристаллизуется в интерстициях. Здесь он приурочен к высоко- и низкотемпературным этапам. Во всех остальных породах наибольшие количества апатита связаны с микроклином и кварцем (среднетемпературный этап) и только в гранит-порфирах — с биотитом. Очевидно, апатит присутствует в виде трех генераций: высоко-, средне- и низкотемпературной.

Изучение формы кристаллов апатита показало, что когда он включен в плагиоклаз, амфибол, калишпат или содержится в интерстициях, зерна с изометричными очертаниями всегда и в значительной степени преобладают над удлиненно призматическими, столбчатыми, игольчатыми во всех породах. Только в кварце всех пород векториальные формы апатита с удивительным постоянством резко преобладают над изометричными.

Монацит. В основной своей массе монацит является позднемагматическим минералом, так как ассоциирует с биотитом или располагается в межзерновых промежутках. В гранитах дополнительных интрузий значительная часть монацита выпадает из расплава одновременно с микроклином (до 15%) или кварцем (до 40%).

Гранат. В гранитоидах повышенной основности гранат не встречается, что ставит под сомнение его связь с процессами гибридизма. Наибольших концентраций он достигает в кислых производных, лишенных признаков контаминации. Кристаллизация граната начинается в конце раннемагматического этапа и продолжается почти до конца заключительной стадии. Однако в ряде случаев цепочковидное расположение зерен указывает на приуроченность к микротрещинам, а отсюда — к позднемагматической или даже постмагматической стадии.

Ортит. Это высокотемпературный минерал, ассоциирующий с плагиоклазом и (в меньшей степени) с биотитом. Его кристаллизация заканчивается в середине среднемагматического этапа.

Сфен. Основная масса сфена локализуется в интерстициях и в цветных минералах. В небольшой части его выделение начинается в высокотемпературный этап и прослеживается до постмагматической стадии, когда он образуется при разложении биотита и вместе с эпидотом выполняет трещинки в породе. Это свидетельствует о широком температурном интервале его формирования. В диоритах и гранодиоритах он выделяется несколько раньше плагиоклаза, правда, в небольшом количестве (1—2% от общего объема). С возрастанием кислотности пород начало его выпадения смещается ближе к концу. В заключительных дифференциатах — аляскитах и гранит-порфирах все 100% сфена концентрируются в межзерновых участках.

Флюорит, торит, берилл, топаз постоянно являются позднемагматическими аксессуориями, связанными с

биотитом (торит) или интерстициями (флюорит, берилл, топаз).

Рутил. Выделение рутила в твердую фазу в диоритах идет параллельно роговой обманке, а в гранитах — одновременно с поздними генерациями калишпата и кварца. Основная масса рутила кристаллизуется после оформления главных породообразующих минералов и приурочена к интерстициям, где он образует мелкозернистые скопления и радиально-лучистые агрегаты.

Взаимные включения акцессорных минералов позволяют судить о времени выделения каждого из них. Наблюдавшиеся соотношения чрезвычайно постоянны во всех породах. Так, циркон довольно часто располагается внутри зерен апатита, магнетита, реже монацита и сфена. Нередко такие парагенетические ассоциации в свою очередь представляют собой включение в каком-либо породообразующем минерале, а чаще всего в кварце. Обратных соотношений, т. е. включений апатита, магнетита, монацита или сфена в цирконе не наблюдалось. Вместе с цирконом, но несравненно реже в апатите располагается монацит. Иногда последний содержит мельчайшие палочкообразные кристаллики циркона. Несколько чаще, чем в апатите, монацит содержится в магнетите.

Особенно характерна ассоциация апатит—магнетит, причем первый всегда содержится во втором. В. К. Монич (1957) считает, что эти два минерала в высокотемпературных условиях представляют собой бинарную систему, легко распадающуюся на составные части при низких температурах, подобно пертитам распада. Чрезвычайная частота наблюдений указанных соотношений наталкивает на мысль о правильности мнения В. К. Монича.

Все перечисленные выше акцессории бывают включенными в сфен. Особенно часто — рудный минерал, представленный в этом случае скорее всего ильменитом, так как именно для него характерна тесная связь со сфеном.

Исходя из описанных взаимоотношений, можно установить следующую последовательность кристаллизации главных акцессориев: циркон—монацит, апатит, ортит—магнетит, ильменит—гранат, рутил—сфен—флюорит, берилл, торит, топаз.

ПОВЕДЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД

Приведенный выше петрографический материал показывает, что эволюция магматического очага развивается строго закономерно: от наиболее основных продуктов, характеризующихся большой ролью фемического элемента, к более кислым, в которых ведущее значение приобретают силикатные компоненты.

Иначе обстоит дело при рассмотрении хода кристаллизации какой-либо отдельной породы. Вследствие накопления наблюдений, противоречащих схеме Розенбуша (Туровский, 1954; Коптев-Дворников и др., 1962; Дмитриев, 1956; Сиротин, 1965 и др.), в представление о последовательности выделения минералов вносятся известные коррективы. Отсюда, естественно, должно измениться и суждение о роли петрогенных элементов на различных этапах кристаллизации породы.

Для изучения этого вопроса в шлифах диоритов, порфирированных гранитов и гранитов дополнительных интрузивов при помощи интеграционного столика были проведены подсчеты содержания порообразующих минералов, относящихся к различным структурным группам (гранулометрический анализ). Средние результаты пересчитаны на весовые проценты, а последние — на молекулярные количества. В связи с наличием нескольких генераций минералов (особенно это важно для плагиоклазов, у которых изменяется номер и, значит, соотношения между альбитом и анортитом) сумма молекулярных количеств окислов относилась к содержанию каждой генерации отдельно. Для цветных минералов использовались результаты химических анализов мономинеральных фракций. Полученные данные сведены в табл. 24. По ним построены графики.

В ходе кристаллизации породы, судя по характерным минеральным ассоциациям, выделяются три стадии: раннемагматическая, среднемагматическая и позднемагматическая. Очевидно, что их температурные интервалы для разных пород различны, колеблются в широких пределах и четко разграничены быть не могут.

Ниже рассматривается поведение отдельных окислов.

Оксид кремния. Ранняя, высокотемпературная стадия характеризуется появлением небольшого числа центров кристаллизации плагиоклаза и (в гранитах) ортоклаза. Кварц отсутствует. Количество кремниевой кислоты, участвующей

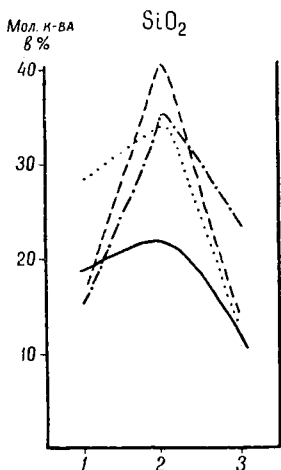


Рис. 31. Поведение кремнезема в ходе кристаллизации породы. Стадии: 1 — раннемагматическая; 2 — среднемагматическая; 3 — позднемагматическая. Условные обозначения: штрихи — порфиroidные граниты; штрих-пунктир — мелкозернистые граниты, точки — аляски-ты; сплошная линия — диориты.

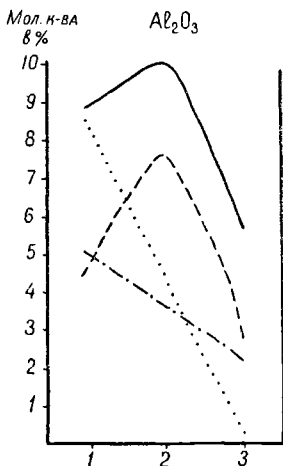


Рис. 32. Поведение глинозема в ходе кристаллизации породы (условные обозначения те же, что и на рис. 31).

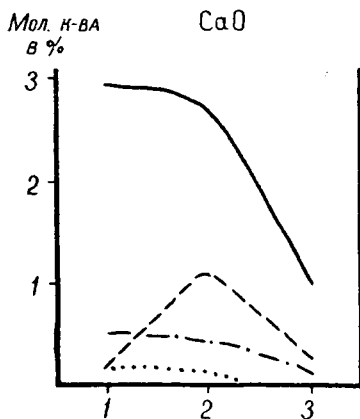


Рис. 33. Поведение окиси кальция в ходе кристаллизации породы (условные обозначения те же, что и на рис. 31).

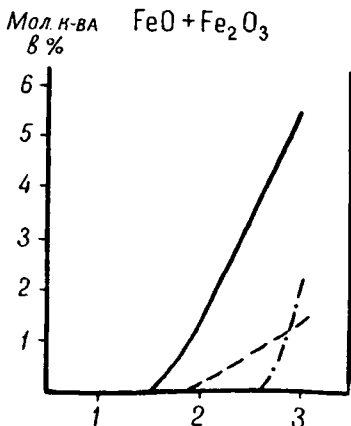


Рис. 34. Поведение окиси и закиси железа в ходе кристаллизации породы (условные обозначения те же, что и на рис. 31).

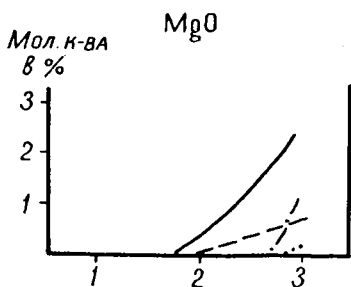


Рис. 35. Поведение окиси магния в ходе кристаллизации породы (условные обозначения те же, что и на рис. 31).

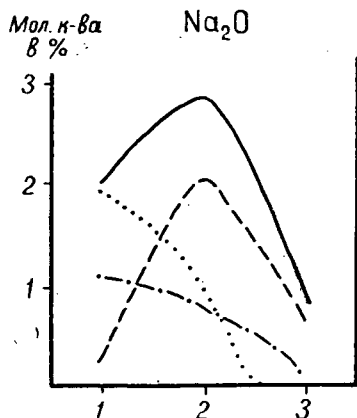


Рис. 36. Поведение окиси натрия в ходе кристаллизации породы (условные обозначения те же, что и на рис. 31).

в формировании полевых шпатов, сравнительно небольшое (рис. 31). В среднемагматический этап число центров кристаллизации резко возрастает. В твердую фазу одновременно начинают выпадать полевые шпаты, основная масса кварца, роговая обманка (в диоритах) и даже небольшая часть биотита. В порфириовидных гранитах данная стадия включает несколько генераций различных минералов. Поэтому для нее типично наибольшее количество кремнекислоты во всех породах. В позднемагматическую стадию в интерстициях кристаллизуется остаточный расплав, образуя мелкие зерна последних генераций. В соответствии с их объемом и выходом на первый план цветных минералов с небольшим (в сравнении с предыдущими минералами) содержанием кремнекислоты значение последней резко падает.

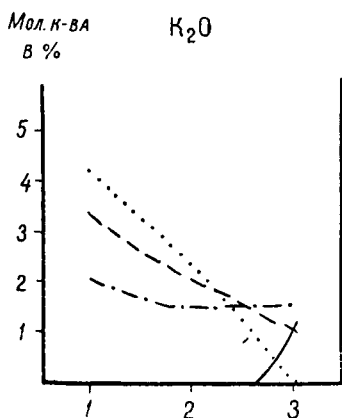


Рис. 37. Поведение окиси калия в ходе кристаллизации породы (условные обозначения те же, что и на рис. 31).

Окись алюминия. Поведение Al_2O_3 в диоритах и порфировидных гранитах аналогично поведению кремнезема и вызывается теми же причинами (рис. 32). В мелкозернистых гранитах, отличающихся меньшей порфировидностью, содержание Al_2O_3 постепенно понижается в соответствии с выпадением глиноземсодержащих минералов. В аляскитах позднемагматическая стадия представлена кварцем и ничтожным количеством слюды, что и обуславливает снижение концентрации Al_2O_3 .

Окись кальция. Вследствие указанных выше особенностей кристаллизации порфировидных гранитов, известь ведет себя аналогично кремнезему и глинозему только в этих породах (рис. 33). В аляскитах она полностью удаляется из расплава в течение первых двух стадий, а в диоритах и мелкозернистых гранитах концентрация CaO значительно уменьшается к концу процесса, находясь в прямой зависимости от количества анортитовой составляющей в плагиоклазах.

Окись и закись железа, окись магния. Окислы железа и магния входят в состав цветных минералов, которые кристаллизуются в позднемагматическую стадию. На ранних этапах они участвуют только в виде примесей, не оказывающих существенного влияния на химизм процесса. На графиках (рис. 34, 35) хорошо видно, как возрастает их количество к концу процесса.

Окись натрия. В раннемагматическую стадию содержание альбитовой составляющей в плагиоклазах невелико. В среднемагматическую стадию вместе с более кислым плагиоклазом выделяется и амфибол, а в позднемагматическую (хотя количество альбита в плагиоклазах и увеличивается) самих полевых шпатов кристаллизуется меньше. В соответствии с этим кривые, иллюстрирующие поведение Na_2O в диоритах и порфировидных гранитах (рис. 36), имеют максимум в середине процесса кристаллизации. В породах дополнительных интрузий доля Na_2O неуклонно снижается.

Окись калия (рис. 37). Данный окисел различно ведет себя в разных породах. В диоритах K_2O участвует в составе биотита, кристаллизующегося в заключительной стадии. В порфировидных гранитах содержание K_2O снижается постепенно и в позднемагматическую стадию близко к максимуму диоритов. В мелкозернистых гранитах на фоне изменения общего количества окислов в последнем этапе роль окиси калия несколько увеличивается, а в аляскитах — круто падает до ничтожного значения, в связи с тем что в этих породах

в заключительную стадию оформляются кварц и мусковит (1—3%).

ЭТАПЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ С ПОЗИЦИЙ ЭВТЕКТИКИ

Отсутствие явлений гибридизма и обилие пегматитов, сопровождающих породы главных интрузивных фаз, указывает на то, что кристаллизация последних совершалась в закрытой относительно газовой фазы системе (Дмитриев, 1956; Хитаров, 1958; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961), что дает возможность рассмотреть этот процесс с позиций эвтектики.

Как видно из диаграмм (см. рис. 31—37), табл. 24 и приведенного ранее порядка оформления минералов в твердую фазу, на первом этапе кристаллизации породы главными компонентами являются SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O . В этом случае применима интерпретация системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 , изученной И. Шейером (Schairer, 1950). На диаграмме фазовых равновесий (рис. 38) кривая rR соответствует одновари-

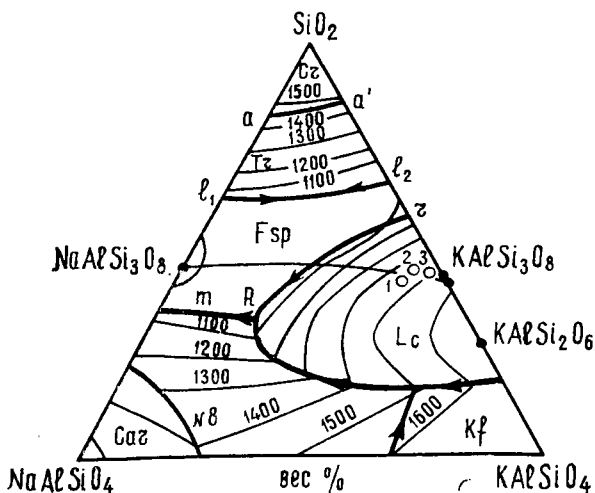


Рис. 38. Диаграмма системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 , по Шейеру (Schairer, 1950).

Фигуративные точки уральских гранитов: 1 — порфиридный; 2 — биотитовый мелкозернистый; 3 — аляскит.

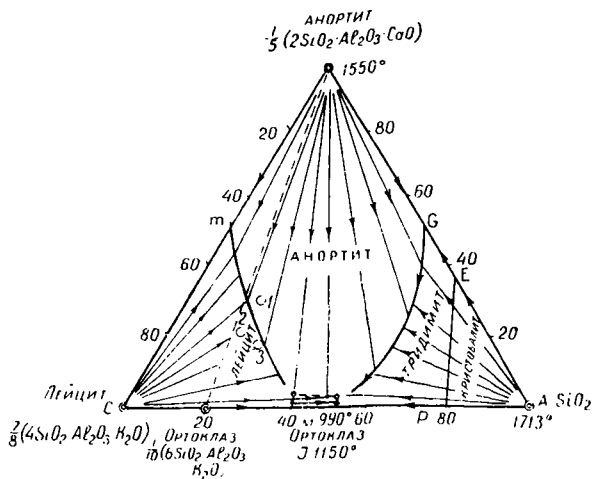


Рис. 39. Диаграмма системы лейцит-анортит-кварц, по Боуэну и Шейперу (Bowen a. Schaiger, 1937).
Условные обозначения те же, что и на рис. 38.

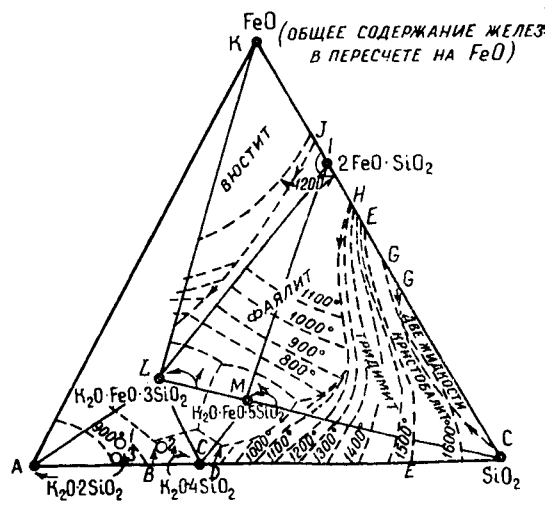


Рис. 40. Диаграмма системы $K_2O \cdot 2SiO_2 - FeO - SiO_2$ (по Е. Роддеру, 1954).
Условные обозначения те же, что и на рис. 38.

антному равновесию расплава с кристаллами лейцита и калиевого полевого шпата. В ходе кристаллизации одновременно с изменением состава расплава согласно кривой rR осуществляется выделение калиевого полевого шпата. Фигуративные точки порфиroidных 1, биотитовых мелкозернистых 2 и аляскитовых 3 гранитов, нанесенные по данным табл. 24, падают в поле лейцита. Как свидетельствуют опытные данные, в процессе кристаллизации, начинающейся с выделения лейцита, последний в результате реакции с расплавом полностью исчезает, и в расплаве остается калиевый полевой шпат (эмбрионы порфиroidных вкрапленников), который фиксируется нами как интрателлурические выделения первого этапа.

Как следует из диаграммы, кристаллизация идет со снижением температуры от 1500° до 1400° . Если нет перерывов в ходе кристаллизации, то расплав достигает точки тройной эвтектики, в которой одновременно с калиевым полевым шпатом начинают кристаллизоваться альбит и тридимит.

Таким образом, первый наиболее высокотемпературный этап характеризуется выпадением надэвтектического калиевого полевого шпата, но эвтектика на данном этапе не достигается.

Во втором этапе участвующими в кристаллизации главными компонентами являются SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O и (в меньшей степени) K_2O . В данном случае более других применима диаграмма системы лейцит—анортит—кремнезем, исследованная Боуэном и Шейрером (Bowen a Schairer, 1937). На диаграмме плавкости этой системы (рис. 39) анортит занимает наибольшее поле. Две точки тройных эвтектик этих минералов располагаются в непосредственной близости к бинарной стороне ортоклаза—кварц. Фигуративные точки порфиroidных 1, биотитовых мелкозернистых 2 и аляскитовых 3 гранитов лежат в поле анортита и в поле лейцита (ортоклаза) в непосредственной близости от первых. По-видимому, это можно интерпретировать как равную возможность первоочередного выделения то плагиоклаза, то калиевого полевого шпата, что подтверждается и микроскопическим изучением пород.

Процесс идет с понижением температуры от 1300° до 1200° . Соотношения кристаллизующихся компонентов близки к эвтектике.

В третьем, относительно низкотемпературном этапе на первый план выступают окислы магния и железа. Значительную роль играют SiO_2 и Al_2O_3 . В данном случае можно использовать изученную Е. Роддером (1954) систему K_2O .

$2\text{SiO}_2\text{—FeO—SiO}_2$, диаграмма которой представляет собой срез четвертой системы $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—FeO—K}_2\text{O}$.

Фигуративные точки наших гранитов располагаются вблизи поля *M* (рис. 40), в котором устойчив расплав, дающий при закалке стекло, близкое по составу к биотиту. Остаточный расплав — полевые шпаты и кварц — дает двойную эвтектику при температуре, близкой к 900° . На это указывает положение точек около бинарной стороны $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$. 2SiO_2 . Образуется микропегматит, выполняющий интерстиции и часто наблюдаемый в шлифах.

Приведенные значения температур, в пределах которых идет кристаллизация разных этапов, представляются значительно завышенными, так как они вытекают из допущения существования «сухой» системы. На самом деле необходимо учитывать роль летучих компонентов и не принимающих участия в построениях таких «флюсов», как Na_2O , что в совокупности резко снижает температуру кристаллизации, отвечающую в действительности для первого этапа $900\text{—}1100^\circ$ (Дмитриев, 1956).

Однако необходимо подчеркнуть, что, несмотря на принятые допущения, кристаллизация гранитов идет, по-видимому, согласно описанным явлениям, по законам эвтектики и представляет собой сложный, многоэтапный процесс. Это находит подтверждение и в выделенных выше генерациях порообразующих минералов.

Подводя некоторый итог, следует подчеркнуть, что в настоящее время среди геологов нет единого мнения в отношении порядка выделения минералов из расплава. Многие исследователи (Коржинский, 1960 и др.) следуют известной схеме Боуэна-Барта. Другие (Лодочников, 1927; Кузнецов и др., 1940; Масленников, 1964; Туровский, 1954) разделяют высказанные Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1949а) представления о выделении первыми тех компонентов, которые являются избыточными по отношению к эвтектике. Цветные минералы в гранитах (биотит, амфибол) кристаллизуются последними.

Проведенное нами исследование, обобщенное и отраженное в диаграммах гранулометрического состава и фазовых равновесий, не оставляют, на наш взгляд, сомнений в ошибочности схемы Боуэна-Барта для гранитов.

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО ОПИСАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

Описанные интрузивы обладают ясно выраженным петрографическим сходством, которое прослеживается от наиболее ранних пород — диоритов до самых поздних — аляскитов.

Гранитоиды повышенной основности — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты (за исключением примеров образования их за счет ксенолитов кровли) — являются магматогенными породами — продуктами глубинного гибридизма: результатом взаимодействия гранитной магмы с более древними вмещающими породами основного состава. Доказательством этому служат: а) отсутствие постепенных переходов к вмещающим породам, т. е. интрузивные отношения; б) наличие гипогенных ксенолитов в диоритах; в) пересечение основных гранитоидов гранитами с включением ксенолитов; г) присутствие в одной породе неравновесных минеральных ассоциаций с резко колеблющимися количественными соотношениями между ними; д) плавное, без резких скачков, изменение количественно-минерального состава при переходе от диоритов через промежуточные породы к плагиогранитам; е) состав контактирующих боковых пород (преимущественно гранито-гнейсы, известняки, песчано-сланцевые отложения), которые при взаимодействии с гранитами не могут дать гибрид типа диорита.

Процессы ассимиляции и гибридизма протекали в подводящих (к камере застывания) каналах, в областях высоких температур и при участии большого количества летучих компонентов. За это говорит повышенное содержание биотита, апатита и других аксессуариев. Окружающая среда на уровне становления интрузивов не участвовала в этих процессах.

Указанные выше петрографические особенности, характеризующие гранитоиды повышенной основности как гибридные образования, а также явления неустойчивости минералов и большое количество инородных включений, отчетливо свидетельствуют о незаконченности процесса ассимиляции и не позволяют считать эти породы продуктами магматической дифференциации. По-видимому, вследствие снижения температуры и дестилляции летучих компонентов (с проникновением в более высокие горизонты) магма уже не имела достаточной тепловой и химической активности, чтобы полностью «переварить» ксенолиты и создать равновесную гомогенную систему. Возникшее в результате такситовое сложение выступает

довольно отчетливо, но все же менее резко, чем в Бердяушском (Заварицкий, 1937) или Баженовском (Куплетский, 1946б) массивах, где явления гибридности констатируются на уровне становления интрузивов. Это, видимо, может рассматриваться как признак меньшей ассимиляционной способности магмы южно-уральских верхнепалеозойских гранитов.

Внедрение и кристаллизация передового фронта магмы совершались относительно быстро: несмотря на большие площади соприкосновения с вмещающими породами, гибридные образования развиты довольно широко (не более 5% обнаженной поверхности интрузивов). В пользу этого говорит также отсутствие зонального плагиоклаза в гибридных породах. Сравнительно небольшие масштабы развития постмагматических преобразований свидетельствуют о быстром уходе флюидов, что возможно в гипабиссальных условиях и при значительно раздробленной кровле.

Явления ассимиляции наиболее интенсивно протекают в апикальных зонах интрузий, в меньшей степени — при полого падающей контактной поверхности и слабо выражены при субвертикальном падении контакта. С течением времени способность магмы к поглощению чужеродных включений сильно снижается: степень переработки ксенолитов уменьшается к дополнительным интрузивам в соответствии с прогрессирующим понижением температуры и химической активности расплава.

Изменения, наблюдаемые в ксенолитах, определяются как гранитизация, которая осуществляется без предварительного расплавления в результате процессов диффузии и инфильтрации на молекулярном уровне. При этом гранит обогащается веществом ксенолита (CaO , MgO , FeO), а последний получает Na_2O , SiO_2 , H_2O , K_2O .

Главные интрузивные фазы массивов — порфириновые крупнозернистые граниты — отличаются еще большим сходством между собой, чем гранитоиды повышенной основности. Это сходство проявляется прежде всего в объемах, занимаемых данными породами, и в четко выраженных директивных текстурах и порфириновой структуре. Последняя отражает неравномерность ритма кристаллизации, в ходе которой имели место перерывы. Эти перерывы вызывались пульсационным характером внедрения магмы, что находилось в тесной связи с однотипными тектоническими движениями, которые обусловили перемещение магмы на более высокие и «холодные» горизонты. Можно утверждать, что тектоническая об-

становка служила одним из факторов, контролировавшим процесс кристаллизации.

Вторжение магмы осуществлялось по глубинным разломам при наличии интрателлурических выделений калиевых полевых шпатов. При этом проявилось ориентирующее влияние контактной поверхности, что фиксируется в закономерном расположении длинных осей вкрапленников. Основная кристаллизация происходила в интрузивной камере.

Аналогия между порфиroidными гранитами разных массивов прослеживается дальше и в таких деталях, как преобладающий состав плагиоклазов и калиевых полевых шпатов; поведение этих минералов в различных участках массивов (увеличение степени упорядоченности калиевых полевых шпатов и снижение содержания анортитовой составляющей в плагиоклазах от периферии массивов к центральным частям); комплекс аксессуаров; высокая насыщенность магмы калием, высокая температура начальных этапов кристаллизации — выше 550° (присутствие ортоклаза) и т. д.

Сходство перечисленных признаков, по-видимому, является результатом одинаковых условий формирования интрузивов, ограниченных областью малых глубин. Это доказываются присутствием микропегматита (Марфунин, 1955; Коптев-Дворников и др., 1960б), явлениями опацизации биотита (Лодочников, 1955), незначительной постмагматической переработкой пород (в то время как они несут обильные следы обогащения летучими компонентами), наличием псевдосферолититов.

В поведении породообразующих минералов в различных породах намечается вполне определенная закономерность: от диоритов к аляскитам увеличивается железистость биотита (Заварицкий, 1950а) и параллельно этому углы $2V$ (Островский, Петров, 1940), возрастают углы $2V$ у калиевых полевых шпатов, уменьшается средний номер плагиоклазов.

Широкоизвестный принцип Розенбуша-Боуэна не применим для объяснения порядка кристаллизации минералов в гранитоидах. Наш материал позволяет подтвердить точку зрения В. Н. Лодочникова (1927), Е. А. Кузнецова (1940), В. С. Коптева-Дворникова и Е. А. Кузнецова (1931) о наличии в одной породе нескольких генераций одних и тех же породообразующих минералов. Генерации различаются оптическими свойствами и выделяются в определенной последовательности. От ранней генерации к поздней возрастает степень упорядоченности микроклинов, уменьшается содержание в

них альбита в виде пертита распада, происходит окисление плагиоклазов. Кристаллизация слюд и акцессориев происходит в позднемагматический этап.

В связи с этим роль щелочей, глинозема, кремнезема и железомagneзиальных окислов представляется в следующем виде: в первый, высокотемпературный, этап затвердевания породы большую роль играют щелочные металлы, особенно, калий (вкрапленники микроклина), CaO , Al_2O_3 и SiO_2 . Окислы железа и магния участвуют только в качестве примесей. В среднем этапе снижается доля кальция и алюминия. Соотношения между калием и натрием примерно уравниваются, появляются признаки участия в кристаллизации магния и железа. В конечном этапе резко возрастает концентрация железомagneзиальных окислов и, напротив, падает значение кремнезема, глинозема, извести. В остаточном расплаве увеличивается доля калия, но в сравнении с другими этапами общее его количество уменьшается.

Таким образом, пересмотр порядка кристаллизации породы приводит к иным представлениям о химизме данного процесса. Первым из расплава выделяется минерал, находящийся в избытке по отношению к эвтектике (Левинсон-Лессинг, 1949а; Масленников, 1960). Концентрация, как фактор, регулирующий очередность выделения, сохраняет свое значение до конца затвердевания породы.

При анализе развития магматического очага мы видим, что первые его стадии (диориты и т. д.) характеризуются активностью MgO , FeO , Al_2O_3 , SiO_2 , при невысокой активности K_2O и Na_2O . В ходе дифференциации (дополнительные интрузивы) на первый план выступают щелочные металлы, кремнезем, глинозем, доля кальция уменьшается, а железа и магния — становится ничтожной (аляскиты).

Дифференциация гранитной магмы начинается с появления дополнительных интрузивов. В процессе дифференциации развивается тенденция к переходу в нормальный состав: расплав «сбрасывает» избыток глинозема, заложенный в нем при его образовании. Масштабы дифференциации невелики: ее продукты составляют незначительную часть общего объема интрузивов.

По петрографическим данным признаками дифференциации являются: а) постепенное (от фазы к фазе) повышение щелочности, кремнекислотности и алгаитности; б) уменьшение содержания анортита в плагиоклазах, плагиоклазов — в сум-

ме полевых шпатов и цветных компонентов; в) появление в виде конечных продуктов аляскитов.

Главным фактором разнообразия пород дополнительных интрузивов может служить эманационная дифференциация, обусловленная неравномерным распределением минерализаторов и обеспечивающая соответствующее размещение в расплаве петрогенных элементов.

Для конечных дифференциатов характерно накопление редкоземельных и редкометалльных элементов.

В заключение следует отметить, что наличие интрузивных контактов с вмещающими породами у гранитов главной интрузивной фазы и дополнительных интрузивов; широкое развитие директивных текстур и порфиroidных структур, говорящих о передвижении частично откristаллизованного расплава; относительная однородность пород; нормальная зональность плагиоклазов и калиевых полевых шпатов; развитие нескольких генераций этих минералов; отсутствие необычных для изверженных пород минеральных ассоциаций и следов бластического строения — все указывает на кристаллизацию из расплава, т. е. свидетельствует о том, что данные породы являются в полном смысле слова магматическими.

ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Изучение жильных пород, сопровождающих массивы гранитоидов, является одной из актуальнейших проблем петрографии. Исследование их генезиса, геологического положения, взаимоотношений между разновозрастными образованиями, химического и минерального составов дает материал к познанию особенностей эволюции химизма магмы, закономерностей развития внутренней тектоники, размещения и возраста оруденения и ряда других вопросов. На металлогеническое значение дайковых пород указывается в работах Х. М. Абдуллаева (1954а), Ф. И. Вольфсона (1955) и других авторов. Важность изучения жильных образований подчеркивается в работах многих исследователей, чему свидетельством служит обильная литература, особенно многочисленная и разносторонняя о пегматитах.

Верхнепалеозойские гранитоиды Орского Зауралья сопровождаются разнообразными дайковыми породами. Из них наибольшим распространением пользуются пегматиты, аплиты, в меньшей степени — гранит-порфиры, гранофиры, плагио-гранит-порфиры и кварцевые жилы, составляющие до 95—99% всех жильных пород. Лампрофиры находятся в резко подчиненном количестве. Нами отмечено, что меланократовые жильные породы наибольшего развития достигают в тех массивах, в которых шире представлены процессы гибридизма. В интрузивах с незначительными проявлениями гибридизма лампрофиры встречаются редко и менее разнообразны по составу. По-видимому, указанная причинная связь при дополнительных исследованиях может быть использована для объяснения генезиса данных образований. Среди лампрофи-

ров установлены кersантиты, спессартиты, малхиты, микрогранодиорит-порфиры, габбро-сиениты и диабазы.

Во всех массивах породы кислого состава являются более ранними и от следующих за ними лампрофиров отделяются кварцевыми жилами. Это дает основание, пользуясь терминологией В. С. Коптева-Дворникова (1952, 1955, 1962), отнести их к жильным породам I этапа, а лампрофиры — к жильным породам II этапа.

Обычно дайковые породы развиваются преимущественно в эндоконтактах массивов, образуя жильные поля. За пределы массивов они выходят редко и здесь описываются только в том случае, когда их пространственная связь с гранитами является доказанной.

ПОРОДЫ I ЭТАПА ФОРМИРОВАНИЯ ПЕГМАТИТЫ

В пределах исследованного района пегматитоносными являются все описанные выше интрузивы. Генетическая связь с ними пегматитов устанавливается на основании ряда признаков. К их числу могут быть отнесены: 1) аналогия в составе главных породообразующих минералов; 2) большое сходство в аксессуарной минерализации; 3) близость химических и геохимических особенностей; 4) преимущественное залегание в эндоконтактах интрузивов; 5) родственная металлогенетическая специализация; 6) близость абсолютного возраста.

В то время как пегматиты Карелии, Украины, Алтая, Забайкалья, Средней Азии, Среднего Урала служили предметом многолетних и многочисленных исследований, южноуральские пегматиты почти не изучались. Начало их подробному описанию в этом районе было положено М. И. Куровцом, который в течение 1954—1957 гг. проводил работы по установлению закономерностей распределения редкометальной минерализации в Северных Мугоджарах. Однако полученные им интересные данные не были опубликованы.

С 1958 по 1962 г. нами проводилось изучение пегматитоносных интрузивов (с частичным перекрытием района, исследованного М. И. Куровцом) с целью составления карты пегматитовых полей. В результате проведенных исследований были получены сведения о минералогии, геохимии и строении пегматитов Орского Зауралья, описанию которых и посвящен настоящий раздел.

Характерные черты пегматитовых

Интрузив- ный комп- лекс	Интрузив	Пегматитовое поле	Мощности жид в м I этапа,	Преобладающая ориен	
				I этап	II этап
Адамовский	Суундукский	Амурское	0,6—7	СВ и СЗ	С и В
		Аландское	0,5—0,6	СЗ	СЗ
	Адамовский	Елизаветин- ское	0,4—0,6	СВ, субши- ротная и субмери- диональная	Субширот- ная
		Баймуратское	0,7—0,8	СЗ и С	СВ
		Кийминское	0,6	СВ и ССЗ	ССЗ
Мечетинское	1—3,5	СВ	СЗ		
Северо-Мугоджарский	Аниховский	Аниховское	0,3—7	Субширот- ная и СЗ	Субмери- диональная
	Джабыга	Джабыгин- ское	0,4	СЗ	Мериди- ональная и субширот- ная
	Котансу	Котансуйское	1—2	Субмери- диональная	Субмери- диональная и СЗ
Тик-Бутакское		5—12	Субмери- диональная	Субмери- диональная	

полей Орского Зауралья

тировка	Количество зон I этапа	Плотность на 1 га	Вторичные процессы	Ведущие акцес- сорные минералы	Характерные элементы
III этап					
СЗ	5	3—6	—	Рутил, ксенотим, шпинель Монацит, берилл	Бериллий, ниобий Церий, лантан, бериллий, ниобий
С	3	5—12	—		
Отсутст- вует	2—3	1—4	Микрокли- низация	Берилл, ставро- лит	Бериллий
С, СЗ и СВ	3—4	7—11	Микрокли- низация	Ильменорутил, эшинит, берилл, гранат, ортит, силлиманит, шеелит, анатаз	Бериллий, ниобий, тантал, вольф- рам, торий, ит- трий
ССЗ	2—3	5—9	—	Ортит	Церий, ниобий
Отсутст- вует	4—5	1—3	Микрокли- низация	Берилл, гранат, циркон	Бериллий, цирко- ний
Отсутст- вует	3—4	3—15	—	Пирит, апатит, турмалин, сфен, пирохлор	Бор, ниобий, це- рий
Отсутст- вует	2—3	2—10	Альбитиза- ция	Топаз, шеелит, apatит, танталит- колумбит	Ниобий, тантал, вольфрам, фос- фор
СВ	3—5	5—20	Микрокли- низация	Торит-оранжит, торбернит, флю- орит, молибде- нит, халькопирит	Бериллий, молиб- ден, фтор, уран, медь
СВ	3—5	2—8	Альбитиза- ция	Монацит, пиро- хлор	Церий, лантан, иттрий, титан, ниобий, иттер- бий

Общие сведения

Пегматиты описываемого района в несущих их интрузивах развиты повсеместно, но наибольших концентраций на единицу площади они достигают в отдельных участках — пегматитовых полях. Поля локализованы преимущественно в зоне эндоконтактов. Переходы жил во вмещающие породы отмечаются в единичных случаях (Суундукский, Адамовский массивы). При этом какой-либо закономерности в приуроченности их к определенным стратиграфическим горизонтам не наблюдается. Отмечается очень частое несовпадение элементов залегания пегматитов и вмещающих пород.

Локализация жил в отдельных участках, очевидно, объясняется внутренним строением апикальных частей тех или иных массивов в каждом данном месте, т. е. наличием «ловушек», в которых концентрируются летучие компоненты; благоприятной структурной обстановкой; физико-химическим и термодинамическим режимом магмы.

Образование жильных пегматитов происходит при наличии дизъюнктивных нарушений в консолидированном чехле интрузива. При отсутствии деформаций пегматитовый очаг может раскристаллизоваться на месте и образовать гранит-пегматиты или шлировые пегматиты, имеющие постепенные переходы к нормальным гранитам. Подобного типа породы встречаются в центральной части Адамовского интрузива.

Количество жил на единицу площади в различных полях колеблется от 1 до 20 на один гектар. Подавляющее большинство из них относится к безрудным и только 10—15% содержит редкоземельную или редкометальную минерализацию.

Всего в пределах исследованной площади описано десять пегматитовых полей: Амурское, Аландское (Суундукский массив), Елизаветинское, Баймуратское, Кийминское и Мечетинское (Адамовский массив), Аниховское (Аниховский массив), Джабыгасайское (Джабыгасайский массив), Тик-Бутакское и Котансуйское (Котансуйский массив). Для каждого из них характерны свои особенности, заключающиеся в различиях мощности пегматитов, их ориентировке, разном количестве этапов формирования, степени дифференцированности, плотности на единицу площади, акцессорной минерализации, комплексе ведущих элементов (табл. 25).

Следует сказать, что помещенные в таблице ведущие акцессорные минералы и элементы не являются принадлежно-

стью только пегматитов одного какого-либо поля. Они в данном случае намечены по преимущественному развитию. И лишь в отдельных полях (Аниховское — турмалин; Джабыгасайское — топаз, колумбит—танталит; Котансуйское — торбернит, флюорит, молибденит; Тик-Бутакское — иттербий и т. д.) встречаются минералы и элементы, характерные только для них.

Присутствующая минерализация позволяет отнести описываемые пегматиты к редкометальному типу. Их поля представляют собой часть Восточно-Уральского редкометального пояса.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ

Форма залегания описываемых образований находится в прямой зависимости от формы выполняемых полостей. В данном районе она в подавляющем большинстве случаев отвечает пластинообразному телу. Конфигурация последнего соответствует очертаниям трещины. Если пегматит выплывает трещину скола, то его контакты взаимно параллельны, мощность и элементы залегания выдерживаются на значительном расстоянии, зональность, если не было повторного внедрения, хорошо сохраняется.

Иное положение создается при инъекции расплава в разрывную структуру. В этом случае жила часто меняет простирание и падение, зональность выдерживается слабо, мощность (особенно при перемещениях блоков) часто изменяется, возникают раздувы, пережимы, карманы. В вертикальном разрезе подобного типа жилы тоже отличаются колебаниями элементов залегания. Кроме того, встречаются линзовидные, лестничные, кулисообразные жилы, жилы с кольцевыми апофизами, жилы сплетения и т. д.

Перечисленные формы залегания в значительной степени осложняются многочисленными оперяющими, сопровождающими материнские жилы, а также повторными внедрениями в том же направлении или с пересечением. В последнем случае отмечаются разнонаправленные подвижки блоков, фиксирующиеся по смещениям отдельных участков жил. В результате возникают весьма сложные соотношения между разновозрастными жильными породами (рис. 41, 42).

Внедрение пегматитового расплава осуществлялось механически активно. Об этом свидетельствует расположение ксенолитов вмещающих пород. Последние не только бывают повернуты, но и перемещены. Это довольно легко устанавли-



Рис. 41. Смещение оперяющей пегматита первой генерации при внедрении пегматита второй генерации (юго-запад Адамовского массива).

ливаются при сопоставлении линий ограничений ксенолитов и контакта жилы, направления линейности вытянутых минералов, слоистости и т. п. Однако активность инъекции была недостаточно велика, чтобы считать ее первопричиной образования полостей. Трещины, как правило, возникают в результате комбинации двух факторов: тектонических движений и гидростатического давления магматического очага на затвердевший чехол. При этом становятся возможными допегматитовые пликативные нарушения во вмещающих образованиях в местах возникновения трещин. Данные нарушения не заметны в непластичных породах (таких, как граниты или диабазы) и хорошо прослеживаются в сланцах или известняках. В этих породах на контакте с жилой нередко наблюдается загиб сланцеватости или плейчатости, который на первый взгляд кажется возникшим вследствие механического воздействия пегматита. Однако при внимательном изучении всегда можно установить, что это явление не связано с инъекцией.

Небольшие размеры и объем пегматитовых жил по сравнению с вмещающими породами не позволяют говорить о возникновении плейчатости в результате давления, развивае-

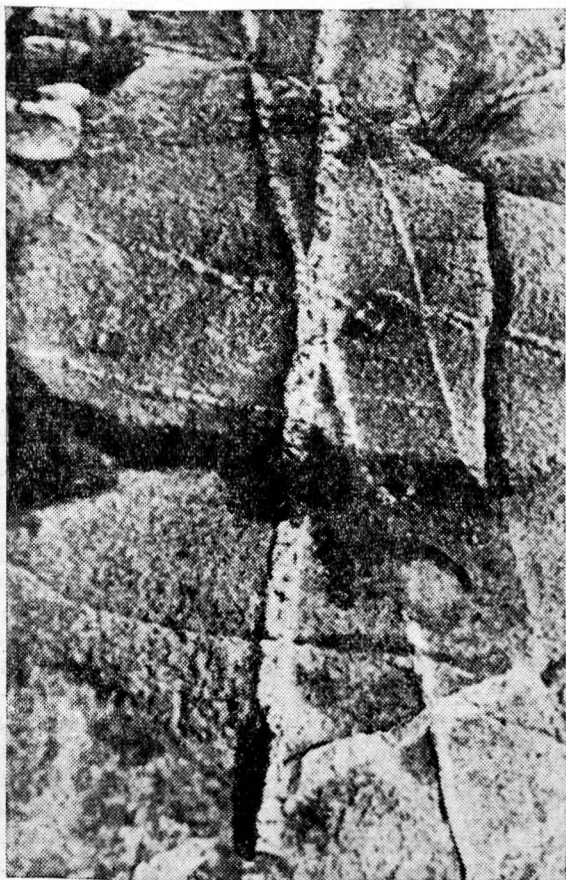


Рис. 42. Три генерации пегматита (центральная часть Суундукского массива).

Римскими цифрами обозначены генерации пегматита.

мого внедряющимся расплавом. К тому же явления, подобные указанным, отмечаются иногда на значительном удалении от интрузива, где гидростатическое давление магмы значительно ослаблено и не может механически активно воздействовать на вмещающие породы.

Для пегматитов большинства массивов характерно вертикальное или близкое к нему падение. Исключение составляют жилы обоих полей интрузива Котансу. Здесь они часто

имеют весьма пологое (угол падения 5—15°) залегание, благодаря чему на неровной поверхности выход жилы пегматита имеет не четкие, а расплывчатые очертания, порядок дифференцированности кажется нарушенным, хаотическим.

ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ

Как установлено полевыми исследованиями, пегматитогенез представляет собой сложный и значительно растянутый во времени процесс, неразрывно связанный с тектоно-магматической деятельностью. В соответствии с пульсирующим характером последней формирование пегматитов осуществлялось, как правило, в несколько этапов (обычно 3 этапа-генерации), установленных наблюдениями над взаимными пересечениями и контактными взаимоотношениями жил. При этом пересечения постоянно сопровождаются перемещением отдельных отрезков более древних жил при внедрении последующих (см. рис. 41). Контакты между ними всегда ясные и четкие, что позволяет вполне однозначно судить о их возрасте.

Пегматиты каждого этапа (генерации) характеризуются рядом определенных признаков. Одним из главнейших критериев, позволяющих различать разноэтапные породы, является мощность.

Жилы первого этапа имеют мощность, варьирующую в широких пределах: от 0,5—1 м до 2—3 м, редко — 7—12 м, прослеженная протяженность — до 2,5 км. Пегматиты второго этапа имеют более узкие границы колебания мощностей: от 0,2 до 0,4 м, длина по простиранию измеряется первыми сотнями метров. Мощность пегматитов третьего этапа менее 0,2 м, а длина — первые десятки метров. Однако пользоваться указанным признаком следует с известной осторожностью. Названные цифры являются руководящими только для материнских жил. Последние сопровождаются многочисленными оперяющими, мощность которых соответственно уменьшается с увеличением порядка.

Кроме мощности, разноэтапные пегматиты различаются по преобладающей ориентировке, степени дифференцированности, комплексу аксессуариев, оптическим свойствам главных пороодообразующих минералов, элементам-примесям. Это дает основание предполагать существование многих пегматитовых очагов, неоднократно возникавших на различных глубинах. При отодвигании фронта кристаллизации магмы, вследствие наращивания консолидирующегося чехла (рис. 43), очаги

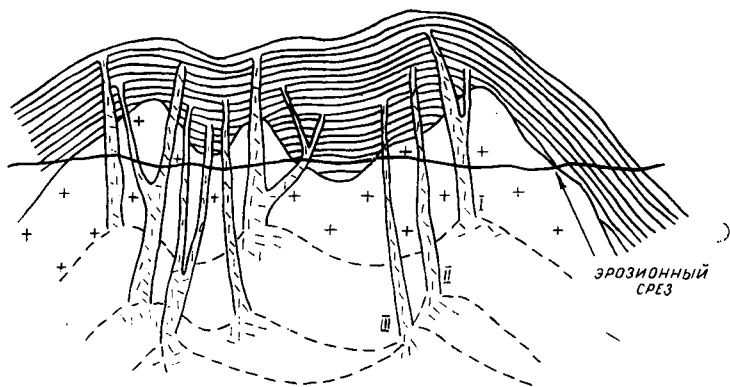


Рис. 43. Схема миграции пегматитовых очагов на глубину.

мигрировали на глубину. Данное явление обуславливало их многоэтажное расположение. Поэтому на одной плоскости (эрозионном срезе) видны различные (по вертикали) участки жил разных этапов: близкорневые зоны наиболее ранних, средние — более молодых и «хвосты» самых поздних пегматитов. С этим согласуется и известное представление о том, что с увеличением эрозионного среза количество жил на единицу площади уменьшается, а мощность их возрастает.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Наиболее полный после А. Е. Ферсмана (1940) обзор исследований в области классификационных схем пегматитов дан недавно Н. А. Солодовым (1962, а, б). Им подробно рассмотрено около тридцати наиболее известных классификаций от П. Ниггли и М. Лакруа до последних работ советских и зарубежных исследователей. Н. А. Солодов вполне аргументированно делает критические замечания по ряду схем. Появление такой сводки избавляет нас от необходимости повторения и подробного рассмотрения многочисленных классификаций, основанных на различных признаках и касающихся самых разнообразных по своим особенностям пегматитовых регионов. Тем не менее некоторые соображения по этому вопросу высказать уместно.

В основу большого числа известных к настоящему времени классификаций положены минералогические, геохимические, структурно-морфологические, возрастные, структурные, гене-

тические и другие признаки. Работами последних лет, проведенными советскими и в меньшей степени зарубежными исследователями, вполне определенно показано, что наиболее важным в генетическом и практическом отношении является подход к типизации как пегматитовых образований в целом, так и пегматитов отдельных регионов, основанный на изучении состава, количественных и структурных взаимоотношений породообразующих минералов пегматитов, с одной стороны, и их текстурных особенностей, с другой. Среди классификаций такого направления наиболее известны схемы К. А. Власова (1951—1956), А. А. Беуса (1954), А. И. Гинзбурга (1960), Е. Н. Камерона и др. (1951), Н. А. Солодова (1962 а, б). Эти классификации касаются главным образом редкометалльных пегматитов и в той или иной степени опираются на указанные признаки.

В других классификациях, систематизирующих нередкометалльные пегматиты, используется несколько классификационных признаков, что не делает их лучше.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные, полученные в результате полевых работ, во многом совпадают с наблюдениями и выводами Н. А. Солодова. В силу этого трудно избежать некоторых повторений.

Критически осмысливая существующие классификации, можно сказать, что наиболее рациональной, отвечающей истинному положению вещей, является систематика Н. А. Солодова (1962, а). Использование минерального состава (имеются в виду главные минералы, присутствующие в породе в количестве не менее 10%) в качестве основного признака для классификации представляется наиболее приемлемым. Текстуальный признак учитывается в выделенных нами этапах. Однако пегматиты Орского Зауралья только с некоторым допущением могут быть отнесены к его 1 типу — микроклиновым гранитам, так как нередко можно встретить жилы, в которых в одних участках преобладает микроклин, в других — альбит.

Следует также отметить, что альбит здесь в большинстве случаев автOMETасоматический, поэтому данные пегматиты частично могут быть отнесены к олигоклаз-микроклиновым, широко развитым в слюдоносных районах. В то же время они не могут считаться типичными слюдоносными: мусковит в них мелкочешуйчатый и количество его не превышает 6—8%.

Можно было бы ввести более дробную классификацию, используя схему А. Е. Ферсмана. В описываемом районе встречаются пегматиты, содержащие берилл, турмалин, тантал-

ниобаты, монацит, урановые минералы, флюорит и т. д. Однако, как нам кажется, это внесло бы только ненужное усложнение, в то время как существо дела не изменилось, потому что основные классификационные признаки остаются неизменными и для пегматитов, содержащих тантало-ниобаты, и для пегматитов с монацитом, турмалином и т. п.

В пегматитах нашего района наиболее распространены три типа текстур: массивный, участковый и зональный. Такое разделение, строго говоря, является условным, поскольку практически очень редко в пределах одной жилы распределение минералов или структурно-минералогических комплексов укладывается в какой-либо из названных типов. В общем случае правильнее говорить либо о комбинации двух или трех типов текстур, либо о наличии или преобладании переходных текстурных форм. Тем более что детальные работы показали определенную приуроченность текстур пегматитов к различным участкам одной и той же жилы по падению и простиранию. Кроме того, для одной и той же жилы, даже для одного разреза, степень совершенства структурной и минеральной зональности может быть различной.

СТЕПЕНЬ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ

Прежде чем говорить о степени дифференцированности пегматитов, очевидно, следует дать понятие о зоне. Известно несколько определений. Содержание, которое вкладывают в этот термин А. А. Беус (1951), Е. Н. Камерон (1951), К. Л. Бабаев (1960), как справедливо отмечает Н. А. Солодов (1962 б), не всегда кажется точным. Наиболее удачной, отражающей вещественный, морфологический и генетический признаки, следует считать формулировку Н. А. Солодова. Наши представления весьма сходны с определением последнего и заключаются в следующем: под зонами подразумеваются структурно-минеральные комплексы, имеющие между собой четкие контакты и образующиеся в результате кристаллизационной дифференциации пегматитовой расплава или перекристаллизации при автотасоматозе.

Вполне понятно, что в наименовании зоны должны быть отражены только главные минералы, постоянно присутствующие в зонах в количестве, хотя и колеблющемся, но не опускающемся ниже 10% от объема зоны. Таким образом, к зонообразующим могут быть отнесены микроклин, альбит, олигоклаз, кварц и в редких случаях — мусковит.

Из структур в описываемых пегматитах развиты аплитовая

(размер зерен до 1 мм), гранитная (до 5 мм), графическая с толщиной ихтиоглиптов до 10 мм, апографическая (размер зерен до 25 мм), пегматоидная (размер выделений до 40 мм), блоковая (размер блоков до 100 мм), сахаровидная (размер зерен до 1 мм).

Аплитовая структура типична для краевой аплитовидной зоны. Зона сложена микроклином, олигоклазом, кварцем с небольшим количеством мусковита и граната. Размер зерен всех минералов примерно одинаковый. Характерен общий ксеноморфизм. Здесь же встречается и порфиоровое строение.

Гранитовая структура. Участвуют те же минералы с характерным для гранитов строением, т. е. убывающим от олигоклаза к кварцу идиоморфизмом. На фоне разнозернистой массы иногда выделяются вкрапленники олигоклаза или микроклина.

Графическая структура характерна для зоны соответствующего названия. В ее сложении принимают участие два минерала, находящиеся в закономерном взаимном прорастании: кварц и микроклин (микропертит) или кварц и олигоклаз. В некоторых случаях наблюдаются отдельные кристаллы полевых шпатов, в других — кварц. Очевидно, это определяется избытком относительно эвтектики того или иного компонента. Форма и размеры ихтиоглиптов кварца в поперечном разрезе весьма разнообразны. Отношение кварц : полевой шпат = 1 : 3.

Апографическая структура встречается в виде участков разной величины среди графической зоны. Закономерность во взаимоотношениях слагающих ее минералов (кварц и олигоклаз или микроклин), характерная для графической структуры, здесь отсутствует или намечается очень слабо. Макроскопически наблюдаются ельчатые или скелетные выделения кварца на фоне полевого шпата. Соотношения кварца и полевого шпата примерно 1 : 3.

Пегматоидная структура — триминеральная, слагает зону соответствующего названия. В ее строении участвуют кварц, микроклин или кварц и олигоклаз с биотитом или мусковитом. Форма зерен всех минералов неправильная. Закономерной ориентировки нет. В отличие от графической здесь возникает больше центров кристаллизации.

Блоковая структура свойственна зоне такого же наименования. Блоки, представленные мономинеральными выделениями микроклина, олигоклаза или в тройственном сочетании с кварцем и примесью крупнотаблитчатого мусковита,

имеют неправильную форму и большие размеры, несопоставляемые с размерами минеральных индивидов в других структурах. Полевые шпаты имеют правильную форму, кварц всегда ксеноморфный.

Сахаровидная структура типична для зоны замещения. По составу почти мономинеральная: сложена мелкозернистым альбитом с небольшой примесью кварца, мусковита и аксессуарных минералов.

Неравнозернистая структура характерна для зоны блокового кварца. Его ксеноморфные зерна имеют размеры от долей миллиметра до нескольких сантиметров.

Основные зоны, развитые в пегматитах Орского Зауралья, следующие: 1) аплитовидная кварц-олигоклаз-микроклиновая с мусковитом (биотитом); 2) графическая кварц-полевошпатовая; 3) пегматоидная кварц-полевошпатовая со слюдой; 4) блоковая микроклиновая (или с олигоклазом, кварцем и слюдами; 5) кварцевая зона (кварцевое ядро), сложенная блоковым кварцем. Значительно реже встречаются зоны сахаровидного альбита, чешуйчатого мусковита, апографической и гранитной структуры.

Названные зоны первого (в количестве до пяти) и второго (до трех) этапов наблюдаются только в материнских жилах. В опережающих апофизах с возрастанием их порядка степень дифференцированности уменьшается, а в пегматитах третьего этапа зональность отсутствует, и только графическое или мелкоблоковое строение отличает их от аплитов.

По внутреннему строению дифференцированные жилы можно разделить на две группы: симметрично- и асимметрично-зональные. Среди них, в зависимости от количества и положения зон, выделяются различные типы жил (рис. 44).

Симметрично построенные жилы, как правило, имеют вертикальное или субвертикальное падение. Пологопадающие — чаще всего асимметричны. В этом случае крупнозернистые зоны всегда смещаются в сторону висячего бока (рис. 44, VI—VII, IX).

Аплитовидная зона у висячего бока постоянно имеет меньшую мощность или даже совсем отсутствует. На контакт вместо нее выходит графическая или пегматоидная, а в некоторых случаях даже блоковая микроклиновая зона. Кварцевое ядро (или, если оно отсутствует, то любая центральная зона) располагается ближе к висячему боку.

Иногда, вследствие повторного приоткрывания трещин и

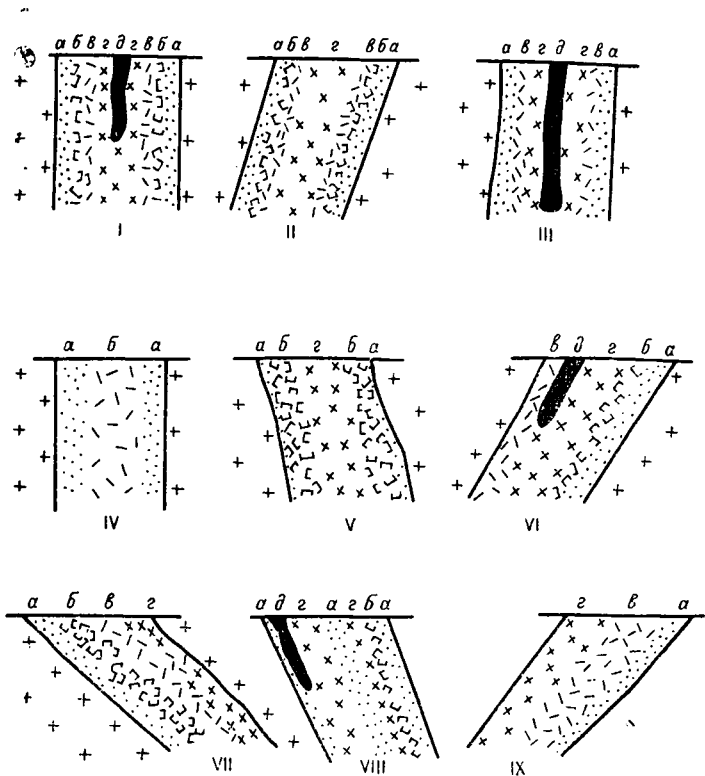


Рис. 44. Жилы пегматитов различной степени дифференцированности (вертикальный разрез).

Условные обозначения зон: *a* — аплитовидная; *b* — письменного гранита; *в* — пегматондная; *г* — блоковая; *д* — кварцевое ядро.

внедрения новой порции расплава, зональность приобретает хаотический характер (рис. 44, VIII).

Правильная последовательность в расположении зон симметрично-зональных пегматитов нарушается также ксенолитами, вокруг которых наблюдается последовательная смена зон (от ксенолита). Поэтому, если внутри пегматита отмечается нарушение зональности и появляются внешние зоны, то это может быть связано с присутствием еще не вскрытого или уже эродированного ксенолита.

Жилы, в которых присутствуют все пять зон, встречаются относительно редко. Из приведенного полного разреза (рис. 44, I) часто выпадают две-три зоны. Причем выпадать могут

любые из них и тогда кажется, что закономерность в чередовании зон нарушается. Это впечатление усиливается, когда несколько (две, а то и три) зон объединяются в одну с участковым распределением структур. Чаще других в одно целое объединяются блоковые кварцевая и микроклиновая зоны, образуя одну блоковую кварц-микроклиновую зону. Если имеет место объединение или выпадение зон, то это не влияет на указываемую ниже очередность в их расположении в направлении от зальбандов к центру. Это правило остается нерушимым для всех крутопадающих пегматитов.

Симметричная зональность местами осложняется замещающим комплексом.

Пегматиты описываемого района характеризуются постоянством состава породообразующих минералов. Изменяются главным образом их свойства и акцессорная минерализация от этапа к этапу.

Пегматиты первого этапа (генерации). Наиболее полный разрез пегматитов этого этапа при симметричном строении имеет следующую последовательность зон: 1) аплитовидная; 2) графическая; 3) пегматоидная; 4) блоковая; 5) кварцевая; 6) блоковая; 7) пегматоидная; 8) графическая; 9) аплитовидная.

Аплитовидная зона располагается на контактах жил, имея мощность от 0,01 до 0,5 м. В случае пологого падения в лежачем боку обладает большей мощностью, чем в висячем. При ответвлении от материнской жилы оперяющей мощность зоны уменьшается, и в простых пегматитах она полностью отсутствует; на ее строении больше других сказывалось влияние тектонических напряжений, что обуславливало катаклиз минералов, нарушавший первично аплитовую или порфировую структуру. Размер зерен породообразующих минералов колеблется в пределах 0,2—0,9 мм, редко достигая 2—3 мм (вкрапленники плагиоклаза или микроклина). Главными из них являются: кварц (25—40%); калишпаты (микроклин, микропертит) — 20—35%; олигоклаз (25—40%) и слюды (до 10%). Постоянно присутствует гранат, реже — магнетит, ильменит, рутил и в виде единичных зерен — циркон и апатит.

Относительно происхождения данной зоны существует несколько мнений, и эта проблема до сих пор еще не нашла своего окончательного решения.

М. Н. Альтгаузен (1936) объясняет возникновение аплитовидной оторочки быстрым удалением летучих в области пониженного давления, с соответствующим повышением темпера-

туры кристаллизации и, как следствие, быстрым затвердеванием с образованием мелкозернистой массы.

А. Е. Ферсман (1940) считает, что резкое отличие аплитовидной зоны жил от главной массы пегматита заставляет предполагать большое различие в условиях их формирования и что это явление, несомненно, связано с контактным воздействием и понижением температуры.

А. А. Беус (1950), детально изучив вопрос на примере пегматитов Туркестанского хребта, пришел к выводу о влиянии процессов скрещения при образовании аплитовидной оторочки. По его мнению, данная зона представляет собой продукт взаимодействия пегматита с вмещающей породой.

Что процессы скрещения идут даже в пегматитах чистой линии, пожалуй, ни у кого не вызывает сомнения. Об этом свидетельствует (в нашем случае) постоянное присутствие обильного граната, зерна которого располагаются цепочкой параллельно контакту, повышенная (до № 28—35) основность плагиоклаза и (в примере А. А. Беуса) обогащение зоны турмалином и другими железо- и магнийсодержащими минералами. Поскольку пегматит располагается в какой-то вмещающей породе, то между ними обязательно должна быть реакция. Масштабы развития этой реакции, очевидно, контролируются составом вмещающей породы. А. Е. Ферсман (1940), считавший пегматитовый процесс замкнутой системой, в то же время отмечал, что абсолютно закрытая система — это абстракция, и замкнутость следует понимать относительно, так как существенного влияния на состав пегматита его взаимодействие с боковыми образованиями не оказывает.

Однако, как видно из вышеприведенных примеров, процессы скрещения в отдельных благоприятных случаях получают заметное развитие и проявляются в некотором изменении акцессорной минерализации и небольшом увеличении основности плагиоклаза. Речь же идет о другом, а именно: о структурном отличии аплитовидной оторочки, так как комплекс главных пороодообразующих минералов существенно не изменяется. И здесь, на наш взгляд, главную роль играет быстрое охлаждение инъецирующего расплава на контакте с относительно холодной вмещающей породой.

Быстрое охлаждение краевой зоны фиксируется в первую очередь в мелкозернистом строении, векториальной форме кристаллов турмалина, циркона и апатита, а также часто наблюдающейся порфировой структуре. Эта структура указывает на наличие в расплаве взвешенных частиц — интрател-

лурических вкрапленников и (отсюда) — на заметное различие температур при кристаллизации этих фенокристов и основной мелкозернистой массы. Летучие компоненты, содержащиеся в пегматитовом расплаве, очевидно, активного участия в процессе кристаллизации аплитовидной зоны не принимают. Часть их расходуется на процессы скрещения, а другая, большая часть, — мигрирует во внутренние зоны.

Графическая зона. В пегматитах с нормальной последовательностью дифференциации графическая зона — следующая за аплитовидной от зальбанда. При выклинивании последней она выходит на контакт с вмещающими породами. При этом нередко изменяет свое строение на зернистое и обогащается биотитом. Мощность ее изменяется в пределах 0,05—0,4 м. Состав: кварц (30—40%) и полевой шпат (плаггиоклаз, микроклин или микропертит — 60—70%) во взаимном закономерном прорастании. Встречаются редкие чешуйки биотита и мусковита. Из аксессуарных минералов изредка присутствуют единичные зерна магнетита, циркона и апатита.

Графическая или письменная структура является определяющей чертой соответствующей зоны. Контакт между нею и аплитовидной оторочкой, вследствие различия в величине зерен и строении хотя и достаточно четкий, но чрезвычайно неровный, извилистый.

Размеры составляющих зону минералов сильно варьируют от едва заметных невооруженным глазом до гигантских.

Кристаллизация графической зоны, прикрытой внешней оторочкой, идет значительно медленнее. Охлаждающее действие боковых пород влияет в меньшей степени. Отсюда меньшее число центров кристаллизации и большие размеры кристаллов. Характерно, что во многих случаях присутствуют две генерации икhtiоглипт кварца. Первая имеет относительно крупные размеры отдельных индивидов (измеряется сантиметрами), линзовидную или угловатую форму с четкими ограничениями, вторая — неправильные очертания и мелкие размеры.

В случае выхода зоны на контакт жилы можно заметить постепенное увеличение размерности зерен в направлении от зальбанда к центру.

Постоянно наблюдающиеся закономерные соотношения между полевыми шпатами и кварцем позволяют разделить точку зрения А. Е. Ферсмана (1940) и В. П. Петрова (1960) об эвтектическом типе их кристаллизации.

В отдельных жилах среди графической массы наблюдаются четко индивидуализированные зерна полевых шпатов или

кварца. Можно предположить, что эти монокристаллы оформлялись раньше эвтектики, были по отношению к ней избыточными. Это подтверждается явлениями обрастания («обтекания») таких выделений сросшимися.

Пегматоидная зона. Зона крупно- и грубозернистого строения в материнских жилах первого этапа присутствует повсеместно и имеет мощность от 0,1 до 0,6 м. Размер зерен главных минералов колеблется в пределах 5—10 мм. Минеральный состав ее отличается заметным разнообразием. Кроме породообразующих — кварца (23—30%) плагиоклаза (22—31%), калишпатов (40—53%) и слюд (до 6%) — присутствуют акцессорные минералы: берилл, гранат, ильменит, магнетит, циркон, апатит, реже — пирит, редко — андалузит, ильменорутил, торбернит, эшинит, пирохлор, турмалин, монацит, ортит, молибденит, флюорит, касситерит, галенит. В составе этой зоны значительно увеличивается содержание калишпатов, которые заметно преобладают над плагиоклазами.

В кристаллизации минералов в значительной мере участвуют минерализаторы (комплекс акцессориев разнообразен и общий объем его по отношению к объему породообразующих минералов заметно возрастает). Эвтектические отношения между полевыми шпатами и кварцем здесь носят реликтовый характер. Закономерные сростания между ними наблюдаются редко. Ихтиоглиптоподобные выделения кварца имеют большие размеры, чем в графической зоне. Вследствие катаклаза при давлении они приобретают мозаичное строение. Местами содержатся участки апографической структуры — гипидиоморфнозернистый пегматит с мелкими вкраплениями графического строения.

В пегматоидной зоне еще до окончания кристаллизации нередко широко развиваются процессы замещения, нарушающие ее и без того беспорядочную структуру. Значительного развития достигает микроклинизация, предшествующая во времени еще более интенсивной альбитизации, наблюдаемой, однако, только в отдельных жилах. Параллельно с этим идет мусковитизация (количество мусковита поднимается местами до 20%). Кроме того, встречаются такие вторичные новообразования, как эпидот, серицит (по плагиоклазу), хлорит (по биотиту), лимонит (по пириту), каолинит (по полевым шпатам).

Блоковая зона пользуется наибольшим развитием в крупных жилах. Мощность ее достигает 0,7—1,5 м. Она сложена микроклином или микропертитом в более или менее пра-

вильных кристаллах размером от 2—3 до 10—12 см (около 78%); кварцем полуправильной формы размером до 2 см (около 12% в среднем) и мусковитом в виде пачек или гипидиоморфных кристаллов размером до 2 см в поперечнике (8—10%). Нередко присутствует незначительная примесь мелких зерен кислого плагиоклаза. Акцессорные минералы — монацит, берилл, гранат, магнетит, циркон, апатит, колумбит-танталит, ильменорутил, пироксид, эшинит, циртолит, торит, топаз, рутил. Комплекс вторичных минералов развивается широко и представлен микроклином, альбитом, серицитом, эпидотом, хлоритом, каолинитом, лимонитом, опалом, халцедоном, кальцитом.

В редких случаях в этой зоне наблюдаются неправильные пустоты диаметром до 0,15 м, частично выполненные друзами кварца. Последний имеет белую мутную окраску. Только единичные кристаллы несут прозрачную головку. Размеры друз до 5—10 см в поперечнике. Величина отдельных кристаллов не превышает 2—3 см по длине.

Данная зона наиболее продуктивна в смысле содержания редкометалльного и редкоземельного оруденения. Отдельные кристаллы или «кусты» берилла (размером до 5 см), монацита, тантало-ниобатов чаще всего концентрируются именно здесь.

Кварцевое ядро. В центральных (осевых) частях наиболее мощных жил располагается кварцевое ядро в виде серии линзовидных или неправильных обособлений чистого кварца. Сплошной «оси» они никогда не образуют. Размеры выделений 0,1—0,5 м в поперечнике, 0,4—3 м по длине.

Кварц ядра имеет массивное сложение, серый или темно-серый цвет, почти всегда мономинерален или содержит небольшую примесь полевых шпатов и резко удлиненных кристаллов берилла (в периферии).

Замещающий комплекс с редкометалльным оруденением — зона сахаровидного альбита — чаще всего бывает приурочен к контакту кварцевой оси и блоковой зоны. По последней он (комплекс) главным образом и развивается.

Приведенный разрез несколько идеализирован. В действительности описанная закономерность в расположении зон часто нарушается вследствие целого ряда причин. Одной из них являются повторные инъекции, контакты которых в результате сходства состава трудно уловимы. Вопрос о наличии повторной инъекции однозначно решается в случае пересечения ею кварцевого ядра. Такое явление было отмечено в районе пос.

Баймурат (Баймуратское поле), где линза кварца в мощной пегматитовой жиле расчленена вдоль простирания серией параллельных жилок более позднего пегматита.

Какие же факторы обуславливают степень дифференцированности пегматитов? Выше уже говорилось, что лучше других расслоены наиболее мощные жилы. Интересно также отметить, что маломощные жилы, заполняющие трещины в раздувах, дифференцированы лучше, чем в пережимах. Н. А. Солодов (1962 б) называет и интерпретирует четыре фактора, влияющих на степень дифференцированности жил. Это — форма пегматитового тела (на первом месте стоит шток, как тело, обладающее меньшей удельной поверхностью, затем линза и на последнем месте жила); характер вмещающих пород (жилы в основных и ультраосновных породах лучше дифференцированы, чем в кислых); пологие элементы залегания (в этом случае играют роль гравитационный эффект и эманационный фактор) и, наконец, тектоническая обстановка формирования (спокойная обстановка благоприятствует лучшей дифференцированности). Наши наблюдения позволяют признать значение первого, третьего и четвертого факторов. Для суждения о справедливости влияния второго фактора у нас нет материала.

Кроме указанных Н. А. Солодовым факторов, влияющих на степень дифференцированности пегматита, в значительной степени должна сказываться разница температур между вмещающей породой и инъецирующим пегматитом. Чем эта разница меньше, тем медленнее идет остывание жилы и появляется возможность лучшего ее «расслоения». А отсюда очевидна и роль временного разрыва между консолидацией чехла интрузива и внедрением пегматитов. Определенное значение имеют, вероятно, интенсивность внутрирудной тектоники и мощность жил. Хотя и известны случаи, когда более мощные жилы обладают менее четкой зональностью, чем маломощные, но в общем чем мощнее пегматит, тем выше степень дифференцированности.

Пегматиты второго этапа (генерации). Данные породы имеют, как указывалось, меньшую мощность и, как следствие, худшую дифференцированность. Для них характерно наличие двух-трех зон или (реже) простое строение. При полном разрезе присутствуют аплитовидная, графическая и пегматоидная зоны. Блоковая зона и кварцевая ось в них не встречались. Общим свойством является некоторое преобладание калишпатов над плагиоклазами.

Комплекс породообразующих минералов во всех зонах, как и в пегматитах предыдущего этапа, остается без изменения. Это — олигоклаз, альбит, калишпаты, кварц, слюды. Акцессорные минералы — берилл, гранат, апатит, магнетит, ильменит, рутил, циркон, сфен, гематит, касситерит, андалузит, топаз — встречаются в значительно меньших количествах. Замещающий комплекс развивается как исключение. Из вторичных минералов зафиксированы: каолинит, эпидот, серицит.

Пегматиты третьего этапа (генерации). Самые поздние пегматиты характеризуются наименьшими мощностями и отсутствием дифференцированности. От аплитов они отличаются сравнительно крупной зернистостью. Структура их пегматоидная или гранитная. Состав: олигоклаз (25—30%), микроклин (35—45%), кварц (28—32%), мусковит (до 5%). Размер минералов колеблется от 5 до 10 мм. Акцессории встречаются редко, в виде единичных зерен и представлены цирконом, гранатом, апатитом, магнетитом, пиритом и ильменитом. Из вторичных минералов слабо развиты каолинит, серицит, лимонит, хлорит.

Как следует из приведенного описания, пегматиты разных этапов формирования различаются по ряду характеристик. Главные из них для наглядности сведены в табл. 26.

Сравнивая особенности, характерные для пегматитов разных этапов (табл. 26), можно сказать, что для выделения этих этапов важны не только наблюдения над их взаимными пересечениями, но и совокупность признаков. Указанные различия хорошо выдерживаются во всех пегматитоносных интрузиях.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Подавляющее большинство пегматитовых полей размещается в зонах эндоконтакта массивов, т. е. в материнских гранитах. Только единичные жилы переходят в породы, вмещающие интрузивы. Изучение контакта пегматитов и гранитов показало, что первые видимого влияния на граниты не оказывают. Контакт между ними всегда четкий и резкий, без постепенных переходов, но крепко спаянный. При ударе молотком выкалываются одновременно в один штуф и гранит, и пегматит (аплитовидная оторочка). Даже при интенсивном развитии процессов замещения последние локализуются внутри жил. Из многих тысяч наблюдений всего в двух случаях удалось видеть на небольшом отрезке жилы с одной ее стороны постепенный переход к граниту. Возникшее здесь новообразование имеет явные признаки грейзена; обильный кварц,

Характерные признаки разноэтапных пегматитов Орского Зауралья

Характерный признак	Этапы (генерации) пегматитов		
	первый	второй	третий
Мощность в м*	0,5—7	0,2—0,4	До 0,2
Количество зон*	3—5	2—3	Одна
Состав плагиоклазов**	Преобладает основной олигоклаз	Преобладает кислый олигоклаз, альбит	Олигоклаз
Отношение плагиоклаз : микроклин**	Около 2 : 1	Около 1 : 1	Около 1 : 2
Параметр <i>s</i>	В о з р а с т а е т		
Параметр <i>a</i>	С н и ж а е т с я		
Параметр <i>b</i>	С н и ж а е т с я		
Акцессории*	Берилл, гранат, пирит, ильменит, циркон, апатит, андалузит, рутил, эшинит, пироклор, турмалин, сфен, монацит, ксенотим, шеелит, колумбит-танталит, ильменорутил, торбернит, анатаз, молибденит, халькопирит, торит, ортит, висмутин, олово самородное, гематит, топаз, силлиманит, шпинель, касситерит, галенит	Берилл, гранат, апатит, ильменит, рутил, андалузит, топаз, циркон, сфен, гематит, касситерит, магнетит	Циркон, гранат, апатит, магнетит, пирит, ильменит
Элементы-примеси:			
Be	До 0,0005	До 0,0012	Следы
Cu	0,0023	0,0038	До 0,0033
Zr	0,0011	0,0017	0,0010
Sb	Следы	0,0005	—
W	До 0,0005	Следы	—
Ta	0,0005	—	—
Ce	—	—	До 0,0005
U	3,8 γ/г	2,5 γ/г	1,9 γ/г

* Для главных жил

** Для зон письменной и пегматоидной структур.

мусковит и редкометальное оруденение. Очевидно, тут имели место повторные приоткрывания трещин в гидротермальный период жизни интрузива. Гидротермы и обусловили указанную проработку обоих пород, обеспечив постепенный переход между ними.

Отсутствие видимого невооруженным глазом влияния пегматитов на граниты еще не является доказательством того, что между ними совершенно нет взаимодействия. Наличие граната и железисто-магнезиальных минералов в аплитовидной зоне указывает на развитие реакции между этими породами. Спектральное исследование образцов, отобранных по профилям, секущим граниты и пегматиты (вкрест простирания последних), с непосредственного их контакта и на удалении в 0,2; 0,5; 1 и 2 м от пегматитов дает представление о перемещении ряда элементов в гранитах под влиянием пегматитового расплава.

Так, некоторые микроэлементы (Cu, Mn, Ti, Zr, Zn) в пологопадающих жилах перемещаются со стороны лежащего бока в висячий, где и накапливаются в больших концентрациях. Другие (Ga, Pb) не изменяют своего содержания. Иными словами, пропаривающее влияние пегматитов выражается в заметном увеличении миграционной способности части элементов. Интенсивность миграции зависит, видимо, от целого ряда факторов. Прежде всего — от количества и качества летучих компонентов в пегматитах, состава и, возможно, структуры вмещающих пород, мощности и угла падения жил.

Внедрение пегматитов в известняки очень редко сопровождается приконтактовыми изменениями. Вдоль зальбанда жил появляется маломощная (1—5 мм) прерывистая актинолитовая оторочка и отдельные сильно удлиненные кристаллы этого минерала. В самих пегматитах в этих случаях ухудшается степень дифференцированности (исчезают некоторые зоны).

В одном километре к югу от контакта Суундукского интрузива в известняках обнаружен небольшой скарн. В непосредственной близости от него выходит полого падающая жила пегматита. Вероятнее всего предположить, что скарнирование явилось следствием взаимодействия пегматита с известняком.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПЕГМАТИТОВ С ДОПОЛНИТЕЛЬНЫМИ ИНТРУЗИВАМИ, АПЛИТАМИ, ЛАМПРОФИРАМИ И КВАРЦЕВЫМИ ЖИЛАМИ

Взаимоотношения пегматитов с другими породами представляют большой интерес, так как дают возможность уста-

новить их место в магматическом процессе и решить некоторые вопросы генезиса.

Дополнительные интрузивы, широко развитые в пегматитоносных массивах, по времени образования часто являются постпегматитовыми. Они пересекают, срезают и смещают жилы пегматитов. Нередко наблюдаются обратные соотношения.

В южной части Суундукского массива, в обрыве реки Солончанка обнажаются аляскиты, которые содержат многочисленные ксенолиты порфириовидных гранитов. В последних включены жилы пегматитов, не переходящие за линию контакта. Это является несомненным доказательством внедрения дополнительного интрузива после пегматитов.

Полевые наблюдения показывают, что «чистых» пегматитовых полей нет. С пегматитами всегда ассоциируют аплиты, находящиеся с первыми в строго закономерных отношениях. Закономерность легко и однозначно устанавливается по наличию взаимных пересечений и выражается в строго выраженном чередовании следующей серии пород: аплит I этапа — пегматит I этапа — аплит II — пегматит II — аплит III (редко) — пегматит III — продукты гидротермальной стадии (кварцевые или кварц-полевошпатовые жилы одного или двух этапов). При этом инъекция каждого последующего этапа весьма часто сопровождается смещением отдельных отрезков жил предыдущего. Данное явление неопровержимо свидетельствует: 1) о одновременности образования пегматитов и аплитов, причем пегматиты какого-либо этапа внедряются позже аплитов соответствующего этапа; 2) об определенном и вполне закономерном чередовании во времени (периодичности) возникновения то одних пород, то других.

Кварцевые жилы, заканчивающие формирование пегматитоносных фаз, постоянно секут и нередко смещают жилы аплитов и пегматитов всех этапов.

Лампрофиры всегда являются постпегматитовыми.

РОЛЬ ПЕТРОГЕННЫХ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ОКИСЛОВ В ПРОЦЕССЕ ПЕГМАТИТОГЕНЕЗА

Указанные выше изменения минерального состава зон несомненно должны контролироваться различной долей участия того или иного окисла в процессе кристаллизации пегматита.

Выяснение этого вопроса осуществлялось по методике, указанной выше для гранитов. Полученные при пересчетах результаты сведены в табл. 27. По суммарным данным (табл. 28)

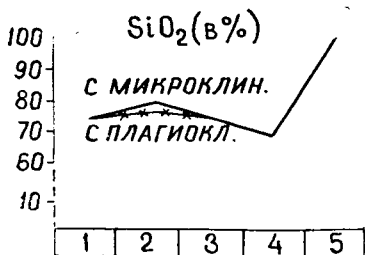


Рис. 45. Поведение кремнезема в процессе кристаллизации пегматита.

Зоны: 1 — аплитовидная; 2 — графическая; 3 — пегматоидная; 4 — блоковая; 5 — кварцевое ядро.



Рис. 46. Поведение глинозема в процессе кристаллизации пегматита.

(Условные обозначения те же, что и на рис. 45).

построены графики, интерпретация которых дает представление о роли главных петрогенных элементов в процессе кристаллизации пегматита.

Кремнезем постоянно присутствует в наибольших количествах (67—100%, в среднем — 76,8%). Его содержание в аплитовидной зоне составляет 72,4% (рис. 45). В графической зоне оно повышается до 75,8% (в случае эвтектики кварц + плагиоклаз) и 77,1% (эвтектика: кварц + микроклин). Затем количество кремнезема снижается до минимума (67%) в блоковой зоне. До этого момента кривая одновременно отражает колебания в содержании свободной кремнекислоты, оформившейся в виде кварца (см. табл. 27). К концу процесса в остаточном расплаве были исчерпаны катионы кальция, алюминия, калия и натрия, необходимые для построения кристаллических решеток полевых шпатов и слюд, и избыточный кремнезем сформировал кварцевое ядро. Последнее присутствует не всегда и его объем по отношению к объему всей жилы в данном сечении относится как 1:5—1:8, что свидетельствует в общем о незначительном избытке кремнезема.

Количество глинозема (рис. 46) после кристаллизации внешней оторочки (16,7%) заметно снижается в графической зоне (до 11,9%, если она сложена кварцем и микроклином). Затем постепенно повышается до максимума (18,1%) в блоковой зоне и опускается почти до нуля — в кварцевой оси, где присутствует в виде следов. В случае сложения графической зоны плагиоклазом и кварцем, содержание глинозема на протяжении всего процесса кристаллизации (до кварцевого ядра)

Таблица 28

Суммарное содержание окислов по зонам, в %

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	(Fe, MgO)	H ₂ O	Сумма	$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$
<i>Аплитовидная зона</i>									
	72,4	16,7	6,2	2,5	1,7	—	—	99,5	0,5
<i>Графическая зона</i>									
С плагиоклазом	75,8	15,2	—	6,0	3,0	—	—	100,0	0,6
С микроклином	77,1	11,9	11,0	—	—	—	—	100,0	
Среднее	76,4	13,5	5,5	3,0	1,5	—	—		
<i>Пегматоидная зона</i>									
С биотитом	72,3	13,9	8,0	2,6	0,7	2,2	0,2	99,9	0,7
С мусковитом	72,6	15,7	8,1	2,6	0,7	—	0,3	100,0	
Среднее	72,45	14,8	8,05	2,6	0,7	1,1	0,25		
<i>Блоковая зона</i>									
	67	18,1	14,4	—	—	—	0,5	100,0	0,8
<i>Кварцевое ядро</i>									
	100	—	—	—	—	—	—	100,0	

остаётся, примерно, на одном уровне. Это вполне объясняется меньшей долей Al_2O_3 в микроклине и большей — в плагиоклазе. Колебания в количестве Al_2O_3 более тесно увязываются с изменением содержания полевых шпатов, чем SiO_2 . Возможно, что определенный избыток Al_2O_3 и недостаток K_2O обуславливают в определенных случаях состав зон.

Окись калия. Содержание K_2O (рис. 47) подвержено некоторым колебаниям, которые становятся особенно заметными, если графическая зона сложена микроклином (+кварц). В общем же, в соответствии с повышением роли микроклина значение K_2O возрастает в направлении к центру жил и, естественно, падает почти до нуля в кварцевом ядре. В минералогическом отношении поведение K_2O , кроме вариаций в содержании микроклина, указывает также и на увеличение значения мусковита, присутствующего в пачках размером до 3×4 см.

Окись натрия. Окись натрия (рис. 48) играет определенную роль только на первых стадиях развития пегматитового процесса и особенно в том случае, если плагиоклаз дает эвтектику с кварцем в графической зоне. В кристаллизации блоковой зоны доля Na_2O ничтожна и может приниматься во внимание только при учете содержания альбитовой составляющей в пертитах распада.

Окись кальция. Поведение CaO (рис. 49) аналогично Na_2O . Известь в еще большей степени, чем Na_2O , удаляется из расплава при формировании высокотемпературных геофаз. Это находит свое отражение в постепенном уменьшении содержания анортитовой составляющей в плагиоклазах от зальбандов к центру. Хотя в блоковой зоне можно спорадически встретить плагиоклаз, роль CaO в дальнейшем сходит к нулю.

Интересно отметить, что коэффициент агпайтности $\frac{K_2O + Na_2O}{Al_2O_3}$ неуклонно повышается в направлении к внутренним частям дифференцированных пегматитов, что является указанием на возрастание роли щелочных металлов (в основном — калия) к завершающим стадиям становления данных жильных пород (рис. 50).

Редкометалльные и редкоземельные элементы не поддаются подобному количественному учету и соответственно — графическому изображению, так как присутствуют в составе акцессориев или в виде изоморфной примеси в пороодообразующих минералах. Однако они обнаруживают вполне определенную приуроченность к той или иной зоне, т. е. их образование регу-

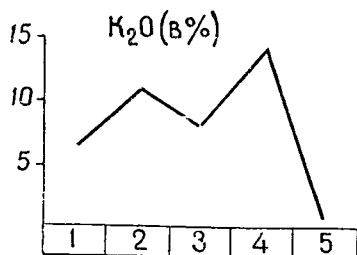


Рис. 47. Поведение окиси калия в процессе кристаллизации пегматита.
(Условные обозначения те же, что и на рис. 45).



Рис. 48. Поведение окиси натрия в процессе кристаллизации пегматита.
(Условные обозначения те же, что и на рис. 45).

лируется теми же физико-химическими и термодинамическими параметрами.

В пегматитах Орского Зауралья наиболее продуктивными в смысле содержания полезных компонентов являются центральные зоны. Внешние зоны содержат главным образом те минералы, которые указывают на процессы скрещения. Представление о распределении минералов дает табл. 29.

Известно, что выпадение каждого минерала из расплава контролируется температурой и концентрацией. Поэтому мож-

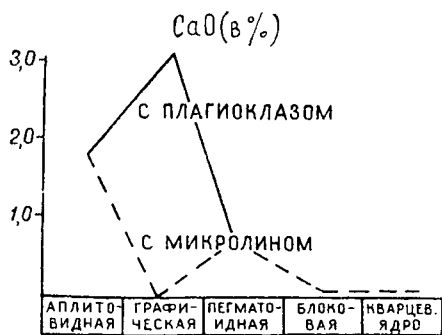


Рис. 49. Поведение окиси кальция в процессе кристаллизации пегматита.

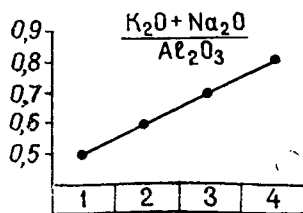


Рис. 50. Поведение коэффициента апатитности в процессе кристаллизации пегматита.
(Условные обозначения те же, что и на рис. 45).

Распределение некоторых аксессуарных минералов по зонам пегматитов

Минерал	З о н ы			
	блоковая	пегматоидная	графическая	аплитовидная
Берилл	×	+	0	0
Циркон	×	×	+	—
Монацит	×	+	0	0
Апатит	×	×	—	—
Турмалин	×	—	0	×
Торбернит	×	×	0	0
Танталит-колумбит	+	+	0	0
Эшинит	+	+	0	0
Рутил	0	0	0	+
Молибденит	+	—	0	0
Торит	—	—	0	0
Ксенотим	—	—	0	0
Ортит	+	—	0	0

Условные обозначения: × — встречается очень часто; + часто; — редко; 0 — не встречается.

но принять, что указанное в таблице распределение минералов отвечает максимальному содержанию элементов, участвующих в его строении в данной зоне. А. Е. Ферсман (1940) установил, что «в сложном ряду кристаллизации расплава (раствора) при заданных концентрациях порядок кристаллизации следует понижению валентности, увеличению сумм радиусов и понижению величины ЭК». Отсюда видно, что чем больше ЭК элемента, тем раньше при прочих равных условиях выпадает из раствора содержащий его минерал (Солодов, 1962 б). Так, в нашем примере циркон и апатит начинают кристаллизоваться еще в самую высокотемпературную геофазу и проходят через все зоны. Концентрация составляющих их компонентов относительно невелика, но ЭК достаточно высок (Сауков, 1951). Это и определяет их поведение. Н. А. Солодов указывает на аналогичное распределение танталит-колумбита, который в нашем случае отступает от данного правила. Это объясняется невысокой концентрацией элемента в расплаве.

Аналогично танталу и ниобию ведут себя уран, торий, молибден, что, по-видимому, вызывается той же причиной. Дру-

гие элементы — такие, как бериллий (берилл), церий, лантан (монацит, эшинит, ортит), иттрий (ксенотим) — присутствуют в центральных зонах, так сказать, на «законных основаниях», в соответствии с высказанными выше представлениями.

В итоге можно отметить следующее: процесс кристаллизации дифференцированных пегматитов идет с изменением качественных и количественных показателей от зоны к зоне. Это проявляется как в поведении петрогенных, так и редкометалльных элементов (их окислов). Среди первых главенствующая роль принадлежит кремнекислоте, глинозему, K_2O . Редкоземельные и редкометалльные элементы участвуют в кристаллизации конечных стадий оформления пегматита, что контролируется в первую очередь их концентрацией и энергетическими коэффициентами.

Минеральный состав

Пегматиты всех трех этапов имеют чрезвычайно сходный состав породообразующих минералов. Различие заключается главным образом в основности плагиоклаза, в комплексе второстепенных и аксессуарных минералов (табл. 30).

ГЛАВНЫЕ ПОРОДОБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Кварц в пегматитах различается формой и размерами в зависимости от того, в строении какой зоны он участвует. Можно наметить четыре типа формы и размеров этого минерала. В аплитовой зоне кварц имеет минимальные размеры и ксеноморфные очертания. Вследствие повторных тектонических подвижек нередко приобретает волнистое угасание и катклаз. Содержит включения апатита и граната. Количество колеблется от 25 до 40%. В графической зоне развиты ихтиоглипты пластинчатой, треугольной V-образной, коленчатой, зигзагообразной и неправильной формы. Размеры ихтиоглипт от микроскопических до гигантских. Иногда присутствуют две генерации ихтиоглипт с различной оптической ориентировкой. На долю кварца приходится около 30% от объема зоны. В пегматоидной зоне и участках апографической структуры величина выделений минерала достигает 25 мм; форма их неправильная, скелетная, ельчатая. В количественном отношении кварц составляет около одной трети зоны. Отдельные зерна часто содержат разнообразные аксессуарии. И, наконец, в кварцевом ядре постоянно ксеноморфные зерна кварца имеют

Таблица 30

Минеральный состав пегматитов

Минерал	I этап	II этап	III этап
Главные			
Кварц	×	×	×
Микроклин	×	×	×
Олигоклаз	×	×	×
Альбит	+	—	0
Второстепенные			
Мусковит	×	×	×
Биотит	+	—	0
Акцессорные			
Берилл	+	—	0
Циркон	+	—	—
Магнетит	×	+	—
Апатит	+	+	—
Монацит	+	0	0
Гранат	×	×	—
Турмалин	—	0	0
Сфен	—	—	0
Пирит	—	0	—
Танталит-колумбит	—	0	0
Торбернит	—	0	0
Эшинит	—	0	0
Рутил	—	—	0
Ильменит	×	+	—
Анастаз	—	0	0
Молибденит	—	0	0
Халькопирит	—	0	0
Торит	—	0	0
Ксенотим	—	0	0
Ортит	—	0	0
Висмутин	—	0	0
Олово самородное	—	0	0
Гематит	—	—	0
Ильменорутил	—	0	0
Флюорит	—	0	0
Галенит	—	0	0
Топаз	—	—	0
Андалузит	—	—	0
Пирохлор	—	0	0
Силлиманит	—	0	0
Шпинель	—	0	0
Ставролит	—	0	0
Касситерит	—	—	0
Шеелит	—	0	0

Минерал	I этап	II этап	III этап
Вторичные			
Серицит	×	+	—
Халцедон	—	0	0
Опал	—	0	0
Лимонит	+	—	—
Каолинит	+	+	—
Хлорит	—	0	—
Кальцит	—	0	0
Эпидот	+	+	0

Условные обозначения: × — минерал встречается постоянно; + — часто; — редко; 0 — не обнаружен.

резко колеблющиеся размеры: от долей миллиметра до нескольких сантиметров.

Спектральным анализом в кварце обнаружены Pb (до 0,009%), Zn (до 0,0004%), Cu (до 0,0002%), Zr (0,0005—0,005%); Ti (0,01%), Sr (до 0,001%), Ba (до 0,009%), Ga (0,0005—0,0007%), Li (0,0004—0,0007%), Rb (0,002—0,0023), Cs (до 0,0008%). Изоморфные возможности кремния чрезвычайно ограничены. Из перечисленных элементов вероятно изоморфное замещение $Li^+ + Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$ (Франк-Каменецкий, 1960), остальные присутствуют в качестве механической примеси или в атомарном рассеянии.

Микроклин встречается в составе всех зон, образуя ксеноморфные зерна. В аплитовидной и графической зонах он иногда дает порфиоровые выделения, в блоковой и графической — крупные кристаллы. В последней зоне включает обильные ихтиоглипты кварца. Кроме кварца, содержит разнообразные акцессории, особенно многочисленные в пегматоидной и блоковой зонах.

Микроклин в ряде случаев бывает и автотасоматическим. При интенсивном развитии вторичного альбита почти полностью им замещается. Наиболее характерная оптическая константа — угол $2V$ (табл. 31), характеризуется довольно большими величинами, что свидетельствует об относительно низкотемпературных условиях его образования. На первый взгляд резко выраженная закономерность в изменении углов $2V$ отсутствует. Но если проследить поведение этой константы

по средним величинам внутри каждого этапа от внешней (аплитовидной) зоны к внутренней, то становится отчетливо заметным увеличение угла $2V$. Известно (Марфуниин, 1962), что чем выше угол $2V$ микроклина, тем ниже температура его кристаллизации.

Таблица 31

Углы $2V$ в микроклинах разных этапов, в градусах

Минерал	I этап				II этап			III этап
	аплитовидная	графическая	пегматоидная	блоковая	аплитовидная	графическая	пегматоидная	графическая или пегматоидная
Микроклин	-75	-80	-80	-72	-76	-80	-68	-80
	-76	-72	-75	-83	-78	-80	-80	-78
	-70	-80	-82	-80	-72	-80	-78	-80
	-70	-78	-80	-80	-80	-72	-80	-80
	-74	-76	-76	-80	-80	-74	-80	-82
	-80	-80	-80	-80	-74	-80	-80	-78
	-80	-80	-76	-76	-72	-76	-74	-80
	-78	-78	-78	-72	-76	-72	-76	-80
	-74	-76	-80	-84	-74	-72	-80	-76
	-75	-78	-79	-78	-78	—	-80	-80
Изомикроклин	+76	+80	+80	+82	—	—	—	—
	+76	+80	+80	+80	—	—	—	—
	+76	+80	+80	+80	—	—	—	—
	+76	—	—	—	—	—	—	—
Среднее	75	78	79	80	76	76	77	79

Намечающаяся закономерность прямо указывает на очередность в формировании зон, т. е. на дифференцированную кристаллизацию расплава. Она не могла иметь места, различие было бы сивелировано при метасоматическом образовании пегматитов.

Внешне микроклин имеет розовую окраску. Чистый минерал встречается редко, под микроскопом он определяется как микроклин-микрпертит с $n_g' = 1,526-1,529$, $n_p' = 1,518-1,521$. Спектрально анализированные мономинеральные фракции калишпатов показали наличие Pb (следы — 0,004%), Zn (следы — 0,0003%), Cu (до 0,0003), Zr (следы 0,006%), Ti (до 0,003%), Sr (0,0005—0,009%), Ba (0,01—0,06%), Ga (до 0,0008%), Li (0,0008—0,001%), Rb (0,02—0,04%), Cs (0,0004—0,004%). Присутствие Sr, Ba, Ga, Li, Rb, Cs можно объяснить изоморфным вхождением их в кристал-

лическую решетку минерала на место К, Al и постоянно присутствующих Са и Na. Pb, Zn, Cu, Zr, Ti скорее всего представлены субмикроскопической механической примесью сульфидов, окислов и других соединений.

Олигоклаз и альбит. Олигоклаз значительно чаще, чем альбит, является главным породообразующим минералом. В аплитовидной графической и пегматоидной зонах пегматитов первого этапа он господствует безраздельно и только в блоковой зоне уступает первое место альбиту. В жилах второго этапа главной зоной развития олигоклаза является внешняя, аплитовидная зона. А в самых поздних пегматитах олигоклаз — единственный представитель плагиоклазов. В центральных частях жил почти всегда преобладает альбит, особенно если развивается зона замещения.

В общих чертах можно сказать, что в направлении от зальбандов к центру жил увеличивается размер зерен олигоклаза и степень его идиоморфизма. В этом же направлении значительно изменяется содержание анортитовой составляющей, что хорошо иллюстрируется табл. 32.

Таблица 32

Состав плагиоклазов разных зон и этапов

	I этап				II этап			III этап	
	аплитовидная	графическая	пегматоидная	блоковая	аплитовидная	графическая	пегматоидная	графическая или пегматоидная	
№ плагиоклазов	28	23	14	8	16	10	5	14	
Количество замеров	31	30	16	22	43	42	45	39	

Оптические константы плагиоклазов в пегматитах первого этапа отличаются резкими колебаниями. Для пегматитов второго этапа характерны меньшие колебания с преобладанием более кислого олигоклаза и альбита. Состав плагиоклазов в пегматитах третьего этапа наиболее устойчив. По-видимому, это можно объяснить тем, что наиболее ранние пегматиты возникали из более основной магмы. Значительные колебания в содержании анортитовой составляющей в них обусловлены широким развитием процессов аутометасоматоза. Пегматиты второго этапа кристаллизовались из более кислой магмы, и в них, кроме того, в значительно меньшей степени развиты про-

цессы замещения. Самые молодые пегматиты почти не несут следов замещения, поэтому состав плагиоклазов в них наиболее постоянен. Внутри пегматитов одного этапа наблюдается уменьшение основности от периферийных зон к осевым.

Олигоклаз и альбит чаще всего образуют неправильные и гипидиоморфные зерна. Только олигоклаз в графической и блоковой зонах дает довольно крупные моноблоки, а альбит даже в зоне замещения встречается всегда в виде мелкозернистого агрегата.

Крупнопластинчатая его разновидность — клевеландит — не отмечена. Олигоклаз нередко микроклинизируется, альбитизируется, замещается серицитом, эпидотом и др. Альбит почти всегда чистый, без следов изменения и замещения. Из вторичных минералов в гипергенных условиях по нему в небольшом количестве развивается каолинит. В плагиоклазах обнаружены примеси Sn (следы), Pb (до 0,003%), Zn (следы — 0,0006%), Cu (до 0,0007%), Zr (следы — 0,005%), Ti (до 0,002%), Sr (0,0006—0,013%), Ba (0,003—0,03%), Ga (0,0005—0,001%), V (0,0001—0,008%), Ni (сл.), Li (0,0004—0,0006%), Rb (0,0015—0,0002%), Cs (до 0,001%). Из этих элементов Sr входит в решетку на место Ca; Ga изоморфно замещает Al; Li — Na (Таусон, 1960), Ba — Rb и Cs — K. Олово, свинец, цинк, медь, ванадий и никель скорее всего находятся в виде механической примеси.

ВТОРОСТЕПЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Мусковит в пегматитах распространен значительно шире, чем биотит. Являясь пороодообразующим, мусковит не является зонообразующим минералом, так как его количество никогда не превышает 10% от объема зоны. В аплитовидной зоне содержание мусковита выше, чем в графической (и там, и здесь он мелкочешуйчатой формы). В пегматоидной зоне мусковит имеет ельчатое, метельчатое и скелетное строение. А в блоковой — иногда наблюдаются деформированные «пачки» слюды в виде шестигранных кристаллов до 2 см в диаметре, серебристо-белого или слабозеленоватого цвета. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что мусковит центральных зон содержит значительно больше по количеству и более разнообразных по составу аксессуарных минералов, чем мусковит аплитовидной и графической зон.

Показатели преломления, определенные в иммерсии, ко-

леблются незначительно: $n_g' = 1,601 - 1,608$; $n_p' = 1,564 - 1,566$; $2V_{Np} = 32 - 40^\circ$ (до $5 - 8^\circ$).

Комплекс элементов-примесей, установленный в мусковите, довольно разнообразный. В него входят: Mn — 0,008—0,020%, редко 0,001 или 0,050%; Pb — следы — 0,008%; Cr — следы; Mo — следы — 0,0005; V — очень редко до 0,010%; Ga — 0,0005—0,008%; Ni — следы; V — следы — 0,006%; Cu — 0,0005—0,004%; Zn — 0,01—0,1%; Co — следы; Sr — сл. — 0,002%; Ba — следы — 0,005%.

Изоморфная емкость мусковита невелика, так как практически замещаться могут только калий и алюминий. Из указанных выше элементов вполне вероятно изоморфное замещение алюминия галлием и, может быть, калия барием, как энергетически выгодное. Остальные элементы скорее всего входят в состав субмикроскопических включений, постоянно присутствующих в мусковите.

Биотит встречается, как и мусковит, в относительно небольших количествах, но в отличие от последнего — только в первых трех зонах от зальбанда. В аплитовидной и графической зонах образует мелкие чешуйки, в пегматоидной зоне — «примазки» и удлиненные хлоритизированные чешуйки размером до 1 см по длинной оси. Оптические константы сведены в табл. 33.

Таблица 33
Оптические свойства биотита из пегматитов

Плеохроизм		$2V_{Np}$ в градусах	n_g'	n_p'	Железистость в %
N_g	N_p				
Темно-зеленый	Светло-зеленый	0—3	1,646	1,598	49
Темно-зеленый	Светло-бурый	5	1,655	1,614	58
Черный	Светло-зеленый	5	1,652	1,606	55
Темно-бурый	Светло-бурый	2	1,640	1,588	44
Темно-бурый	Светло-бурый	6	1,658	1,604	62
Темно-бурый	Зелено-бурый	2	1,644	1,601	48
Буро-зеленый	Желто-бурый	6	1,660	1,615	63
Густо-бурый	Светло-зеленый	2	1,647	1,605	50

Окраска темная, плеохроизм ясный. Часто замещается мусковитом и эпидотом. Содержит многочисленные зерна циркона, ортита, монацита, апатита, вокруг которых наблюдаются плеохроичные оболочки. Кроме того, включает магнетит, сфен, сагениит. Часто гидратируется и приобретает зеленоватую окраску. При опацификации становится почти черным.

Мономинеральные фракции биотита, подвергнутые спектральному анализу, дали следующие результаты (в %): Mn — 0,03—0,04; Pb — 0,001—0,004; Sn — 0,002—0,003; Cr — следы; Mo — следы — 0,001; Ga — 0,001—0,003; Ni — следы — 0,0005; V — 0,006—0,010; Cu — 0,003—0,010; Zn — 0,020—0,025; Co — следы; Sr — следы; Ba — 0,005.

Между элементами, составляющими биотит и входящими в него в виде примесей, доказанной считается возможность изоморфного замещения магния и железа никелем и кобальтом, алюминия — галлием. Учитывая сходство радиусов ионов Fe^{2+} и Zn^{2+} , Sn^{4+} и Mg^{2+} , а также Ba, Pb и K, можно предположить их изоморфные отношения. V и Cr замещают в биотите трехвалентное железо. Медь, марганец, стронций, очевидно, входят в состав механической примеси.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Берилл встречается в виде единичных кристаллов или имеет кустовое распределение в блоковой и (меньше) пегматоидной зонах пегматитов первого, редко второго этапа формирования. Габитус призматический. Призмы бывают короткими с индексом удлинения 2—3 и сильно вытянутые с индексом 6—8, с преимущественным развитием граней призмы (1010) и базопинакоида (0001). Цвет заметно варьирует: светло-зеленый, желтоватый, мутно-белый, зеленовато-желтый. Прозрачные разности редки. Образует сростки. В результате давления многие кристаллы деформированы, трещиноваты. В трещинах развит серицит и продукты выветривания. Показатели преломления колеблются незначительно: $n_o' = 1,576—1,583$; $n_e' = 1,572—1,579$.

Химический состав бериллов (в %, среднее из трех): SiO_2 — 66,15; Al_2O_3 — 20,62; BeO — 10,93; CaO — следы; MgO — следы; Na_2O — 1,00; K_2O — 0,60; потеря веса при 900° C — 0,40%. Из элементов — примесей обнаружены: V — следы; Co — до 0,0006; Ni — следы — до 0,0005; Zr — до 0,001; Pb — до 0,0013; Mo — следы; Ba — до 0,0008; Ti — до 0,008; Mn — до 0,025; Ga — до 0,0006.

Циркон встречается во всех зонах, но преимущественным развитием пользуется в центральных, где дает невысокие концентрации. Распределение минерала весьма неравномерное. В протолочных пробах из одних жил аксессуарий присутствует в единичных зернах, из других — в количестве нескольких граммов на тонну. Форма чаще всего округлая, боченковидная. Правильные кристаллы — редкое явление. В этом

случае имеют развитие грани одной призмы (100) и двух пирамид (111) и (311). Цвет розовый, желтый, буро-желтый, бурый с эмалевидной или кавернозной поверхностью. Часто метамиктно разложен, покрыт мучнистым желтым налетом (циртолит). В шлифе бесцветный, нередко трещиноватый. Индекс габитуса от 1,5 до 2, редко 5. Удлиненные формы встречаются в аплитовидной зоне. Размер зерен не превышает десятых долей миллиметра. Ассоциирует с биотитом и мусковитом. В первом сопровождается плеохроичными оболочками; $n_e' = 1,971-980$; $n_o' = 1,925-1,928$.

Спектральным анализом в цирконах установлены в %: Al — до 0,8; Mg — до 1,0; Mn — до 2,0; Ti — до 1,0; Hf — до 6,0; Nb — до 0,1; Sc — до 0,06; Be — до 0,01; Th — 0,01.

Присутствие в кристаллической решетке циркона таких элементов — примесей, как Hf ($R_1 = 0,86\text{Å}$); Sc ($R_1 = 0,88\text{Å}$); Mn ($R_1 = 0,91\text{Å}$); частично Nb ($R_1 = 0,69\text{Å}$) и Th ($R_1 = 1,1\text{Å}$) объясняется процессами изовалентного и гетеровалентного изоморфизма вследствие близости их ионных радиусов с ионным радиусом Zr ($0,87\text{Å}$). Наличие же типичных петрогенных элементов — Al, Mg, а также Be и Ti — скорее всего можно объяснить включением в циркон мельчайших вкраплений породообразующих минералов. Особый интерес представляет отношение Zr: Hf. Гафний по своим свойствам исключительно близок цирконию. Он почти не способен образовывать собственные минералы, и его геохимическая история тесно связана с поведением циркония, так как основная масса гафния входит в кристаллическую решетку циркона. В цирконах пегматитов данного района количество гафния весьма высоко (до 6%). Отношение Zr: Hf не превышает 8,3.

Магнетит. Этот минерал характеризуется более или менее равномерным содержанием по всем зонам, достигающим в отдельных случаях 1100 г/т. Обычно же его количество не превышает нескольких десятков грамм на тонну. Магнетит образует неправильные зерна, имеющие вишнево-красный и даже бурый цвет (мартитизация), тонкую пыль, редко октаэдрические кристаллы со сглаженными ребрами и вершинами (следы растворения). По данным спектрального анализа мономинеральных фракций, в магнетите установлено присутствие V, Ni, Co, Cr, Zn, Pb, Sn, Mo, Be, Sb.

Сравнивая радиусы ионов двух- и трехвалентного железа и элементов-примесей, можно сказать, что нахождение семи из десяти указанных элементов вполне закономерно и легко

объясняется изовалентным изоморфизмом: Co, Ni, Zn, Pb замещают двухвалентное железо в кристаллической решетке магнетита, а V, Cr, Mo — трехвалентное железо. Бериллий в геохимических процессах ведет себя как типичный литофильный элемент. В связи с этим его примесь в магнетите следует объяснить не изоморфизмом Be и Fe, а присутствием мельчайших включений породообразующих минералов, в первую очередь плагиоклазов, где его нахождение вполне возможно.

Апатит. В виде единичных зерен распространен во всех зонах, но в пегматоидной и блоковой иногда достигает концентрации в 218 г/т. Обычны округлые яйцевидные зерна, — возможно, следствие резорбции при метасоматозе. Размер от долей миллиметра до 1 см. Длиннопризматические кристаллы с индексом габитуса до 10:1 характерны для аплитовидной зоны. Короткопризматические индивиды шире развиты в центральных зонах. Характерные кристаллографические формы: грани призмы $(10\bar{1}0)$, дипирамиды $(10\bar{1}1)$, $(11\bar{2}1)$ и пинакоид (0001) . В шлифе апатит бесцветный, в искусственном шлифе молочный, дымчатый, перламутровый, желтый. Окраска иногда неоднородная. В пегматитах Джабыги апатиты в центральной части содержат темные стерженьки и имеют плеохроирующие оболочки в биотите. $n_o' = 1,631—1,637$; $n_e' = 1,628—1,633$.

Спектральным анализом установлено присутствие TR, Pb, Sn, Mn, Ti, Zn, Sr, Ba. Среди этих элементов значительно преобладает марганец, поэтому данные апатиты по составу близки к типичным манган-апатитам. Из перечисленных элементов-примесей Mn, TR и Sr имеют радиусы ионов, близкие к радиусу иона Ca (1,06А) и изоморфно его замещают. Присутствие Pb, Sn, Zr, Ba, Ti, по-видимому, объясняется наличием механических примесей в апатитах, а частично, возможно, замещением не только Ca, но и Mn и Sr. TR имеют комплексный состав. В сравнении с апатитом гранитов в них несколько уменьшается содержание Ce и La, возрастает Sm и Eu, элементов иттриевой группы и самого иттрия. Это согласуется с представлениями А. М. Тугаринова и Э. Е. Вайнштейна (1959), В. В. Ляховича и Р. А. Баринского (1961), согласно которым иттрий накапливается в поздних высокотемпературных дифференциатах (пегматитах и аплитах), тогда как в последующую гидротермальную стадию процесса вновь преобладают элементы цериевой группы.

Моноцит. Моноцит распространен в центральных зонах. Чаще всего образует мелкие неправильные зерна и бесформенные агрегаты, но встречается и в виде относительно крупных

(до 1 см), правильных кристаллов пластинчатой или табличатой формы с преимущественным развитием граней первого пинакоида (100). В комбинациях, кроме первого пинакоида, принимают участие грани призм (110), (011), (120) и нескольких других пинакоидов (010), (101). Индекс габитуса равен 1—1,5. Цвет красноватый, реже зеленовато-бурый, желто-бурий. Преобладание красных оттенков, очевидно, обусловлено обильной примесью окисного железа. Прозрачный или полупрозрачный с различной степенью сохранности; $n_g' = 1,843—1,846$; $n_p' = 1,792—1,795$; Плеохризм слабый, наблюдается редко.

Ассоциация элементов-примесей довольно постоянна и устойчива. Это — Si, Al, Zr, Pb, Y, Be, Th.

Присутствие Si и Th объясняется наличием в кристаллической решетке монацита изоструктурной и изоморфной примеси хаттонита — ThSiO_4 (Семенов, 1963), с изоморфизмом по схеме: $\text{Th}^{4+} + \text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Ce}^{3+} + \text{P}^{5+}$. Иттрий является постоянным спутником редких земель, входящих в состав монацита. Алюминий и бериллий, очевидно, частично замещают фосфор и кремний и присутствуют в составе посторонних включений. Цирконий, возможно, изоморфно замещает торий в хаттоните и, кроме того, присутствует в цирконе, микровключения которого иногда наблюдаются в монаците. Свинец, вероятнее всего, является продуктом радиоактивного распада.

Г р а н а т. Характерен для всех зон, но особенно обильно насыщает пегматоидную зону, где создает концентрации до 6500 г/т. Скопления приурочены к одной-двум плоскостям — трещинам, что свидетельствует о его более позднем образовании, чем формирование других минералов. Дает сростки с кварцем, причем последний не только «втекает» в него заливчиками, но и содержится внутри в виде отдельных зерен. По многочисленным трещинам развивается серицит. Размеры от долей миллиметра до 2,5 см. Форма неправильная, полуправильная. У хорошо ограненных кристаллов определяющие габитусные формы представлены гранями {211} и {110}. Относительно хорошо развиты грани ромбододекаэдра. Редко имеет место сложный облик — в комбинациях принимают участие грани гексоктаэдра {321}, гексаэдра {100} и тетрагексаэдра {540}. Окраска разнообразная: розовая, красная, оранжево-красная, буровато-красная, темно-красная до черной, бурая, желтовато-розовая, редко зеленая. Цвет иногда варьирует даже в одном зерне. Наблюдается зональное строение централь-

ной зоны (более темная окраска и слабая анизотропия); $n = 1,710-1,820$.

Гранаты пегматитов характеризуются довольно изменчивым составом. В сравнении с гранатами гранитов в них четко намечается тенденция к увеличению содержания спессартиновой молекулы. Чаще всего это спессартин-альмандиновые гранаты, в которых коэффициент Mn^{2+} в кристаллохимических формулах изменяется от 1,32 до 1,68. Только в двух случаях их можно отнести к альмандин-спессартиновым гранатам, в составе которых преобладает Fe^{2+} . Кроме того, намечается некоторое различие в химическом составе гранатов пегматитов разных интрузивов. Так, в гранатах пегматитов Суундукского и Адамовского массивов среди двухвалентных катионов магния отводится весьма незначительная роль (в ряде случаев он вообще в них не установлен). Напротив, в большинстве анализированных гранатов пегматитов Котансу Mg является обязательной составной частью. Эти гранаты могут быть названы спессартин-алмандин-пироповыми.

В гранатах установлена довольно постоянная ассоциация элементов-примесей: Pb , Sn , Ga , Ni , V , Mo , Cu , Zn , Ti , Sr , Ba , Cr , Be . Широкие вариации в составе гранатов, вследствие чего в них присутствуют катионы Ca^{2+} ($R_1=1,06\text{\AA}$), Mn^{2+} (0,91), Fe^{2+} (0,83), Mg (0,78), делают вполне вероятным вхождение перечисленных элементов в качестве изоморфной примеси в кристаллическую решетку гранатов. За исключением Be^{2+} ($R_1=0,34\text{\AA}$), присутствие которого, по-видимому, объясняется наличием механической примеси, остальные элементы имеют близкие величины радиусов ионов к таковым замещаемых элементов.

Интересно, что гранаты пегматитов (в отличие от гранатов гранитов) не имеют примеси циркония. Очевидно, дело в том, что весь циркон пегматитов оформляется в твердую фазу значительно раньше, чем начинается кристаллизация граната. Поэтому последний свободен от примеси циркония.

Турмалины. Рассеян по всем зонам, но чаще других встречается в приконтактовой и центральной, где его содержание изредка достигает 40—150 г/т. Форма призматическая, удлиненная по оси C , с четко выраженной продольной или косою штриховкой. Индекс 4:1—6:1, но у редких игольчатых кристаллов достигает 20:1. Цвет темно-зеленый, розово-зеленый, буро-зеленый. Резкий плеохроизм с изменением интенсивности окраски. Показатели преломления ниже, чем у турмалинов из

гранитов: $n_o' = 1,634$; $n_e' = 1,618$. Довольно часто присутствуют турмалины двух генераций. Первая генерация представлена относительно крупными кристаллами темно-зеленого, почти черного цвета, с неравномерно распределенной окраской, с поперечной штриховкой на гранях. Вторая генерация — более мелкие розовато-зеленоватого цвета или бесцветные кристаллы, их параллельные или радиально-лучистые сростки. Иногда эта генерация в виде тонких каемок облекает кристаллы первого поколения, придавая им четкое зональное строение.

Присутствие в пегматитах нескольких генераций турмалина, вероятно, связано с изменением состава расплава-раствора в процессе его кристаллизации. Первые порции расплава, очевидно, были значительно обогащены железом, титаном, магнием и некоторыми другими элементами, что способствовало кристаллизации шерловых турмалинов. Формирование более позднего поколения осуществлялось из среды с пониженным содержанием указанных элементов и повышенной концентрацией лития, ниобия, тантала, висмута. Такие розовые и полихромные турмалины характерны для редкометальных пегматитов (Соседко, 1961).

М. М. Сливко (1959, 1962), изучавший химический состав турмалинов и изоморфные замещения в них, пришел к заключению, что в розовых разновидностях минерала элементом-хромофором является не только литий, но и трехвалентный марганец. Генетически такие турмалины связаны с пегматитами Na—Li-типа. По А. И. Гинзбургу, розовые турмалины кристаллизуются после других турмалинов, когда происходит частичное окисление Mn^{2+} в Mn^{3+} .

Спектральным анализом в описываемых турмалинах установлено присутствие Ga (до 0,0005%), V (до 0,010%), Cu—до 0,0005, Ti (до 0,060%), Ba (до 0,040%) и Zn (следы). Сложность состава турмалинов, присутствие в них разновалентных катионов с различными радиусами ионов вполне обеспечивают вхождение названных элементов в качестве изоморфных примесей.

С ф е н. Встречается во всех зонах в виде единичных зерен. Максимальные концентрации — до 160 г/т. Непрозрачный. Цвет — разные оттенки бурого, желтого, бесцветный. Часто лейкоксенизирован и содержит мельчайшие включения магнетита. Форма неправильная. Редкие идиоморфные кристаллы образованы гранью призмы (110) и пинакоидами (021) и (112) с индексом габитуса от 1 до 3; $n_g' = 2,040$, $n_p' = 1,899$.

Спектральным анализом в сферах определены Mn (до

0,10%), Pb (до 0,03%), Sn (до 0,04%), Ni (до 0,0005%), Cr (следы), V (до 0,035), Cu (до 0,0005%), Zn (до 0,006%), Co (до 0,0005%), Sr (до 0,0005%) и Ba (до 0,002%). Большая изоморфная емкость сфена объясняется тем, что замещению довольно легко и часто подвергаются кальций, титан и кислород, не входящий в кремнекислородный тетраэдр. Этот процесс осуществляется по типу изовалентного и гетеровалентного изоморфизма. В данном случае кальций замещается серией элементов с ионными радиусами от $0,74\text{Å}$ (Sn) до $1,43\text{Å}$ (Ba). Возможность такого замещения установлена Э. М. Бонштедт (1934—1937), Н. И. Забавниковой (1957) и др. Марганец, хром, ванадий изоморфно замещают титан.

Пирит. Отмечен в виде единичных зерен в центральных зонах пегматитов, несущих следы гидротермальной проработки. Максимальные концентрации (18—50 г/т) фиксируются редко. Образует неправильной формы скопления (очевидно, сростки микрокристаллов) и идиоморфные кристаллы с гранями гексаэдра {100} или пентагон-додекаэдра {210}. Кубическая форма встречается как исключение. Преобладает пирит, в той или иной степени затронутый лимонитизацией. Процесс часто идет до образования псевдоморфоз, и только в центральных частях кристаллов иногда можно заметить реликты пирита латунно-желтого цвета с побежалостью и сильным металлическим блеском.

Из элементов-примесей установлены Be, Bi, Mo, Zn, As, Ba. Присутствие двух- и трехвалентного железа обуславливает широкие изоморфные возможности пирита. Все элементы, за исключением Ba и Be, вероятно, присутствуют в качестве изоморфных примесей, замещая в кристаллической решетке пирита Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Танталит-колумбит. Зафиксирован в пегматитной и блоковой зонах пегматитов Котансу и Джабыги. Кристаллы имеют таблитчатый, уплощенный или призматический габитус, с заметным удлинением по оси *C* и индексом габитуса от 3 до 5. Размеры 0,01—0,02 мм. Из простых форм главными являются пинакоиды (010), (100), призмы (110), (130), дипирамиды (111) и (131). Минерал всегда черный, непрозрачный; $n'_m \approx 2,30$. По данным спектрального анализа, в нем присутствуют Mn, Sn, Cr, Bi, Mo, Zn, Ti, Co, Sr, Ba. С кристаллохимической точки зрения танталит-колумбит — это непрерывный твердый раствор, со структурной формулой AB_2O_6 , где группа *A* представлена закисным железом и марганцем, а компонент *B* — ниобием и танталом. Из указанных выше микроэлементов

тов Ti, Sn, Mo, Cr, Be, вероятно, частично замещают Nb и Ta, а Zr и Co, очевидно, входят в решетку минерала на место Fe и Mn, Sr и Ba, по-видимому, участвуют в составе механической примеси.

Торбернит. Обнаружен в виде единичных знаков в двух пробах из пегматоидной зоны пегматитов, залегающих в интенсивно грейзенизированных гранитах Котансу. Представлен мелкими (до 0,02 мм), довольно хорошо ограненными кристаллами тетрагонального облика с весьма совершенной базальной спайностью. Цвет изумрудно-зеленый, блеск стеклянный, а по плоскостям спайности перламутровый. Хрупкий, $n_o' = 1,59$; $n_e' = 1,58$. Ясный плеохроизм: по N_o бледный синевато-зеленый; по N_e — зеленовато-желтый. Парагенетическая ассоциация: самородное олово, пирит, халькопирит, молибденит.

Эшинит. Весьма редкий минерал центральных зон пегматитов Адамовского массива. Форма: призматические кристаллы. Цвет черный, коричнево-бурый. В шлифе — в виде призм и табличек с интенсивной красновато-бурой окраской. Часто в результате метамиктного распада становится изотропным; $n = 2,12$.

Рутил. Редкий минерал приконтактовых зон пегматитов. Форма удлиненно-призматическая, игольчатая, он образует коленчатые двойники и неправильные зерна, размеры до 0,06 мм. Окраска преимущественно темная: темно-красная до черной — по N_e , коричнево-красная до черной — по N_o ; $n'_m \approx 2,62$. Из микроэлементов установлены Al, Fe, V, Cr, Nb — вероятно, замещающие титан (гетеровалентный изоморфизм), Si, Mg, Zr, Sc, Mn участвуют в составе механической примеси. Рутил пегматитов характеризуется большой примесью Nb, Fe и Mn, что по химическому составу приближает его к ильменорутилу.

Особенности размещения рутила заставляют предположить, что он является постмагматическим минералом, возникающим в процессе преобразования титансодержащих минералов (главным образом биотита и в меньшей степени — ильменита и сфена).

Ильменит. Распространен по всем зонам. Достигает концентрации в 70 г/т. Представлен неправильными зернами. Идиоморфные кристаллы чрезвычайно редки. В различной степени лейкоксенизирован. Лейкоксенизация более интенсивна и характерна для ильменита центральных зон. Цвет — черный. Спектральным анализом обнаружены Mn, Mg, Ni, Cu,

Zn, Co — изоморфно замещающие Fe^{2+} , Cr, V (входящие в кристаллическую решетку ильменита на место Ti^{4+}).

А н а т а з. В виде редких кристаллов присутствует в альбитизированных пегматитах. Главными формами являются тетрагональная дипирамида (111), или комбинация острой (111) и более тупой (112) дипирамид. Грани обычно несут четкую штриховку, параллельную базису. Минерал прозрачный, окраска пятнистая: голубая, зеленоватая, буроватая. Размер до 0,05 мм. Показатель преломления чрезвычайно высокий. Возникает в процессе эпимагматических (гидротермальных) преобразований титаносодержащих минералов (сфена, ильменита).

Молибденит. Встречается в блоковой зоне пегматитов, расположенных в интенсивно грейзенизированных гранитах северо-западного эндоконтакта массива Котансу. Форма минерала — правильные гексагональные таблички, чаще — неправильные тонкие чешуйки и их агрегаты свинцово-серого цвета с ярким металлическим блеском. Очень мягкий.

По данным спектрального анализа, в молибдените присутствуют Mn, Pb, Cr, Bi, Ti, Cu, Zn, Sr, Ba. Из них, вследствие близости величин радиусов ионов, возможно изоморфное замещение молибдена хромом и титаном. Другие элементы, очевидно, входят в состав механических примесей.

Парагенетическая ассоциация: пирит, халькопирит, флюорит, берилл, мусковит — указывает на его гидротермальное происхождение.

Халькопирит. Встречается совместно с молибденитом, но не образует заметных скоплений и фиксируется только в единичных зернах. Форма неправильная. Цвет латунно-желтый. Блеск металлический. Парагенезис как у молибденита.

Горит. Довольно редкий минерал, приуроченный к блоковой и пегматоидной зонам. Образует тетрагонально-призматические кристаллы с дипирамидальными окончаниями, бурого или буро-красного цвета. Непрозрачный. В шлифе имеет светло-бурю окраску с зеленоватым оттенком. Форма разрезов прямоугольная или квадратная. Ядро кристалла более темное, изотропное, периферийная зона светлее и действует на поляризованный свет; $n \approx 1,70$.

Элементы-примеси: TR (цериевая подгруппа), Mn и U — входят в кристаллическую решетку торита как закономерная изоморфная примесь, замещающая торий.

Ксенотим. Очень редко встречается в виде единичных знаков в центральных зонах пегматитов. Образует кристаллы

дипирамидального габитуса, несколько уплощенные по оси четвертого порядка. В шлифе бесцветный, в искусственном шлихе окрашен в желтоватый или зеленоватый цвет. Размер до 0,05 мм; $n_e' = 1,814$.

О р т и т. Обнаружен в центральных зонах пегматитов массива Джабыга. В шлифах дает прямоугольные и столбчатые срезы, а в протолочных пробах вследствие хрупкости — остроуговатые обломки. Цвет смоляно-черный с красно-коричневым оттенком. В шлифах просвечивает и обнаруживает ясную зональность. Плеохроизм отчетливый в желто-бурых тонах; $n_g = 1,755$, $n_p = 1,731$, $n_g - n_p = 0,024$. Постоянно ассоциирует с эпидотом.

В и с м у т и н. Встречается в редких гидротермально проработанных пегматитах массива Котансу в виде единичных знаков. Образует зернистые скопления и шестоватые кристаллы с гранями призм {110}, {120} и пинакоидов {100} и {010}. На гранях тонкая продольная штриховка. Цвет белый со свинцово-серым оттенком, с пестрой побежалостью. Непрозрачный. Встречается в парагенезисе с самородным оловом.

О л о в о с а м о р о д н о е. Установлено в ряде протолочных проб из центральных зон пегматитов спателлитов массива Котансу. Обычны единичные знаки, редко — скопления до 20 г/т. Образует древовидные, крючковатые формы или округлые стяжения. Встречается в виде мельчайших включений в мусковите и кальците. Цвет свинцово-серый, блеск тусклый, металлический. Ковкое. Спектрально установлено наличие примеси Bi, Ag, Pb, Cu, Al, Mn, Zr.

П а р а г е н е т и ч е с к а я а с с о ц и а ц и я: красно-бурый разложенный циркон, измененный апатит, рутил, лимонит, мусковит, кальцит. Происхождение, вероятно, гидротермальное. Находка в коренном залегании представляет минералогический интерес, так как до сих пор на Урале известны только россыпные рудопроявления олова.

Г е м а т и т. Встречается в редких пегматитовых жилах, во всех зонах в единичных зернах. Форма пластинчатая, неправильная. Идиоморфные кристаллы образованы гранями ромбоэдров {10 $\bar{1}$ 1}, {10 $\bar{1}$ 4} и пинакоида {0001}. Часто образует псевдоморфозы по магнетиту (мартит). Цвет черный, в тонких краях просвечивает темно-красным цветом. Размер до 0,1 мм. Из элементов-примесей установлены V, Cr, Mo, замещающие Fe³⁺ в кристаллической решетке гематита. Встречается вместе с кварцем в тонких трещинах. Гидротермальный.

И л ь м е н о р у т и л. Очень редкий минерал, развивающий-

ся в зоне сахаровидного альбита в виде неправильных зерен. Имеет черную окраску, кристаллы тетрагонального облика со штриховкой на гранях. Показатель преломления чрезвычайно высокий. Сильный алмазный блеск. Размер до 0,04 мм.

Парагенетически ассоциирует с ильменитом, сфеном, слюдой. Гидротермальный.

Флюорит. Встречается редко и только в блоковой и пегматоидной зонах. Образует интерстициальные выделения неправильной формы. В шлифе бесцветный, $n=1,435$. В штуфах окрашен в бледно-фиолетовый, фиолетовый, темно-сиреневый, почти черный цвета. Окраска пятнистая и зональная. Стекланный блеск, совершенная спайность. Химически довольно чистый. Микроэлементы — Mn, Pb, Ba — присутствуют в незначительном количестве в виде изоморфной и механической примеси.

Парагенетическая ассоциация: пирит, молибденит, берилл, рутил, анатаз.

Шеелит. Очень редкий минерал пегматитов, несущих следы гидротермальной проработки.

Форма кристаллов пирамидальная, иногда неправильные зерна. Цвет грязно-желтый, зеленовато-желтый, блеск сильный, алмазный. Размер до 0,6 мм. Гидротермальный.

Галенит. В редких, гидротермально проработанных пегматитовых жилах встречается в виде единичных знаков в осевых зонах. Приурочен к тонким трещинкам в породе, где образует микрозернистые выделения с характерным свинцово-серым цветом и сильным металлическим блеском.

Парагенетическая ассоциация: пирит, халькопирит. Гидротермальный.

Топаз. Встречается исключительно редко, в виде единичных зерен в пегматитах, подвергшихся пневматолито-гидротермальной переработке. Образует неправильные зерна и кристаллы с преобладанием форм {110}, {120}, {021} и т. д. Сильно трещиноватый, благодаря чему в протолочных пробах присутствует лишь в виде обломков. Цвет желтоватый, блеск стекланный. Размер до 1 мм. $n_g'=1,619-1,622$, $n_p'=1,610-1,612$. Типичная парагенетическая ассоциация: флюорит, берилл, мусковит, молибденит, пирит.

Андалузит. Очень редкий минерал приконтактовых зон пегматитов. Форма кристаллов удлиненно-призматическая, столбчатая с квадратным сечением. Содержит углистые включения, располагающиеся крестообразно в разрезах, перпендикулярных удлинению (хиастолит).

В шлифе бесцветный, в искусственном шлихе желтовато-серый, розоватый. Размер до 0,5 мм; $n_g' = 1,640$; $n_p' = 1,631$. Судя по парагенезису (гранат, силлиманит) и нахождению в зальбандах жил, является контактово-метаморфическим минералом.

Пироксид. Редко встречается в блоковой зоне в виде единичных кристаллов октаэдрического габитуса размером до 0,08 мм. Часто метамиктно разложен. Цвет красновато-бурый, желтовато-зеленый. Полупрозрачный. В шлифе желтый или коричневатый, иногда с зональным строением. Изотропный или слегка аномально двупреломляющий. Показатель преломления $n = 2,17$. В биотите вокруг пироксидов наблюдаются плеохроичные оболочки. Парагенезис: циркон, апатит, ильменит, сфен. Очевидно, пневматолито-гидротермальный.

Силлиманит. Отмечен на контактах редких жил в виде единичных знаков. Образует игольчатые кристаллы и волокнистые агрегаты; $n_g' = 1,679$, $n_p' = 1,660$. Встречается вместе с андалузитом. Контактново-метаморфический.

Шпинель. В единичных знаках отмечена в аплитовидной зоне некоторых жил. Представлена хорошо образованными кристаллами октаэдрического облика размером 0,02—0,07 мм. Цвет зеленый, изумрудно-зеленый (плеонаст), блеск стеклянный, излом раковистый; $n = 1,780$.

Ставролит. Встречается очень редко в виде единичных зерен в приконтактной зоне. Образует несколько вытянутые округленные зерна или столбчатые и короткопризматические кристаллы. В шлифе оранжево-желтый с коричневым оттенком, в искусственном шлихе густо-бурый, полупрозрачный или непрозрачный. Содержит мельчайшие включения кварца, рутила и др.; $n_g' = 1,758$; $n_p' = 1,748$.

Касситерит. Оловосодержащие минералы не характерны для редкометального Уральского пояса. Касситерит встречается в виде единичных знаков в редких жилах пегматитов, расположенных в интенсивно грейзенизированной зоне северо-западного эндоконтакта Котансуйского интрузива; $n = 2,00$. Характерны дипирамидальные, пирамидально-призматические кристаллы, коленчатые двойники и неправильные зерна. Окраска буровато-серая до темно-бурой. Блеск алмазный. Парагенетическая ассоциация: флюорит, топаз, берилл. Гидротермальный.

Шеелит. Очень редкий минерал центральных зон пегматитов, испытавших гидротермальную переработку. Образует неправильные включения в интерстициях, редко — мелкие ди-

пирамидальные кристаллы, окрашенные в желтовато-буроватый цвет. Дает яркое голубое свечение в катодных лучах.

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Серицит. Микроскопические чешуйки, развивающиеся по олигоклазу, где ориентируются по спайности или беспорядочно. В альбите и микроклине отсутствует. Впрочем, в последнем при пертитизации в виде единичных чешуек наблюдается по плагиоклазовой составляющей. Оптические свойства, как у мусковита.

Халцедон. Встречается редко, обычно в тонких трещинах, секущих пегматит. Имеет радиально-лучистое и мозаичное строение. Угасание сферолитовое и волнистое, в тонкозернистых агрегатах — мозаичное; $n_e' = 1,540$; $n_o' = 1,532$.

Опал образует неправильной формы выделения в пустотах и трещинах. Изотропный; $n = 1,42$. Встречается реже халцедона.

Лимонит. Развивается по пириту, часто с образованием псевдоморфоз. Обычны неправильной формы порошокватые, сетчатые скопления. Цвет темно-бурый.

Каолинит. Землистые сероватые массы, развивающиеся по полевым шпатам иногда настолько интенсивно, что затуманивают его полисинтетическое строение.

Хлорит. Довольно широко распространенный вторичный минерал, замещающий биотит частично и полностью. Образует чешуйки и розетки зеленого цвета разных оттенков. Содержит многочисленные включения акцессоров, унаследованные от биотита. Интерференционная окраска от индигово-синей до темно-бурой. Иногда почти изотропный. Комплекс элементов-примесей хлорита в качественном отношении полностью соответствует таковому биотита (в %): Mn — 0,05—0,06; Pb — 0,0005—0,002; Sn — 0,0005—0,003; Mo — следы; Ga — 0,002; Ni — 0,001—0,006; V — 0,01—0,06; Cu — 0,006; Zn — 0,015; Co — 0,003; Sr — следы; Ba — 0,005. Изоморфные взаимоотношения между элементами аналогичны указанным для биотита.

Кальцит. Обычно развивается по трещинам в виде разнoзернистого агрегата. Замещает плагиоклазы и цветные минералы. Относительно редкий.

Эпидот. Обычный эпимагматический минерал пегматитов. Образует разной формы зерна и мелкозернистые агрегаты. В шлифе слабо окрашен в зеленовато-желтый цвет. Слабо плеохроирует. Развивается по плагиоклазам, биотиту и в трещинках.

Альбит. Встречается, главным образом, в зоне замещения; иногда слагает ее полностью. Образует гипидиоморфные кристаллы, неправильные зерна, каемки вокруг реликтов более основного плагиоклаза.

Описанные выше минералы и составляющие их элементы по степени распространенности группируются следующим образом (табл. 34).

Таблица 34

Основные минералы и элементы пегматитов Орского Зауралья

	Элементы	Минералы
Постоянно присутствующие	Si, K, Na, Ca, Al, O, H, Fe, Mg, F, P	Олигоклаз, альбит, микроклин, кварц, биотит, мусковит, апатит, магнетит, ильменит, гранат, серицит, лимонит
Частые	Be, Zr, Li, Rb, Cs, Mn, Sr, Ce, La, Y	Берилл, циркон, монацит, эпидот, каолинит, сфен
Редкие	B, Pb, Sb, Mo, W, Nb, Ta, Cu, U, Sn, Th, Ga	Молибденит, флюорит, торбернит, кальцит, турмалин, торит, ортит, касситерит, галенит, топаз, андалузит, ильменорутил, эшинит, рутил, пирит, хлорит, танталит-колу м б и г анатаз, висмутин, халькопирит, ксенотим, олово самородное, гематит, пирохлор, силлиманит, шеелит, халцедон, опал, шпинель, ставролит

Как видно из данных этой таблицы, в составе пегматитов главнейшую роль играют одиннадцать элементов и двенадцать минералов. Они и являются главными компонентами пород. Остальные 22 элемента и 36 минералов определяют акцессорную минерализацию.

Процесс кристаллизации пегматитового расплава-раствора развивается во времени с определенной последовательностью, сопоставимой с закономерностью, установленной А. Е. Ферсманом (табл. 35).

Парагенетические ассоциации минералов в пегматитах Орского Зауралья

Геофаза	Зона	Минерал
<i>B</i>	Аплитовидная	Плагиоклаз № 28 (среднее, в пегматитах I этапа); № 16 (II этап); микроклин с $2V_{Np}=75^\circ$ (I этап); 76° (II этап); биотит, мусковит, кварц бесцветный, гранат, магнетит, турмалин, рутил (редко), ильменит, гематит, андалузит, силлиманит, шпинель, ставролит
<i>C</i>	Графическая	Плагиоклаз № 23 (I этап); № 10 (II этап); микроклин с $2V_{Np}=78^\circ$ (I этап); 76° (II этап); 79° (III этап); кварц дымчатый, серый, биотит, мусковит, магнетит, апатит, циркон (редко)
<i>D—E</i>	Пегматоидная	Плагиоклаз № 14 (I этап); № 5 (II этап), № 12—14 (III этап); микроклин с $2V_{Np}=79^\circ$ (I этап); 77° (II этап); кварц серый, серо-белый, берилл, гранат, мусковит, биотит, магнетит, апатит, эпидот, хлорит (по биотиту), редко: циркон, турмалин, монацит, топаз, сфен, торбернит, ильменит, торит, пирит
<i>F—G</i>	Блоковая	Микроклин с $2V_{Np}=80^\circ$, кварц молочно-белый, альбит № 8, циркон, магнетит, апатит, монацит, сфен, танталит-колумбит, эшинит, ильменит, молибденит, халькопирит, ксенотим, ортит, гематит, пироклор, флюорит, эпидот
<i>H</i>	Кварцевое ядро	Кварц темно-серый с незначительной примесью альбита
<i>I—K</i>	Сахаровидного альбита	Альбит, ильменорутил, анатаз, висмутин, олово самородное, пирит, берилл, флюорит, галенит, касситерит, шеелит
<i>L</i>	—	Каолинит, кальцит, халцедон, опал, лимонит, серицит, хлорит

Главными факторами, контролирующими очередность выделения минералов в твердую фазу, является температура кристаллизации и концентрация составляющих компонентов. Регулирующее влияние этих факторов общеизвестно.

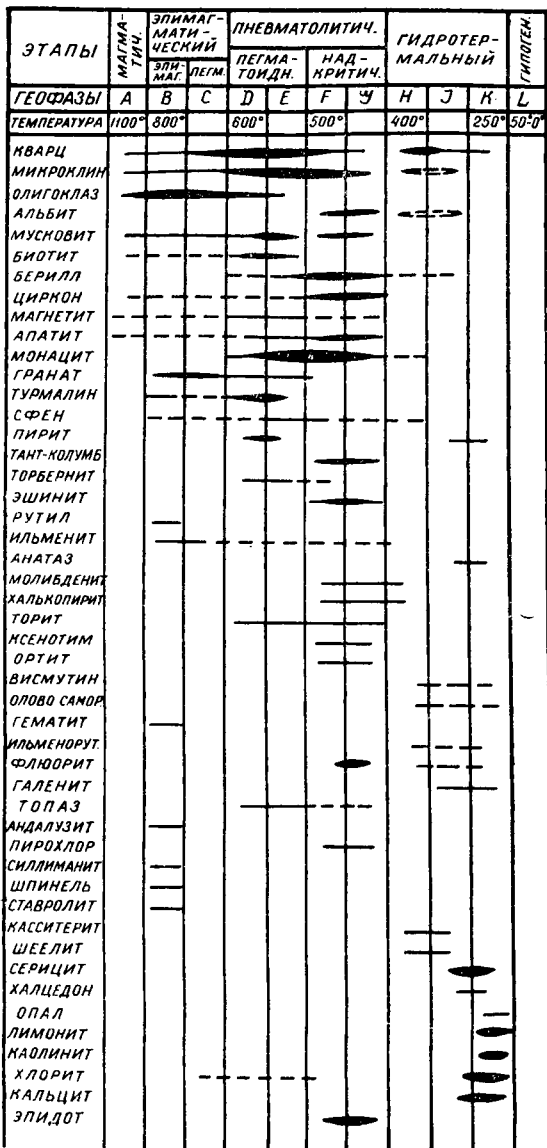


Рис. 51. Геохимическая диаграмма пегматитов Орского Зауралья (по А. Е. Ферсману, 1949).

Если сравнить валентность и другие свойства элементов на геохимической диаграмме (рис. 51), то станет понятно, что приведенная последовательность выделения минералов в пегматитах вполне закономерна.

Из анализа диаграммы следует:

1. Минералообразование охватывает более или менее все геофазы от *B* до *L* включительно. При этом выделяются отдельные характерные периоды: геофаза *B* — с развитием граната, турмалина, рутила, гематита, андалузита, силлиманита, шпинели и ставролита, указывающих на наличие процессов взаимодействия с вмещающими породами; геофазы *D* — *E* — с преобладанием главных породообразующих минералов и монацита, пирита, торбернита, халькопирита; геофазы *F* — *G* — с преимущественным образованием альбита, мусковита, берилла, циркона, апатита, танталит-колумбита, эшинита и геофаза *L* — с широким развитием вторичных минералов.

2. Каждый минерал образуется в широком интервале температур и время его выделения зависит, таким образом, от концентрации составляющих компонентов, которая в разных частях жил неодинакова.

3. Редкоземельная и редкометальная минерализация приурочена к осевым зонам. Очевидно, это связано с повышением концентрации соответствующих окислов в уменьшившемся объеме остаточного расплава и понижением температуры.

Однако на данной диаграмме недостаточно ясно видно место процессов перекристаллизации и метасоматоза в пегматитогенезе. Описанное выше чередование в формировании аплитов и пегматитов говорит о периодическом поступлении летучих компонентов в апикальные зоны магматического очага и преобразовании магмы в пегматитовый расплав-раствор. Этот расплав, внедряясь в трещины, уже несет в себе все специфические черты будущего пегматита. Ряд соображений — и в том числе малая вероятность поступления преобразующих растворов, которым отдает предпочтение В. Д. Никитин (1955), из больших глубин, а также нигде и никем не обнаруженные реликты гипотетических даек кислых пород, перекристаллизованных в пегматит, — подтверждает это положение. Отсюда можно сделать вывод об относительной замкнутости системы формирования пегматита. Метасоматоз осуществляется под влиянием внутренних сил системы в результате взаимодействия остаточного расплава-раствора с уже раскристаллизованной частью. Это мнение в свое время было высказано Д. С. Коржинским (1937), А. Н. Заварицким (1947), В. А. Ни-

колаевым (1953). Вопрос же о том, происходит ли метасоматоз в конце пегматитового процесса или идет непрерывно, остается пока открытым. Наблюдаемые в шлифах из разных зон явления замещения одних минералов другими, замещение внешних зон внутренними, размытые в некоторых случаях контакты между внутренними зонами и представления о повышающейся химической активности остаточных порций расплава — позволяют говорить о том, что метасоматоз имеет место в течение всего процесса формирования пегматита, но интенсивнее всего развивается в конце пегматитогенеза. Это объясняется значительным сокращением объема свободной полости и возрастанием концентрации химически активных компонентов (Власов, 1956).

О генезисе пегматитов

Вопрос о происхождении пегматитов является одной из интереснейших проблем в геологии, вызывающей и до сих пор оживленные дискуссии. Решению этой проблемы посвящены работы А. Е. Ферсмана, А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, К. А. Власова, А. И. Гинзбурга, Ю. П. Ивенсена, Н. А. Солодова, К. Л. Бабаева, В. Д. Никитина и других авторов.

В соответствии со взглядами на генезис этих пород, принимаемыми теми или иными исследователями, последние разделились на два научных направления: сторонников магматического и приверженцев метасоматического их происхождения.

Идея о магматическом происхождении пегматитов была высказана некоторыми зарубежными исследователями еще в первой половине прошлого столетия и в общих чертах сформулирована Брёггером в 1890 г.

В отечественной литературе изучение пегматитогенеза широко освещено в работах А. Е. Ферсмана и его школы. В ряде статей и особенно в известной монографии «Пегматиты» А. Е. Ферсман сформулировал отдельные вопросы в виде стройной, четкой теории, подтвержденной громадным фактическим материалом, собранным из разных мест Советского Союза. Его представления с некоторыми дополнениями и уточнениями и до настоящего времени пользуются большой популярностью.

Сущность данной теории заключается в том, что пегматиты являются конечным продуктом кристаллизации магматического расплава, сильно обогащенного летучими компонентами.

А. Е. Ферсман в процессе образования пегматитов выделил ряд геофаз — периодов, характеризующихся определенными физико-химическими условиями кристаллизации. Эти условия с течением времени и вследствие понижения температуры постепенно изменялись, а вместе с тем изменялись ассоциации минералов. Первыми кристаллизовались минералы, слагающие приконтактовые зоны. Внутренние участки пегматитовых тел формировались позже, в результате чего возникла определенная зональность в строении пегматитов.

А. Е. Ферсман не отрицал также и влияния метасоматоза при образовании отдельных минералов, особенно в низкотемпературные геофазы (гидротермальную стадию). Эти явления, по его мнению, относятся к процессам автометаморфизма и вызываются взаимодействием остаточных порций расплава-раствора с твердой фазой.

Ясность, логичность и простота идей А. Е. Ферсмана привлекли большое число сторонников. Естественно, что при дальнейшем накоплении фактического материала появились данные, уточняющие отдельные положения А. Е. Ферсмана, но основная их направленность является руководящей и до настоящего времени.

Совершенно противоположную А. Е. Ферсману точку зрения высказал Д. С. Коржинский, опубликовавший в 1937 г. свою работу о мамских пегматитах. По его представлениям, пегматиты являются образованиями, возникающими путем перекристаллизации обычных магматических пород с последующей их метасоматической переработкой. Д. С. Коржинский высказал предположение, что постепенное преобразование письменных гранитов связано с собирательной перекристаллизацией кварца и полевых шпатов, идущей под влиянием постмагматических растворов. В результате этих процессов возникают породы пегматоидного строения и гнезда сливного кварца. В ряде случаев процессы собирательной перекристаллизации сопровождались гидролизом полевых шпатов с образованием слюды и кварца.

В трудах А. Н. Заварицкого, опубликованных им в 1947 г., есть отдельные положения, сближающие их с идеей А. Е. Ферсмана и диаметрально противоположные ей. По его данным, физико-химическая основа гипотезы А. Е. Ферсмана базировалась на ошибочных представлениях Фогта и Ниггли о равновесии двойной системы летучий компонент — силикат с их взаимной неограниченной растворимостью. Вслед за А. Е. Ферсманом А. Н. Заварицкий рассматривал пегматиты

как замкнутую систему, но, в противоположность ему, отрицал существование специального пегматитового расплава и объяснил возникновение главных минералов пегматитов путем их перекристаллизации (в развитие идеи Д. С. Коржинского) «...под влиянием обособившейся «летучей фазы», находящейся в равновесии с этими минералами» (1947, стр. 42).

Возникновение второстепенных минералов А. Н. Заварицкий относил к выделенной им в процессе формирования пегматитов второй стадии минералообразования, когда система из замкнутой становится открытой и в ней получают развитие метасоматические превращения.

В противоположность взглядам Д. С. Коржинского и А. Н. Заварицкого К. А. Власов в ряде работ, опубликованных в период 1943—1952 гг., проводит мысль о том, что особый пегматитовый расплав действительно существует в природе, но летучие компоненты не растворены в нем, а насыщают его в виде отдельных пузырьков. Эта гипотеза, за исключением последнего тезиса, полностью повторяет представления А. Е. Ферсмана. И, как справедливо отмечает В. Д. Никитин (1955), является менее обоснованной, так как базируется на ошибочной трактовке физико-химических законов.

В многочисленных работах А. И. Гинзбурга и Г. Г. Родионова высказывается мысль о магматическом происхождении пегматитов. В отличие от других, эти авторы много внимания уделяют влиянию тектонического фактора на развитие пегматитогенеза, фактора глубинности, накладывающего отпечаток на возникновение тех или иных парагенетических ассоциаций минералов-аксессуаров, и особенно геохимическому изучению процесса.

С позиции кристаллизации из расплава рассматривают пегматиты В. П. Петров, А. А. Беус, Н. А. Солодов, Ю. П. Ивенсен, К. Л. Бабаев.

Идеи, противоположные А. Е. Ферсману, в настоящее время развивает В. Д. Никитин, который в ряде работ и особенно в статье, опубликованной в 1965 г., подвергает подробному критическому анализу взгляды А. Е. Ферсмана, Д. С. Коржинского, А. Н. Заварицкого, К. А. Власова и других советских и зарубежных исследователей.

В. Д. Никитин (1955) предполагает, что превращение исходных магматических пород в пегматиты совершалось главным образом под влиянием постмагматических растворов, поступающих в жилы с глубин. Весь процесс формирования пегматитов от начала до конца протекал по принципу откры-

той системы. «Все минералы, являющиеся рудами редких металлов, и крупнокристаллические промышленно ценные слюды образовались в пегматитах только метасоматическим способом» (там же). Таким образом, В. Д. Никитин полностью отвергает возможность образования пегматитов путем кристаллизации из магматического расплава.

Как следует из этого краткого обзора главнейших представлений о происхождении гранитных пегматитов, до настоящего времени нет еще единого взгляда на их генезис, нет общепринятой классификации. Известно, что, кроме гранитных пегматитов, существуют их аналоги, генетически связанные с диоритами, габбро и другими породами, которые не получили такого широкого освещения в литературе и не служили предметом оживленной дискуссии, как первые. Это объясняется тем, что они несравненно менее распространены и не являлись объектом разработки на полезные ископаемые. В отношении этих пород большинство исследователей единодушно сходятся на магматогенном способе происхождения. Считается, что они представляют собой продукты кристаллизации, обогащенные минерализаторами остаточных расплавов материнской магмы. Самим их названием (диорит-, сиенит- или габбро-пегматиты) подчеркивается принадлежность только к определенным породам. В каком бы регионе не наблюдались названные пегматиты, у нас не возникает сомнения в их магматическом происхождении и тесной связи с соответствующими породами.

Главным свойством любых пегматитов (имеются в виду только пегматиты чистой линии) является полная аналогия комплекса главных породообразующих минералов с материнскими породами. Так, габбро-пегматиты в качестве главных компонентов имеют пироксен и лабрадор, диорит-пегматиты — андезин и роговую обманку и т. д. Точно так же обстоит дело и у гранитных пегматитов. Иначе говоря, состав того или иного пегматита сразу же указывает, с какими породами он генетически связан, продуктом отщепления каких пород он является. Основная магма значительно менее богата летучими компонентами, поэтому в смысле акцессорной минерализации габбро-пегматиты имеют более простой состав. В них весьма редко и в несравненно меньших масштабах, чем в гранитных пегматитах, развиваются процессы замещения. То же можно сказать и о диорит-пегматитах.

В развитии гранитных пегматитов намечаются две главные стадии: первая — магматическая, вторая — пневматолитово-гидротермальная, которая влечет за собой большое разнообра-

разие минерализации. Это разнообразие определяется главным образом химизмом материнской магмы и геохимической направленностью процесса. Каждый регион, вследствие определенной металлогенической специализации кислой магмы, несет только ему присущие специфические черты, которые накладывают отпечаток на все магматические продукты, связанные с данной магмой, включая и пегматиты. Поэтому последние в каждом пегматитовом поясе имеют вполне определенные свойства. Больше того, в пределах одного поля пегматиты разных фаз обладают отличительными признаками. Однако главное — комплекс породообразующих минералов — остается неизменным всегда и везде. Он указывает на прямую генетическую связь жильных дифференциатов с материнскими породами, будь то граниты, габбро, диориты или какие-либо другие породы. Вторичные процессы, большая часть которых относится, несомненно, к автотетасоматическим, усложняют первичный состав, вызывают конкретную спецификацию, отображают особенности минерализаторов и обуславливают кажущееся различие в происхождении пегматитов разных регионов.

Изучая в течение ряда лет гранитные пегматиты Орского Зауралья, автор пришел к выводу, что из всех существующих воззрений о происхождении описываемых жильных пород наиболее реально отражают действительное положение вещей взгляды А. Е. Ферсмана и его последователей в их современном развитии.

На основании анализа собранного материала можно привести некоторые соображения, подтверждающие высказанное представление.

Пегматиты указанного района генетически связаны с главными фазами батолитовых интрузивов Восточно-Уральского и Северо-Мугоджарского антиклинориев — крупнозернистыми порфиридовидными биотитовыми гранитами. Состав главных породообразующих минералов пегматитов во всех случаях остается постоянным, а редкометалльная и редкоземельная специализация часто различны. Так, пегматиты Баймуратского поля (Адамовский массив) и некоторых других бериллоносны, а пегматиты Аниховского поля, связанные с главной фазой массива того же названия, турмалиноносны. Более поздние пегматиты, связанные с другой фазой магматизма в этом поле, в качестве типоморфного минерала содержат монацит или берилл. По всей вероятности, это обусловлено отличием пород каждой фазы по химизму, качеству и количеству флюи-

дов от производных предыдущих и последующих фаз, что и влечет за собой появление характерных черт у сопутствующих пегматитов.

Состав главных минералов существенно не изменяется и при переходе пегматитов из гранитов во вмещающие породы, которые бывают представлены различными по литологии и происхождению образованиями. В южной части Адамовского интрузива наблюдаются мощные (до 2,5 м) жилы пегматитов, прослеживающиеся на 1,5—2 км. На своем протяжении они пересекают материнские граниты, диабазы и известняки. Изучение отдельных отрезков жил, расположенных в названных породах, указывает только на некоторое изменение в комплексе аксессуариев и степени дифференцированности. Таким образом, основной минеральный состав пегматитов чистой линии не зависит от характера вмещающих толщ, а постоянно сохраняет черты материнских гранитов. Структурный облик пегматитов такой, какой типичен для магматических пород (исключая замещающий комплекс), кристаллизовавшихся из расплава.

В Орском Зауралье наблюдаются три этапа внедрения пегматитов (три возрастных генерации), каждый из которых тесно связан с определенной фазой тектонической деятельности. В то же время все три этапа являются производными одной магматической фазы. Это имеет место в подавляющем большинстве массивов данного района. Пегматиты одного этапа образуют, как правило, систему жил единого структурного плана. Главная, материнская, жила отличается большой мощностью, лучшей дифференцированностью. Опережающие ее жилы первого, второго и более высоких порядков характеризуются прогрессивным уменьшением мощности и количества зон, что объясняется различной скоростью охлаждения и кристаллизации. Степень дифференцированности жил находится в прямой зависимости от размеров и формы выполняемых полостей.

Жилы каждого этапа имеют указанные выше определенные пределы колебания мощностей, пространственной ориентировки, количества зон, характеризуются присущим им составом плагиоклазов, соотношением между плагиоклазами и калишпатами, комплексом аксессуарных минералов, количественными изменениями в содержании SiO_2 , K_2O и урана, элементов-примесей, различной интенсивностью развития вторичных процессов и т. п.

Этапность образования указывает на перерывы в пегматитогенезе, на многоактность процесса.

Противники магматического пути образования пегматитов, в частности В. Д. Никитин (1955), утверждают, что перекристаллизации с преобразованием в пегматит подвергаются преимущественно кислые дифференциаты типа аплитов. Что предопределяет такое избирательное замещение? Ведь пегматитообразующие процессы, по их мнению, развиваются в постмагматическую стадию. В таком случае преобразованию в пегматиты должны подвергнуться все жильные отщепления как аплитовой, так и лампрофировой ветви, обычно широко развитые в пегматитовых полях. На самом деле ни аплиты, ни лампрофиры, ни какие-либо другие жильные породы, присутствующие в пегматитовом поле, не несут следов воздействия растворов, которые могли бы быть названы пегматитообразующими. Даже при часто наблюдающихся пересечениях или внедрениях пегматита в аплит, когда первый следует на значительном расстоянии внутри последнего, этот последний в протяженной зоне соприкосновения с пегматитом несколько не изменяется.

Как показано выше, в данном районе аплиты и пегматиты являются наиболее ранними жильными производными гранитной магмы. После них следуют другие продукты жильной фации, породы дополнительных интрузий и лампрофиры, с которыми, естественно, у пегматитов не может быть таких контактных взаимоотношений, как с аплитами. Вероятно, это характерно и для других регионов. Отсюда понятно, что описанное явление послужило для некоторых исследователей дополнительным доводом в пользу метамоматического происхождения пегматитов и именно по аплитам. С нашей точки зрения (подробно об этом будет сказано далее), это свидетельствует о тесной генетической связи аплитов и пегматитов, и только.

Объясняя формирование пегматитов путем переработки каких-то пород, очевидно, следует предположить чрезвычайную интенсивность данного процесса, если перекристаллизуется жила мощностью до 2—5 м (обычная мощность жил первого этапа) и больше. Глубокий метасоматоз обязательно должен повлечь за собой наличие постепенных переходов к вмещающим породам, как это хорошо наблюдается у грейзенов и скарнов. В действительности же контакты пегматитов описываемого района всегда четкие, ясные и не только в гранитах, но и в таких сравнительно легко поддающихся изменению образованиях, как известняки.

Процессы метасоматоза развиваются в пегматитах в посткристаллизационный период и проявляются в альбитизации,

микроклинизации, появлении мусковитовой оторочки с редкометальным оруденением и т. п. Но эти процессы локализуются в отдельных зонах или (чаще) их участках, не захватывая целиком всей жилы. В материнских гранитах ряда интрузивов зафиксирован мощный натрово-калиевый метасоматоз, развивающийся после оформления всех жильных пород. Он с одинаковой степенью интенсивности проявляется как в гранитах, так и во всех их жильных отщеплениях, накладываясь и на продукты автометасоматоза в пегматитах. Эта «волна» метасоматоза развивается вначале линейно по ослабленным направлениям — трещинам. Постепенно замещение приобретает площадной характер вследствие того, что трещинная решетка в гранитах представляет сложную систему, отдельные члены которой взаимно сопрягаются и пересекаются в разных направлениях. Обычно количество «сухих» трещин значительно превышает количество выполненных пегматитами (имеются в виду только эндокинетические структуры).

С позиции метасоматоза невозможно объяснить предпочтительное возникновение пегматитов в одних трещинах и отсутствие их в других, ответвляющихся от первых (содержащих пегматиты), пересекающихся с ними и представляющих столь же благоприятные направления для циркуляции растворов. Тем более что они возникают одновременно и на значительных площадях под воздействием одного импульса тектонических движений.

В описываемых образованиях местами фиксируются ксенолиты гранитов, аплитов и даже сланцев и диабазов. Формы их обычно остроугольные или неправильные, контакты резко очерченные. Конфигурация сторон ксенолитов не совпадает с таковой у вмещающих жилу пород, что свидетельствует о перемещении отторженцев, а это, в свою очередь, — о наличии расплава (а не раствора) и притом большой вязкости.

Изучение образцов ксенолитов в шлифах показывает или полное отсутствие каких-либо изменений, или весьма незначительную (в основном с краев) переработку даже в тех случаях, когда в жилах присутствуют минералы замещающего комплекса. Указание А. Н. Заварицкого и других исследователей на значительные изменения подобных ксенолитов свидетельствует, видимо, об иной степени насыщения расплава минерализаторами.

Как уже говорилось, пегматиты Орского Зауралья генетически связаны главным образом с гранитами главных фаз. Дополнительные интрузии часто включают ксенолиты пород

главной фазы с содержащимися в них пегматитами, причем последние не переходят границ ксенолитов, что указывает на их инъекцию до внедрения последующих интрузивов.

Характернейшей чертой пегматитов является их зональное строение. Зоны отображают последовательность кристаллизации расплава, сопоставимую в миниатюре с порядком застывания магмы. Строгое чередование зон во всех жилах, формировавшихся в спокойной тектонической обстановке, позволяет считать температуру главным контролирующим фактором этого процесса. На это же указывает и закономерность в изменении (от зоны к зоне) оптических свойств полевых шпатов.

Являются ли пегматиты открытой или закрытой физико-химической системой? А. Е. Ферсман (1940) считал, что абсолютно замкнутая система — это абстракция, так как всегда имеет место какое-то взаимодействие пегматита со стенками. Однако он допускает относительную замкнутость системы на всем протяжении формирования пегматитов, потому что существенных изменений в процесс это взаимодействие не вносит и локализуется, как правило, в аплитовидной зоне. В то же время в его схеме геофаз отмечены четыре известных перерыва, отграничивающих отдельные этапы развития пород. Замещающий комплекс, как определенная стадия становления пегматитов, тоже образуется в закрытой системе. К. А. Власов (1951) разделяет точку зрения А. Е. Ферсмана, А. А. Беус (1951), А. И. Гинзбург и др. (1960), К. Л. Бабаев (1960) полагают, что пегматиты на начальном этапе являются закрытой, а на конечном открытой системой. Минералы комплекса замещения формируются в условиях открытой системы. По представлениям В. Д. Никитина (1955), пегматитовый процесс является от начала и до конца открытой системой.

Очевидно, прежде всего следует решить вопрос, что понимать под закрытой и открытой системами.

Если считать, что пегматиты являются неразрывным звеном в эволюции магматического очага, постоянно с ним связанным, развивающимся по тем же физико-химическим законам и несущим специфические черты лишь вследствие условий кристаллизации и повышенной концентрации летучих компонентов, — то они представляют собой закрытую физико-химическую систему. Флюиды, участвующие в кристаллизации после возникновения собственно пегматита (геофаза *C*), являются продуктом того же очага, т. е. той же системы. Они, кроме участия в формировании геофаз *D* — *G*, вызывают процессы,

которые могут быть охарактеризованы как автометасоматические. Эти процессы продолжают развитие пегматита.

Если же принять, что появление перерывов, особенно перерыва между геофазами *E* и *F*, влечет за собой переход в другую физико-химическую систему, имеющую значительное качественное отличие, то в этом случае пегматиты на первом этапе развития являются закрытой, на второй — открытой системой.

Нам кажется, решение вопроса о том, идет ли процесс образования пегматитов только в закрытой или вначале в закрытой, а позже в открытой системе, — не является принципиально важным. А. Е. Ферсман (1940, стр. 38) показал, что между геофазами *C* и *D* может и не быть перерыва, а перерыв β отграничивает формирование собственно пегматита. Поэтому, строго говоря, к пегматитовому процессу следовало бы относить геофазы *C* — *E* (область пегматитовых и пегматоидных структур). «Однако практически это центральное поле не отделимо от полей слева и справа: слева идет допегматитовое поле мелкозернистых аплитовых геофаз, справа — последующая кристаллизация всего остатка, который не кончается в геофазах *F*, *G*, но нередко далеко заходит в область температур геофазы *K*» (там же, стр. 39). Иными словами, пегматиты, будучи связаны с гранитами, в то же время представляют собой особый генетический тип, который характеризуется тем, что в процессе его формирования принимают участие расплав, флюиды и растворы в известной последовательности. Являясь звеном в ряду гранит-пегматит-пневматолит-термы *, они несут специфические черты, представляя определенный этап геохимической эволюции магмы.

Совершенно иначе будет обстоять дело, если считать пегматитовый процесс от начала и до конца открытой системой, как это делает В. Д. Никитин (1955). Здесь сразу же возникает вопрос: откуда взялись флюиды и термы? Представители различных точек зрения о путях образования пегматитов сходятся на том, что растворы и газовые эманации появляются из того же гранитного очага, являются естественным продолжением его эволюции. Они и преобразуют расплав в пегматоидный. Благодаря им он приобретает свойства пегматита.

* Имеются в виду пневматолиты и гидротермалиты, завершающие пегматитовый процесс, а не обособляющиеся при кристаллизации магмы и развивающиеся параллельно пегматитам.

В условиях открытой системы не может быть известного сходства в минералогическом, химическом и геохимическом отношении между гранитами и пегматитами. А это сходство является незыблемым правилом. Отсутствие его влечет за собой изменение представлений о генетической связи данных пород.

А как же быть с замещающим комплексом? Ведь он действительно развивается в пегматитах и иногда весьма широко. Этот комплекс образуется при взаимодействии остаточного расплава с уже раскристаллизованной частью. Только на отдельных примерах можно говорить о значительном разрыве во времени между окончанием процесса кристаллизации и появлением новообразований. Да и в этих случаях связь преобразующих растворов с тем же материнским очагом не вызывает сомнений.

Пегматитогенез не должен рассматриваться в отрыве от аплитогенеза. Это два чередующихся во времени варианта развития магматического процесса. Указанная выше закономерность наталкивает на единственное, на наш взгляд, приемлемое объяснение: специальный пегматитовый расплав существует не постоянно, а возникает периодически в зависимости от периодического же поступления летучих компонентов из глубины очага.

Чем регулируется прерывистое поступление флюидов и каким образом это происходит? На этот вопрос в настоящее время определенно ответить не представляется возможным. В предположительной форме можно высказать некоторые соображения.

Накопление минерализаторов в апикальной части интрузива, — по-видимому, процесс длительный. С одной стороны, это обусловлено большой вязкостью магмы, с другой, вероятно, тем, что сама магма не содержит такого их количества, которое обеспечило бы пегматитогенез в большом масштабе, а получает дополнительные порции их в течение длительного времени, пока она реагирует с вмещающими породами.

Для первых фаз развития интрузивного комплекса типичны небольшие интрузии диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов — гибридных пород, возникших за счет взаимодействия кислой магмы с более основными образованиями. На гибридизацию расходуется значительное количество флюидов, поэтому жильные породы на этой стадии формирования комплекса развиты весьма слабо, а пегматиты практически отсутствуют. При внедрении последующих порций магмы (главной

фазы) ее метаморфизирующее воздействие на вмещающие породы выражено заметно слабее. Это объясняется некоторым снижением температуры и недостаточным количеством минерализаторов (израсходованных в предыдущий этап), что соответственно снижает ассимиляционную способность.

После оформления консолидированного чехла наступающие вновь тектонические напряжения вызывают в нем появление трещин, по которым устремляется расплав (все еще недостаточно насыщенный летучими компонентами), образуя аплиты. Одновременно с этим и в результате этих же движений ускоряется перемещение флюидов из нижних частей очага в «ловушки» апикальной зоны, где обогатившийся ими магматический расплав становится пегматитовым. При последующих подвижках внедряются уже пегматиты. Оставшийся расплав, потеряв летучие компоненты, опять отвечает по составу аплиту.

При возобновлении тектонических движений этот цикл повторяется, что и обуславливает появление всей вышеперечисленной серии жильных пород. Одновременно с этим идет наращивание мощности затвердевшего чехла, что вызывает миграцию очагов на все большую глубину и обеспечивает различие в мощности разноэтапных пегматитов на одном эрозионном срезе. Естественно, что в силу ряда причин иногда не происходит полной стерилизации аплитового расплава и отделения от него флюидов, в результате чего местами в аплитах присутствуют заметные скопления аксессуариев или образуются промежуточные породы типа аплит-пегматитов.

На тесную связь аплитов и пегматитов указывали в свое время И. Фогт: «...Связь между пегматитами и аплитами самая тесная... они постоянно сопровождают друг друга и поэтому должны иметь сходную доисторию...»; П. Ниггли: «...Аплиты и пегматиты, несомненно, генетически связаны... с теми же остаточными расплавами гранитовых магм...» (по Ферсману, 1940). А. Е. Ферсман, полностью разделяя эту точку зрения, говорил: «...Аплиты должны быть вообще старше пегматитов, должны ими сечься, что действительно чаще всего наблюдается в природе...». «Обратные соотношения встречаются реже».

О сингенетичности названных жильных пород говорил и А. Н. Заварицкий (1950 б), считавший возможными их взаимные переходы и указывающий на то, что «...аплиты — продукт застывания гранитной магмы при условии удаления летучих». Это бесспорно и не вызывает сомнений. Однако выделение

«пегматитизирующих» растворов ранее инъекции аплитов (вследствие чего пегматиты первого этапа должны образоваться раньше аплитов такого же этапа) не соответствует полевым наблюдениям и не объясняет вышеизложенной закономерности. Эта же закономерность с непреклонностью указывает на периодичность возникновения пегматитового расплава в апикальных зонах магматического очага.

Резюмируя изложенное, можно сказать следующее:

1. Пегматиты являются продуктом кристаллизации магматического расплава, но не всегда остаточного, так как после пегматитов часто внедряются дополнительные интрузии.

2. Магматический расплав, израсходовавший летучие компоненты на процессы гибридации в первые этапы своего внедрения, после оформления консолидированного чехла и при первых тектонических нарушениях его дает аплиты. Вследствие этих же деформаций ускоряется концентрация флюидов в апикальных зонах массивов, и при последующих подвижках инжектирует пегматит. Расплав, потерявший минерализаторы, отвечает по составу аплиту. Эта серия может повторяться неоднократно. Таким образом, имеется определенная ритмичность в процессе поступления летучих компонентов, контролирующаяся тектоническими движениями.

3. Аплито- и пегматитогенез генетически тесно связаны. Процесс образования аплитов и пегматитов сильно растянут во времени. Он приурочен главным образом к средним этапам развития интрузии (главные фазы) и находится в прямой зависимости от тектогенеза.

4. Порода первых фаз в многофазных интрузиях практически не могут дать пегматиты, так как летучие компоненты, необходимые для их образования, расходуются на процессы гибридизма.

5. Пегматиты можно считать и полностью закрытой и на первых стадиях закрытой, а на второй — открытой системой. Это зависит от того, как интерпретировать перерывы в их формировании. Полностью открытой системой процесс быть не может, так как флюиды и растворы тесно связаны с пегматитовым расплавом и поступают из того же очага.

6. Ни в каких жильных породах, включая и пегматиты, метасоматические замещения, которые могли бы быть квалифицированы как пегматитообразующие, не развиваются. Натрово-калиевый метасоматоз, широко проявленный в этом районе, накладывается на все породы в равной степени.

Аплиты

Аплиты в батолитоподобных интрузивах распространены не менее широко, чем пегматиты. Но ввиду того, что их генезис и связь с гранитами обычно не вызывают споров, а практическая ценность ничтожна, им, как правило, уделяется очень мало внимания. Для настоящей работы они представляют интерес только с позиций их генетического родства с пегматитами, так как аплитогенез и пегматитогенез, по нашему мнению, неотделимы. Это подтверждается постоянным совместным нахождением их с пегматитами и вполне определенным чередованием во времени серии аплит-пегматит.

Аплиты являются наиболее ранними жильными производными гранитной магмы, формировавшимися, как и пегматиты, в несколько (обычно два и очень редко три) этапов (генераций). Это устанавливается наблюдениями над их взаимными пересечениями, сопровождаемыми сдвигами и перемежаемостью с пегматитами. Жилы аплитов первого этапа формирования имеют в каждом интрузиве определенную пространственную ориентировку, наибольшие мощности (от 1 до 5 и даже 15 м) и длину по простиранию (до 2—3 км). Они почти никогда не сопровождаются опережающими жилами второго порядка. Аплиты первого этапа постоянно секутся и смещаются пегматитами первого этапа. Иногда между ними можно видеть более сложные отношения: жила пегматита внедряется в аплит, следует в нем на некотором расстоянии, а затем выходит из него. Причем контакты везде остаются четкими, ясными, следов взаимодействия макроскопически не заметно. Да и при исследовании под микроскопом зоны контакта воздействия пегматита на аплит не отмечается.

Аплиты второго этапа имеют меньшие мощности (до 0,5—0,6 м) и длину (первые сотни метров), иные азимуты простирания, часто ветвятся и имеют окончания типа «конского хвоста». Они секут и смещают предыдущие жильные породы (аплиты и пегматиты первых генераций).

Аплиты третьего этапа устанавливаются исключительно редко. Очевидно, это объясняется тем, что благоприятные условия для наблюдения за взаимными пересечениями в том месте, где могут быть встречены аплиты и пегматиты всех этапов, встречаются в единичных случаях. Их мощности достигают 0,2 м, длина — первые десятки метров.

Форма залегания аплитов пластинчатая, редко линзовидная, зависит от конфигурации выполняемых трещин. Если по-

следние имеют сколовое происхождение, то для жил характерны плоско-параллельные зальбанды и хорошо выдерживающиеся на значительные расстояния элементы залегания. В трещинах разрыва мощность, простираение и падение жил изменяются довольно часто. Образуются узлы сплетения, серии параллельных жил или кулисообразно расположенных линз.

Контакты с вмещающими породами (обычно гранитами, так как за пределы интрузива аплиты выходят в единичных местах) всегда резкие, без каких-либо изменений. Даже ксенолиты гранитов или других пород не несут следов метасоматоза.

Внешне аплиты имеют светло-серый цвет с желтоватым, розоватым, иногда голубоватым оттенками, равномерно мелкозернистые, участками порфиroidные или с линейной ориентировкой слюды и плагиоклаза. Причем эта ориентировка не совпадает с таковой в гранитах и является первичной флюидальностью в аплитах. Породы очень плотные, устойчивые к выветриванию и постоянно выступают в виде гребней в гранитах.

Породообразующие минералы аплитов представлены плагиоклазом, микроклином, реже ортоклазом и микроклин-микрпертитом, слюдами и кварцем, оптические свойства которых помещены в табл. 36.

В аплитах первого этапа плагиоклаз более основной, а из калишпатов часто присутствует ортоклаз. Размер зерен при аплитовой структуре пород колеблется от 0,01 до 0,1 мм, а при порфиroidной — от 0,01 до 2 мм. Количественные соотношения главных минералов примерно равные с незначительными местными вариациями и только содержание слюды не превышает 6—8%. Аксессуары представлены мелкими зернами граната, редко — апатита, циркона, ильменита, сфена, пирита, флюорита, рутила. Эта ассоциация весьма близка к ассоциации аксессуарных минералов в пегматитах, но количественно несравненно беднее. За исключением граната, составляющего в отдельных протолочных пробах до 2% объема породы, остальные минералы присутствуют в виде единичных знаков.

Эпигенетические новообразования развиты весьма слабо, но качественно довольно разнообразны. Это эпидот, хлорит, каолинит, лимонит, серицит, кварц, микроклин.

В химическом составе между аплитами разных этапов нет существенного различия. В среднем для них характерны следующие данные в %: SiO_2 — около 77; TiO_2 — нет; Al_2O_3 — 14—15; Fe_2O_3 — 0,09—0,1; FeO — 0,25—0,3; MnO — нет;

Оптические свойства породообразующих минералов аплитов

Этап	Интрузив	Плагиоклаз Р			№ плагио- клаза	Калишпат	2V _{N_p} в гра- дусах	Слюды	2V _{N_p} в гра- дусах	Плеохроизм	
		N _g	N _m	N _p						N _g	N _p
I	Суундукский	22	68	88	42	Ортоклаз	62	Биотит	2	Темно-коричне- вый	Коричневато- желтоватый
I	Адамовский	20	70	88	40	"	60	"	2	"	Светло-корич- невый
I	Аниховский	18	72	87	37	Микроклин	70	"	6	Коричневый	Желтый
I	"	74	16	88	32	Микроклин	72	"	8	Темно-бурый	Темно-желтый
I	Котансу	14	76	88	34	"	74	Мусковит	14	—	—
I	"	82	10	84	16	"	70	Биотит	0	Темно-коричне- вый	Светло-корич- невый
I	Джабыга	72	18	88	20	Ортоклаз	60	Мусковит	8	"	"
II	Суундукский	79	13	88	12	Микроклин	80	"	32	"	"
II	"	74	18	85	10	"	80	"	10	"	"
II	"	14	76	86	9	"	80	"	6	"	"
II	Адамовский	70	20	86	12	"	78	"	18	"	"
II	Аниховский	14	77	85,5	10	"	84	"	26	"	"
II	Джабыга	75	15	88	12	"	82	Биотит	0	Коричневый	Светло-корич- невый
II	Котансу	12	78	87	11	"	80	"	0	Темно-бурый	Светло-бурый

MgO — около 0,25; CaO — до 1; K₂O — 1,7—1,9; Na₂O — 4,2—4,4; H₂O — 0,02—0,04; *n. n. n* — до 0,74.

По результатам спектрального анализа можно установить некоторое отличие между разноэтапными аплитами (табл. 37). В направлении от более древних пород к молодым наблюдается увеличение содержания кобальта, меди, ниобия и уменьшение количества циркония и свинца.

Таблица 37

Результаты спектрального анализа аплитов в % (средние данные)

	Be	V	Co	Cu	Zr	Pb	Nb
I этап	Следы	Следы	—	0,0005	0,0022	0,0007	Следы
II этап	Следы	—	0,0005	0,003	0,0005	0,0005	0,0125

Сравнивая данные, характеризующие аплиты, с соответствующими показателями пегматитов, легко можно установить большое сходство в минеральном составе главных породообразующих минералов, их оптических свойствах, комплексах аксессуаров и элементов-примесей и химическом составе.

На примере Суундукского массива нами было проведено геохимическое сопоставление аплитов и пегматитов с помощью методов математической статистики (Карпов, Сиротин, Воробьев, 1967), результаты которого подтверждают представления о существовании нескольких этапов и тесной генетической связи данных пород.

ГРАНИТ-ПОРФИРЫ

Гранит-порфиры залегают в виде жил и даек мощностью от 0,6 до 1,5 м, развитых в зонах эндоконтактов массивов в пегматитовых полях. В центральных частях интрузивов и за пределами последних они встречаются исключительно редко. Ориентировка в пространстве в разных массивах различна: в Суундукском — субмеридиональная, реже северо-восточная (60°), в Котансуйском — субширотная (270—290°), в Аниховском — по азимутам от 280 до 325°. Прослеженная протяженность даек сильно колеблется от 0,2 до 2 и даже 35 км (Сиротин, 1958). Углы падения обычно крутые (60—90°), но отдельные дайки в Суундукском и Аниховском массивах залегают довольно полого (30—40°). Близость ориентировки даек в одном массиве и отсутствие взаимных пересечений говорят об одновременности образования этих пород.

В участках повышенной мобильности дайки и жилы гранит-порфиры разрываются позднейшими разломами и отдельные их фрагменты смещаются на расстояние до 30 м, нередко с одновременным изменением азимута простираения в пределах 35° , что свидетельствует не только о смещении блоков, включающих жилы, но и о их вращении.

Контакты пород с вмещающими гранитами хотя четкие и резкие, но без зон закалки. Это, по-видимому, говорит о незначительном временном разрыве между консолидацией чехла и внедрением гранит-порфиров. Эндоконтакты некоторых даек, образующих «рои», отмечены зоной сильно перетертого материала, за которой в боковых породах еще на протяжении 0,6—0,8 м прослеживается зона дробления и милонитизации. Очевидно, что такие «рои» даек связаны с глубокими и долго живущими нарушениями, по которым совершались интенсивные подвижки и после заполнения трещин гранитным материалом.

Гранит-порфиры пересекают пегматиты и аплиты и, вероятно, одновременны с дополнительными интрузивами, так как интрузивных отношений с последними не наблюдалось.

По внешнему облику гранит-порфиры лейкократовые породы с очень плотной, массивной текстурой, благодаря чему они с трудом поддаются выветриванию и выступают в виде гребней во вмещающих гранитах.

Цвет пород светло-серый, желтовато-серый, белый, розоватый. Невооруженным глазом порфиоровое строение распознается с трудом и не всегда, зато под микроскопом оно выступает весьма отчетливо.

Фенокристы представлены идиоморфными кристаллами олигоклаза, кварца, реже ортоклаза, микроклина, альбита или биотита. Размеры их варьируют от 0,5 до 2 мм. Основная микрорзернистая масса сложена теми же минералами с меньшей степенью идиоморфизма, с размерами, не превышающими 0,1 мм, и часто присутствующим микропегматитом.

В основной массе изредка встречаются неправильной формы участки грязно-бурого цвета, состоящие из микрочешуйчатого хлорита и рудной «пыли». Возможно, они возникли в результате раскристаллизации стекла.

Вкрапленники, среди которых по распространению на первом месте стоят олигоклаз и кварц, часто образуют гломеро-порфировые мономинеральные скопления, состоящие из 3—5 зерен плагиоклаза, кварца или микроклина. В их расположении иногда фиксируется флюидальная ориентировка, которая

подчеркивается обтеканием их вытянутыми чешуйками слюды основной массы. Флюидалность лучше прослеживается в зальбандах мощных даек.

Распределение вкрапленников более или менее равномерное. В сумме они составляют от 8 до 13% от объема породы.

Количественные соотношения между главными породообразующими минералами соответствуют гранитам. Цветные же компоненты составляют не более 5—6%.

П л а г и о к л а з вкрапленников—кислый олигоклаз № 12—18 или альбит № 7—9. Присутствует в виде таблитчатых кристаллов с тонким полисинтетическим двойникованием по альбитовому закону. В основной массе минерал представлен олигоклазом № 11—14 или альбитом № 5—8. По отношению к микроклину и кварцу он выглядит более идиоморфным.

М и к р о к л и н вкрапленников и основной массы различается размерами и формой. Углы между оптическими осями почти не отличаются и колеблются в пределах 74—82°. Ортоклаз вкрапленников слабо пертитизирован. Углы $2V_{Np}=64—68°$. В некоторых шлифах наблюдается коррозия вкрапленников калиевых полевых шпатов, приводящая к сглаживанию граней. В них часто содержатся включения мелких зерен плагиоклаза. В основной массе ортоклаз отсутствует.

К в а р ц вкрапленников представлен четырех- и шестигугольными табличками с закругленными вследствие резорбции углами и втеками основной массы. В последней он резко ксеноморфен.

Б и о т и т образует гипидиоморфные (вкрапленники) и ксеноморфные (основная масса) чешуйки, окрашенные в густо коричневый цвет.

Во вкрапленниках биотита гранит-порфиров Адамовского массива присутствуют реликты роговой обманки и актинолита.

Комплекс аксессуарных минералов качественно довольно разнообразен: апатит, сфен, магнетит, гематит, пирит, рутил, циркон, редко ортит. Однако суммарное содержание аксессуаров не превышает 0,1—0,2% от объема породы. По своим свойствам названные минералы не отличаются от ранее описанных в гранитах.

Вторичные изменения наблюдаются постоянно, только с различной степенью интенсивности. Вкрапленники плагиоклаза замещаются эпидотом, цоизитом и в некоторых случаях ортоклазом и кварцем. По микроклину развивается каолинит, а по биотиту — хлорит с микрозернистым эпидотом или мусковит.

В породах, подвергшихся относительно слабому давлению,

появляется волнистое или мозаичное угасание кварца. При сильном давлении появляются катакластические структуры.

Химический и спектральный составы жильных гранит-порфиоров аналогичны таким же породам дополнительных интрузивов*.

Строение пород порфировое или гломеропорфировое, что позволяет говорить о двухприемной (как минимум) кристаллизации. Последовательность выделения вкрапленников — кварц-плагиоклаз-микроклин-биотит — основывается на следующих фактах и предположениях: кварц постоянно резорбирован. Повышение температуры, обусловившее это явление, очевидно, имело место до окончания кристаллизации плагиоклаза, так как на последнем следы резорбции устанавливаются значительно реже. Мелкие зерна плагиоклаза очень часто оказываются включенными в микроклин. Биотит в количественном отношении занимает резко подчиненное положение. Его вкрапленники имеют меньшие размеры и менее идиоморфны, чем остальные минералы. Однако в некоторых случаях можно предположить и одновременную кристаллизацию вкрапленников всех минералов.

Основная микрозернистая масса имеет гранитное, аплитовое, гипидиоморфнозернистое, флюидальное и—редко—фельзитовое или микропегматитовое строение. Это дает возможность говорить либо об одновременной кристаллизации (микропегматитовая или аплитовая структуры), либо, с учетом степени идиоморфизма и пространственных соотношений, о следующем порядке: плагиоклаз—кварц, микроклин—биотит.

В мощных дайках наблюдается некоторое увеличение зернистости от зальбандов к центру, уменьшение количества микропегматита. Центральные зоны таких даек обладают более ясной раскристаллизованностью, с более четкой индивидуализацией минералов.

ГРАНОФИРЫ

Гранофиры встречаются очень редко, в виде крутопадающих (70—80°) жил мощностью от 0,2 до 6 м, с прослеженной длиной в 30—200 м. Возрастные отношения их с другими кислыми породами жильной фации неясны, так как нигде не отмечались их взаимные пересечения, но лампрофиры разрывают

* Сведения о химическом составе всех пород можно найти в приложении.

данные породы, иногда со смещением отдельных отрезков жил на 2—3 м.

Ориентировка гранофилов самая разнообразная. Они приурочены к эндоконтам интрузивов и за их границы не выходят. Гранофиры выполняют преимущественно трещины разрыва, благодаря чему их элементы залегания часто испытывают изменения как по падению, так и по простиранию. Отличаясь от вмещающих гранитов по зернистости, гранофиры имеют с ними резкие, рвущие контакты без явлений обжига.

Небольшие размеры жил и редкую встречаемость гранофилов следует, по-видимому, рассматривать как результат ослабления тектонической деятельности. Разломы, служившие для них подводными каналами, скорее всего были неглубокими.

Внешне породы выглядят лейкократовыми: серыми, желтовато-серыми, с афанитовым массивным сложением. В их составе присутствуют вкрапленники и основная микро- и криптозернистая масса. Роль вкрапленников выполняют псевдосферолитовые выделения округлой формы, сложенные кварцем и полевым шпатом, и редкие идиоморфные кристаллы кварца или олигоклаза, сильно замещенного цоизитом и серицитом размером до 1,5 мм, состава: альбит (№ 7) или олигоклаз (№ 12). Вокруг них появляются тонкие (до 0,05 мм) каймы обрастания, имеющие микрографическое строение, подобное структуре основной массы. Оптическая ориентировка минералов в этих каймах отличается от ориентировки обрастаемых минералов примерно на 90°. Часто порфиновые выделения кварца и плагиоклаза отсутствуют и структура становится афировой, так как псевдосферолиты в этих случаях имеют расплывчатые контуры и незаметно сливаются с основной массой, имеющей гранофировое строение.

В некоторых образцах среди гранофировой основной массы присутствуют мельчайшие зерна полевого шпата и кварца. В ряде случаев появляется вулканическое стекло, в котором видны линзовидные и ленточные прослойки, перемежающиеся тонкими слоечками серицита, хлорита и эпидота. Количественные соотношения стекла и индивидуализированных составляющих самые разнообразные. Переход от гранофилов к стекловатым породам (фельзитам) постепенный. В наиболее мощных жилах присутствуют фельзитовые оторочки шириной 0,1—0,2 м. Они совершенно незаметно переходят к центру в довольно ясно зернистый гранофир.

Породы в общем свежие, но в отдельных шлифах наблюдается широкое развитие веерообразного мусковита с релик-

тами биотита или хлорита, также замещающего биотит, но отдельно от мусковита.

Акцессорные минералы — апатит, сфен, рутил, рудный — встречаются в виде единичных зерен в микропегматитовом мезостазиесе.

Данные химического и спектрального анализа показали большое сходство с гранитами по составу петрогенных элементов и элементов-примесей.

ПЛАГИОГРАНИТ-ПОРФИРЫ

Плагиогранит-порфиры встречаются в виде единичных жил во всех массивах, тяготея к их эндоконтактам. Их дайки и жилы мощностью от 0,2 до 10 м и длиной до 0,5 км местами переходят линию контакта. Во вмещающих породах они оказываются смещенными на несколько метров с сохранением простиранья. Последнее отличается большим разнообразием даже для жил одного участка. Мощные жилы сопровождаются многопорядковыми оперяющими, мощность которых с увеличением порядка заметно уменьшается.

Породы окрашены в серый цвет с зеленоватым или буроватым оттенками. Сложение массивное, однородное. Строеие мелкозернистое.

Главные породообразующие минералы представлены плагиоклазом (55%), кварцем (30%) и биотитом (15%). Приведенные данные характеризуются большим постоянством. Отклонение от нормы не превышает 1—2%. Очень редко и в виде единичных зерен встречается ортоклаз. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, рутил, сфен, циркон, монацит, топаз — развиты слабо. Их суммарный объем не более 1—3%.

Для пород типична порфировая структура, обусловленная наличием идиоморфных фенокристов плагиоклаза (олигоклаз № 18—24) размером до 3 мм.

Основная мелкозернистая (0,2—0,6 мм) масса сложена гипидиоморфными зернами плагиоклаза № 12—16, ксеноморфными кварцем и мелкочешуйчатым биотитом, сильно замещенным мусковитом.

Плагиогранит-порфиры пересекаются кварцевыми жилами и секут пегматиты, но с другими жильными породами интрузивные отношения не установлены.

По химическому составу и комплексу элементов-примесей плагиогранит-порфиры идентичны обычным плагиогранитам.

КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Кварцевые жилы распространены по массивам более или менее равномерно, но встречаются несравненно реже пегматитов и аплитов, располагаясь в зоне эндо- и экзоконтакта, иногда на значительном удалении от гранитов. Форма жил неправильная, с пережимами и раздувами, с изменением мощности как по простиранию, так и по падению с выклиниванием и разветвлениями. Иногда жилы представляют собой окончание пегматитов, причем переход между ними довольно резкий.

Жилы имеют преимущественную ориентировку по четырем главным направлениям: 1) $300-310^\circ$, СВ $\angle 70^\circ$, 2) 330° , ЮЗ $\angle 60-70^\circ$, 3) $350-0^\circ$, ЗЮЗ $\angle 75-80^\circ$ и 4) 335° , СВ $\angle 55-60^\circ$.

Мощности варьируют от 1—2 см до 20 м, но средние величины обычно не превышают 0,2—0,5 м. Длина колеблется от единиц до первых сотен метров, равняясь преимущественно 20—50 м.

В Джабыгасайском массиве нередки жилы мощностью от 1 до 8 м и длиной от 0,5 до 3 км.

Обычно жилы сложены массивным сливным кварцем белого или серого цвета, иногда с бурыми разводами окислов железа или марганцовистыми примазками. В них часто наблюдаются занорыши с небольшими мутными кристалликами хорошо ограненного кварца или пустоты — следы выщелоченных минералов.

Как правило, минеральный состав жил довольно разнообразен. В подавляющем большинстве они сложены кварцем и халцедоном в виде агрегата зерен с зазубренными окончаниями, уплощенной формой и резкой оптической аномалией (псевдодвуосновностью, волнистым погасанием, полосками Бёма), являющейся следствием давления. Размер зерен — от сотых долей до 3—5 мм. К кварцу очень часто примешивается значительное количество серицита, содержание которого повышается иногда весьма значительно (до 20%). В отдельных случаях существенную роль приобретают полевые шпаты (при выделении кварцевых жил из пегматитов). В ряде мест отмечены тонкие инъекции новых порций гранитного расплава в кварцевые жилы. При этом происходит замещение кварца микроклином и серицитом (редкий случай!). Довольно характерным является присутствие мелких округлых зерен циркона (до 1%), мусковитизированного биотита (до 5%), зернистого и тонкораспыленного магнетита (до 2%). Изредка встречаются метелковидные агрегаты актинолита (до 4%), короткопризма-

тические мелкие (до 0,2 мм), кристаллики берилла (до 1%), единичные зерна сфена, висмутина, флюорита, игольчатые рутил и апатит, широко столбчатые кристаллы и неправильные зерна эпидота, цоизита и клиноцоизита, бурые пятна лимонита и кристаллики ортита. Участками в кварце (в полостях) присутствуют опал и кварцин. Очень редко встречаются вытянутые зерна ильменорутила с плеохроизмом: по N_e — коричнево-желтый, по N_o — зеленоватый с слабым синеватым оттенком. Наблюдались все стадии перехода от чистого ильменита до чистого рутила.

В массиве Котансу по преобладающей акцессорной минерализации выделены следующие кварцевые жилы: флюоритовые, берилл-мусковит-флюоритовые, молибденитовые, мусковит-топаз-берилловые и берилл-мусковит-альбитовые. Интересны очень своеобразные кварцевые жилы, встреченные в 1,8 км северо-западнее пос. Каинсай (Аниховский массив), где они имеют мощность до 3 м и меридиональную ориентировку. Внешне — это мелкозернистые черные, зеленовато-черные, реже светло-зеленые плотные породы. В шлифах хорошо видно, что они состоят из крупных давленных зерен кварца, содержащих многочисленные включения идиоморфных чешуек хлорита и редкие зерна кальцита, апатита и магнетита. Эти мощные жилы параллельно контактам инъецируются тонкими (5 см) кварц-эпидотовыми жилками, которые ясно различаются благодаря своему травяно-зеленому цвету. На этом фоне выделяются линзочки серого и черного кварца и кристаллы белого кальцита. Под микроскопом в этих жилках различается ряд зон; с периферии они состоят из кварц-кальцит-эпидотового агрегата с небольшим количеством хлорита. Все минералы (кроме кварца) отличаются идиоморфизмом и четко выраженной линейной ориентировкой. Последняя субпараллельна контакту, вдоль которого происходили мелкие подвижки. Это хорошо заметно по расположению рудной пыли и кварца, образующей микроптитгматитоподобную структуру. Дальше от контакта в жилках особенно много кальцита и эпидота, вытесняющих кварц, причем для этих минералов характерна скелетная форма кристаллов. Однако местами кварц доминирует, образуя сильно вытянутые линзы. Видимо, подобного типа жилы отмечают зону интенсивного дробления пород.

В некоторых жилах Суундукского, Адамовского, Аниховского и Котансуйского массивов встречаются две генерации кварца, различные по времени образования и макроскопически хорошо отличающиеся по цвету. Первая генерация, более высо-

котемпературная, слагает участки темно-серого цвета, к которым нередко приурочены сульфидная минерализация, золото, шеелит, турмалин. Вторая — низкотемпературная — имеет сахаровидный облик, безрудная и распространена значительно меньше. На первую генерацию кварца приходится большая часть массы жил, вторая имеет подчиненное значение.

Чистые жилы первой генерации имеют наибольшие мощности. Многие из них разорваны на несколько частей, которые иногда перемещены относительно друг друга на несколько десятков метров с сохранением или нарушением простирации. Реже наблюдаются плавные повороты без дробления. Так, юго-западнее пос. Алгабаз (Джабыгасайский массив) некоторые жилы постепенно меняют свое простираие с 280 до 320°. На их отпрепарированных выветриванием стенках (благодаря чему жилы возвышаются на 1—1,5 м в виде забора над окружающими породами) видны глубокие вертикальные борозды скольжения — следы мощных подвижек.

Мелкие кварцевые прожилки, толщиной в несколько сантиметров, встречаются чаще мощных жил. Ими иссечены буквально все описанные ранее породы. Они содержат значительную примесь эпидота, количество которого местами становится настолько велико, что жила из эпидот-кварцевой переходит в кварц-эпидотовую и даже эпидотовую. Большинство их относится ко второй генерации. Они пересекают не только пегматиты, но и разрывающие их зоны дробления и милонитизации. Иногда они многократно изгибаются по простираию или заполняют кулисообразные трещины разрыва.

Кварцевые жилы часто используют древние трещины, выполненные пегматитами, аплитами и другими жильными породами I этапа, располагаясь параллельно их зальбандам или с пересечением под разными углами.

Спектральными анализами обнаружена примесь бериллия, ванадия, меди, свинца, циркония, стронция, марганца, молибдена, титана, алюминия, церия, кобальта и никеля.

Заканчивая рассмотрение жильных гранитов, можно в качестве итога сказать следующее:

1. Данные породы по возрасту близки к дополнительным интрузиям. Аналогично последним они несколько богаче кварцем и калиевыми полевыми шпатами (чем граниты главной интрузивной фазы), что позволяет рассматривать их как продукты дифференциации.

2. Разнообразие составов и пространственной ориентировки

в одном массиве дает основание предположить, что жильные граниты разновозрастны и образовались из очагов, расположенных на разных глубинах. Отсутствие на контакте зон закаливания говорит о том, что их внедрение и затвердевание осуществлялось до полного остывания интрузивов.

3. Породы одного состава во всех массивах имеют идентичный внешний облик, структуру и ориентировку в пространстве. Степень развития пород различного состава различна, что, очевидно, находится в связи с неодинаковой интенсивностью тектонических движений во время их формирования.

4. Для жильных гранитов типична неравномерность распределения внутри интрузивов. Они концентрируются преимущественно в участках штокверковой трещиноватости. За пределы массива жилы и дайки выходят редко и только со стороны пологого контакта, а также в тех случаях, когда недалеко располагается сателлит и между ним и главным массивом можно предполагать неглубокое погружение кровли.

5. Характерными свойствами жильных гранитов являются постоянно лейкократовый облик, устойчивый количественно-минеральный состав, более кислый, чем в материнских гранитах, плагиоклаз. Мелкая зернистость пород, неполная раскристаллизованность, присутствие ортоклаза указывают на относительно быструю кристаллизацию и бедность расплава легкими компонентами. Степень упорядоченности структуры решеток калиевых полевых шпатов в них меньшая, чем в гранитах главной интрузивной фазы и сопоставима с породами эндоконтакта.

6. Указанные признаки и характерная ассоциация акцессорных минералов (монацит, ортит, циркон, апатит, топаз) являются доказательством генетической связи данных пород с гранитами главной интрузивной фазы.

7. Интересно также отметить наличие флюидальных структур, отражающих движение магмы и смену структур, вкрест простирания в мощных дайках, говорящую о разной скорости кристаллизации.

8. Наличие микропегматита, занимающего значительные объемы, указывает на достижение расплавом эвтектического состава задолго до окончания кристаллизации, а порфиновые вкрапленники полевых шпатов и кварца следует рассматривать как надэвтектические выделения.

После окончания формирования жильных гранитов широкое развитие получает гидротермальный этап, представленный обильными кварцевыми жилами нескольких генераций.

В заключение важно заметить, что многие из указанных выше особенностей, присущие жильным гранитам Орского Зауралья, характерны, по данным О. С. Полквой и С. В. Ефремовой (Коптев-Дворников и др., 1960б, 1962), соответствующим образованиям, сопровождающим гранитоиды Центрального Казахстана. Данное обстоятельство, по-видимому, отражает общую закономерность регионального плана.

ПОРОДЫ II ЭТАПА

К жильным породам II этапа относятся дайки и жилы микрогранодиорит-порфиров, малхитов, керсантитов, спессартинов, габбро-сиенитов, диабазов и горнблендитов, перечисленных здесь в возрастном порядке, который установлен по наблюдениям над их взаимными пересечениями.

Геологическое положение данных пород определяется их интрузивными отношениями с кварцевыми жилами, завершающими развитие жильных пород I этапа. Эта особенность хорошо выдерживается во всех массивах.

Жильные породы II этапа наблюдаются чрезвычайно редко. Частота их встречаемости по отношению к дайкам кислых пород колеблется примерно от 1 : 200 до 1 : 350. В их распределении по зонам массивов какой-либо закономерности не установлено.

МИКРОГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРЫ

Микрогранодиорит-порфиры пользуются наибольшим распространением в северной части Адамовского интрузива (11 даек), где они ориентированы по азимутам 65° , 272° и 360° . В остальных массивах микрогранодиорит-порфиры зафиксированы в количестве одной-двух жил.

Мощности жил и даек варьируют от 0,3 до 15 м, а длина по простиранию — от 45 до 230 м. Падение постоянно крутое (65° — 80°). Выход во вмещающие породы с пересечением линии контакта массива не был отмечен ни одного раза. Элементы залегания пород хорошо выдержаны, крайне редкие нарушения со смещением наблюдаются только при пересечении их более поздними жильными породами этого же этапа. В экзоконтактах часто присутствует маломощная (до 1—2 см) зона закалки, а в эндоконтактах — быстро охлажденная зона, от-

личающаяся тонкой зернистостью; она имеет мощность до 8—10 см.

По внешнему облику микрогранодиорит-порфиры отличаются от пород I этапа большей меланократовостью. Они окрашены в серый, темно-серый или буровато-серый цвет. Еще одним отличием является то, что в них нередко можно увидеть такситовое сложение: на фоне равномерно зернистой и однородно окрашенной плотной массы выделяются более темные или, наоборот, осветленные участки с крупнозернистым или афанитовым строением. Эти участки имеют неправильные или удлиненные параллельно контактам линзовидные формы размером до 0,2 м по длинной оси.

Порфировое строение пород макроскопически устанавливается не всегда, и они кажутся равномерно зернистыми. При исследовании под микроскопом видно, что породы сложены вкрапленниками и основной мелкозернистой массой.

Вкрапленники представлены андезином в виде табличатых кристаллов или ксеноморфных зерен размером до 1—2 мм с 32—36% анортитовой составляющей. При сильном замещении вторичными минералами (эпидотом, цоизитом, мусковитом, серицитом) основность снижается до олигоклаза № 18—27. В некоторых случаях длинные оси вкрапленников ориентированы параллельно контактам даек и плавно обтекают более темные или осветленные участки пород. Последние, по-видимому, являются сильно переработанными ксенолитами, так как плагиоклаз в них более основной (№ 30—44), а цветной минерал — почти нацело амфиболизированный пироксен, или биотитизированный и эпидотизированный амфибол. К этим минералам примешиваются небольшие количества ксеноморфных микроклина и кварца, выполняющих интерстиции. Осветленные участки сложены кварцем и микроклином с подчиненным количеством биотита или мусковита с редкими реликтами роговой обманки и, вероятно, они представляют пример более глубокого изменения первичной породы.

О том, что эти инородные включения являются ксенолитами, говорят случаи обтекания их фенокристами, параллельность их длинных осей зальбандам даек, особенности строения и состава, сильно напоминающие описанные выше особенности гибридных образований.

Основная мелкозернистая (до 0,2 мм) масса состоит из гипидиоморфных зерен плагиоклаза (50—60%), несколько более кислого, чем вкрапленники, состава (№ 26—33), ксеноморфных зерен кварца (9—16%), микроклина (6—11%) и роговой

обманки или биотита (14—21%). В небольших количествах присутствует микропегматит, сложенный кварцем и калиевым полевым шпатом.

Акцессорные минералы — сфен, ильменит, рутил, апатит, циркон — рассеяны по породе в виде единичных зерен.

В некоторых микрогранодиорит-порфирах (массивы Котансу, Аниховский) в основной микрозернистой массе широко развиваются вторичные изменения: хлоритизация, эпидотизация и биотитизация роговой обманки, мусковитизация или хлоритизация биотита, каолинизация микроклина, замещение плагиоклаза серицитом.

Химический состав пород указывает на определенную близость к гранитам: характерно повышенное содержание щелочей и глинозема. По данным спектрального анализа, в породах присутствуют: бериллий, цирконий, свинец, медь, тантал, лантан, иттрий, церий.

Структура пород порфировая. Строеие основной массы микрогранитовое.

МАЛХИТЫ

Малхиты встречаются среди амфиболовых плагиогранитов в районе юго-западного эндоконтакта Аниховского массива в виде крутопадающих (70°) на юго-восток жил длиной до 100 м и мощностью 0,1—0,2 м. На протяжении в 20—50 м жилы изменяют азимуты простирання с 0° до 45°. У пос. Бостыбай отмечено пересечение малхитом дайки гранодиорит-порфира с небольшим (0,3 м) сдвигом. В этом же районе зафиксирована дайка керсантита, секущая малхит. Таким образом, возрастное положение последних устанавливается достаточно определенно.

Сложение жил однородное, массивное, без полосчатости и мелкозернистых закаленных оторочек. На всю мощность жил сохраняется равномерно среднезернистое (0,8—1,2 мм) строение. Породы имеют темно-серую окраску с буроватым или зеленоватым оттенками.

Роль главных породообразующих минералов выполняют плагиоклазы (55—60%) и амфибол (35—40%), к которым местами присоединяется мелкозернистый кварц в количестве до 5—7%.

Плагиоклазы — олигоклаз (№ 26—28) и андезин (№ 32—35) — характеризуются таблитчатой или лейстовидной формой. Их идиоморфные кристаллы почти нацело закрыты плот-

ным микрочешуйчатым агрегатом серицита с примесью цидозита.

Амфибол, судя по редким реликтам, был представлен роговой обманкой, интенсивно замещенной хлоритом с микрозернистым эпидотом. Контуры ее зерен в местах стыка с плагиоклазом дают представление о некоторой зависимости от формы его граней, благодаря чему можно говорить о несколько более поздней кристаллизации амфибола. Однако довольно часто наблюдается и равная степень идиоморфизма этих минералов, что свидетельствует об одновременности их выделения.

Кварц в виде мелких (до 0,5 мм) ксеноморфных зерен выполняет интерстиции между главными минералами.

До 1—2% от объема пород составляют аксессуарии: магнетит, сфен, апатит, циртолит, которые по внешним признакам ничем не отличаются от ранее описанных. Основная их масса ассоциирует с амфиболом.

По химическому составу (см. приложение) малхиты весьма близки к диоритам. Результаты спектрального анализа показывают присутствие стронция, бария, меди, кобальта, никеля, хрома, ванадия, бериллия, галлия.

Структура пород призматически-зернистая.

КЕРСАНТИТЫ

В сравнении с микрогранодиорит-порфирами и малхитами керсантиты распространены значительно шире и встречаются во всех массивах. Отмечены случаи пересечения ими всех описанных выше жильных пород. Форма залегания керсантитов жильная с изменяющейся ориентировкой простирания, с раздувами и пережимами. Реже встречаются дайки с выдержанными элементами залегания. Наибольшей концентрации керсантиты достигают в южной части Суундукского массива, где выполняют трещины с азимутами простирания 250°, 270°, 280°, 287°. В 1 км к востоку от пос. «Новая Москва» керсантиты прорывают порфировидные граниты и образуют неправильное тело размером 50 × 70 м. От него отходят несколько коротких (5—7 м) жил субширотного простирания.

Средняя мощность жил и даек равна 1—2 м с колебаниями от 0,7 до 15 м. Прослеженная длина варьирует от 50—80 до 300 м. Падение обычно крутое — 60—90°. Одиночные дайки встречаются сравнительно редко. Обычно керсантиты образуют серию сближенных жил или даек, что позволяет предпола-

гать наличие глубинных разломов, использованных ими в качестве подводящих каналов.

Линию контакта массивов керсантиты не пересекают. Но во вмещающих граниты осадочных и метаморфических образованиях в удалении на 1—2 мм от массивов они встречаются довольно часто.

Внедрение керсантитов иногда сопровождается появлением во вмещающих породах маломощной (1—3 см) зоны, отличающейся повышенной плотностью. В эндоконтактах керсантитов тонкозернистую оторочку можно и не заметить, так как она наблюдается редко и мощность ее измеряется долями сантиметра.

В разгнейсованных приконтактовых зонах массивов эти породы располагаются вкрест гнейсоватости и имеют ясно заметные линии течения, ориентированные иначе, чем гнейсоватость. На основании наблюдений над взаимными пересечениями установлено, что керсантиты моложе малхитов и древнее спессартитов.

Породы мелкозернистые, имеют серую окраску с зеленоватым оттенком, выглядят однородными, массивными. Линейность и такситовое сложение наблюдается редко. Под микроскопом легко устанавливается неравномернозернистое строение: присутствие вкрапленников и мелкозернистой основной массы. Переходы по размерам между ними постепенные или резкие.

Вкрапленники размером от 0,5 до 3 мм составляют до 7% от объема породы и представлены олигоклазом № 25—28 или андезином № 34—38. В некоторых дайках присутствуют и олигоклаз и андезин одновременно. Форма зерен — удлиненные лейсты с отношением длины к ширине от 3 : 1 до 5 : 1 с простым двойникованием и таблитчатые кристаллы зонального или полисинтетического строения. Зональность минерала нормальная: наблюдается уменьшение содержания анортитовой составляющей от центральных зон (№ 34—37) к периферийным (№ 22—26).

В качестве вкрапленников присутствует и биотит, окрашенный в густо-коричневый цвет. Плеохроизм по N_q — темно-коричневый, почти черный; по N_p — светло-коричневый или желтовато-коричневый; $n_q' \pm 1,692—1,694$; $n_p' = 1,578—1,592$. Форма зерен удлиненно-таблитчатая с закругленными краями.

Вкрапленники плагиоклаза и биотита часто образуют гломеропорфиновые скопления и линейную ориентировку, параллельную зальбандам жил. Количественные соотношения меж-

ду вкрапленниками плагиоклаза и биотита примерно равные — 1 : 1. Иногда фенокристаллы отсутствуют и порода приобретает афировое строение.

Основная мелкозернистая (до 0,4 мм) масса сложена гипидиоморфными или ксеноморфными зернами олигоклаза № 20—24 в количестве от 20 до 65%, ксеноморфными чешуйками биотита (30—43%) и неправильными зернами кварца (5—12%), заполняющими интерстиции. В некоторых шлифах можно подметить флюидальное строение основной массы, получающееся в результате однообразной ориентировки плагиоклаза и биотита. В ряде образцов установлено присутствие микропегматита (плагиоклаз-кварц), который образует неправильные выделения в основной массе или тонкой каймой обрастает вкрапленники плагиоклаза.

Из акцессорных минералов встречаются ассоциирующие с биотитом сфен, магнетит, пирит, апатит, составляющие иногда до 4—5% от объема породы.

Вторичные изменения проявляются в керсантитах разных массивов (и даже в пределах одного массива) с различной интенсивностью. Наиболее глубокие преобразования фиксируются в керсантитах Суундукского массива. Здесь они выражаются в сильном замещении плагиоклаза тонкозернистым агрегатом эпидота, цоизита, серицита. В некоторых жилах отмечена альбитизация и микроклинизация. Биотит подвергается хлоритизации с выделением сфена.

Указанное выше такситовое сложение, отмечаемое в редких жилах, макроскопически выглядит как пятнистость: среди серой мелкозернистой массы беспорядочно располагаются более темноокрашенные шшироподобные выделения неправильной формы размером до 0,1—0,15 м. Под микроскопом видно, что они сложены довольно плотным разноморфным агрегатом, представленным биотитом с подчиненным количеством плагиоклаза, примесью кварца и высоким (до 5%) содержанием апатита. Плагиоклаз нередко имеет более основной состав, чем плагиоклаз микрозернистой массы. В этих выделениях закономерная ориентировка минералов не наблюдается. Контуры таких выделений иногда четкие, резкие, но чаще расплывчатые. Происхождение их может быть, по-видимому, двояким. В одних случаях можно предполагать сегрегационное образование в результате газового переноса (apatит). В других случаях (когда количество апатита заметно снижается и присутствует более основной плагиоклаз) можно думать, что это сильно переработанный ксенолит глубинной породы.

По химическому составу керсантиты ближе всего подходят к диоритам, отличаясь от них несколько большим содержанием щелочей (главным образом — калия) и меньшим параметром s . Спектральным анализом в керсантитах установлен комплекс элементов-примесей, характерных как для кислых (Be, Zr, Ga), так и для основных (V, Cu, Cr, Ni) пород.

Структура пород порфировая с аллотриморфнозернистым, флюидалным или гипидиоморфнозернистым строением основной массы, в которой довольно четко выступает более выдержанный идиоморфизм плагиоклаза по отношению к биотиту. Наиболее ксеноморфным минералом является кварц. Последний не только выполняет интерстиции, но и корродирует плагиоклаз и по трещинам спайности проникает в биотит.

СПЕССАРТИТЫ

Среди жильных пород II этапа спессартиты пользуются несколько более широким развитием, чем керсантиты. Они встречены во всех массивах, где концентрируются в краевых зонах вместе с другими жильными образованиями данного этапа. Видимого пересечения линии контакта спессартитами не наблюдалось, однако на небольшом (0,3—0,6 км) расстоянии от интрузивов их дайки встречаются довольно часто. Спессартиты нередко использовали те же зоны дробления, что и керсантиты. Их жилы и дайки располагаются параллельно последним или под острым углом к ним с явлениями пересечения, со сдвигами амплитудой до 4 м. Это свидетельствует о более позднем формировании спессартитов. В Джабыгасайском массиве в одном случае зафиксировано пересечение спессартита кварцевой жилой. Обратные соотношения наблюдаются несравненно чаще.

Характерно, что во всех массивах наиболее распространенной ориентировкой в пространстве является субмеридиональная (10° , 20° , 340°), с постоянно крутыми (75° — 85°) углами падения на восток или запад. Реже встречаются дайки, простирающиеся по азимутам 0° , 270° , 310° и 60° .

Мощность жил 0,6—1,5 м, мощность даек 3—9 м, прослеженная длина соответственно 150—320 м. Взаимодействие с вмещающими породами выражается в появлении в последних уплотненной зоны мощностью от долей до единиц сантиметров.

Во внутреннем строении даек влияние контакта иногда сказывается в уменьшении зернистости от центра к зальбандам.

Обычно это равномерно мелкозернистые, реже порфировидные породы с плотным массивным сложением, окрашенные в серый и темно-серый цвета с зеленоватым оттенком. В некоторых жилах видны охристо-бурые пятна вокруг выщелоченных кубиков пирита.

Интересной особенностью спессартитов массива Котансу является лейкократовый облик, хотя состав их не отличается от аналогичных пород других массивов.

Исследование под микроскопом показывает, что породы биминеральны и сложены плагиоклазом и роговой обманкой примерно в равных количествах. В некоторых дайках плагиоклаз незначительно или заметно (до 65%) преобладает. Оба минерала образуют вкрапленники и входят в состав основной массы при порфировой структуре.

Плагиоклаз присутствует в виде несколько вытянутых табличек с прямолинейными или слегка корродированными гранями. Размер их 0,2—4 мм. Минерал относится к андезину № 34—40. Часть крупных кристаллов, закрытых плотным серицит-эпидот-цоизитовым агрегатом, вероятно, имела более основной состав. При интенсивном замещении плагиоклаз утрачивает идиоморфные очертания.

Роговая обманка образует короткотаблитчатые или слегка удлинённые правильные кристаллы размером 0,8—1,5 мм. Она представлена обыкновенной разностью с плеохроизмом от буровато-зеленоватого (N_p) до темного буро-зеленого (N_g), с $c : N_q = 12—16^\circ$, $2V = -70—80^\circ$ и гораздо более редко встречающимся игольчатой формы амфиболом голубовато-зеленого цвета с слабым плеохроизмом, с $N_q = 8^\circ$, $2V = -65^\circ$. Эта разновидность, возможно, несколько обогащена натрием. По обыкновенной роговой обманке интенсивно развивается хлорит, реже — актинолит и эпидот. Полушелочной амфибол замещается биотитом или тремолитом.

В породах довольно часто фиксируется небольшое (1,5—3%) количество кварца в виде ксеноморфных зерен, заполняющих интерстиции.

Аксессуары — сфен, магнетит, пирит, ильменит, апатит, редко циркон и гранат — занимают (в сумме) до 2% объема породы.

В химическом отношении для спессартитов типично невысокое содержание кремнезема и щелочных металлов и повышенное количество титана, кальция, магния, железа, что приближает их к дибазам.

Из элементов-примесей в этих породах присутствуют V, Co,

Ni, Cu, Ce, Ta, La, V, Zr, Pb, Sr. Причем в породах одних даек устанавливается резкое преобладание комплекса элементов, характерного для основных пород, в других — для кислых.

По структурным особенностям среди этих пород можно выделить порфиоровые и афировые разности с призматически-зернистым или аллотриоморфнозернистым строением.

ГАББРО-СИЕНИТЫ

В 1,4 км юго-восточнее 2-го отделения совхоза «Профинтерн» (массив Котансу) среди порфиоровидных гранитов встречена дайка, сложенная крупнозернистой темно-зеленого цвета породой. Дайка сечет кварцевую жилу. С жильными породами второго этапа ее отношения не выяснены; мощность дайки 5 м, длина — 200 м, простирание 346° , падение восточное под углом в 74° .

В ее составе преобладают роговая обманка (54%) и плагиоклаз (26%). В подчиненном количестве присутствуют кварц (12%) и микроклин (8%). Роговая обманка в виде идиоморфных ромбических и призматических кристаллов размером 1—1,5 мм сильно замещена эпидотом. Плеохроизм резкий: от голубовато-зеленого (N_q) до желтовато-зеленоватого (N_p); $2V = -80^\circ$; $c : N_q = 18^\circ$.

Плагиоклаз образует гилидиоморфные таблички с простым и полисинтетическим двойникованием по альбит-эстерельскому закону. Содержание анортитовой составляющей, определенное по углу симметричного угасания, сильно колеблется от 34 до 52%. Размер зерен 0,2—0,3 мм. Минерал корродируется и прорастается микроклином.

Микроклин имеет неправильные формы зерен, размеры которых не превышают 0,8 мм. $2V = -80^\circ$. Кварц-ксеноморфные зерна размером 0,1—0,3 мм с краев корродирует роговую обманку.

Из аксессуарных минералов присутствуют единичные зерна магнетита и апатита.

Структура пород гилидиоморфнозернистая, местами пойкилоподобная. Наибольшей степенью идиоморфизма обладает роговая обманка. Грани ее кристаллов всегда совершенны. Плагиоклаз в местах соприкосновения с роговой обманкой получает зависимые очертания. Особенно хорошо это видно, когда плагиоклаз обрастает ребра роговой обманки.

Кварц и микроклин резко ксеноморфны по отношению к главным минералам. Их контуры зависят от формы контак-

тирующих с ними роговой обманки и плагиоклаза. Линии соприкосновения кварца и микроклина извилисты. В одном шлифе можно встретить примеры «внедрения» кварца в микроклин и обратные соотношения.

Основываясь на приведенных взаимоотношениях породообразующих минералов, можно утверждать, что они выделялись в следующей последовательности: роговая обманка — плагиоклаз — кварц, микроклин.

ДИАБАЗЫ

Крутопадающие жилы (80—90°) и дайки диабазов мощностью до 3 м и прослеженной длиной до 0,4 км описаны в ряде обнажений по рекам Джабыга и Кукпыкты (Джабыгасайский массив), у пос. Аниховка (Аниховский массив) и в центральных частях других интрузивов. Их простираие даже в одном массиве отличается большим разнообразием. Определенной закономерности в распределении не наблюдается. С одинаковой вероятностью их можно встретить и в краевых и в срединных зонах массивов. Но во всех случаях они тяготеют к местам интенсивного дробления гранитов, имеющим линейное протяжение. Очевидно, это может служить указанием на значительную глубину разломов, по которым поднималась магма основного состава.

С различной ориентировкой диабазов в пространстве, видимо, находится в связи и их геологическое положение: в Джабыгасайском массиве они моложе рассекаемых ими спессартитов, в массиве Котансу — моложе керсантитов. В Суундукском массиве присутствуют дайки диабазов разного возраста, что устанавливается по пересечениям их с малхитами, керсантитами и спессартитами. Однако большинство даек является самыми поздними жильными породами II этапа.

За пределами массивов дайки диабазов встречаются довольно часто, но для суждения о генетической связи их с диабазами внутри гранитов нет достаточно убедительных критериев.

Граниты, вмещающие дайки диабазов, не несут видимых следов воздействия. Но сами диабазы приобретают тонкую (до 1 см) приконтактовую оторочку афанитового строения.

Породы имеют тонко- и мелкозернистую структуру, темно-серую, почти черную окраску с буроватым или зеленоватым оттенками. В их составе главную роль играют роговая обманка (55—60%) и плагиоклаз (45—40%).

Роговая обманка в виде кристаллов ромбической и шестоватой формы и неправильных зерен имеет размеры 0,2—0,4 мм. Отдельные индивиды, выполняющие роль вкрапленников, достигают размеров в 1—2 мм. Цвет ее зеленый, с плеохроизмом от светло-зеленого, желтоватого (N_p) до густо-зеленого (N_q). $2V = -72^\circ$, $c : N_q = 18^\circ$. В некоторых дайках отмечен синеватый амфибол с $2V = -55-65^\circ$ и $c : N_q = 6-7^\circ$. Роговая обманка с различной степенью интенсивности замещается актинолитом, хлоритом или биотитом.

Плагиоклаз — лейстовидной, редко — широкотаблитчатой формы относится к ряду андезин-лабрадора № 47—56. Его редкие вкрапленники имеют размеры от 1,2 до 2,5 мм. Обычные же размеры не превышают 0,2—0,5 мм. Минерал бывает сильно серицитизирован или закрыт плотным агрегатом цоизита. Акцессорные минералы представлены рудными и единичными зернами сфена. Трещины и пустотки в породе заполнены кварцем в ассоциации с хлоритом и пренитом.

Степень идиоморфизма плагиоклаза и роговой обманки примерно одинакова, однако разные количественные соотношения между ними в различных образцах и различные размеры обуславливают появление то диабазовой, то долеритовой, то панидиоморфнозернистой структуры.

По химическому составу описанные диабазы близки к диабазу Дели, отличаясь от него повышенным содержанием калия.

Спектральный анализ показал наличие примеси V, Ni, Co, Cu, Ga, Sr, Pb.

ГОРНБЛЕНДИТЫ

В юго-западной части массива Котансу, среди порфировидных гранитов обнаружена мощная (6 м) дайка мелкозернистых, зеленовато-черного цвета пород, определенных как горнблендиты.

Они на 85% состоят из полущелочного амфибола синевато-зеленого цвета с $c : N_q = 6-9^\circ$, $2V = 60^\circ$, с слабовыраженным плеохроизмом и изменением интенсивности окраски. Форма зерен шестоватая, ромбическая, игольчатая. Размер до 0,8 мм.

В интерстициях между зернами амфибола располагаются мелкие (до 0,3 мм) изометричные зерна лабрадора (10%), содержащего 62% анортитовой составляющей. Вместе с ним в количестве до 5% присутствует сфен, единичные зерна апатита и рудного минерала.

В горнблендите широко развиты эпимагматические процессы: окварцевание (по трещинкам), хлоритизация амфибола, эпидотизация и цоизитизация плагиоклаза.

Спектральным анализом установлено наличие V, Ni, Co, Cu, Pb.

* *
* *

Обобщая результаты петрографического изучения жильных пород II этапа, необходимо сделать следующее заключение:

1. Жильные породы II этапа, сопровождающие герцинские гранитоиды Орского Зауралья, представлены в основном лампрофирами. Принадлежность к данному этапу устанавливается по пересечениям ими кварцевых жил.

2. По распространению лампрофиры значительно уступают жильным породам первого этапа, но отличаются большим разнообразием состава. Их дайки обладают меньшей мощностью и протяженностью. В распределении не наблюдается такой тесной связи с зонами эндоконтакта, как у жильных гранитов.

3. Внедрение лампрофиров, как и других жильных пород, тесно связано с тектоническими движениями. Их формирование было длительным и прерывистым. Между инъекциями различных по времени лампрофиров существовали значительные перерывы. Об этом говорит неодинаковый состав пересекающихся жил и разнообразная ориентировка в пространстве, обязанная появлению несколько иного структурного плана.

4. Внутри лампрофировой серии достаточно хорошо выдерживается закономерность, выражающаяся в повышении основности к конечным ее членам. Это, по-видимому, следует связывать с появлением более поздних лампрофиров из более глубоких зон, т. е. с существованием различных очагов на разных глубинах. О связи лампрофиров с глубокими очагами говорит приуроченность их к региональным зонам дробления и появление в центральных частях массивов.

5. Кроме перечисленных признаков, для лампрофиров характерны еще и следующие особенности: меланократовый облик, полнокристаллическое строение, отсутствие радиально лучистых и витрофировых структур, наличие зон закалки во вмещающих породах и афанитовой корочки в эндоконтактах при отсутствии химического воздействия, независимость состава

ва от состава боковых образований и, наконец, нередко наблюдающееся неоднородное сложение, что объясняется возможным присутствием в них переработанных ксенолитов глубинных пород.

6. Кристаллизация лампрофиров осуществлялась относительно быстро в условиях пониженного содержания летучих компонентов. Это подтверждается наличием векториальных форм кристаллов, мелкой зернистости и слабым развитием аксессуариев.

По вопросу происхождения лампрофиров единая точка зрения до сих пор не выработана. Нет и общепринятых критериев, которые могли бы использоваться при решении данной проблемы.

Существующие представления сводятся к трем основным гипотезам. По одной из них (Левинсон-Лессинг, 1905; Азизбеков, Раджабов, 1949; Бабаходжаев, 1956 и др.) лампрофиры являются дифференциатами гранитов, с которыми имеют пространственную связь. Иными словами, названные исследователи развивают гипотезу расщепления гранитной магмы на две ветви: аплитовую и лампрофировую.

Согласно второй точки зрения (Бородаевский, 1944; Баратов, 1955 и др.) расплавы, давшие начало лампрофирам, поступали из самостоятельных глубинных очагов, не связанных с очагами гранитной магмы.

Находящиеся в большинстве представители третьего направления (Заварицкий, 1935; Куплетский, 1944; Полквой, 1950; Абдуллаев, 1954б; Коптев-Дворников, 1955; Бородаевская и Шмидт, 1956; Гапеева, 1960) считают, что лампрофиры суть гибридные образования, их вещественный состав является «результатом совокупного действия ассимиляции, гибридного и дифференциации, происходящих в корневой системе интрузивов» (Коптев-Дворников и др., 1962).

Отмеченные выше факты присутствия несвойственных нормальным породам минеральных ассоциаций (кварц и лабрадор, кварц и пироксен, микроклин и лабрадор, полущелочная роговая обманка), явления альбитизации, неоднородность пород, пониженное содержание кремнезема при повышенном содержании калия, присутствие аксессуарных минералов и элементов, свойственных как основным, так и кислым породам и, наконец, развитие таких пород, как габбро-сиениты — все это позволяет считать, что главная масса лампрофиров является гибридными образованиями. Они возникают в результате взаимодействия остаточных кислых расплавов с вмещающими

породами на уровне корней интрузивов. Можно предположить также и участие в этом процессе явлений гравитационной дифференциации.

Из этого следует важный вывод о длительности развития процессов гибридизма, прослеживающихся от начальных этапов формирования интрузивов (диориты) и кончая завершающими их продуктами (лампрофиры). Необходимо также сказать, что для части жильных пород II этапа, отличающихся специфическими признаками основных и ультраосновных пород («чистые» диабазы, горнблендиты), можно допустить образование из самостоятельных очагов, не связанных с гранитной магмой. Эти породы являются, по-видимому, самостоятельными малыми интрузиями (Шипулин, 1957, 1968).

ГЛАВА V

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ГРАНИТОИДОВ

Химическими анализами охарактеризованы гранитоиды всех массивов. Результаты пересчетов нанесены на сводную диаграмму, построенную по методу А. Н. Заварицкого (рис. 52). Рассмотрение диаграммы позволяет наметить некоторые закономерности в развитии химизма во времени.

Наиболее характерной чертой химизма гранитоидов Орского Зауралья является общность свойств, выражающаяся в том, что по известной классификации А. Н. Заварицкого подавляющее их большинство относится к пересыщенным кремнекислотой породам (класс 2, $45 > Q > 15$), обогащенным глиноземом, с высоким содержанием железо-магнезиальных окислов, умеренно богатых щелочами ($8 > a : c > 4$) и с преобладанием (за редкими исключениями) натрия над калием. Однако при сходстве указанных свойств отдельные группы пород имеют специфические, только им присущие петрохимические особенности.

Гибридные породы. Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты образуют поле с широким диапазоном колебаний основных числовых характеристик: $a = 8,4 - 13,6$; $b = 7,8 - 19,6$; $c = 0,0 - 9,5$. В этой группе пород наиболее выдержанным является отношение Na/K , которое всегда значительно больше единицы, и преобладание железа над магнием ($f' \gg m'$).

Векторы диоритов и кварцевых диоритов в соответствии с наименьшим количеством SiO_2 располагаются в нижней части диаграммы. Разнообразие процессов гибридизма наложило определенный отпечаток на особенности химизма данных образований. Это находит отражение в том, что среди них можно встретить представителей нормального ряда и пересыщенных глиноземом, принадлежащих ко второму (по А. Н. Зава-

рицкому) классу — пересыщенных SiO_2 пород (суундукские диориты) — и к четвертому и пятому классам ($6 > Q > 6$ и $-6 > Q > -15$ соответственно) — адамовские и джабыгасайские диориты. Не менее резкими колебаниями в содержании SiO_2 отличаются и кварцевые диориты. Все эти породы относительно обогащены магниезией, что фиксируется в длине векторов ($m \geq a'$ или $m' \gg c'$). Анортитовая составляющая в плагиоклазах c в сравнении с другими гранитоидами достигает максимальных значений.

При сопоставлении этих пород с соответствующими аналогами по Дэли видно, что они значительно отличаются по большинству параметров. И лишь отношение a/c является более или менее сопоставимым.

Гранодиориты всех массивов показывают большее постоянство химического состава. Кроме части гранодиоритов Джабыгасайского массива, они относятся ко второму классу — пересыщенных SiO_2 пород. Причем по параметру Q наиболее близкими к гранодиоритам Дэли являются породы Адамовского интрузива. Для них типично обогащение глиноземом, ведущая роль натрия в сумме щелочных металлов ($n > 50$), большая меланократовость, чем гранодиоритов Дэли. По отношению a/c они попадают в четвертую, пятую и шестую группы второго класса А. Н. Заварицкого, т. е. умеренно богатых, бедных и очень бедных щелочами пород, что, несомненно, является указанием на их гибридное происхождение и (в то же время) на ослабление роли процессов гибридизма в их формировании в сравнении со значением этих процессов для диоритов и кварцевых диоритов.

Плагиигранитам чаще, чем другим гибридным образованиям, свойственны значительные вариации в содержании фемической составляющей. Одни породы (плагииграниты Адамовского интрузива) по меланократовости параллелизуются с гранодиоритами Дэли. Другие отвечают его диоритам или кварцевым диоритам. За очень редкими исключениями (вектор 32) для них обычно обогащение глиноземом ($a' \gg m'$), значительно превышающее нормальное; резкое преобладание натрия над калием и невысокая общая щелочность (часто ниже, чем у диоритов).

Значение явлений гибридизма в образовании данных пород проявляется, кроме вариаций меланократовости, еще и в значительных колебаниях отношения a/c и параметра Q , по которому они относятся ко второму и (в небольшой части) к первому классу пород классификации А. Н. Заварицкого. По

отношению a/c плагииграниты попадают в группы очень бедных, бедных, умеренно богатых и даже богатых щелочами пород (6, 5, 4 и 3-я группы соответственно). Особенно повышенной щелочностью отличаются плагииграниты массива Контансу ($a/c=5,9-10,6$).

Гибридное происхождение диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиигранитов особенно наглядно проявляется в поведении дополнительных параметров (f' , m' , c') на предлагаемой диаграмме (фиг. 53). Диаграмма представляет собой равносторонний треугольник, углы которого отвечают 100% того параметра, против которого он обозначен. Стороны разбиты на десять равных отрезков по 10% в каждом. Имея три значения параметров какой-либо породы, легко получить одну точку, совмещающую в себе всю дополнительную характеристику, так как $f' + m' + c' (a') = 100\%$.

Породы, нормативные точки которых концентрируются

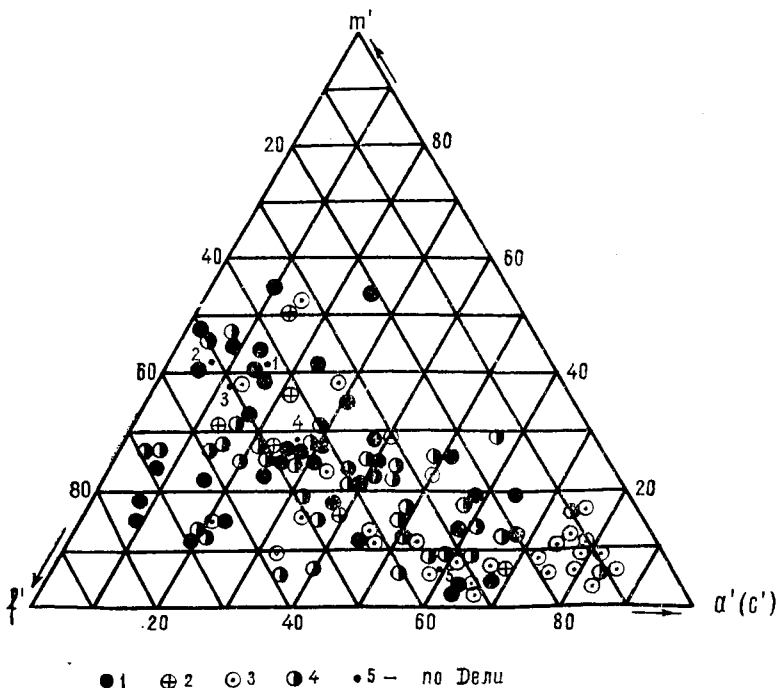


Рис. 53. Диаграмма дополнительных параметров гранитоидов. Условные обозначения: 1 — гибридные породы; 2 — адамеллиты; 3 — порфировидные граниты; 4 — граниты дополнительных интрузивов (дифференциаты); 5 — по Дзели.

вблизи угла a' , соответствуют пересыщенным глиноземом, образующие скопление у угла m' — обогащенным магнием, f' — железом (на векторной диаграмме А. Н. Заварицкого у пород, обогащенных глиноземом, роль железа оказывается завуалированной).

На этой диаграмме видно, что гибридные породы в своем большинстве тяготеют к стороне $f'm'$ и главным образом к углу f' , что свидетельствует о преобладании железа среди феррических компонентов ($f' > m'$). Меньшая часть гибридных пород занимает среднюю часть диаграммы, ближе к стороне $f'a'$ или располагается вблизи угла a' . Эти породы, представленные преимущественно плагиогранитами, являются связующим звеном между диоритами и порфиридовидными гранитами.

Главной чертой, характеризующей процессы гибридизма, является обогащение образующихся при этом пород кальцием, магнием, железом и алюминием. Особенно следует подчеркнуть неравномерность этого обогащения, приводящего к появлению пестрой гаммы гибридных образований даже в одном массиве.

Адамеллиты. Анализ векторной диаграммы показывает, что адамеллиты, в общем, имеют более щелочной и кислый состав, чем диориты и гранодиориты. В них меньше феррической v и анортитовой s составляющих. По основной числовой характеристике они в той или иной мере сопоставляются с гранодиоритами и кварцевыми диоритами Дэли. По дополнительным параметрам (см. рис. 53) адамеллиты тяготеют к диоритам, имея одновременно переходные разности к нормальным гранитам. Параметр Q этих пород колеблется от 29,9 до 13,3 (второй и третий классы А. Н. Заварицкого). Отношение a/c , за исключением одного случая (34,2), варьирует в пределах 1,5—3,8, близко подходя к соответствующему отношению у кварцевых диоритов и гранодиоритов. Все эти признаки, по-видимому, следует рассматривать как указание на то, что в формировании адамеллитов продолжали играть существенную роль явления гибридизма.

Порфиридовидные граниты. На векторной диаграмме породы главных интрузивных фаз разных массивов дают компактный «рой» точек, из которого выпадают только два анализа гранитов Адамовского массива (векторы 39 и 42). Остальные 24 анализа характеризуют эти граниты как сильно пересыщенные глиноземом ($a' > f' + m'$), относящиеся по параметру Q ко второму, редко — первому классу пород А. Н. Заварицкого.

Наиболее выдержанными в этом смысле являются граниты Аниховского массива, у которых $Q=28,1-30,7$. Значения отношения a/c укладываются в пределах 3 и 4-й групп (4,3—18,5), поднимаясь в отдельных случаях до 68,0 (массив Котансу).

Некоторые образцы (Суундукский массив, вектор 8; Адамовский массив, вектор 40) показывают повышенное количество магнезии ($m' > a'$). В порфириовидных гранитах основные характеристики, кроме параметра b , колеблются незначительно. Центр тяжести «роя» точек данных пород смещается выше и правее, что говорит о повышении кислотности и щелочности и уменьшении доли железо-магнезиальных окислов (в сравнении с более ранними гранитоидами). Выполаживание векторов и приближение фигуративных точек к оси sb в поле csb свидетельствует о намечающейся тенденции к увеличению роли калия в сумме щелочей и уменьшению количества аноритовой составляющей в плагиоклазах.

Описываемые граниты по своему химизму близки к послекембрийскому граниту Дэли, от которого отличаются лишь несколько повышенной кислотностью.

На диаграмме дополнительных параметров порфириовидные граниты образуют скопление точек вблизи угла a . Единичные же точки довольно равномерно рассеяны по всему полю, встречаясь и среди гибридных пород вдоль стороны $f'm'$.

Основываясь на перечисленных петрохимических особенностях порфириовидных гранитов, можно предположить, что их магма в значительной степени освободилась от влияния гибридизма, гомогенизировалась и предстает уже в почти «чистом» виде, отражающем состав материнского субстрата.

Породы дополнительных интрузивов. Фигуративные точки гранитов дополнительных интрузивов, особенно аляскитов, на диаграмме А. Н. Заварицкого занимают крайнее верхнее правое (в поле asb) положение. Они группируются вблизи аляскита Дэли, образуя менее компактный «рой», чем точки порфириовидных гранитов. Для них типичны наибольшие значения кремнекислотности и общей щелочности и соответственно минимальные содержания фемических компонентов.

Одна треть пород (8 из 24) принадлежит к нормальному ряду ($m' > c'$ или — в двух случаях — $c' > m'$), а не к обогащенному глиноземом, что является отклонением от нормы. Отклонение фиксируется и в заметных колебаниях в содержании

анортитовой составляющей s и в широком разбросе точек на диаграмме дополнительных параметров. Вероятнее всего, это можно объяснить нарушением естественного хода дифференциации в результате неравномерного распределения летучих компонентов.

Характерным признаком дополнительных интрузивов, в основном аляскинтов, служит отношение K/Na , которое в значительном числе случаев больше единицы.

По параметру Q , который у аляскинтов всех массивов колеблется довольно незначительно, породы относятся ко второму, очень редко первому классам А. Н. Заварицкого и очень близки к аляскитам Дэли. Отношение $a/c = 4,2-17,4$ (наиболее выдержанное в Суундукском и Котансуйском интрузивах). Данные аляскиты заметно отличаются от аналогов по Дэли в сторону меньшей щелочности и относятся к третьей и (в меньшей части) к четвертой группе — богатых и умеренно богатых щелочами пород.

Сопоставляя серию дифференциатов с порфиroidными гранитами и ранние дифференциаты (биотитовые мелкозернистые граниты) с поздними (аляскиты), можно заметить главную особенность процесса дифференциации, которая заключается в обогащении конечных членов серии SiO_2 и K и обеднении их кальцием, магнием, железом и (в некоторой степени) алюминием.

Рассматривая эволюцию химизма в ряду диорит-аляскит в целом, следует отметить, что повышение кислотности пород s сопровождается возрастанием общей щелочности a , снижением значения фемической части v и анортитовой составляющей в плагиоклазах c . Несмотря на заметную роль процессов гибридизма в формировании пород первой фазы, приводящих к обогащению магмы магнием, кальцием и железом, и нарушение нормального хода дифференциации, коэффициент агпаитности в указанном ряду неуклонно возрастает. Отсюда можно сделать вывод о том, что пересыщение алюминием является первичной принадлежностью магмы, заимствованной у материнского субстрата, и что диориты и аляскиты в каждом массиве — суть производные одного магматического очага.

При довольно большом разбросе фигуративных точек в правом поле векторной диаграммы соответствующие точки в левом поле образуют полосу, закономерно приближающуюся к линии sb . Это может служить еще одним доказательством коагматического ряда диорит-аляскит, а также указанием на то, что при явлениях гибридизма и дифференциации разно-

образе состава пород контролируется главным образом количеством цветных компонентов и щелочных алюмосиликатов. При постепенном снижении содержания в расплаве кальция количество фемических и щелочных элементов может сильно варьировать, но всегда отношение $a/c > 1$ (в среднем для всех пород $a/c = 7,8$, с отклонениями до 1,5 и 34,2).

Описанные петрохимические особенности и отклонения от нормы находят объяснение в изменении вещественного состава пород. Присутствие андезина и лабрадора в диоритах отражается в наибольшем удалении фигуративных точек от оси sb в поле csb . Высокое содержание цветного компонента и отсутствие кварца обуславливают крайнее нижнее положение точек на векторной диаграмме. С появлением в породах калишпата и кварца (гранодиориты) и соответствующим уменьшением доли фемической части повышается общая щелочность и кислотность пород — фигуративные точки перемещаются выше и правее. Снижение количества роговой обманки в гранодиоритах определяет переход от нормальных или слабо пересыщенных глиноземом диоритов к более богатым этим компонентом породам. Появление в гранитах наряду с амфиболом биотита сказывается в выполаживании векторов в после asb и преобладании a' над m' ($a' > m'$). Большое количество кварца и малая роль фемической части вызывают повышение лейкократовости пород. Наличие в гранитах разнообразных цветных минералов (амфибола, биотита, мусковита), вариации в их содержании, колебания количественных соотношений между калиевыми минералами обуславливают широкий разброс фигуративных точек в обоих полях векторной диаграммы. Возрастающее значение микроклина, кварца и альбита в аляскитах предопределяет их наибольшую кислотность и общую щелочность.

Таким образом, особенности химизма в серии диорит—гранодиорит—плагногранит—гранит—аляскит иллюстрируются двумя типами рядов порообразующих минералов. Калиевые ряды: лабрадор—андезин; андезин—кварц—калишпат; олигоклаз—кварц; олигоклаз—кварц—калишпат; калишпат—кварц—альбит. Фемические ряды: амфибол; амфибол—биотит; биотит—амфибол—мусковит; биотит—мусковит; мусковит.

Сопоставление средних химических составов верхнепалеозойских гранитоидов восточного склона Южного Урала и аналогичных пород по Дэли (рис. 54) дает представление о «кровном» родстве магм описываемых массивов и близости их к аналогичным породам Дэли. В то же время на этой диаграмме

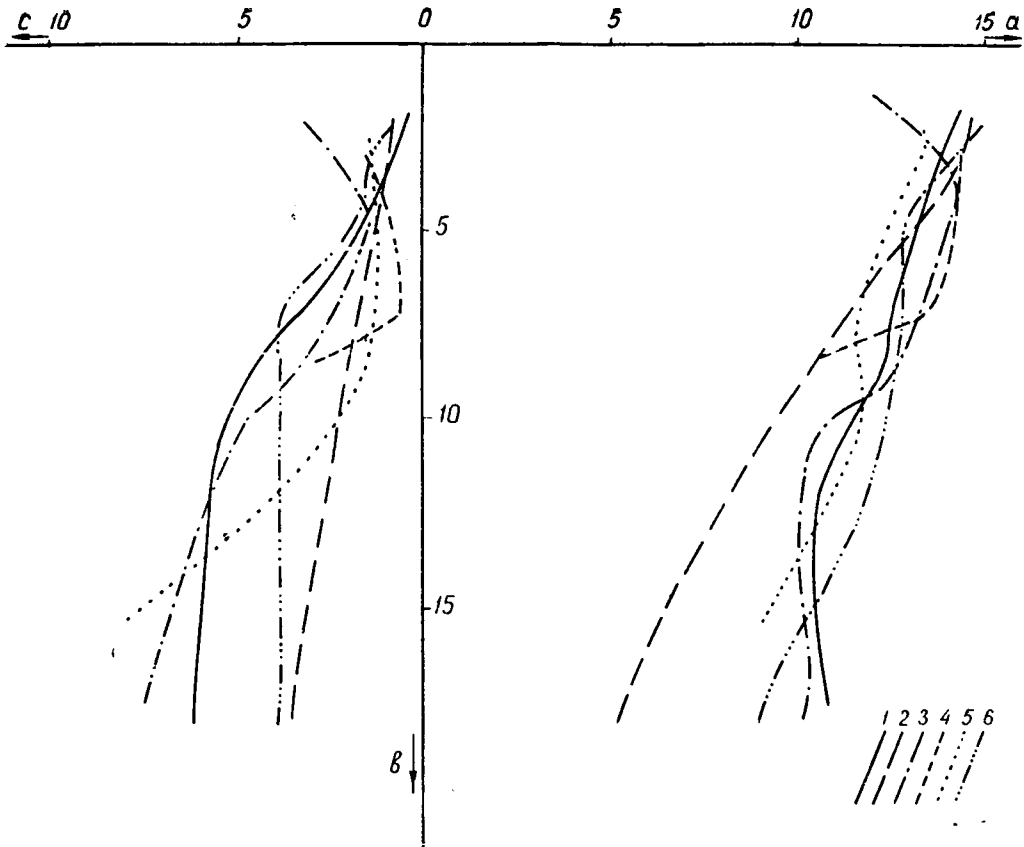


Рис. 54. Вариационные кривые средних химических составов гранитоидов:

1 — составы по Дэли; 2 — Суундукский массив; 3 — Адамовский интрузив; 4 — Аниховский массив;
 5 — массив Джабыгасай; 6 — массив Котансу.

видны некоторые особенности, отражающие специфические черты химизма пород каждого интрузива.

Так, вариационная кривая составов пород Адамовского интрузива очень близка по конфигурации и положению на диаграмме к составам Дэли. В нижней части правого поля она идет левее (меньшая щелочность), а затем правее кривой составов Дэли, знаменуя большее обогащение пород щелочными силикатами. За счет псевдосферолититов кривая в верхней части отклоняется резко влево.

Составы массивов Котансу и Джабыгасай также довольно близки к составам Дэли. Их вариационные кривые несколько раз пересекаются с кривой составов Дэли, отличаясь большей (Котансу) и меньшей (Джабыгасай) общей щелочностью.

Породы Аниховского массива, за исключением плагиогранитов, характеризуются большей щелочностью, чем их средние мировые аналоги. А гранитоиды Суундукского массива отличаются наименьшей щелочностью (кроме аляскитов) и постепенным изменением составов, что выражается в большей прямолинейности вариационной кривой.

В левом поле диаграммы отличительной чертой описываемых гранитоидов является меньшая основность плагиоклазов, благодаря чему вариационные кривые располагаются правее кривых составов Дэли.

Проведенное для разных массивов сопоставление отношений $\text{SiO}_2 : (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3 : (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ в ряду диорит-нормальный гранит—аляскит показывает следующее:

$\text{SiO}_2 : (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ — на начальных этапах развития магматического очага (рис. 55) явления гибридизма определяют заметное отличие (по данному отношению) гибридных пород от гранитов главной интрузивной фазы. Кривые, иллюстрирующие это отношение, быстро снижаются к нормальным гранитам в большинстве массивов. Разнообразие процессов гибридизма, контролируемое местными условиями, закономерно вызывает довольно широкий разброс точек по вертикали (у гибридных пород), так как для отдельных массивов эти условия могут быть резко различными.

На отрезке нормальный гранит—аляскит кривые выполаживаются и снижаются более плавно, что объясняется близостью составов материнских расплавов и дифференциатов. Можно сказать, учитывая и вышеописанные факты, что явления гибридизма обуславливают большее петрографическое разнообразие конечных продуктов, чем процессы дифференциации.

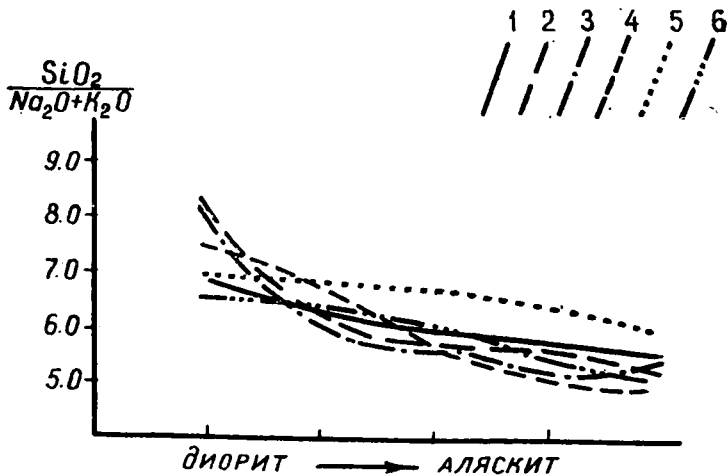


Рис. 55. Вариационные кривые отношения кремнекислота — щелочи: 1 — по Дэли; 2 — Суундукский массив; 3 — Адамовский массив; 4 — Аниховский массив; 5 — массив Джабыгасай; 6 — массив Котансу.

В сравнении с соответствующими породами по Дэли гибридные гранитоиды Орского Зауралья обладают более высокими значениями отношения кремнекислоты к сумме щелочей, а аляскиты, наоборот, — меньшими, т. е. в первом случае породы относительно обогащены SiO_2 , а во втором — несколько обеднены им.

Таблица 38

Отношение $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}$ в гранитоидах Орского Зауралья *

Массив	Гибридные породы	Количество анализов	Граниты главных фаз	Количество анализов	Граниты дополнительных интрузивов	Количество анализов
Суундукский .	0,3	4	0,3	9	0,3	15
Адамовский .	0,26	14	0,3	8	0,3	7
Аниховский .	0,4	7	0,2	5	0,3	8
Джабыгасай .	0,27	10	0,3	5	0,4	5
Котансу . . .	0,15	9	0,2	7	0,16	9
Среднее .	0,27	44	0,26	34	0,29	44

* По данным табл. 1—5 приложения.

$\text{Fe}_2\text{O}_3: (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ — сопоставление данного отношения является интересным с точки зрения получения представления о степени окисленности железа, что в свою очередь дает возможность говорить об относительной глубине формирования пород. Сравнение полученных результатов (табл. 38) свидетельствует о принадлежности их к одному порядку. Чрезвычайно ровные данные получены для большинства массивов. Гибридные образования, граниты главных интрузивных фаз и дополнительные интрузивы в каждом массиве кристаллизовались практически на одной глубине. Несколько отличаются в этом отношении плагиограниты Аниховского массива и дополнительные интрузивы Джабыгасая. Гранитоиды массива Котансу, по-видимому, формировались на несколько большей глубине, чем породы других массивов.

* *
*

Из пород жильной фации пересчитаны анализы лампрофиров, гранитов, плагиогранитов и пегматитов.

Часть лампрофиров (керсантиты, микродиорит-порфиры, малхиты-векторы 80, 83, 84, 85 на фиг. 52) отличаются сильным обогащением глиноземом, небольшой общей щелочностью, резко колеблющимися меланократовостью и содержанием анортитовой составляющей, преобладанием натрия над калием. По своему химизму эти породы весьма близки к представителям гибридной группы и, по-видимому, генетически связаны с гранитами.

Спессартиты и диабазы (векторы 81, 82) принадлежат к нормальному ряду пород и характеризуются максимальным (из всех анализируемых пород) содержанием анортита, наибольшим параметром v и меньшей общей щелочностью. Эти особенности не позволяют говорить о их генетической связи с гранитоидами.

Жильные граниты и плагиограниты (векторы 33, 46, 69 на рис. 52) по своему химизму не отличаются от материнских пород.

Как указано выше, нами установлено три этапа формирования пегматитов. Сопоставление результатов химических анализов и пересчетов дает возможность установить некоторые особенности, отличающие пегматиты одного этапа от другого.

При этом обращает на себя внимание, в общем, небольшой диапазон колебаний в содержании отдельных окислов по этапам и интрузивам, что затрудняет выбор коррелирующих элементов. В направлении от первого этапа к третьему можно заметить уменьшение доли MgO , увеличение роли K_2O в сумме щелочей и глинозема.

Более отчетливо петрохимические особенности пегматитов выступают при анализе векторной диаграммы (фиг. 56), построенной по методу А. Н. Заварицкого.

Главной особенностью, единой для всех пегматитов, является их принадлежность к ряду пород, сильно пересыщенных глиноземом (пологий наклон векторов влево в правой части диаграммы). Несмотря на кажущийся разброс фигуративных точек, можно выделить три поля, характеризующих пегматиты каждой возрастной группы.

Начальные точки векторов пегматитов первого этапа занимают крайне нижнее положение, определяемое наибольшим параметром $v=8,75$ (среднее из 8). Значительные размеры поля контролируются заметными колебаниями параметров a и v соответственно: от 7,8 до 13,1 и от 5,6 до 11,9. В левой части диаграммы крутой наклон векторов свидетельствует о преобладании натрия над калием.

Точки пегматитов второго этапа образуют более компактное поле, расположенное выше, в соответствии с меньшими значениями параметра $v=4,2$ (среднее из 10), в пределах для параметра a от 7,8 до 14,7; v — 2,8—5,6. Среди щелочных элементов намечается возрастание роли калия.

Для пегматитов третьего этапа характерны значительные колебания в содержании щелочных алюмосиликатов, устойчивость параметра $v=2,2$ —3,1 (среднее из 6=2,8); заметные вариации параметра a (от 8,7 до 16,7) и постоянное преобладание калия в сумме щелочных металлов.

Общая направленность химизма пегматитогенеза характеризуется следующими чертами: от наиболее ранних пегматитов к более поздним устанавливается возрастание коэффициента агпаитности, параметров s и a и уменьшение параметров v и c . В химическом составе пород это находит отражение в увеличении содержания щелочей, среди которых главенствующая роль переходит от натрия (I этап) к калию (III этап) и в уменьшении роли глинозема, магнезии, железа и железа.

Результаты петрохимического изучения пород позволяют сделать некоторое заключение.

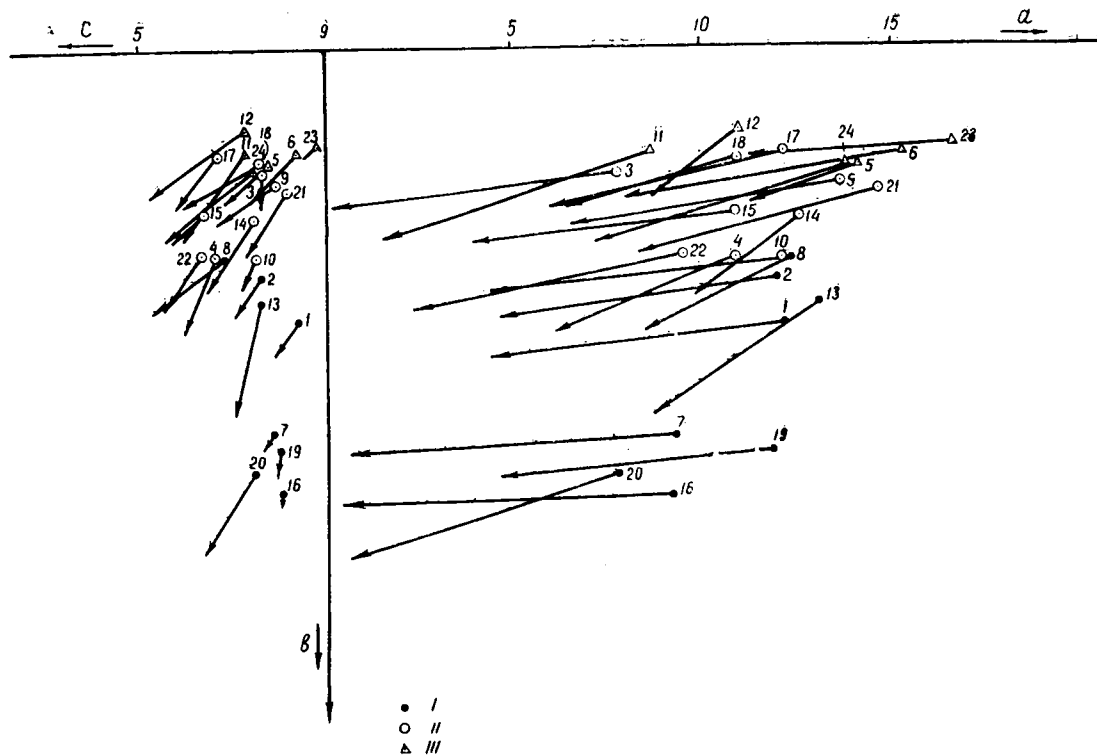


Рис. 56. Векторная диаграмма химических составов пегматитов (по А. Н. Заварицкому):
 I—III — генерации пегматита.

ВЫВОДЫ

Регионального характера:

1. Подавляющее большинство изученных гранитоидов относится к пересыщенным кремнеземом, обогащенным глиноземом, умеренно богатым щелочами породам с высоким содержанием железо-магнезиальных окислов.

2. Среди них по петрохимическим особенностям выделяют три группы пород: гибридные, граниты главных интрузивных фаз и дифференциаты (граниты дополнительных интрузивов).

3. Близость, а во многих случаях и перекрывание крайних значений петрохимических параметров названных групп пород в совокупности с описываемыми ниже общими для них комплексами ведущих аксессуариев и элементов-примесей свидетельствуют о их комагматичности. Это подтверждается также поведением коэффициента окисленности, отношения $\text{SiO}_2 : (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, единой схемой кристаллизации, а также результатами, полученными с помощью методов математической статистики (Воробьев, Сиротин, Карпов, 1968), указывающими на их генетическую близость.

4. Во всех породах, вне связи с их принадлежностью к той или иной группе, наблюдается прямая зависимость петрохимических характеристик от количественного и качественного минерального состава.

5. Судя по одинаковому коэффициенту окисленности — $\text{Fe}_2\text{O}_3 : (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, кристаллизация гибридных пород, гранитов главных интрузивных фаз и дифференциатов осуществлялась на одном типсометрическом уровне.

Касающиеся явлений гибридизма:

1. Явления гибридизма петрохимически выражаются:

а) в широком разбросе фигуративных точек пород на диаграмме А. Н. Заварицкого;

б) в принадлежности пород к различным классам и группам;

в) в больших вариациях значений дополнительных параметров на соответствующей диаграмме.

2. Явления гибридизма характерны только для первых этапов становления интрузивов. При формировании главных интрузивных фаз и дифференциатов их влияние резко ослабляется, проявляется в редких случаях и лишь в тонких деталях (колебания дополнительных параметров). В завершаю-

щем этапе явления гибридности иногда фиксируются в появлении серии лампрофиров.

3. Для гибридных пород типичны:

- а) наиболее высокие значения характеристики w ;
- б) резкие изменения значений отношений $f' : m'$; $m' : a'$; $a' : f'$, которые в одних случаях больше, в других — меньше единицы;
- в) постоянное преобладание натрия над калием.

4. Главной особенностью, отличающей процессы гибридности, является обогащение их продуктов железом, магнием, кальцием и алюминием и соответствующее обеднение кремнекислотой и щелочами.

Об особенностях процессов дифференциации:

1. Породы дополнительных интрузивов являются дифференциатами гранитов главной интрузивной фазы, о чем (кроме геологических и петрографических данных) свидетельствуют постепенные переходы между ними на диаграммах А. Н. Заварицкого и дополнительных параметров.

2. Дифференциатам присуща близость химизма, благодаря чему на диаграмме А. Н. Заварицкого их точки располагаются компактным «роем». Они менее обогащены алюминием, чем материнские граниты, и среди них чаще появляются породы с параметром c' .

3. Характерными петрохимическими признаками дифференциатов служат:

- а) отношение $K_2O : Na_2O$, которое для большинства этих пород больше единицы;
- б) отношение $f' : m'$, которое почти постоянно больше двух;
- в) преобладание f' над a' и a' над m' .

4. Важнейшая черта процесса дифференциации заключается в обогащении конечных членов кремнекислотой и калием и обеднении их магнием, железом, кальцием и алюминием.

5. Кислые жильные породы продолжают ряд дифференциации, характеризуясь еще большим обогащением кремнекислотой и калием.

МЕТАМОРФИЗМ

Внедрение больших масс магмы, обладающей высокой температурой и механической активностью, не могло не оказать заметного воздействия на вмещающие породы: в них наблюдаются перекристаллизованные продукты динамотермального метаморфизма, гранитизированные образования и гидротермально измененные породы, перечисленные здесь во временной последовательности.

Медленное остывание магматических очагов обусловило наложение продуктов одного типа метаморфизма на другой, в результате чего возникли породы, отличающиеся иногда чрезвычайной пестротой состава и наличием, казалось бы, несовместимых минеральных парагенезисов.

Внедрявшиеся магматические массы в первую очередь оказывали механическое воздействие на боковые породы, что проявилось в образовании в них ориентированных текстур. В непосредственном контакте, в зоне мощностью 0,5—2 м, наблюдается тонкая рассланцованность (рис. 57). Эта зона сменяется более грубым гнейсоватым сложением, прослеживаемым на 50—150 м, затем совершенно постепенно переходящим в массивную текстуру без заметных внешних изменений вмещающих пород.

Этот факт, а также постоянно выдержанное падение плоско-параллельных текстур в направлении от контакта со всех сторон массивов и вполне определенный их параллелизм с линией и поверхностью контакта, — с несомненностью указывают на решающую роль механической активности магмы в их появлении.

Кроме ориентированных текстур, динамическое воздействие магмы обусловило появление в некоторых породах тре-

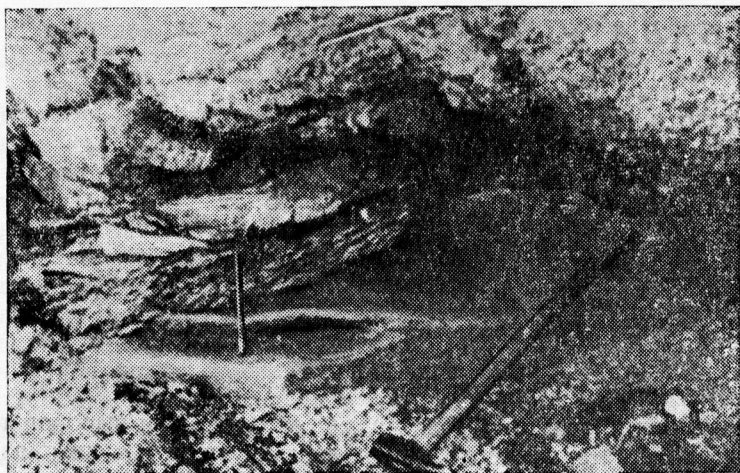


Рис. 57. Сланцеватая текстура известняков в непосредственном контакте с гранитами (юг Адамовского массива).

щииноватости, использованной жильными образованиями. Особый интерес представляет радиально расходящаяся (от массивов) трещиноватость, контролирующая положение сателлитов (район южного массива Адамовского интрузива, восточный контакт Суундукского массива).

Изменения боковых пород, вызванные давлением и высокой температурой внедрявшейся магмы, развиты в зонах непосредственных экзоконтактов интрузивов. Метаморфизованные породы образуют ореол вокруг массивов в виде каймы переменной мощности. Мощность ореола, кроме таких трудно поддающихся учету факторов, как количество летучих компонентов в магме, ее химическая активность и т. п., зависит от состава вмещающих пород и угла падения поверхности контакта.

При крутом наклоне контакта мощность контактоизмененных пород относительно невелика (10—30 м), при пологом падении она возрастает до 200—350 м. В общем для метаморфического ореола характерна грубая зональность, выражающаяся в том, что в непосредственном контакте с гранитами преобладают продукты динамотермального метаморфизма, за которыми следуют гидротермально проработанные породы. Кроме того, имеет место ясно проявляющееся ослабление глубины изменения пород с удалением от контакта. Данное правило иногда нарушается в районах полого падающих кон-

тактов, где среди слабоизмененных пород появляются сильно-метаморфизованные разности. Это можно объяснить наличием «слепых» апофиз гранитов или зон штокверковой трещиноватости, что часто и подтверждается бурением.

Изменения в гранитоидах представлены динамометаморфизмом, высоко- и низкотемпературными явлениями автотеморфизма, грейзенизацией и березитизацией.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Метаморфизм песчаников. Полимиктовые песчаники нижекаменноугольного возраста в соприкосновении с гранитами приходят в районе северного контакта Суундукского массива. На расстоянии в 100 м от контакта песчаники выглядят довольно свежими. Они плохо отсортированы и сложены разными по величине (от сотых долей миллиметра до 15—20 мм) обломками полевых шпатов (плагноклаза, микроклина и ортоклаза) и кварца с небольшим количеством слюд. Обломки минералов и пород имеют угловатую или весьма слабо окатанную форму. По полевым шпатам слегка развиты серицит и каолинит. Породы имеют псаммитовую структуру с поровым типом цементации. Цемент представлен глинисто-карбонатным веществом.

По мере приближения к контакту в песчаниках уменьшается количество цемента, зерна приобретают более плотную упаковку, появляются новообразования апатита, затем (ближе к гранитам) сфена, рутила, эпидота, пирита, хлорита. Структура становится бластопсаммитовой.

В прилегающей к гранитам зоне мощностью 30—50 м наблюдаются явления ороговикования. Внешне песчаники из розовато-серых становятся темно-серыми с грубо выраженной полосчатостью, параллельной контакту. Под микроскопом видно, что породы получают торцовую, лепидогранобластовую или роговиковую структуру. В них появляются новообразования амфибола (до 5—10%) и биотита (до 10—15%). Цветные минералы часто образуют тонкополосчатые или гнездовидные скопления. Их количество резко уменьшается с удалением от контакта.

Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой с плеохроизмом от темно-зеленого до желтоватого, с $2V_{Np} = 60—65^\circ$, с $c : N_g = 22^\circ$. Форма зерен неправильная или шестоватая с неровными конечными гранями. Размер от 0,04 до 1,2 мм.

За счет микровключений кварца минерал часто имеет симплектитовое строение.

Биотит образует неправильные удлиненные чешуйки темно-коричневого цвета с слабым плеохроизмом до коричнево-бурого.

Плагиоклаз превращается в микрозернистый роговиковый агрегат альбита, а калиевые полевые шпаты полностью замещаются пелитовым веществом. Хорошо сохраняется только кварц, образующий агрегаты с гранобластовой структурой. Породы обогащаются тонкораспыленным и микрозернистым магнетитом; встречаются циркон, апатит, сфен, рутил.

Слабо измененные участки с сохранившимися реликтами первоначального состава и строения наблюдаются редко. Характерно отсутствие минералов группы эпидота, которые за пределами ороговикованной зоны развиты довольно широко. Там исчезает магнетит. Вместо него (или по нему?) развивается пирит.

Совокупность минеральных парагенезисов, возникших при ороговикании песчаников в 60—70 м от контакта с гранитами, видна на диаграмме состав-парагенезис (рис. 58, а). Это — эпидот + тремолит + актинолит; тремолит + актинолит + хлорит; эпидот + хлорит; эпидот + хлорит + тремолит + актинолит; альбит + эпидот, альбит + эпидот + хлорит; ортоклаз + эпидот + хлорит; кальцит + эпидот + хлорит; кальцит + эпидот +

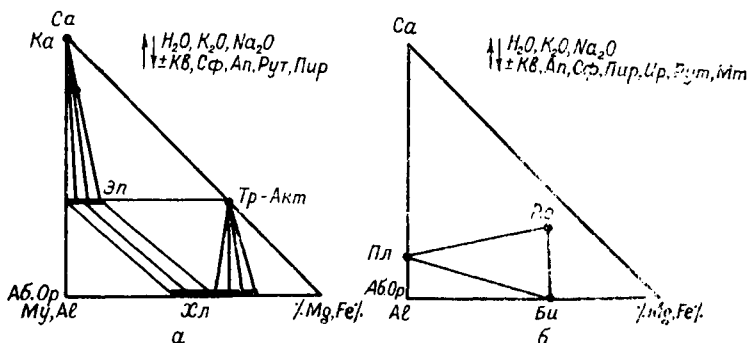


Рис. 58. Минеральные парагенезисы в роговиках: а — в 60—70 м от кантакта; б — в зоне непосредственного кантакта.

+ альбит (ортоклаз, мусковит); альбит + эпидот + тремолит + актинолит; ортоклаз + эпидот + тремолит + актинолит; кальцит + эпидот + хлорит; кальцит + эпидот + тремолит + актинолит — при избыточных кварце, сфене, апатите, рутиле и пирите.

В зоне, прилегающей к гранитам (фиг. 58, б), парагенетические ассоциации представлены следующими группами: плагиоклаз + роговая обманка; плагиоклаз + роговая обманка + биотит; плагиоклаз + биотит; биотит + роговая обманка, плагиоклаз + ортоклаз + биотит; биотит + ортоклаз.

Иными словами, в зоне непосредственного контакта ассоциации главных компонентов выглядят более простыми, чем в удалении на 60—70 м.

Метаморфизм кварцитов. Докембрийские кварциты, залегающие в восточном экзоконтакте Джабыгасайского массива, изменены чрезвычайно слабо. В них макроскопически наблюдается тонкая полосчатость, параллельная линии контакта. Полосчатость, как установлено при исследовании под микроскопом, вызывается чередованием полосок, обогащенных тонкораспыленным магнетитом и обедненных им. Кварц, составляющий до 99% объема породы, имеет форму сплюснутых зерен с резко неправильными зубчатыми ограничениями. Зерна плотно без промежутков соприкасаются друг с другом, образуя типичную роговиковую структуру породы. Из новообразований в кварцитах, кроме рудного минерала, присутствует небольшое количество серицита.

Метаморфизм известняков. В известняках нижнего карбона, контактирующих в ряде мест с гранитами Суундукского, Адамовского и Аниховского массивов, макроскопически изменения не устанавливаются. В отличие от других вмещающих пород, в них почти не встречаются жильные варианты гранитов. Очевидно, на внедрение гранитов известняки реагировали пластическими деформациями и «текли» без нарушения сплошности.

При изучении под микроскопом видно, что породы полностью перекристаллизованы в мраморы, сложенные крупнозернистым полисинтетическим двойникованным кальцитом. В контакте с мощными жилами пегматита (южный экзоконтакт Адамовского массива) в мраморах появляются актинолит, тремолит, апатит, которые полностью исчезают уже в 10 см от жилы.

Структура пород гетеробластовая. В непосредственной близости к гранитам в мраморах встречаются участки с брекчиевой текстурой: угловатые обломки темно-серого мрамора размером от единиц сантиметров до 0,5—1 м сцементированы плотной тонкозернистой массой белого кальцита.

Удивительным является обстоятельство, что метаморфизм известняков ограничивается указанными выше незна-

чительными изменениями. Только в одном случае в районе южного экзоконтакта Суундукского массива в береговом обрыве, сложенном мраморизованным известняком нижнего карбона, наблюдается скарнирование. Здесь обнажается верхняя часть скарна высотой 0,6 м и длиной 3 м. На удалении в 3,5 м от него залегает полуметровой мощности жила пегматита, полого падающая под скарн (непосредственный контакт закрыт).

Скарн — серовато-зеленая, резко разномзернистая порода массивной текстуры. Хорошо заметно зональное строение скарна. Самая нижняя доступная наблюдению зона видимой мощностью 0,3 м имеет мелкозернистую структуру и пеструю окраску. Она сложена пироксеном, амфиболом, андезином, эпидотом, микроклином с примесью кварца, альбита, граната, сфена, биотита, апатита и топаза.

Выше залегает аналогичная по составу, но среднезернистая полоса мощностью 5—10 см. Она сменяется почти мономинеральной зоной (мощностью 10—20 см) крупнокристаллического эпидота, длинные оси кристаллов которого ориентированы перпендикулярно зональности. В непосредственном контакте с известняками располагается переменной (2—10 см) мощности полоса среднезернистого эпидота. Указанная зональность местами осложняется наличием стяжений в виде желваков различной структуры, состава и цвета.

Переход к чистым известнякам постепенный и контакт отбивается главным образом по разнице в окраске. Залегаящий над скарном белый мрамор содержит зерна граната и шпирита диаметром до 0,5 мм. Количество их с удалением от контакта постепенно убывает, и в 0,7 м от последнего они исчезают.

На основании изучения шлифов из отдельных зон скарна можно сделать заключение о его принадлежности к простым гранат-пироксеновым скарнам без рудной минерализации, но осложненным привнесом кварц-полевошпатового материала. В минеральном составе скарна ведущая роль принадлежит пироксену и (в меньшей степени) гранату, представляющим высокотемпературную стадию замещения. В дальнейшем пироксен частично заместился амфиболом, а тот в свою очередь — эпидотом и биотитом. По последнему в низкотемпературную стадию развился карбонат. После формирования простого скарна образовались полевые шпаты — андезин и олигоклаз, которые позже заместились кварцем, альбитом, микроклином. В итоге получилась очень пестрая по составу порода, в которой наряду с реликтами пироксена и граната

присутствуют эпимагматические минералы, пойкилитово-включенные в микроклин.

Спектральные исследования показали, что скарн обогащен бериллием (0,01—0,03%), молибденом (до 0,01%) и церием (0,079%). Кроме того, присутствуют Mn, Sn, Ti, Cr, Zr, Ga, Pb, V, Cu, Ni, Zn. В прилегающих мраморах установлены Mn, Cu, Ni, Mo.

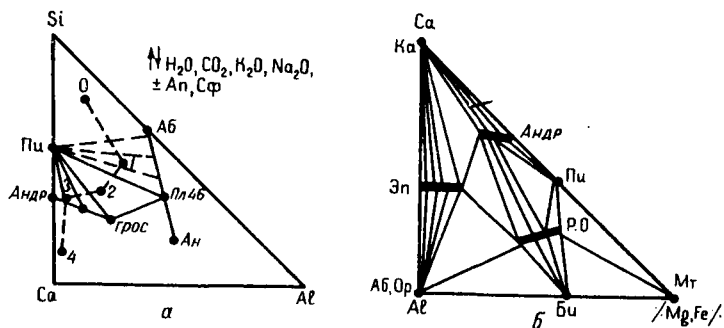


Рис. 59. Минеральные парагенезисы в скарнах:
а — зона контакта с гранитами; б — внешняя зона.

Диаграмма состав—парагенезис, построенная для данного скарна, в зоне непосредственного контакта с гранитами (рис. 59, а) позволяет наметить следующие минеральные ассоциации: пироксен+гранат переменного состава; пироксен+андезин; пироксен+олигоклаз; пироксен+альбит; андезин+гроссуляр. С удалением от гранитов имеет место десиликация пород (точки 0—4).

Для внешней зоны скарна (рис. 59, б) характерны более разнообразные и более низкотемпературные парагенезисы: кальцит+эпидот переменного состава; эпидот+альбит; эпидот+ортоклаз; кальцит+гранат переменного состава; гранат+пироксен; пироксен+роговая обманка переменного состава; эпидот+роговая обманка переменного состава; эпидот+роговая обманка; гранат+роговая обманка; альбит+роговая обманка; ортоклаз+роговая обманка; биотит+роговая обманка; биотит+альбит; биотит+ортоклаз; биотит+магнетит; роговая обманка+магнетит и пироксен+магнетит.

Подвижными компонентами при этом процессе являются вода, углекислота, окислы калия и натрия, избыточными —

апатит и сфен. Таким образом, скарнирование, даже так слабо проявленное, производит весьма сильное изменение состава пород приконтактной зоны, сопровождаемое возникновением чрезвычайно разнообразных сосуществующих парagenетических ассоциаций.

Метаморфизм гнейсов. Докембрийские гнейсы, развитые в восточных экзоконтактах Суундукского, Адамовского и Котансуйского интрузивов, несут признаки гранитизации — процесса перекристаллизации пород в твердом состоянии с приобретением новообразованными породами состава и структур, близких к гранитам.

В указанных районах поверхности контактов гранитов полого погружаются под гнейсы. Это видно по наличию многочисленных сателлитов, отделяющихся от массивов небольшими перешейками. Ориентировка гнейсоватости параллельна контакту. Последний прослеживается четко и повсеместно имеет интрузивный характер.

Степень перекристаллизации гнейсов в участках с равномерно погружающейся поверхностью контакта ослабевает с удалением от гранитов. Мощностъ контактового ореола в этих случаях колеблется от 20 до 80 м. Но иногда и среди слабоизмененных пород появляются сильнопереработанные гнейсы. Такое явление наблюдается в местах со штокверковой трещиноватостью, обусловленной, возможно, приближением гранитов к поверхности.

В непосредственном контакте с гранитами обычно темноокрашенные гнейсы приобретают розовато-серую пятнистую окраску. Их тонкогнейсоватое сложение нарушается, становится узловатым. «Узлы» сложены неправильными и округлыми зернами калиевого полевого шпата размером до 1,5 см и мелкозернистым кварцем. Они, кроме того, образуют множество линзовидных или жилоподобных выделений, соединяющихся тонкими проводничками или сливающихся в довольно крупные обособления площадью до 0,5—1 кв. м.

Линзы и прожилки кварц-полевошпатового материала ориентированы преимущественно параллельно сланцеватости и обтекаются темно-серым мелкозернистым гнейсом. Крупные обособления обрывают сланцеватость. Иногда гранитоподобные прожилки рассекают гнейсы вкрест сланцеватости, а затем заполняют параллельные ей трещины.

Цветной материал в кварц-полевошпатовых выделениях представлен беспорядочно располагающимися чешуйками био-

тита. Изредка он образует тонкие (до 3—8 мм) почти моно-минеральные секущие инъекции.

Под микроскопом видно, что в кварц-полевошпатовых «узлах» происходит замещение плагиоклаза гнейсов микроклинном и кварцем. Процесс развивается настолько глубоко, что от плагиоклаза остаются редкие реликты. При этом его зерна становятся резко ксеноморфными и включаются в микроклин. Кварц корродирует плагиоклаз по спайности и с краев. Роговая обманка гнейсов почти нацело биотитизируется с выделением пылеватого рудного минерала, сфена и эпидота. Биотит, очевидно, уже в постмагматическую стадию замещается мусковитом. В гнейсах возникают новообразования апатита, цинкона, граната, турмалина.

С удалением от контакта с гранитами количество кварц-полевошпатовых сегрегаций сокращается и размеры их уменьшаются. В них начинает прослеживаться первичная текстура гнейсов, проявляющаяся все более и более отчетливо. Дальше фиксируются только отдельные прожилки, а затем гнейсы получают свой нормальный облик, который выдерживается на площадях в сотни квадратных километров.

Таким образом, фактический материал свидетельствует о значительном метаморфизме гнейсов в контакте с гранитами. Происходит их гранитизация, развивающаяся вдоль ослабленных направлений — плоскостей сланцеватости. Наличие интрузивных отношений говорит о том, что перекристаллизация осуществлялась метасоматическим путем.

Метаморфизм апогабброидных сланцев. В районе северо-западного экзоконтакта центрального массива Адамовского интрузива вмещающие габбро превращены в эпидот-хлорит-биотитовые сланцы с лепидобластовой структурой. Сланцы прорваны двумя небольшими штоками гранитов (сателлитами интрузии), пронизаны многочисленными кварцевыми жилами и интенсивно грейзенизированы.

Грейзенизация распространяется вокруг сателлитов вдоль контактов кварцевых жил и по обильным трещинам, образуя в плане полосы шириной от 30 до 150 м и длиной до 200—300 м. Полосы имеют зональное строение, но четких границ зоны не имеют и отличаются по степени переработки слагающих их пород: 1) слабоизмененных сланцев с реликтами габбро; 2) промежуточных пород; 3) грейзенов.

В грейзенах, сложенных кварцем и мусковитом, первый образует тонкие полосы, линзочки и прожилки мелкозернистого строения. С ними чередуются ленточные скопления муско-

вита, который представлен двумя генерациями. Первая — мелкочешуйчатая — развивается по плагиоклазу и биотиту с сохранением их первичной ориентировки по сланцеватости. Мусковит II образует крупные пластинки, расположенные независимо от общей сланцеватости пород и нередко пересекающие скопления мусковита I.

В вертикальном разрезе метасоматиты залегают пластами. Скважина, пройденная на глубину 39 м, пересекла три пласта, мощность которых возрастает кверху: 0,2; 1,7 и 6,6 м. Измененные породы составляют 21% мощности разреза.

Грейзены сопровождаются специфической минерализацией. В них установлены берилл, молибденит, флюорит, висмутит, базобисмутит.

Аналогичные грейзены обнаружены в докембрийских сланцах, обрамляющих массив Котансу (пос. Котансу).

Метаморфизм ультраосновных пород. В ряде мест (восточные контакты Суундукского и Котансуйского массива, западный контакт Центрального массива Адамовской интрузии) в соприкосновении с гранитами приходят небольшие (до $0,5 \times 1$ км) тела серпентинитов. Причем в большинстве случаев от серпентина остаются редкие разобщенные волокна и пластинки. Основная масса пород превращена в талькиты, актинолититы, тальк-тремолит-хлоритовые сланцы, антофиллитовые, грюнеритовые или тремолитовые породы, часто с примесью брейнерита. От первичной ультраосновной породы остались только акцессории: магнетит и хромит. Структура пород преимущественно фибробластовая.

В апофизах гранитов, внедряющихся в данные породы, наблюдаются значительные отклонения от нормы: появляется полущелочной амфибол с $c: N_q = 17^\circ$, $2V_{N_p} = 72^\circ$, что соответствует содержанию 65% Mg и 35% Fe, Mn, Ti (Трегер, 1958). Плеохроизм резкий: от голубовато-зеленого (N_q) до светло-зеленого (N_p). Плагиоклаз становится более основным (до 35% анортитовой составляющей).

Метаморфизм основных пород. Диабазы и габбро в непосредственном соприкосновении с гранитами ороговиковываются. При этом они тонко рассланцовываются (западный контакт Джабыгасайского массива, южный контакт Адамовского интрузива), в них появляются нематобластовая или лепидобластовая структура. Породы пронизываются тонкими жилками кварца.

Иногда наблюдается тонкополосчатое строение пород, обусловленное чередованием темных и светлых полосок, сложен-

ных амфиболом и плагиоклазом соответственно. В них заметны следы дифференциальных подвижек отдельных слоев с образованием подворотов и «завихрений», в которых участвуют не только слои, но и отдельные минералы. Благодаря этому последние интенсивно деформируются. Плагиоклаз при этом катаклазируется, а амфибол изгибается без нарушения сплошности.

Воздействие гранитов на основные породы не ограничивается только ороговикованием. Были проведены пересчеты по методу Т. Барта химических анализов серии последовательно отобранных образцов — в непосредственном контакте с гранитами, в 20 м и в 50 м (исходный) от них.

Диабаз в 50 м от контакта в %:

SiO ₂ — 47,08	MnO — 0,28
TiO ₂ — 1,00	MgO — 8,04
Al ₂ O ₃ — 17,31	CaO — 13,20
Fe ₂ O ₃ — 1,12	Na ₂ O — 1,75
FeO — 9,67	K ₂ O — 0,08

Формула породы: $K_1Na_{33}Ca_{138}Mg_{117}(Fe^{2+}+Fe^{3+})_{89}Al_{199}Ti_8Si_{459}$.

Для диабаза, находящегося в 20 м от контакта, получается следующая формула (см. приложение, табл. 2, обр. 30): $K_0Na_{15}Ca_{151}Mg_{121}(Fe^{2+}+Fe^{3+})_{102}Al_{191}Ti_{10}Si_{449}$. Диабаз с непосредственного контакта с интрузивом (см. приложение, табл. 2, обр. 31) имеет формулу: $K_{39}Na_{18}Ca_{21}Mg_{47}(Fe^{2+}+Fe^{3+})_{69}Al_{200}Ti_5Si_{558}$.

Сравнивая полученные результаты между собой и с контактирующим плагиогранитом (см. приложение, табл. 2, обр. 8) — $K_{15}Na_{22}Ca_{45}Mg_{16}(Fe^{2+}+Fe^{3+})_{32}Al_{194}Ti_3Si_{667}$, постепенно переходящим в нормальный гранит (см. приложение, табл. 2, обр. 16) — $K_{42}Na_{68}Ca_{18}Mg_5(Fe^{2+}+Fe^{3+})_{24}Al_{147}Ti_2Si_{635}$, можно сделать некоторые выводы, иллюстрированные диаграммой (рис. 60).

Несмотря на то, что плагиограниты являются продуктом глубинного гибридизма, их соприкосновение с диабазами не остается без последствий как для той, так и для другой породы. Правда, влияние гранитов ограничивается всего лишь зоной в 20—30 м, за которой подавляющее большинство элементов ведет себя индифферентно.

В указанной зоне происходит обогащение амфиболитов калием, натрием, кремнием. В плагиограниты мигрируют кальций, магний, железо, небольшое количество титана. Наибольшим постоянством отличается алюминий, количество которого

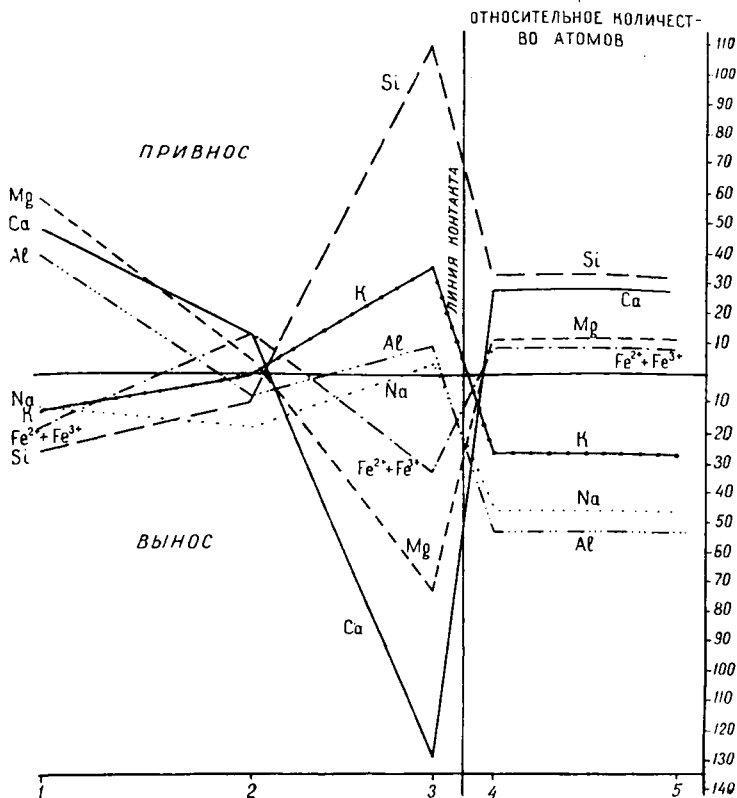


Рис. 60. Вариационная диаграмма привноса-выноса элементов в зоне контакта на уровне становления интрузива:
 1 — диабаз в 50 м от контакта; 2 — диабаз в 20 м от контакта; 3 — диабаз с непосредственного контакта с гранитами; 4 — плагиогранит с контакта с диабазом; 5 — порфириновый гранит в 300 м от контакта.

го в основных породах остается практически неизменным. Поведение его в гранитах, вероятно, не связано с контактом, а представляет следствие более глубинных процессов гибридизма. В минералогическом отношении приведенные данные выражаются в окварцевании, микроклинизации или серицитизации основных пород и в некотором повышении меланократовости плагиогранитов.

Рассмотренный пример представляет частный случай конкретных отношений, но, в общем, он довольно точно отобра-

жает общую закономерность взаимодействия кислой магмы и основной породы.

Спектральное исследование тех же образцов помогло получить сведения о поведении в зоне контакта элементов-примесей (рис. 61). Так, судя по кривой распределения стронция, можно сказать, что обогащение им приконтактных амфиболитов объясняется привнесом из гранитов. В незначительном удалении от контакта его содержание резко падает. В общем так же, но без снижения содержания в эндоконтакте ведут себя уран и торий. Торий, в отличие от урана, возможно вследствие меньшей подвижности, не встречается дальше приконтактной зоны. Цирконий и галлий, связанные главным образом в аксессуарных минералах, ведут себя независимо от контакта. Граниты экстрагируют небольшую часть никеля, количество которого в диабазах с удалением от гранитов повышается. Медь заимствуется из основных пород. В результате имеет место обогащение ею приконтактной зоны плагιοгранитов. В противоположность меди ванадий не переходит линии контакта и не испытывает колебаний в содержании под влиянием гранитоидов.

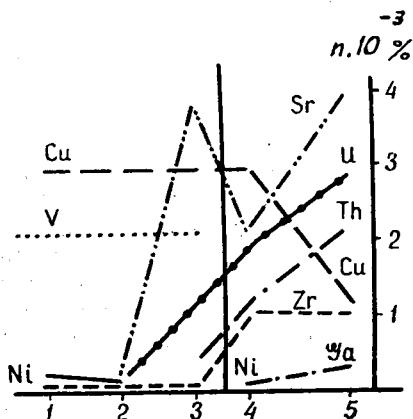


Рис. 61. Поведение элементов-примесей в зоне контакта гранитов Адамовского массива с диабазами.

(Условные обозначения те же, что и на рис. 60).

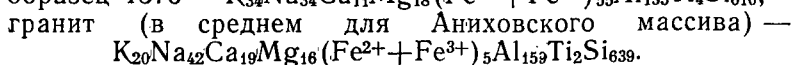
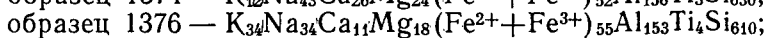
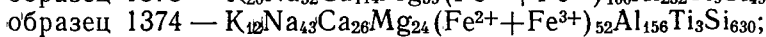
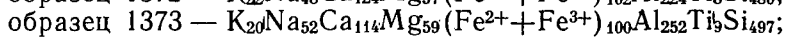
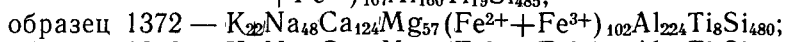
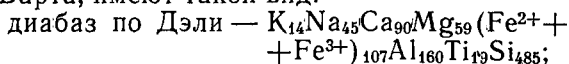
Рассмотренные выше примеры дают представление о значительных перемещениях элементов, среди которых, в соответствии со взглядами Д. С. Коржинского (1952, 1960), наибольшей подвижностью обладают кальций, калий и натрий.

В районе восточного экзоконтакта Аниховского массива нами установлено явление гранитизации диабазов (Карпов, Сиротин, 1965). Контактная поверхность интрузива здесь полого погружается на восток под диабазы. Скважина, заложенная в 1 км от линии контакта, на глубине 63 м, вошла в граниты, пройдя перед этим через диабазы, диориты, кварцевые диориты, плагιοграниты. Переходы между породами макро-

скопически и в шлифах, сделанных из образцов керна (отобранных через 2 м), совершенно постепенные.

Самые верхние породы — диабазы — несут следы замещения первичных породообразующих минералов эпимагматическими. По плагиоклазу развиваются цоизит, эпидот, серицит, благодаря чему его состав изменяется от лабрадора № 52 до олигоклаза № 16. Амфибол, присутствующий в неизменных породах, замещается биотитом, а биотит в свою очередь — хлоритом и гидрослюдой. Интенсивность изменений постепенно нарастает с глубиной. На глубине около 30 м в породе уменьшается содержание цветного компонента (до 30—35%), местами появляется кварц и порода переходит в диорит и кварцевый диорит. Ее пересекает большое количество тонких жилков, сложенных хлоритом и цоизитом с примесью сфена. Затем на протяжении около 20 м (интервал глубины 30—50 м) средние породы также переходят в промежуточные между кварцевым диоритом и плагиогранитом, а с глубины в 51 м — в плагиогранит, сильно обогащенный биотитом (до 25%), с кислым олигоклазом, с слабым (в сравнении с диабазами) развитием вторичных преобразований. Ниже 61 м порода по составу отвечает граниту (плагиоклаз № 8—12 — около 35%, ортоклаз — 30—32%, кварц — 29% и слюды 4—8%). Химические анализы образцов дали результаты, иллюстрируемые табл. 39.

Формулы пород, полученные путем пересчетов по методу Т. Барта, имеют такой вид:



Попарное последовательное их сравнение (снизу вверх) дает представление о поведении главных петрогенных элементов. По полученным данным построена вариационная диаграмма привноса-выноса (рис. 62), из анализа которой следует ряд выводов.

В результате взаимодействия гранита и диабаза создается зона промежуточных по составу пород мощностью (в данном месте) около 40 м. На некотором расстоянии от неизменных гранитов (в нашем примере 30 м) создается фронт базифика-

Таблица 39

№ образца	Глубина в м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1372	20	46,30	1,00	19,21	6,47	5,92	0,17
1373	30	46,52	1,14	20,03	6,83	5,00	0,17
1374	51	69,64	0,36	14,47	0,35	5,72	0,15
1376	63	68,00	0,61	14,51	6,30	1,79	0,12

Продолжение

№ образца	Глубина в м	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма
1372	20	3,66	11,20	2,35	1,69	1,64	99,41
1373	30	3,73	10,00	2,48	1,40	3,24	100,54
1374	51	1,77	2,70	2,50	1,02	1,32	100,00
1376	63	1,34	1,20	1,95	2,98	1,90	100,70

ции благодаря резко повышенному привносу магния, кальция, железа, алюминия и выносу кремния.

В непосредственной близости к гранитам, очевидно вследствие высокой температуры, степень подвижности элементов не играет большой роли и они «отгоняются» одновременно и в комплексе до некоторого «барьера». За этим «барьером» интенсивность процесса падает, и мобильность отдельных элементов становится дифференцированной. Взаимное влияние контактирующих пород сказывается в обогащении диабаза калием, натрием и алюминием, а гранита — кальцием и железом. Перемещение вещества происходит, по-видимому, путем инфльтрационного пропаривания и диффузионного обмена.

Гранитизация в гипабиссальных условиях — локальный процесс, требующий для своего осуществления благоприятных условий. Из них главными являются геолого-структурная обстановка (пологий контакт, наличие трещиноватости в кровле и т. п.) и активность магмы (количество летучих компонентов, температура и т. д.). На состав всего тела гранитов гранитизация не оказывает большого влияния, т. к. приурочена к узкой зоне контакта.

Во многих работах, касающихся гранитизации, этот процесс рассматривается как региональный, сопровождающий

абиссальные интрузии. Д. С. Коржинский (1952), В. С. Коптев-Дворников (1953, 1955), О. С. Полквой (1953, 1957), Е. И. Долманова (1956), О. С. Дистанова (Коптев-Дворников и др., 1962) указывают на подобное явление для типабиссальных интрузий.

Описанный случай гранитизации во многом сходен с данными Е. И. Долмановой и О. С. Дистановой и отвечает первому этапу гранитизации — метасоматозу под влиянием высоко-

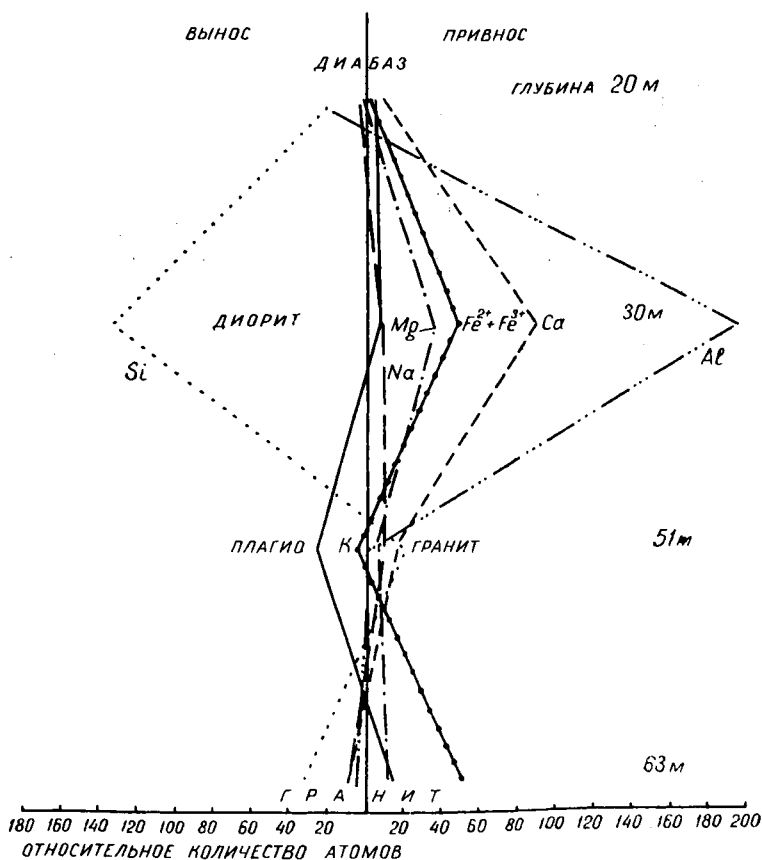


Рис. 62. Диаграмма привноса-выноса элементов при гранитизации.

коактивных эманаций (Lacraix, 1899—1900; Anderson, 1934; Mc. Gregor, Wilson, 1939; Коржинский, 1952) в результате относительно быстрого подъема магмы.

Петрографическое и петрохимическое изучение контактового ореола вмещающих пород позволяет сделать следующие выводы:

1. Во вмещающих образованиях наблюдается развитие двух типов контактового метаморфизма: а) перекристаллизация в твердом состоянии, часто без сколько-нибудь существенного привноса, с возникновением роговиков и б) гранитизация, сопровождающаяся иногда значительной перестройкой пород, явлениями базификации и фельдшпатизации.

2. Мощность контактового ореола и характер изменения зависят от состава вмещающих пород, степени их дислоцированности и строения поверхности контакта. При равных условиях известняки данного региона изменяются меньше, чем песчаники, а последние меньше, чем основные и ультраосновные породы. Тектонический фактор играет большую роль при метаморфизме: трещиноватые породы претерпевают более глубокие изменения, чем массивные. Породы сходного состава имеют более широкий контактовый ореол над пологим контактом.

3. Для ороговикованных пород характерно постоянное присутствие кварца с переменными количествами альбита, пироксена, амфибола и биотита. Типично также отсутствие эпидота и наличие распыленного магнетита. В более низкотемпературную стадию появляется эпидот и другие вторичные минералы.

4. Для контактовых роговиков в узкой зоне соприкосновения с гранитами характерен магнезиально-железистый метасоматоз, который выражается в биотитизации и амфиболизации пород. Таким образом, при формировании роговиков имеют место явления привноса, но по глубине преобразования они менее масштабны, чем при гранитизации, и роговики сохраняют все главнейшие признаки первичных пород, что хорошо видно на примерах орогоживания песчаников и диабазов.

5. Гранитизации подвергаются породы не только сходного, но и контрастного с гранитами состава. Благоприятными для развития процесса факторами являются пологая поверхность контакта, интенсивная трещиноватость пород,

большая химическая активность магмы и ее высокая температура.

6. Контактный ореол появляется во вмещающих породах вокруг гранитов главной интрузивной фазы и особенно вокруг их сателлитов; граниты дополнительных интрузивов заметного контактового воздействия не производят.

7. Относительно небольшие мощности контактовых ореолов и сохранность за пределами зон роговиков во вмещающих образованиях парагенезисов минералов, типичных для предшествовавших тектоно-магматических этапов, позволяют подтвердить точку зрения А. Н. Заварицкого (1937), возражавшего против оценки гранитных интрузий Среднего Урала как источника неограниченного количества растворов.

8. Пневматолитово-гидротермальный метаморфизм выражается в грейзенизации, окварцевании, эпидотизации и хлоритизации, локализованных преимущественно в трещинах. Скарнирование наблюдается редко и в непосредственном контакте с гранитами.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ГРАНИТОВ

Процессы аутометаморфизма. Аутометаморфные превращения, вызываемые нарушением равновесия в кристаллизующейся магме, сводятся к следующему. В диоритах, кварцевых диоритах и гранодиоритах роговая обманка еще в магматическую стадию почти нацело замещается биотитом, а последний в эпимагматическую стадию хлоритизируется, эпидотизируется и опацизируется. Плаггиоклазы этих пород микроклинизируются и замещаются альбитом. В гранитах в относительно высокотемпературных условиях образуются пертиты распада и мирмекиты, идет замещение плаггиоклаза микроклином с образованием реакционных каемок. Несколько позже развивается альбитизация с формированием пертитов замещения. В постмагматическую стадию происходит интенсивная перестройка плаггиоклазов с появлением новообразований эпидота, серицита, каолинита, цоизита и биотита (замещение хлоритом, мусковитом, эпидотом).

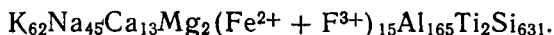
Иногда изменения достигают такого развития, что нарушается первичный структурный облик пород. Замечено, что степень преобразования пород в ряду диорит—гранит—аляскит заметно уменьшается к конечному члену этой серии. Аляскиты почти всегда выглядят свежими, не затронутыми метаморфическими процессами. Кроме того, наблюдается

возрастание измененности пород (диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов главных интрузивных фаз) с приближением к контактам. В этом направлении фиксируется увеличение контаминированности пород ксенолитами, что, вероятно, и имеет определяющее значение. Контаминированные гранитоиды отличаются непостоянством текстур, структур и минерального состава. В них появляются неравновесные ассоциации минералов — результат процессов взаимодействия.

Пересчеты химических анализов пород Суундукского массива по методу Т. Барта иллюстрируют движение элементов при автометаморфизме: неизмененного порфиroidного гранита, взятого за исходный (см. приложение, табл. 1, образец 29); микроклинизированного порфиroidного гранита (образец 5); плагиогранита (образец 30); диорита (образец 33); ксенолита диабаза (образец 31).

Формула неизмененного порфиroidного двуслюдяного гранита: $K_{38}Na_{61}Ca_{24}Mg_3(Fe^{2+} + Fe^{3+})_8Al_{139}Ti_{0,5}Si_{652}$.

Полученная таким же методом формула микроклинизированного гранита будет:



Отсюда изменения при микроклинизации выразятся в следующем:

Привнос	Вынос
$(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ — 7 ионов	Na — 16 ионов
K — 24 иона	Ca — 11 »
Al — 26 »	Mg — 1 ион
Ti — 1 ион	Si — 21 »

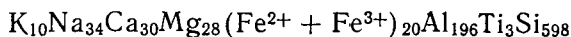
Таким образом, калиевый метасоматоз приводит к обогащению породы калием и алюминием и обеднению ее кремнием, натрием и кальцием без существенного изменения в содержании анортитовой составляющей.

Представляется интересным проследить движение вещества при формировании гибридных пород. Так, плагиогранит с формулой $K_9Na_{57}Ca_{35}Mg_{53}(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{45}Al_{196}Ti_4Si_{562}$ в сравнении с порфиroidным гранитом дает следующую картину:

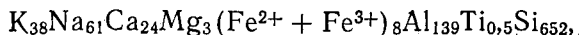
Привнос	Вынос
Ca — 11 ионов	K — 29 ионов
Mg — 50 »	Na — 4 »
$(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ — 37 »	Si — 90 »
Al — 57 »	
Ti — 3 »	

Полученные результаты свидетельствуют об ассимиляции кальция, магния, железа, алюминия и титана, повышающих меланократовость плагиогранитов. Вынос калия, натрия и кремния фиксируется во вмещающих образованиях экзоконтакта развитием микроклинизации и окварцевания.

Сопоставляя диорит —



с порфиридным гранитом —



получаем подтверждение высказанного ранее представления об обогащении кислой магмы при процессах гибридизма кальцием, магнием, железом и алюминием. Одновременно осуществляется вынос калия, натрия и кремния.

Сравнение результатов пересчетов ксенолита диабаза $K_{47}Na_{51}Ca_{47}Mg_{50}(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{69}Al_{210}Ti_8Si_{522}$ со средним диабазом по Дэли (Четвериков, 1956) дает следующие результаты:

Привнос	Вынос
K — 33 иона	Ca — 43 иона
Na — 6 ионов	Mg — 9 ионов
Al — 50 ионов	Ti — 11 ионов
Si — 37 »	($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) — 38 »

Макроскопически диабаз ксенолита кажется неизменным. Он сохраняет темно-серый цвет, угловатые очертания, структуру. А приведенные данные показывают на значительные перемещения слагающих породу компонентов. Очевидно, ассимиляцию следует понимать не как простое расплавление попавших в магму ксенолитов, а как сложное взаимодействие с выносом одних и привносом других компонентов.

Следует также отметить, что изменения в гранитах зависят от состава контактирующих с ними пород. Хотя взаимодействие с вмещающими породами на уровне становления интрузий внешне не проявляется, приведенные выше примеры определенно указывают на взаимный обмен веществом. Особенно наглядно это выступает при соприкосновении с основными и ультраосновными породами. В контакте с песчаниками, гнейсами и известняками чего-либо подобного описанному выше не отмечалось. Обратное воздействие на граниты песчаников и гнейсов не устанавливается, по-видимому, из-за близости составов.

Процессы динамометаморфизма. Продукты, обязанные

своим происхождением воздействию внешнего давления, развиты в массивах повсеместно.

В приконтактовых зонах они представлены катаклазированными гранитами, в которых кварц приобретает резко выраженное волнистое или мозаичное угасание и оптическую аномалию (псевдодвуосность). В плагиоклазах нарушается параллелизм двойниковых полосок. В калиевых полевых шпатах искажается двойниковая решетка, а цветные минералы расщепляются по спайности.

В местах приложения максимальных напряжений границы переходят в гнейсы, в которых еще виден первичный базис. Породы получают ясно выступающий сланцеватый облик с линейной ориентировкой цветных минералов. Бесцветные минералы образуют линзовидные или прожилковые агрегаты с мозаичным строением.

Во внутренних частях интрузивов давление обуславливает появление зон дробления мощностью до нескольких десятков метров, внутри которых граниты перетерты до милонитов. Слагающие их минералы уже почти не диагностируются. Среди милонитов местами видны реликты гранито-гнейсов.

Зоны дробления сложены сильно уплотненными породами, благодаря чему они иногда играют роль экранов при постмагматических процессах: около них граниты более интенсивно изменены. Изредка в данных зонах породы сильно карбонатизированы и хлоритизированы. Очевидно, эти процессы развивались при усилиях, противоположных предыдущим сдвиганиям.

Кроме региональных зон дробления, прослеживающихся через все массивы и переходящих во вмещающие породы, граниты разбиты густой сетью трещинных структур, по которым в постмагматический этап местами циркулировали гидротермы.

Пневматолитово-гидротермальный метаморфизм. Продукты данного типа метаморфизма развиты в той или иной степени во всех гранитоидах за исключением аляскистов.

В Суундукском, Адамовском и Котансуйском массивах широко представлены окварцованные и грейзенизированные породы. Для гранитов массива Джабыгасай больше типична березитизация, в Аниховском массиве весьма слабо развиты мусковитизированные граниты, что находится в связи с его более глубоким эрозионным срезом.

Пневматолитово-гидротермальные процессы вначале развиваются вдоль узких зон, оси которых нередко отмечены

кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией. Постепенно распространяясь в стороны по оперяющим структурам, изменения охватывают все большие пространства, приобретая уже площадной характер. Таким образом, трещиноватость в значительной степени определяет масштабы данного типа метасоматизма. Возникающие при этом породы хорошо диагностируются в поле по купольным или дайкоподобным формам залегания, по серовато-белой (грейзены) или серовато-зеленой (березиты) окраске и по мелкой зернистости.

На основе наблюдений над взаимоотношениями продуктов пневматолитово-гидротермальной деятельности можно (в первом приближении) выделить три этапа метасоматоза. В возрастной последовательности они характеризуются поступлением кислых и щелочных терм.

В первый, наиболее высокотемпературный, этап, отвечающий грейзенизации, развивается кварц-топазовая или кварц-турмалиновая (рис. 63) фация грейзенов. Эти минералы замещают полевые шпаты, разъедая их с краев и по трещинам. Процесс заходит иногда настолько глубоко, что от плагиоклаза и микроклина остаются лишь мелкие реликты среди кварц-топазового агрегата.

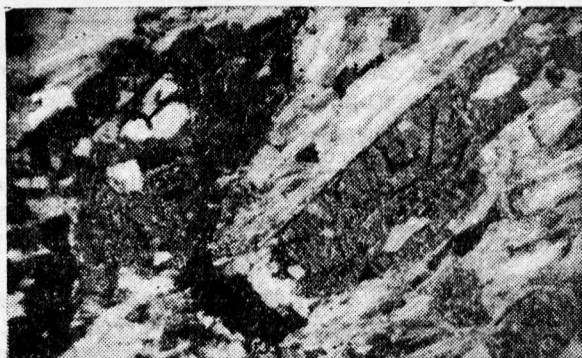


Рис. 63. Турмалиновый грейзен (ув. 48, при 1 ник.).

Несколько позже образуется мусковит в виде радиально-лучистых и пачечных агрегатов. Мусковит особенно интенсивно замещает биотит и (в меньшей степени) реликты плагиоклаза. В некоторых случаях он развивается по топазу и (редко) по кварцу. С ним ассоциирует реликтовый (включенный в биотит) и новообразованный апатит.

После этого начинается отложение новой генерации кварца, проникающего по трещинам спайности в мусковит в сопровождении флюорита, берилла, касситерита, молибденита, халькопирита и торбернита (массив Котансу). В это же время формируется и альбит, обычно свободный от вторичных минералов.

Второй этап (березитизация) характеризуется появле-

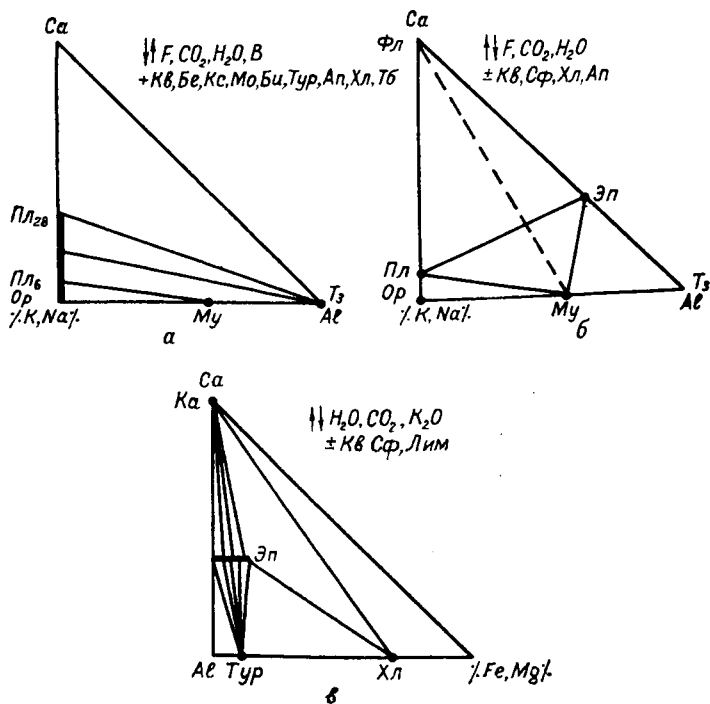


Рис. 64. Минеральные парагенезисы при грейзенизации. Стадии формирования: а — высокотемпературная; б — среднетемпературная; в — низкотемпературная.

нием массы тонких жилок, сложенных кварцем трех генераций с большим количеством золотосодержащих сульфидов. Наиболее высокотемпературный (в этом этапе) кварц ассоциирует с мусковитом, флюоритом и апатитом. В нем нередко содержатся сноповидные или метельчатые агрегаты актинолита.

В конце данного этапа возникают многочисленные почти мономинеральные жилки эпидота, альбита, серицита, хлорита, редко микроклина и сфена. Эти изменения распространяются и по всей массе породы, однако всегда можно заметить линейные зоны, в которых воздействие гидротерм проявляется особенно интенсивно.

Третий, завершающий этап гидротермальной деятельности характеризуется поступлением кальцийсодержащих терм. Карбонат распределяется по всей породе или выполняет трещины, в которых вместе с ним иногда встречаются кварц, эпидот, хлорит, гидрослюда, лейкоксен и почти полностью лимонитизированные пирит и магнетит.

Данная последовательность развития метасоматоза наблюдается только в Джабыгасайском массиве. В других интрузивах мы видим или первый, или первый и третий этапы, причем «чистые» грейзены не образуются и породы классифицируются как в большей или меньшей степени грейзенизированные граниты.

Судя по ассоциациям определяющих грейзенизацию минералов (кварц-топаз, кварц-мусковит, кварц-флюорит), кислотность — щелочность среды в процессе метасоматоза неоднократно изменялась. В высокотемпературную стадию (около 500°) среда отличалась повышенной кислотностью — обстановкой, благоприятной для формирования топаза (Наковник, 1954). Появление мусковита свидетельствует об изменении рН среды до щелочного (Morey and Ingerson, 1937). Образование более позднего флюорита происходило, вероятнее всего, в слабокислой среде, при значительном понижении рН. Выпадение кальцита в заключительную стадию говорит о нейтрализации растворов. Наличие кварца на всех этапах метасоматоза объясняется возможностями его образования в широком интервале температур и рН среды (в кислых, нейтральных и слабощелочных растворах).

В соответствии со сказанным изменение состава пород в процессе грейзенизации иллюстрируется диаграммами состав — парагенезис, построенными при переменных (для каждого этапа) инертных и подвижных компонентах.

Для первого этапа данного процесса при выбранных в качестве инертных Са, Al, и (К, Na), вполне подвижных F, CO₂, H₂O и В, и избыточных кварце, берилле, ксенотиме, молибдените, биотите, турмалине, апатите, халькопирите и торберните, характерны следующие парагенезисы: плагиоклаз № 17—28 + топаз; плагиоклаз № 17—28 + топаз + мусковит;

альбит + мусковит; плагиоклаз № 28 + ортоклаз; плагиоклаз № 28 + ортоклаз + мусковит; ортоклаз + альбит + топаз; ортоклаз + мусковит + топаз (рис. 64, а).

На втором этапе формирования грейзенов (при тех же инертных) подвижные компоненты представлены F, CO₂, H₂O, а избыточные — кварцем, сфеном, хлоритом, апатитом.

Минеральные парагенезисы: флюорит + плагиоклаз; флюорит + ортоклаз; плагиоклаз + эпидот; ортоклаз + мусковит; мусковит + топаз; топаз + эпидот; ортоклаз + плагиоклаз + мусковит; мусковит + эпидот; плагиоклаз + флюорит + эпидот; плагиоклаз + эпидот + мусковит; флюорит + эпидот + топаз; ортоклаз + мусковит + топаз (рис. 64, б).

В заключительном этапе инертными компонентами являются Ca, Al (Fe, Mg), при подвижных H₂O, CO₂, K₂O и избыточных — кварце, сфене, лимоните (по пириту).

Парагенетические ассоциации в этом случае будут следующие: кальцит + эпидот; кальцит + хлорит; эпидот + хлорит; эпидот + турмалин; турмалин + хлорит; кальцит + эпидот + хлорит; кальцит + эпидот + турмалин и эпидот + турмалин + хлорит (рис. 64, в).

Сравнивая по методу Т. Барта с неизменным гранитом (см. приложение, табл. 1, обр. 29) грейзенизированный гранит (см. приложение, табл. 1, обр. 32), формула которого $K_{25}Na_{11}Ca_7Mg_4(Fe^{2+} + Fe^{3+})_{22}Al_{126}Ti_{10}Si_{676}$, получим следующее представление о движении элементов при грейзенизации:

Привнос	Вынос
Mg — 1 ион	K — 13 ионов
(Fe ²⁺ + Fe ³⁺) — 14 ионов	Na — 50 »
Ti — 9 »	Ca — 17 »
Si — 24 иона	Al — 18 »

Отсюда следует, что при грейзенизации происходит вынос щелочей, кальция и алюминия, привнос кремния, железа и титана. Правда, нами при этом не учтена пористость пород, но общая картина, если и отличается от истинной, то только в деталях.

По данным спектральных анализов, грейзенизированные граниты и березитизированные породы отличаются от нормальных повышенным содержанием иттрия, лития и рубидия.

Временной диапазон развития грейзенов довольно широк. Одни из них секутся аплитами и дополнительными интрузи-

вами, другие (большая часть) возникают в экзоконтактах кварцевых жил или вдоль трещин, одновременных с ними.

Березиты формируются позже грейзенов, в постмагматический этап.

* *

*

Подводя итог изучению метаморфизма гранитов, можно отметить следующее:

1. При затвердевании в гранитах довольно широко развивался аутометаморфизм, приводивший иногда к заметной перестройке состава и структуры. Наибольшие изменения характерны для зон эндоконтактов, где взаимодействие с ксенолитами вмещающих пород обуславливало резкие колебания состава и появление неравновесных ассоциаций минералов, обычных для гибридных образований.

2. В посткристаллизационный этап в результате внешних напряжений в консолидированном чехле возникали зоны дробления, неоднократные подвижки по которым привели к образованию тонко перетертых пород, потерявших все признаки первичного строения, а в некоторых случаях — и состава. В краевой фации граниты превращались в гранито-гнейсы с соответствующим структурным и текстурным оформлением.

3. На составе интрузий их взаимодействие с боковыми породами на уровне становления отражается весьма слабо и по внешним признакам не устанавливается.

4. Наиболее поздними по времени являются продукты пневматолитово-гидротермального метаморфизма, представленные грейзенизированными, березитизированными и окварцованными породами. Процессы грейзенизации и березитизации совершаются в условиях периодического изменения кислотности—щелочности среды и сопровождаются привнесением железа, кремния и выносом калия, кальция и алюминия.

5. Пересечение грейзенизированных пород аплитами и наличие их связи с кварцевыми жилами свидетельствуют о длительном и неоднократном обособлении растворов, несущих материал грейзенов, и с разных горизонтов кристаллизующихся магматических очагов.

ГЛАВА VII

ВНУТРЕННЯЯ ТЕКТОНИКА ИНТРУЗИВОВ

Внедрение верхнепалеозойских гранитов происходило одновременно с мощными горообразовательными движениями, завершающими цикл развития Уральской геосинклинали. В результате этих движений сформировались Восточно-Уральский и Северо-Мугоджарский антиклинории. Пликативные дислокации были в значительной степени осложнены дизъюнктивными нарушениями — региональными глубинными разломами, проникшими в докембрийский фундамент.

Данные разломы являлись подводящими каналами для магмы от очагов магмообразования до верхних горизонтов земной коры. Их перистое оформление играло важную роль при размещении интрузий в пространстве: оно разбило породы на блоки. Дифференциальные перемещения образовавшихся блоков способствовали созданию камерного пространства.

На дифференцированность движений блоков указывает весьма сложное, без видимой закономерности распределение контактирующих с гранитами пород, когда на один уровень приведены, например, докембрийские гранито-гнейсы и нижнекаменноугольные известняки. А в гранитах об этом же говорит соприкосновение двух блоков с различной структурой пород.

Тесная связь интрузий с тектоническими движениями выражается в меридиональной вытянутости массивов, длинные оси которых параллельны главным складчатым структурам Урала. Это указывает на синтектоничность интрузий и на особую роль меридиональных разломов для подъема гранитной магмы. Формы залегания интрузивных тел определяются

ориентировкой пликативных структур и сопряжением дизъюнктивных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний с региональными меридиональными разломами. Значение данных разрывов подчеркивается прямолинейными или ступенчатыми границами интрузивов (западный контакт Суундукского массива, восточный контакт южной части Адамовского интрузива, субмеридиональные контакты Аниховского массива и т. д.) и положением сателлитов. Разломы пересекают и граниты и вмещающие породы. Их протяжение измеряется 50—80 км. Мощность зон дробления вдоль этих разломов колеблется от десятков метров до 300—500 м.

Заложившись до внедрения гранитов, эти структуры неоднократно подновлялись, по ним совершались подвижки, о чем, кроме указанных выше фактов, свидетельствуют смещения отдельных фрагментов жильных пород. Данные дизъюнктивы сильно нарушают первичные пликативные дислокации Восточно-Уральского и Северо-Мугоджарского антиклинориев.

На карте разрывных структур (рис. 65) хорошо видно расположение нарушений, контролирующих форму интрузивных тел. Эти нарушения установлены по аэрофотоснимкам и в большей своей части прослежены на местности. Так, Суундукский массив располагается в крупном, субмеридионально ориентированном асимметричном блоке. Блок порога наклонен к востоку и оконтуривается серией разломов северо-западного и северо-восточного направления — с южной и северной сторон и двумя зонами дробления почти меридиональной ориентировки. Вмещающие породы образуют антиклинальную складку сундучного типа с меридиональным простиранием оси. Контакты интрузива частично являются согласными со складчатыми структурами вмещающих пород (восточный контакт). Местами они аккордантны (с кажущимся согласием — южный участок) или дискордантны (северный и западный контакты). Наблюдающиеся изгибы линии контакта связаны с особенностями структуры и литологии боковых пород. В южном экзоконтакте массива наблюдаются зоны дробления северо-восточного и северо-западного простирания, определяющие его форму в этом месте. Они располагаются под углом к простиранию складчатых структур и к длинной оси интрузива. Судя по резко выраженному удлинению, массив связан с региональным разломом субмеридионального направления, проникающим в породы более низкого структурного этажа, и с его интенсивно проявленным опере-

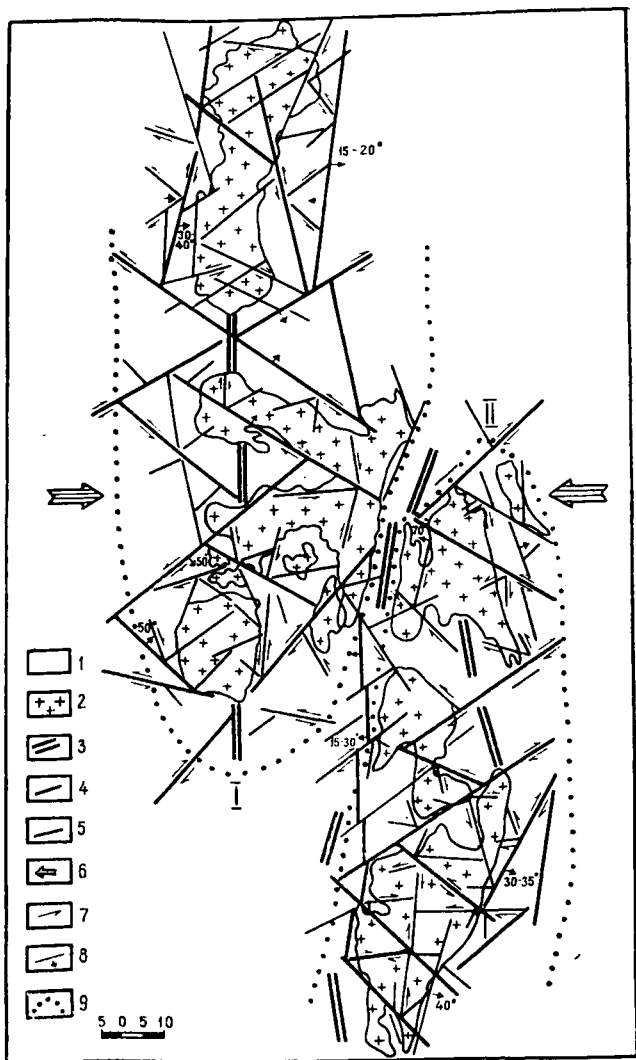


Рис. 65. Схема разломов, контролирующей конфигурацию массивов гранитоидов (составил К. М. Сиротин, 1966):
 1 — вмещающие породы; 2 — граниты; 3 — субмеридиональные зоны дробления; 4 — диагональные разломы; 5 — оперяющие второго порядка; 6 — направление сдвигания; 7 — направление движения блоков; 8 — элементы залегания сместителей; 9 — контуры Восточно-Уральского (I) и Северо-Мугуджарского (II) антиклинориев.

нием. Падение вмещающих пород — в сторону от гранитов. На западе оно крутое, с других трех сторон — пологое, особенно на востоке, где в небольшом удалении от массива наблюдаются его сателлиты.

Адамовский интрузив залегает в пределах крупной брахиантиклинальной складки, осложняющей западное крыло Восточно-Уральского антиклинория. Ось складки на юге совпадает с восточным контактом интрузива, затем идет через центр (пос. Баймурат) и поворачивает на северо-запад. Таким образом, длинная ось интрузива ориентирована под некоторым углом к оси контролирующей пликвативной структуры. Последняя разбита на три блока. Поверхность северного контакта Каиндинского массива (северный блок) под углом до 40° погружается на северо-восток под девонские эффузивы. На юге массив образует серию линзовидных апофиз, внедряющихся в докембрийское основание. Здесь его контакты резко дискордантны. Массив расположен в узком блоке, вытянутом в северо-западном направлении и полого падающем на северо-восток. Ограничивающие его разрывные нарушения, вероятно, служили подводными каналами при движении магмы.

Центральный массив располагается в своде складки и имеет аккордантные меридиональные и дискордантные широтные контакты. Его контуры чрезвычайно извилисты и всегда являются секущими по отношению к структурам вмещающих пород. Последние имеют выдержанное субмеридиональное простирание с восточной и западной сторон массива и плавно изменяют его на 90° с переходом на северную и южную границы. Падение вмещающих пород ориентировано в стороны от гранитов под углами до $30-40^\circ$. Массив ограничивается довольно крутыми разломами, образующими изометричный блок.

Структура вмещающих пород, обрамляющих южный массив, показывает зависимость от линии контакта. Гнейсы, диабазы, и известняки приподняты гранитами и наклонены в стороны от них, получив дополнительную мелкую складчатость (гофрировку) на крыльях более крупных структур. Данный массив заключен в ромбовидный блок с крутыми падениями сместителей.

Аниховский массив находится в периклинальном замыкании Северо-Мугодзарского антиклинория. С востока и запада он граничит с грабен-синклинальными зонами дробления, которые смыкаются севернее массива и контролируют

его положение. На западе граниты имеют тектонический контакт с девонскими порфиридами. Поверхность восточного контакта полого погружается под вмещающие известняки нижнего карбона.

Массив Джабыгасай залегает в западном крыле Северо-Мугоджарского антиклинория, вблизи его осевой части, согласно напластованию падающих на запад пород. Он приурочен к меридиональному разлому западного падения, уходящему в докембрийское основание.

Котансуйский массив расположен в ядре антиклинория, сложенного здесь докембрийскими породами. Граниты дислоцируют вмещающие породы, имея с ними аккордантные отношения. Северный и южный контакты дискордантны, северная граница массива (как и южный контакт массива Джабыгасай) приурочена к разлому северо-восточного простирания.

Крупные нарушения, контролирующие конфигурацию массивов, сопровождаются многочисленными и многопорядковыми структурами сколового и разрывного характера, что обуславливает блоковое строение района. Проникая по этим разломам, магма пересекала сильно дислоцированные метаморфические и осадочно-вулканогенные толщи докембрия и нижнего палеозоя. Вторгаясь в верхнепалеозойские, менее дислоцированные породы, она образовывала тела сложной, может быть, многоэтажной формы с конкордантными и дискордантными контактами.

СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИИ

Процесс формирования интрузий Орского Зауралья в значительной степени повторяет историю развития подавляющего большинства крупных плутонов восточного склона Урала (Кузнецов, 1941, 1961 а; Куплетский, 1946 а, б). Их становление характеризуется значительной растянутостью во времени, многофазностью и теснейшей связью с тектогенезом.

Представление о возрастной последовательности оформления пород, принимающих участие в строении массивов, дает схема, установленная на основании наблюдений над их взаимными пересечениями (табл. 40).

Анализ данной схемы показывает сложность и в то же время единую направленность эволюции магматических очагов, выдерживающуюся во всех массивах. Начинаясь во всех

Схема формирования верхнепалеозойских интрузий Орского Зауралья

Фаза	Массивы				
	Суундукский	Адамовский	Аниховский	Джабыгасай	Котансу
VII	—	Псевдосферолититы (фельзиты)	—	—	—
VI	Лампрофиры	Аляскиты	—	Лампрофиры	—
V	Гранит-порфиры	Граниты биотитовые мелкозернистые	Лампрофиры	Аляскиты	Лампрофиры
IV	Аляскиты	Граниты порфировидные (главная интрузивная фаза)	Аляскиты	Граниты биотитовые, мусковитовые, амфиболовые (главная интрузивная фаза)	Аляскиты
III	Граниты мусковитовые и двуслюдяные мелкозернистые	Граниты биотитовые мелкозернистые	Граниты порфировидные (главная интрузивная фаза)	Плагнограниты	Граниты двуслюдяные мелко- и среднезернистые
II	Граниты порфировидные (главная интрузивная фаза)	Граниты амфиболбиотитовые	Граниты биотитовые мелкозернистые	Гранодиориты	Граниты порфировидные (главная интрузивная фаза)
I	Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты	Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты	Плагнограниты	Диориты и кварцевые диориты	Кварцевые диориты, гранодиориты, граносениты

случаях с внедрения гранитов повышенной основности, формирование интрузий проходит ряд стадий, иллюстрирующих гомодромный тип их развития. Внедрение каждой из указанных в схеме фаз находилось в тесной связи с определенным пароксизмом тектонической деятельности и может определяться как тектоно-магматическая фаза.

Промежутки времени, отделявшие фазы, были различны. В одних случаях интрузия совершалась в уже застывшие породы, что определяется по резким, четким контактам. В других — внедрение имело место в еще не остывшие породы, благодаря чему мы видим неясные, «размытые» переходы между ними. Породы каждой фазы являются продуктом самостоятельного и сложного процесса и одновременно представляют собой естественное звено в цепи нормальной эволюции кислой магмы в данном месте.

Массивы приурочены к двум крупным положительным структурам: Восточно-Уральскому и Северо-Мугоджарскому антиклинориям. Поэтому вполне естественно, что специфические особенности геологии данных структур наложили определенный отпечаток на развитие магматизма в их пределах. Так, в Восточно-Уральском антиклинории становлению порфиридных гранитов Суундукского массива (главной интрузивной фазы) предшествовало образование основных гранитоидов. После них инъецировали три типа дополнительных интрузий. Порфиридные граниты использовали региональный разлом субмеридионального простирания и его многочисленные опережающие.

Формирование Адамовского интрузива началось с внедрения диоритов, гранодиоритов, за которыми, в отличие от Суундукского массива, следовали амфиболовые и биотитовые мелкозернистые граниты. Эти породы образовали северный массив. После значительного перерыва, магматизм сместился южнее. Порфиридные граниты (главная — четвертая по счету — интрузивная фаза) сформировали центральный и южный массивы, внедряясь по меридиональной зоне дробления в замке Адамовской антиклинали и по сопрягающимся с ней диагональным разломам.

Дополнительные интрузивы представлены всего двумя фазами.

Становление Аниховского массива, расположенного в северном окончании Северо-Мугоджарского антиклинория, началось с инъекций отдельных небольших тел плагиогранитов, пересекаемых более поздними биотитовыми мелкозерни-

стыми гранитами. Породы главной интрузивной фазы — порфиоровидные граниты — интродировали по многочисленным разломам, образовав разобщенные тела неправильной формы. Они дали только один дифференциат — аляскиты.

В Джабыгасайском массиве диориты, гранодиориты и плагиограниты представляют самостоятельные фазы, внедрившиеся по одному направлению — меридиональной зоне дробления. Следовавшие за ними граниты главной фазы также использовали это ослабленное направление. Как и в Аниховском массиве, дополнительные интрузивы представлены аляскитами.

В массиве Котансу основные гранитоиды занимают весьма незначительные объемы. Внедрение пород главной интрузивной фазы — порфиоровидных гранитов — происходило по субмеридиональным разломам и пересекающим их диагональным структурам, преимущественно северо-восточного простирания. Дополнительные интрузивы — двуслюдяные граниты и аляскиты — вторгались после значительного перерыва.

Важно отметить, что главные интрузивные фазы всех массивов формировались практически одновременно. По-видимому, это может служить косвенным указанием и на одновременность возникновения магматических очагов, а, может быть, и на существование единого глубинного очага, давшего мощные апофизы в вышележащие горизонты.

Изложенное позволяет наметить для верхнепалеозойских гранитоидов данного региона три этапа развития магматизма: начальный, средний и конечный. Все эти этапы укладываются в заключительный цикл формирования Уральской геосинклинали.

Начальный этап. Глубинные очаги кислой магмы возникали, вероятно, одновременно с началом тектонических движений, которые являлись одной из первопричин образования магматического расплава. В это время в складчатых структурах Восточно-Уральского поднятия закладывались меридиональные разломы регионального протяжения и их многопорядковые опоряющие.

Под влиянием бокового давления и напора поднимающейся магмы за счет изгиба слоев и смещения отдельных блоков образовалась серия камер. В них интродировали дискордантные апофизы (передовой фронт), имевшие высокую температуру и насыщенные летучими компонентами. Это обуславливало интенсивность ассимиляции и развитие гибридизма,

в результате чего появлялись гранитонды повышенной основности: диориты, гранодиориты, плагиограниты, адамеллиты.

Тектоническая активность еще не достигла своего апогея, поэтому внедряются небольшие порции магмы по отдельным наиболее ослабленным направлениям, образуя неправильные, линзовидные и штокоподобные тела. Для пород данного этапа типичны такситовые текстуры, неравновесные минеральные ассоциации, присутствие большого количества ксенолитов. Среди породообразующих минералов в лейкократовой части преобладают средние плагиоклазы. В подчиненных количествах присутствуют микроклин и кварц. Из меланократовых компонентов доминирует обыкновенная роговая обманка, реже — биотит. Характерно присутствие большого количества (до 6% от объема породы) узкого круга акцессориев. Из элементов-примесей типоморфны никель, кобальт, хром, ванадий, в меньшей степени цинк, цирконий, медь и т. д.

Жильные породы развиты слабо. Главными являются кварцевые жилы с золотой минерализацией, достигающей местами промышленных кондиций.

Постмагматические процессы иногда приводят к глубоким изменениям пород.

Средний этап. Тектоно-магматическая деятельность на данном этапе достигает своего максимума. Вследствие сдавливающих усилий широтного направления в породах рамы получают окончательное оформление субмеридиональные тектонические зоны дробления, прослеживающиеся на сотни километров. Они сопровождаются диагональными (северо-западными и северо-восточными) разломами, секущими все породы вне зависимости от их механических свойств и элементов залегания. В результате формируется блоковое строение района. Расположение блоков определяет будущую конфигурацию плутонов. Узлы сопряжения и пересечения глубинных разломов служат подводящими аппаратами для вторжения огромных магматических масс. Интрузии совершаются при нарастающих тектонических напряжениях, приводящих к сдавливанию пород. При этом происходят дифференциальные перемещения блоков, обеспечивающие появление камер и ослабленных направлений, в которые интродуцировали граниты главных интрузивных фаз.

Магматические расплавы, содержащие интрателлурические выделения калиевых полевых шпатов, механически активно заполняют камеры, что сопровождается обрушением

кровли и появлением директивных текстур. Длинные оси ксенолитов и вкрапленников полевых шпатов повторяют неровности поверхности контакта.

Перемещение магмы в более высокие горизонты совершалось с перерывами, на что указывает присутствие нескольких генераций породообразующих минералов. Расплавы достаточно гомогенизировались и освободились от влияния процессов гибридности. Их температура в одних случаях превышает 550—600°, о чем говорит присутствие ортоклаза (массивы Аниховский, Котансу, Джабыгасай), в других была несколько ниже (Суундукская, Адамовская интрузии).

В приконтактной фации фиксируется быстрое охлаждение (зональный плагиоклаз, ортоклаз, гетерогенное строение). Центральные части отличаются медленной кристаллизацией (присутствие калиевых полевых шпатов высокой степени упорядоченности, однородное строение основной массы). Главные представители данного этапа — порфириновые микроклиновые граниты — отличаются многоприемной кристаллизацией, обеспечивающей их специфическую структуру — важный признак гипабиссальных интрузий.

Породы сопровождаются большим количеством разновременных жильных вкрапленников. Наиболее ранними являются аплиты, пегматиты, граниты, более поздними (с явлениями пересечения) — лампрофиры. Распространение даек ограничивается пределами интрузий, что указывает на их генетическую связь с гранитами.

Широкое развитие пегматитов и в некоторых случаях (Котансу) миаролитовых пустот, заполненных крупными кристаллами полевых шпатов, слюды и кварца, служит доказательством обогащения расплава летучими компонентами.

Внедрение в гипабиссальных условиях обуславливает понижение температуры и, соответственно, химической активности. Благодаря этому взаимодействие с боковыми образованиями на уровне становления интрузий выражается слабо. Понижение температуры, кроме того, создает благоприятные условия для возникновения разнообразного комплекса акцессориев, кристаллизация которых требует присутствия минерализаторов (топаз, турмалин, флюорит, торбернит, ортит, пироксид и многие другие). С породами этого этапа связана редкоземельная и редкометальная минерализация, а также рудопроявления золота, шеелита, молибденита, вольфрамита, висмутина, берилла, арсенопирита и других веществ.

Для порфириновых гранитов характерно широкое рас-

пространение постмагматических процессов. Наиболее ранним и высокотемпературным является калиевый метасоматоз, иногда начинающийся даже в магматическую стадию и выражающийся в замещении плагиоклаза микроклином. Более низкотемпературным и менее широко развитым является процесс альбитизации (каемки альбита вокруг олигоклаза, пертиты замещения). Типичные грейзены почти отсутствуют, но грейзенизация в той или иной степени проявлена в отдельных случаях весьма широко (Суундук, Котансу). Низкотемпературный метасоматоз представлен березитизацией и окварцеванием, которые пространственно связаны с тектоническими нарушениями.

Конечный этап. Этап дополнительных интрузий. Интенсивность тектогенеза и магматизма постепенно ослабевает. Внедряются небольшие тела, использующие ослабленные приконтактные зоны или диагональные зоны дробления. По сместителям происходят движения, приводящие к изменению первичных форм интрузивов. Магма интродуцирует с невысокой активностью. Формирование дополнительных интрузий происходит на наиболее высоких уровнях. Не исключена возможность значительного приближения отдельных апофиз к поверхности. Породы представлены лейкократовыми и аляскиотовыми разностями гранитов, отличающимися по составу от главной фазы несколько большими кремнекислотностью и щелочностью. Обычны несколько фаз, у которых наблюдается вполне определенная во времени закономерность изменения вещественного состава и химизма.

Кристаллизация пород происходит в беспокойной тектонической обстановке, что определяется по наличию нескольких генераций полевых шпатов и порфиоровидному строению, выраженному, правда, менее четко, чем у гранитов главной фазы. Внедрение дополнительных интрузий осуществляется в остывшие породы, благодаря чему происходит быстрое охлаждение расплава и образование мелко- и тонкозернистых структур. Этому способствуют и малые размеры интродуцированных тел. Судя по небольшому отличию от пород главной фазы, явления дифференциации проявляются слабо. Разнообразие пород скорее всего определяется кристаллизационной дифференциацией и эманационным эффектом, обусловливающими неравномерное распределение в расплаве петрогенных элементов и минерализаторов. Роль летучих компонентов выражена слабо. Отсутствуют пегматиты, акцессории представлены единичными зернами и не отличаются разнообразием.

разием. Постмагматические процессы почти не развиты. Вмещающие породы на контакте с телами дополнительных интрузий не несут следов изменений.

Проведенная нами статистическая обработка результатов спектральных анализов пород Суундукского массива, являющегося типичным для данного региона по целому ряду признаков (Воробьев, Сиротин, Карпов, 1967), подтвердила наличие трех геохимических этапов в его формировании. Эти этапы точно совпадают с намеченными выше геологическими этапами, что доказывает правомерность их выделения.

ЛИНИИ ТЕЧЕНИЯ

Большие площади хорошо обнаженных пород позволили произвести массовые замеры ориентировки планпараллельных текстур и ксенолитов.

Замеры показали, что положение в пространстве длинных осей вкрапленников и ксенолитов зависит от контуров поверхности контакта. Эта зависимость отчетливо выступает в удалении не более 1—2 км от боковых пород. В центральных частях массивов ориентирующее влияние контактов исчезает и определяющей силой в расположении директивных структур является распределение внутренних напряжений в расплаве.

Линии течения в различных блоках гранитов выражены различно. В одних местах они четкие, ясные, с легко улавливающимся главным направлением движения расплава. В других они незаметны, а затем появляются вновь. Очевидно, это находится в связи с поднятием таких «бесструктурных» блоков и приведением на один уровень различных горизонтов интрузивов.

В центральной и южной частях Суундукского массива линейность плавно повторяет изгибы линии контакта (рис. 66). Длинные оси вкрапленников и ксенолитов располагаются почти горизонтально (0—5°). Только в непосредственном соприкосновении с боковыми породами они становятся крутыми. В северной части массива линии течения ориентируются на северо-восток почти под прямым углом к контакту. Углы падения длинных осей вкрапленников достигают здесь значений 15—30°. Эти факты позволяют говорить о движении расплава с северо-востока на юг, т. е. о наличии подводящего канала на северо-востоке.

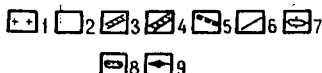
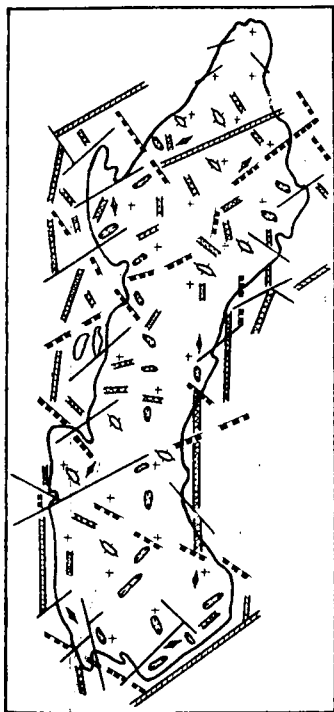


Рис. 66. Структурная карта Суундукского массива (составил К. М. Сиротин, 1966):

1 — граниты; 2 — вмещающие породы; 3 — депрессии по зонам дробления; 4 — зоны кливажа; 5 — региональные разломы с зонами дробления; 6 — разломы второго порядка; 7 — зоны сводовых поднятий; 8 — зоны сводовых обрушений; 9 — линии течения.



Рис. 67. Структурная карта Адамовского интрузива.

(Условные обозначения те же, что и на рис. 66).

Северный массив Адамовского интрузива (рис. 67) содержит большое количество ксенолитов, длинные оси которых ориентированы на север под углом до 40° . Вполне очевидно, что внедрение здесь осуществлялось с севера. В центральном массиве ксенолиты отсутствуют, редкие вкрапленники не дают точного представления о движении расплава. Это согласуется

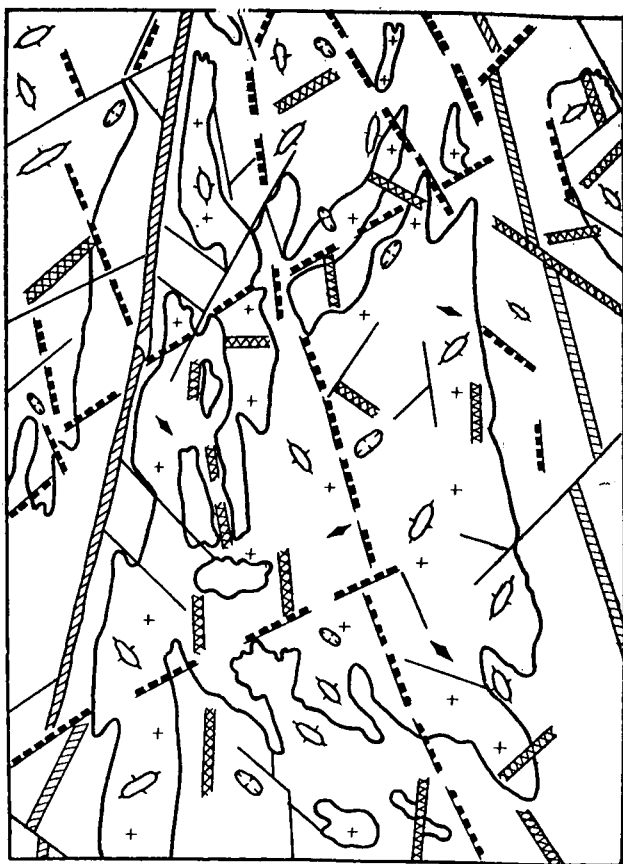


Рис. 68. Структурная карта Аниховского массива.

(Условные обозначения те же, что и на рис. 66).

ся с вышевысказанным представлением о поднятии данного блока и его более глубоком эрозионном срезе. Косвенные данные и трещиноватость указывают на возможность интрузии с востока. В южном массиве длинные оси вкрапленников располагаются концентрически, несколько «срезаясь» восточ-

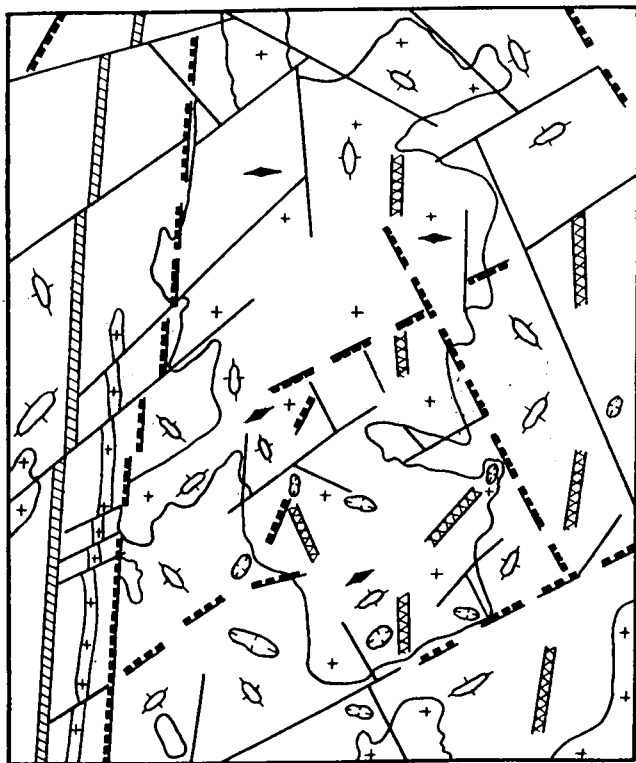


Рис. 69. Структурная карта массива Джабыгасай.
(Условные обозначения те же, что и на рис. 66).

ным контактом. Подводящий канал располагается, по-видимому, восточнее, на что указывают многочисленные сателлиты.

В Аниховском массиве (рис. 68) ксенолиты и вкрапленники наблюдаются весьма редко. Но там, где можно сделать замеры (главным образом — район восточного эндоконтакта), последние показывают на движение расплава с востока, куда полого погружается и контактная поверхность.

Противоположная предыдущей картина имеет место в Джабыгасайском массиве (рис. 69). Длинные оси многочис-

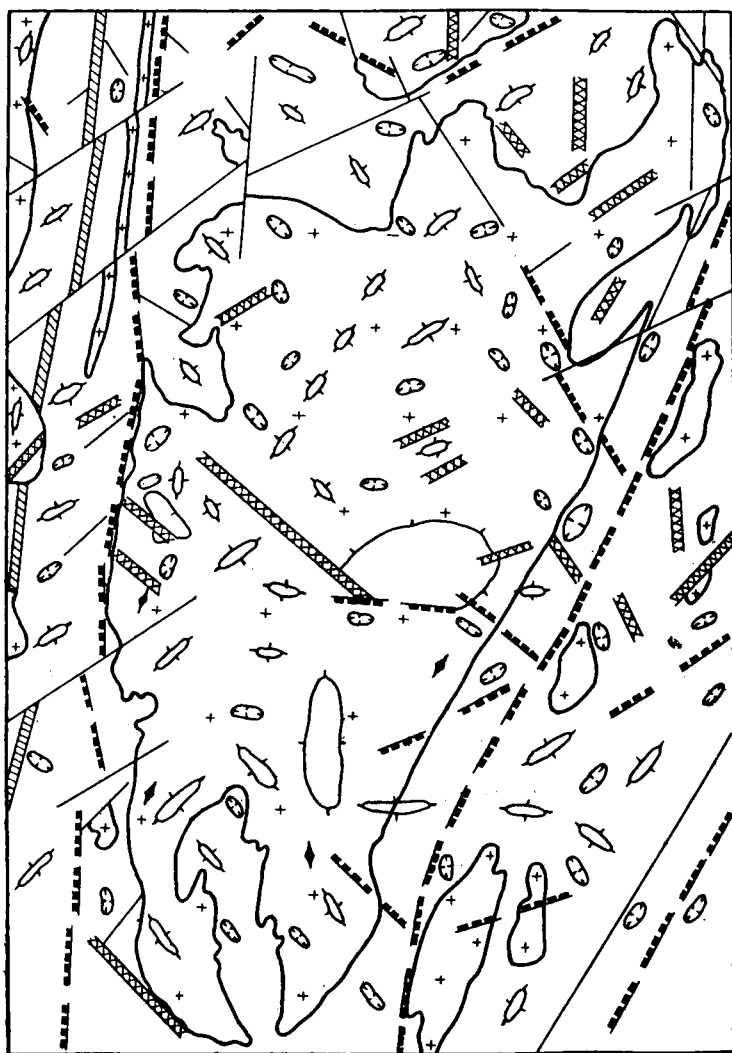


Рис. 70. Структурная карта массива Котансу.
 (Условные обозначения те же, что и на рис. 66).

ленных ксенолитов здесь тоже ориентированы в субширотном направлении, но наклонены на запад с постепенным увеличением углов падения с $10\text{--}15^\circ$ (на востоке) до $25\text{--}30^\circ$ — в районе западного контакта. Заполнение камеры Джабыгасайской интрузией осуществлялось при движении расплавов с запада.

В массиве Котансу вкрапленники закономерно ориентированы в его южной части, где они показывают известный параллелизм с линией контакта (рис. 70). Однако наблюдений здесь (особенно в северной части) недостаточно, чтобы сделать более или менее определенные выводы.

ВНУТРЕННЯЯ ДОЖИЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА МАССИВОВ

При структурном изучении гранитных интрузивов, кроме представлений о геологическом строении вмещающих толщ, были использованы данные дешифрирования аэрофотоснимков, результаты замеров элементов залегания трещин («сухих» и с жильным выполнением), ориентировки длинных осей ксенолитов и вкрапленников, а также зон дробления и милонитизации.

Из первичных дорудных структур, наблюдаемых в массивах, нами выделяются региональные разломы в сопровождении мощных зон дробления и мозаичной разблокировки; зоны сводовых поднятий, депрессии по зонам дробления, зоны кливажа, зоны сводовых обрушений и контракционные трещины скола, разрыва и отслоения с крутыми и пологими падениями (см. рис. 66—70).

Региональные разломы. Во всех массивах эти структуры располагаются в виде субпараллельных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания, отстоящих друг от друга на $15\text{--}20$ км. Они прослеживаются и во вмещающих породах, являясь опережающими к региональным зонам дробления глубинного залегания и меридионального простирания по бортам интрузивов. При значительных движениях вдоль последних они и образуются. Кроме них, развиты меридиональные разломы, очевидно, унаследовавшие догранитные структуры. Самые ранние нарушения сопровождаются серией параллельных трещин разрыва и скола, образовавшихся при

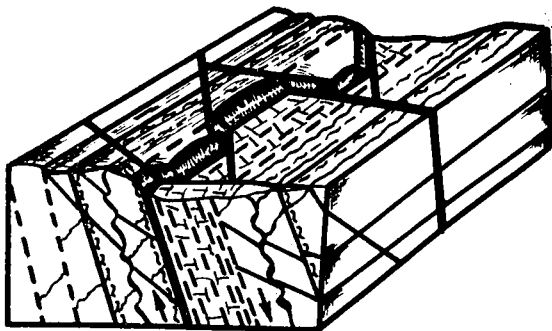


Рис. 71. Схема формирования разлома с образованием межблоковых зон погружения и мозаичной разблокировкой пород:

1 — кливаж разрыва; 2 — складки волочения; 3 — трещины скола; 4 — трещины разрыва.

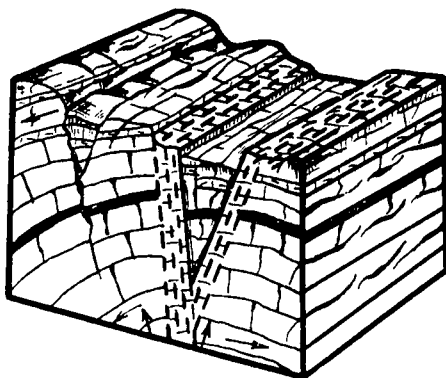


Рис. 72. Схема строения зоны сводового поднятия (фрагмент):

1 — кливаж растяжения; 2 — пегматитовые жилы; 3 — трещины скола; 4 — трещины разрыва.

вертикальных перемещениях блоков, и многочисленными оперяющими, возникшими в результате горизонтальных и сбросовых деформаций (рис. 71).

Комбинация первичных разломов и различно направленных оперяющих обусловили формирование вдоль первых линейно вытянутых, сложно построенных зон мелкого дробления со своеобразным узором трещиноватости. Мощность таких зон до 0,5 км. При растягивающих усилиях эти зоны выполняли роль контролирующих структур, являясь подводящими каналами для дополнительных интрузий и жильных пород, а при сжатии представляли собой экраны. Амплитуды относительных перемещений блоков по данным зонам не поддаются точному определению. Но судя по иногда наблюдающейся различной структуре соседних блоков, эродированных до одного уровня, они довольно значительны.

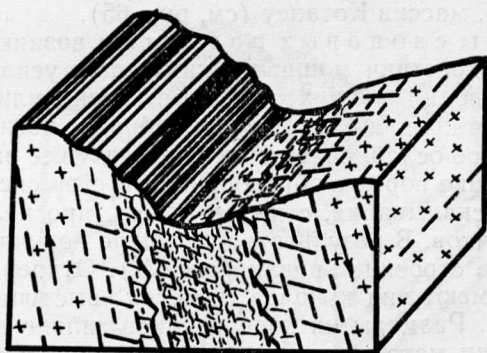
Региональные разломы являлись долгоживущими структурами. Вдоль них происходили заметные перемещения отдельных блоков в горизонтальном направлении, вследствие чего линии контакта массивов приобретали ступенчатую форму. Амплитуда таких перемещений достигала одного километра (южная часть Адамовского интрузива, север Суундукского массива, массив Котансу (см. рис. 65).

Зоны сводовых поднятий возникают при одновременном действии мощных сжимающих усилий и напора магмы, приподнимающих отдельные блоки или группу блоков. При этом кровля блоков куполообразно изгибается и возникает местное ослабление давления, влекущее за собой локальное растяжение пород с образованием густой системы трещин разрыва и скалывания, с проседанием (проскальзыванием) мелких блочков. В результате в профиле получается сложное ступенчатое строение кровли (рис. 72). Отпрепарированные поднятия имеют вид куполов, заметно выступающих в рельефе массива. Размеры их поперечников сильно варьируют от первых сотен метров до нескольких километров. Форма в плане округлая или овальная. Пластовые трещины полого падают во все стороны от центра поднятия.

Очень похожие образования, но значительно меньших размеров (20—50 м в поперечнике) широко развиты в районе южного и юго-западного эндоконтакта Суундукского и Адамовского (южного) массивов. Их происхождение, по-видимому, объясняется иными причинами. В одних случаях такая форма может быть слепком верхней части камеры; в других — обусловлена наплыванием магмы на подстилающие породы с



Рис. 73. Куполовидное поднятие в гранитах на юге Суундукского массива.



1 2 2
3

Рис. 74. Схема строения депрессии в зоне дробления:
1 — кливаж растяжения; 2 — складки волочения; 3 — глинка трения.



Рис. 75. Северный борт депрессии в зоне дробления (фрагмент обнажения; Аниховский массив).

подворачиванием; в третьих—пластическими деформациями еще не вполне застывшей породы. Выветривание сглаживает углы и сообщает плавные контуры таким мелким куполам (рис. 73).

В Суундукском массиве (см. рис. 66) куполообразные поднятия довольно редки и сосредоточены в северной и центральной его частях. В Адамовском интрузиве их максимум отмечен в южном массиве (см. рис. 67). В Аниховском (см. рис. 68) и Джабыгасайском (см. рис. 69) массивах куполообразные поднятия «рассеяны» более или менее равномерно по всей их площади. А в северо-западной части массива. Котансу они образуют субмеридиональный вал (см. рис. 70).

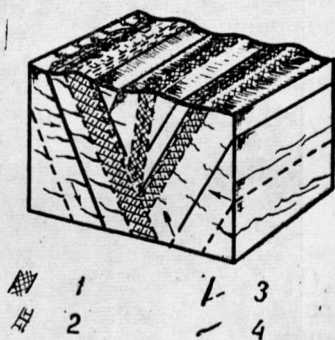


Рис. 76. Схема строения зон: 1 — кливаж сжатия; 2 — кливаж растяжения; 3 — трещины сколы кливажа; 4 — трещины разрыва.

Депрессии по зонам дробления возникают в условиях растяжения. Вследствие этого сопрягающиеся по разлому блоки несколько расходятся в стороны, а расположенная между ними зона дробления ступенчато проседает (рис. 74). Движения мелких блоков внутри зоны определяются местными закономерностями, проявляются более сложно и контролируются своими частными эллипсоидами деформаций для каждого отдельного блока. Здесь наблюдаются сбросо-сдвиговые, взбросо-надвиговые дислокации или даже деформации кручения вокруг вертикальной оси. В рельефе депрессии образуют пониженные линейно вытянутые или каньонообразные (рис. 75) зоны значительной протяженности (Аниховский массив). Некоторые из них были позднее использованы и разработаны реками (Суундук, Утяганка, Карабутак и другими).

Зоны кливажа (рис. 76). Они формируются в условиях мощного сжатия, представляя серию параллельных и кулисо-

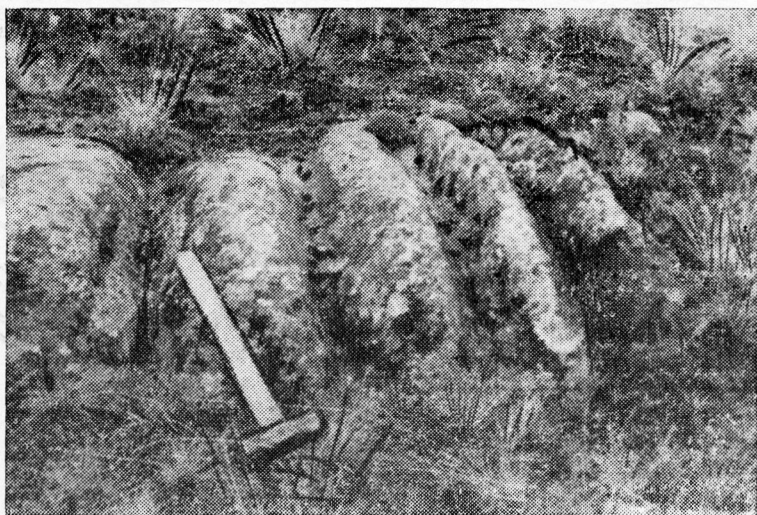


Рис. 77. Форма выветривания в зоне кливажа (северо-запад Суундукского массива).

образных трещин. По этим трещинам совершаются подвижки вертикального плана с преобладанием движений вверх в результате выжимания участков пород, зажатых между сбли-

жающимися блоками. По плоскостям скольжения в них наблюдаются зеркала, борозды, штрихи. Зернистость пород с приближением к оси зоны постепенно уменьшается в размерах, порфиновые вкрапленники исчезают и граниты превращаются в милониты. Вследствие сильного уплотнения породы с трудом поддаются выветриванию и в рельефе выступают в виде гребней и грив со своеобразной ребристой формой выветривания (рис. 77). Мощность зон кливажа достигает 10—20 м. Более поздними деформациями они разбиваются на отдельные отрезки, часто косо смещенные на несколько десятков метров (поэтому в плане кажутся серией кулис, а не единым целым).

Зоны свободных обрушений, по-видимому, имеют различное происхождение. В одних случаях они образуются в результате смены положительных движений какого-либо блока отрицательными. Кровля, раздробленная поднимающимся блоком, обрушивается вслед за ним при его опускании, образуя многочисленные ксенолиты. Ксенолиты впаиваются в еще не совсем остывшую породу, но не приобретают никаких изменений, чем и отличаются от ксенолитов, попавших непосредственно в магму. Подобного рода образования довольно многочисленны во всех массивах. Возможен и другой вариант. При охлаждении гранитов в них на некоторой глубине вследствие уменьшения объема пород при остывании может возникнуть пустота. Залегающий над ней блок проседает и обрушивает зальбанды соседних блоков.

В этом случае имеют место только нисходящие движения с небольшими блоковыми перемещениями.

ВНУТРИЖИЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

Для анализа эндокинетической трещиноватости использовалась методика, применявшаяся А. В. Пэком (1939, 1947), М. А. Усовым (1940) и другими исследователями. В основе данной методики лежит представление об эллипсоиде деформаций. Применение этого построения оказывает существенную помощь при анализе трещиноватости; из него вытекает, что направления смещений по оперяющим трещинам скальвания закономерно связаны с подвижками по главной трещине.

Эллипсоид деформации, как известно, является трехосным эллипсоидом, имеющим два круговых сечения. Возникновение его можно себе представить, если мысленно деформировать куб с вписанным в него шаром. В этом случае последний

(рис. 78, а) преобразуется в эллипсоид (рис. 78, б), у которого параллельно плоскостям круговых сечений будут располагаться плоскости оперяющих трещин скола (2—2 и 3—3), а перпендикулярно оси — трещины разрыва.

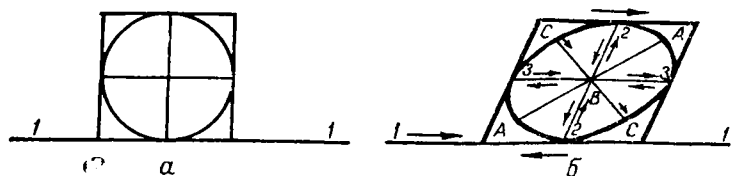


Рис. 78. Преобразование шара в эллипсоид и распределение в нем напряжений при боковом давлении.

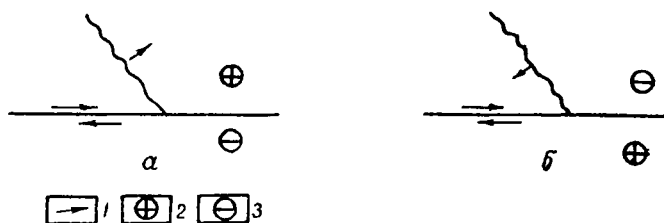


Рис. 79. Направление движения блоков при различных падениях оперяющей структуры разрыва:
1 — направления движений; 2 — поднимающийся блок; 3 — опускающийся блок.

Ориентировка оперяющих относительно главной трещины указывает не только на направление перемещения блоков по горизонтали, но и дает ключ к расшифровке движения при вертикальных смещениях. Особенно это касается изучения положения оперяющих трещин разрывного характера. Если плоскость трещин разрыва (совпадающая с малой осью эллипсоида деформации) падает в сторону тупого угла между ней и главной трещиной (рис. 79, а), верхний на рисунке блок испытывал перемещение направо и вверх и, следовательно, здесь имел место сдвиго-взброс. Если же падение плоскости трещины обратное предыдущему (рис. 79, б), то этот блок перемещался вправо—вниз, а движение имело сбросо-сдвиговой

характер (Лукин, Кушнарев, 1951; Кушнарев, 1955; Лукин, Кушнарев, Чернышев, 1955).

Таким образом, при движении по какой-либо полости возникает система оперяющих трещин скола и разрыва, закономерно располагающихся по отношению к первой. Однако при одноприемной деформации одновременное развитие трещин скола и разрыва отмечается редко. Очевидно, объяснение этому надо искать в различии условий, определяющих формирование тех или иных структур. Так, оперяющие трещины разрыва предпочтительнее образуются, когда стенки главной трещины плотно притерты, скольжение блоков по ним затруднено и сколовые нарушения здесь противоположены. Последние лучше развиваются при отсутствии трения в главном направлении скольжения, т. е. когда материнская трещина приоткрыта.

Полевые наблюдения показывают, что в процессе развития структур их характер может изменяться: трещины, заложенные как сколовые, в дальнейшем могут приоткрываться как разрывные, а позже — опять как сколовые. Движение отдельных блоков по их плоскостям также может изменять направление. Отсюда видна сложность расшифровки подобных структур.

Формирование местных трещин происходило в результате многостадийных тектонических подвижек, фиксирующихся в наличии нескольких трещинных решеток. Чрезвычайно характерно, что вне зависимости от времени проявления, от форм и размеров массивов и от того, в каких их участках проводились замеры, в интрузивах с удивительной закономерностью проявляются три главные системы крутопадающих трещин и зон дробления: меридионального, северо-западного и северо-восточного простираения. Иначе говоря, в расположении равномерных трещинных решеток, являющихся следствием перемещений по главным структурам, существует определенный параллелизм, унаследованность. Данное обстоятельство говорит о постоянстве общего плана деформаций в течение длительного времени, хотя трещинный рисунок в результате многократных тектонических подвижек усложнялся и варьировал. Указанный параллелизм может без тщательных наблюдений привести к неправильному выводу об одновременном возникновении всех трещинных систем, к существенным ошибкам в оценке развития трещиноватости. В то же время необходимо учитывать, что наличие нескольких различно ориентированных систем трещин еще не говорит о происхождении их в результа-

те разнонаправленных деформаций, т. е. об изменении их плана во времени.

В развитие описанной методики нами применялся метод реконструкции трещинной решетки путем последовательного «снятия» все более древних нарушений. Это дает возможность выяснить очередность формирования структур. Для пространственного изображения взаимоотношений разновозрастных трещин по полученным данным строились блок-диаграммы, характеризующие развитие тектоники того или иного структурного узла.

Эндокинетическая трещиноватость, наблюдаемая в массивах, контролируется двумя факторами. Первым фактором является ориентировка линий течения. Там, где имеются благоприятные условия для наблюдения, можно видеть, что трещины скола и разрыва располагаются закономерно к линиям течения: первые параллельно, вторые — перпендикулярно. По классификации А. А. Полканова (1945), эти трещины являются эндогенными структурами, появляющимися при сокращении объема остывающих пород. В. В. Белоусов (1954) называет их нетектоническими. Их положение в пространстве зависит от формы интрузива. По времени образования — это самые ранние трещины.

Второй фактор — тесная генетическая связь с главными диагональными разломами. Эта связь подчеркивается ясно выраженной преемственностью пространственной ориентировки разновременных структур (табл. 41). При рассмотрении данной таблицы отчетливо видна важная особенность: четкая унаследованность структурного плана во все этапы его развития. Не менее важным является также и то обстоятельство, что этот план хорошо выдерживается во всех массивах.

Трещиноватость, возникающая при подвижках по главным разломам, является более поздней, но также первичной, зависящей от эндогенной кинематики еще не полностью застывшего интрузива.

Первичные трещинные структуры сформировались в несколько этапов, которые выделяются на основании наблюдений над взаимными пересечениями жильных пород, выполняющих эти трещины. Процесс развития трещин носил многостадийный характер. Подвижки по главным сместителям происходили не одновременно, а в определенной для каждого участка последовательности. В одних случаях первыми раскрывались трещины при движениях по меридиональному сместителю, вторыми — при сдвиге по оперяющему разлому северо-

Пространственное положение трещиноватости разного возраста в верхне-палеозойских гранитных массивах Орского Зауралья

Догранитные зоны дробления и региональные разломы	Трещины, выполненные аплитами	Трещины, выполненные пегматитами	Трещины с кварцевым выполнением	Пострудная трещиноватость
0°—В∠65°	0°—В∠60—90°	0°—В∠60—80°	0°—В∠50—90°	0°—В∠72°
0°—З∠60°	0°—З∠50—90°	0°—З∠52—85°	0°—З∠30—90°	0°—З∠60°
320°—СВ∠70°	340°—СВ∠50—85°	310°—СВ∠60—90°	310°—СВ∠65—85°	344°—СВ∠70°
340°—ЮЗ∠60°	340°—ЮЗ∠60—85°	310°—ЮЗ∠70—85°	310°—ЮЗ∠65—85°	345°—ЮЗ∠70°
40°—ЮВ∠67°	310°—ЮЗ∠55—85°	335°—ЮЗ∠60—80°	270°—С∠60—80°	300°—ЮЗ∠65°
50°—СЗ∠67°	30°—ЮВ∠50—90°	285°—ЮВ∠60—80°	270°—Ю∠60—80°	310°—СВ∠65°
	30°—СЗ∠50—80°	270°—С∠65—85°	40°—ЮВ∠60—90°	270°—С∠80°
		30°—СВ∠60—75°	40°—СЗ∠65—80°	270°—Ю∠75°
		30°—ЮВ∠70—80°	70°—СЗ∠25—35°	30°—ЮВ∠52°
		65°—СЗ∠55—80°		35°—СЗ∠70°
				58°—СЗ∠65°
				73°—ЮВ∠55°

западного простирания, третьими — по северо-восточному. В других случаях развитие структурной решетки начиналось с раскрытия и заполнения трещин при подвижках по северо-западному или северо-восточному сместителю и т. д. В каждый этап подвижек в перемещающихся блоках возникали парные системы разнопорядковых трещин. При этом трещины первого — третьего, второго — четвертого и т. д. порядков имели близкие или даже одинаковые направления.

Ритмические колебания в проявлении тектонических напряжений обусловили периодичность и пульсационный характер внедрения жильных вариегатов, в результате чего появилась серия аплитов, пегматитов, гранитов, лампрофиров, отличающихся структурно-текстурными особенностями, количественными проявлениями, положением в пространстве, минеральным составом и относительным возрастом с явлениями пересечения одних жил другими. Трещинный узор во всех массивах имеет, как уже говорилось, единый генеральный план, отступления от которого выражаются только в деталях и вызываются местными условиями в каждом конкретном случае.

Выше указывалось, что в исследованных массивах насчитывается десять пегматитовых полей. Они соответствуют такому же количеству структурных узлов с более интенсивной, чем в других участках массивов, трещиноватостью. Это — Амурский и Аландский структурные узлы в Суундукском массиве; Елизаветинский, Баймуратский, Кийминский и Мечетинский — в Адамовском интрузиве; Аниховский и Джабыгасайский — в массивах аналогичных названий; Котансуйский и Тик-Бутагский — в массиве Котансу.

В Амурском узле (северо-западная часть Суундукского массива), главной структурой является Утяганский диагональный (СЗ, 320°) разлом. Преобладающие направления трещин меридиональное и северо-западное. Углы падения преимущественно крутые — $60-90^\circ$ (рис. 80). Трещинная решетка узла сформировалась в восемь этапов, установленных по взаимным пересечени-

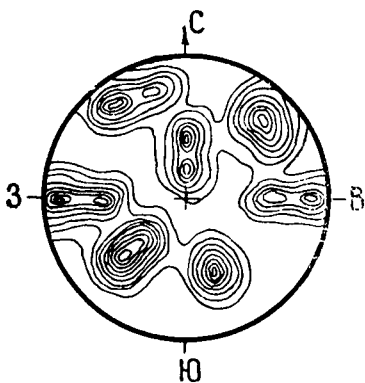


Рис. 80. Диаграмма ориентировки трещин в Амурском структурном узле (изолинии = 4%).

ям жильных пород, выполняющих эти структуры. Наиболее поздними являются трещины с лампрофирами.

Главными структурами Аландского узла (южная часть Суундукского массива) являются ограничивающие его с юга Каменский разлом и Айдырлинский грабен-разлом. Данный структурный узел сформировался в течение шести этапов тектоно-магматической деятельности, разделяющихся более или менее продолжительными относительно спокойными периодами. Наиболее распространенными являются трещины меридионального, запад-северо-западного и северо-восточного направлений с углами падения от 55 до 85° (рис. 81). Они поочередно выполняются аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами двух-трех генераций.

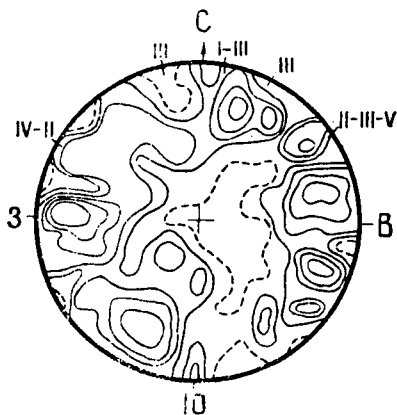


Рис. 81. Диаграмма ориентировки трещин в Аландском структурном узле (изолинии = 4%).

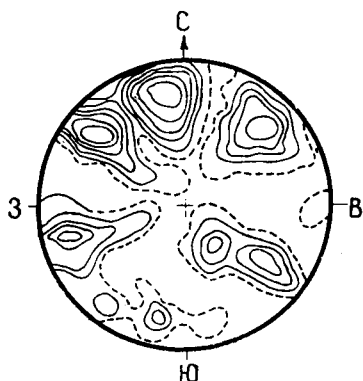


Рис. 82. Диаграмма ориентировки трещин в Elizavetинском структурном узле (изолинии = 4%).

Елизаветинский структурный узел (северо-западная часть центрального массива Адамовского интрузива) приурочен к зоне погружения типа сводового обрушения. Он состоит из трех более мелких узлов, которые контролируются одним Урус-Кискенским разломом и образуют зону дробления северо-восточного простирания. Наиболее четко выраженные и распространенные трещины ориентированы на северо-запад и северо-восток, имея довольно широкий диапазон колебания углов падения (от $15-20^\circ$ до $50-80^\circ$). Меньшим развитием

пользуются меридиональные и субширотные структуры с углами падения до 70° (рис. 82).

Данный структурный узел сформировался в шесть этапов, последовательность наращивания сложности которого фиксируется по наличию пересечений аплитов, пегматитов и кварцевых жил. История формирования данного структурного узла может быть приведена в качестве примера, иллюстрирующего примененную методику, и во многом повторяющегося в других участках.

Структуры первого этапа. Первыми заложилась три главных и три второстепенных системы трещин с многочисленными оперяющими разломами (рис. 83). Они образовались при сбросо-надвиговых перемещениях гранитных блоков по плоскостям субмеридиональных и северо-западных первичных разломов, проходящих параллельно зонам дробления. Ориентировка их северо-западная и субмеридиональная, падение СВ и В $\angle 65-80^\circ$. Оперяющие их трещины скола падают на юго-запад под $\angle 60-70^\circ$, а оперяющие второго порядка простираются на северо-восток с падением на юго-восток под углами $65-80^\circ$. Трещины разрыва, осложняющие сколовые структуры, ориентированы меридионально ($0-10^\circ$), широтно (около 270°) и на северо-восток (35°). Жильное выполнение данных структур представлено аплитами первой генерации.

Структуры второго этапа. Эти структуры появились при взбросо-сдвиговых перемещениях по плоскостям субмеридиональных нарушений с западным падением под $\angle 65^\circ$. В это время раскрывались старые и закладывались новые трещины скола с простираем СВ 45° и падением СЗ $\angle 65^\circ$.

Другая система структур развивалась в результате взбросо-сдвиговых подвижек по плоскостям разломов первого порядка. Ее простираем близко к широтному ($70-80^\circ$), падение северное под $\angle 60-80^\circ$. Это типичные сколовые деформации, осложненные серией кулисообразных или кольцевых апофиз.

Третья система представлена трещинами скола субмеридионального ($340-350^\circ$) простираем с широким диапазоном углов падения ($40-75^\circ$) в западном направлении. Трещины разрыва, оперяющие сколы всех систем, имеют широтное, субмеридиональное и северо-восточное (45°) простираем. Многие из этих трещин заполнены пегматитами первой генерации.

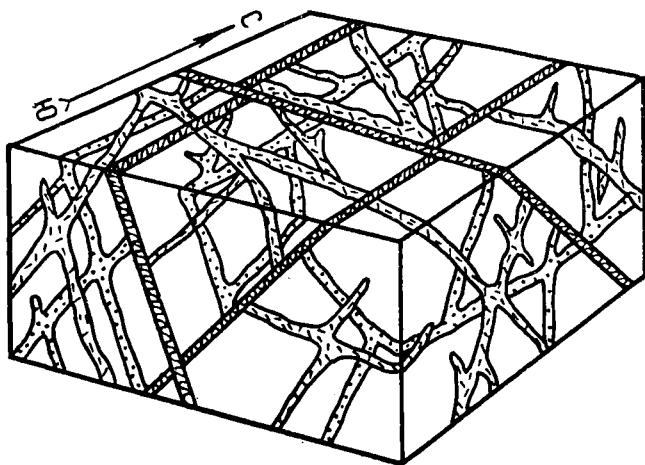


Рис. 83. Трещины 1 и 2-го этапов формирования, выполненные аплитами и пегматитами первой генерации в Елизаветинском структурном узле.

Условные обозначения: прямые линии — разломы; точки — аплиты; штрихи — пегматиты; черное — кварц.

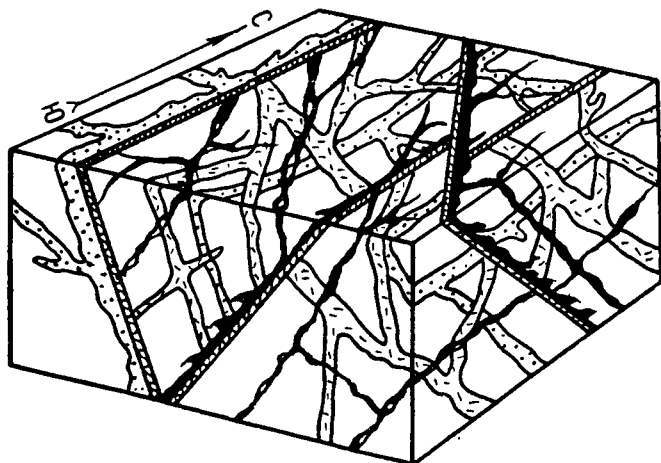


Рис. 84. Трещины 3—6-го этапов формирования, выполненные аплитами и пегматитами второй генерации и двумя генерациями кварцевых жил, в Елизаветинском структурном узле.

(Условные обозначения те же, что и на рис. 83).

Структуры третьего этапа. Они формировались при взбросо-сдвигах по субмеридиональным зонам с западным падением под углами $50-70^\circ$. Параллельно этим зонам при вертикальных смещениях шло дробление гранитов разломами, падающими на восток и запад $\angle 65-80^\circ$, а при взбросо-сдвигах по ним же образовались диагональные трещины скола с элементами залегания: азимут простирания 40° , $\angle 50-60^\circ$ СЗ. Оперяющие их расколы имеют широтное ($270-280^\circ$) простирание с падением на север, реже юг под $60-70^\circ$. Многочисленные трещины разрыва закономерно развивались в меридиональном, северо-западном (335°) и северо-восточном (40°) направлениях. Жильное выполнение — аплиты второй генерации (рис. 84).

Структуры четвертого этапа. Раскрывание трещин произошло в результате взбросо-сдвиговых подвижек по субмеридиональным зонам нарушения, падавших на восток $\angle 50-65^\circ$. Всякие восточные блоки при этом двигались в южном направлении, полого поднимались вверх и пересекались диагональными (СЗ $\angle 300-320^\circ$) трещинами скола, с падением СВ $\angle 60-75^\circ$. Оперяющие их трещины первых порядков образовались вследствие блоковых перемещений по основным сколам и получили субширотную ($70-90^\circ$) ориентировку с падением С $\angle 60-80^\circ$. Сколовые структуры второго порядка имеют северо-западную (315°) и северо-восточную (40°) ориентировку. Многие трещины третьего порядка направлены на северо-запад (340°) с падением ЮЗ $\angle 75^\circ$. В структурах данного этапа развиты пегматиты второй генерации.

Структуры пятого этапа. Контролирующие структуры и трещины первого порядка имели субмеридиональное простирание и падение С $\angle 60-80^\circ$. Оперяющая трещиноватость развилась вдоль северо-западных (305°) нарушений с преобладающим падением на СВ $\angle 65^\circ$. Сопряженные с ними трещины третьего порядка заложилась по азимуту 35° с падением СЗ $\angle 70^\circ$. Призальбандные коленообразные разрывы имеют субмеридиональное, широтное и северо-восточное направление. Трещины заполнены кварцевыми жилами первой генерации.

Структуры шестого этапа. Деформации первого порядка возникли при сбросо-надвиговых движениях блоков по меридиональным зонам восточного падения. В результате образовалась густая система трещин северо-западной (330°) ориентировки и преимущественно юго-западного паде-

ния под $\angle 70^\circ$. Сопряженные подвижки по меридиональным и северо-западным сместителям обусловили заложение секущих трещин скола второго порядка северного направления, но имеющих западное падение с углами в $70\text{--}80^\circ$. Короткие трещины третьего порядка местами образуют узкие зоны штокверкового типа. Элементы залегания трещин: азимут простираения 30° , $\angle 60\text{--}85^\circ$ СЗ. Они выполнены кварцевыми жилами второй генерации.

Баймуратский структурный узел (юг Центрального массива) характеризуется преобладанием трещин северо-западного простираения с падениями на северо-восток и юго-запад под углами $60\text{--}80^\circ$ (рис. 85). Менее типичны северо-восточные линейные структуры с северо-западным падением, меридиональные и широтные трещины. Тектонический узор данного узла сформировался в семь этапов. Самые поздние трещины выполнены лампрофирами.

При изучении направления блоковых подвижек по взаимному расположению и пересечениям минерализованных жил выясняется, что здесь в каждом этапе отчетливо фиксируются определенно направленные региональные напряжения сжатия и растяжения. Так, например, многопорядковая система трещин второго этапа возникла благодаря взбросо-сдвиговому подвижкам крупных блоков по плоскостям главных и второстепенных зон нарушения меридионального простираения и западного падения под углом 55° . Западные висячие блоки двигались в северном направлении и поднимались. Следовательно, в этот этап преобладало сжатие. В четвертый этап, наоборот, фиксируются сбросо-сдвиги по тем же меридиональным сместителям. Здесь висячие блоки двигались тоже к северу, но опускались, указывая на широтное растяжение и меридиональное сжатие. Поэтому развитие структур во многом аналогично Елизаветинскому узлу.

Кийминский структурный узел (восточная часть южного массива Адамовского интрузива) характеризуется наличием зон дробления меридионального и диагонального к нему направлений и одного из куполовидных поднятий. Это в совокупности предопределило сложное строение участка. Распределение трещин крайне неравномерно. Преобладают нарушения меридионального направления с крутыми ($60\text{--}80^\circ$) падениями на запад (рис. 86). Обычно мелкие узлы перемежаются блоками монолитных пород без видимых нарушений сплошности. Формирование трещинной решетки осуществля-

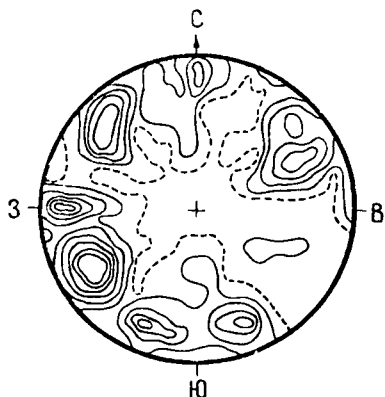


Рис. 85. Диаграмма ориентировки трещин в Баймуратском структурном узле (изолинии = 4%).

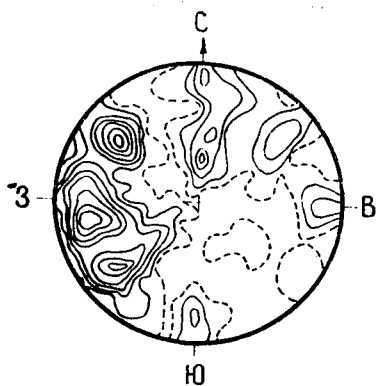


Рис. 86. Диаграмма ориентировки трещин в Кийминском структурном узле (изолинии = 4%).

лось в течение семи этапов, отличающихся степенью проявления, т. е. энергией сжатия или растяжения.

Мечетинский структурный узел (юг южного массива) по своим общим структурным особенностям аналогичен Кийминскому, но сформировался он в два этапа. Контролирующими структурами являются северо-западные и северо-восточные разломы. Пространственное положение основных сдвигов и трещин первого порядка здесь несколько отличается от ориентировки предыдущего узла: преимущественное развитие получают северо-восточные трещины, падающие на юго-восток (рис. 87), согласно с поверхностью контакта массива. Они выполнены пегматитовыми жилами первой и второй генерации.

Аниховский структурный узел (Центральная и Южная части Аниховского массива) отличается значительным преобладанием трещин меридиональной и северо-западной ориентировки (рис. 88), для которых характерны крутые (60—80°) углы падения. В меньшей степени представлены северо-восточные нарушения с северо-западным падением и субширотные дизъюнктивы. Формирование узла осуществлялось в шесть этапов с соответствующим жильным выполнением. Последними по времени структурами являются трещины, залеченные диабазами, малхитами и керсантами. Их прост-

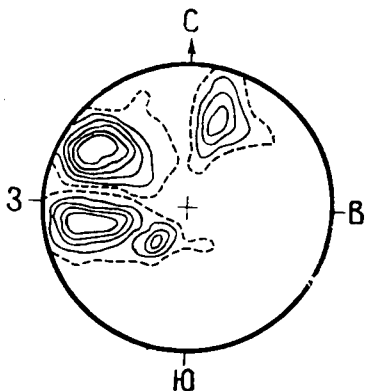


Рис. 87. Диаграмма ориентировки трещин в Мечетинском структурном узле (изолинии = 4%).

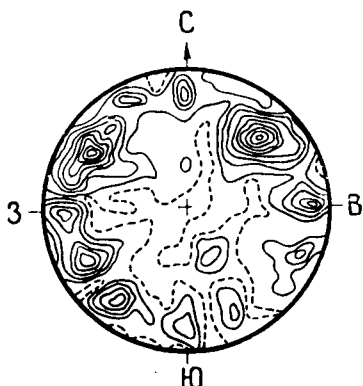


Рис. 88. Диаграмма ориентировки трещин в Аниховском структурном узле (изолинии = 4%).

ранственное положение в массиве почти параллельно ориентировке жильных пород первого этапа.

В Джабыгасайском структурном узле (зона западного эндоконтакта массива Джабыгасай) широко представлены северо-восточные крутопадающие ($50-85^\circ$) структуры (рис. 89).

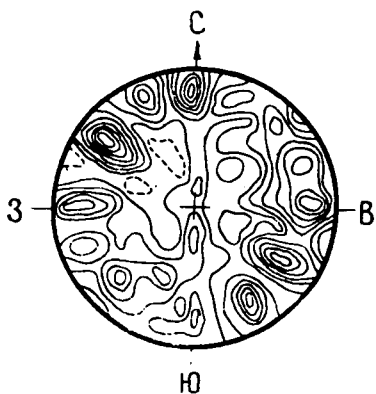


Рис. 89. Диаграмма ориентировки трещин в Джабыгасайском структурном узле (изолинии = 4%).

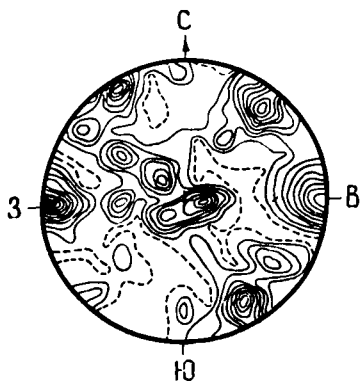


Рис. 90. Диаграмма ориентировки трещин в Когансуйском структурном узле (изолинии = 4%).

Несколько слабее развиты широтные и меридиональные нарушения. Среди последних преобладают полого (5—20°) падающие на запад. Их ориентировка в пространстве совпадает с положением подошвы и кровли интрузива. Узел сформировался в шесть этапов. Последний, шестой этап, представлен трещинами, заполненными лампрофирами.

Котансуйский структурный узел располагается в районе северо-западного эндоконтакта массива Котансу. Его интересной особенностью является то, что здесь, наряду с крутопадающими трещинами меридионального, северо-восточного и северо-западного простирания, имеют большое распространение структуры, падающие полого в сторону северо-западного контакта (рис. 90). Они заполнены наиболее мощными жилами аплитов и пегматитов первой генерации. Более поздние нарушения выполнены двумя генерациями кварцевых жил и пегматитов и одной генерацией аплитов с преобладающими крутыми падениями. Лампрофиры, заполнившие трещины восьмого этапа формирования узла, ориентированы параллельно наиболее поздним пегматитам.

В Тик-Бутакском структурном узле (южная часть массива

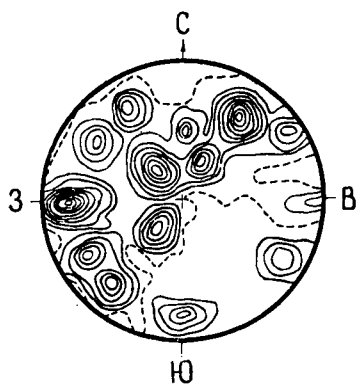


Рис. 91. Диаграмма ориентировки трещин в Тик-Бутакском структурном узле (изолинии = 4%).

Котансу) лучше других развиты трещины северо-западного направления с крутыми и пологими падениями (рис. 91). Менее характерны меридиональные и широтные нарушения.

Наблюдения над взаимными пересечениями жильных пород позволили установить, что формирование данного узла совершалось в семь этапов. Характерно, что наиболее ранние дизъюнктивные структуры ориентированы положе, чем последующие нарушения, с более молодым жильным выполнением.

ПОСТРУДНАЯ ТЕКТНИКА.

Тектонические движения в районе продолжались и после окончания формирования внутрижильных деформаций. Судя

по ряду признаков, постжильная трещиноватость не менее обильна и разнообразна, чем рудная тектоника. Принадлежность трещин к экзокинетическому типу устанавливается при пересечении ими наиболее поздних жильных продуктов: кварцевых жил и лампрофиров. Магматическая деятельность к этому времени полностью закончилась и возникновение трещин связано с воздействием только внешних сил.

Экзокинетические структуры в значительной степени следуют генеральному плану более ранней тектоники и ориентированы по тем же направлениям, что хорошо видно в приведенной выше таблице.

Разрядка напряжений в пострудный период происходила путем перемещений отдельных блоков по главным сместителям диагонального простираания. Этот процесс сопровождался срывом «запаянных» контактов в зальбандах крупных разломов, образованием сбросов, взбросов, надвигов. Направление движений фиксируется по штриховке, бороздам, зеркалам скольжения, которые в некоторых случаях бывают многослойными. При этом каждый слой несет реликты различной ориентировки борозд скольжения, что с несомненностью указывает на изменение направления движения блоков, т. е. на многоэтапность пострудной тектоники.

Наложенные структуры в большинстве прямолинейны и выражены весьма четко. Амплитуда горизонтальных подвижек по ним относительно невелика: по крупным трещинам она не превышает 200—250 м, а по мелким — колеблется от 0,5 до 2 м. Амплитуды вертикальных перемещений не могут быть точно определены, но, судя по нахождению на одном уровне пород с различной структурой, разделенных нарушением, — они достаточно велики и значительно превышают горизонтальные смещения.

Среди различных описанных выше пострудных деформаций интересны деформации кручения, отмеченные в районе западного контакта южного массива Адамовского интрузива. Здесь виден изгиб отрезков двух жил аплита и кварца, заключенного в небольшом (метровой мощности) блоке. Этот блок выполнял роль подшипника при разнонаправленных движениях соседних блоков. В обе стороны от вращавшегося блока жилы прослеживаются на большом расстоянии и сохраняют прямолинейное залегание.

Очевидно этот процесс осуществлялся в условиях сильного сжатия, обусловившего пластические деформации давно затвердевших жильных пород.

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАССИВОВ

Хотя описываемые массивы и отличаются заметно расчлененным рельефом, глубокие вертикальные обнажения в них отсутствуют. Ни в одном месте нам не удалось наблюдать подошву интрузий. Поэтому о их форме можно судить лишь по косвенным признакам.

Анализ трещиноватости и ориентировки линий течения показывает, что заполнение интрузивных камер происходило (за исключением Джабыгасайского массива) в результате движения расплавов с востока с отклонениями до северо-восточных и юго-восточных направлений. При этом интрузии приобретали характер пластовых залежей типа гарполита с куполовидными поднятиями и погружениями, негативно отражающими неровности кровли. Так, поверхность контакта Суундукского массива полого погружается на восток и северо-восток под докембрийские гнейсы. На западе граниты перекрываются нижнекаменноугольными известняками. Являясь в главных чертах дискордантным антиклинал-плутоном (Елисеев, 1953), интрузия использовала поверхности крупных несогласий между докембрием и нижним палеозоем и внутри последнего.

Адамовский интрузив в северной части представляет собой шток, наклоненный на северо-восток. Директивные структуры и поверхности сместителей крупных разломов северо-западного простираения падают на северо-восток под углом 40° . Это дает основание предполагать наличие связи с Суундукским массивом, выходы которого на дневную поверхность находятся всего в 10 км севернее. Центральный массив имеет пологие меридиональные контакты, что позволяет говорить о его пластовой форме. Южный массив имеет в плане изометричные очертания. Линии течения, повторяющие его контуры и падающие от центра к контактам, и контракционная пластовая отдельность указывают на куполообразную форму с постепенным погружением на юг под нижнекаменноугольные известняки. Как и Суундукский массив, данная интрузия использовала поверхности несогласия внутри верхнего палеозоя.

Аниховский массив представлен большим количеством разобщенных или почти разобщенных линзовидных или неправильных тел, каждое из которых имеет конкордантные меридиональные контакты и часто дискордантные — широтные. Эти тела тесно переплетаются с вмещающими гранитами

и являют пример своеобразного мигматит-плутона. Многие факты говорят о том, что здесь мы имеем гораздо более глубокий эрозионный срез, вскрывающий многочисленные корни большого тела, вероятно, пластовой формы.

Для Джабыгасайского массива вопрос о форме залегания решается с достаточной достоверностью. Интрузия использовала поверхность несогласия между залегающими в ее подошве докембрийскими кварцитами и покрывающими силур-девонскими диабазами. По форме она представляет сложную пластовую залежь типа «слоеного пирога» с многократными внедрениями по одному направлению расплавов разного состава. Ее наклон на запад отчетливо фиксируется по положению пластовой отдельности, линиям течения и появления диоритов на глубине, немного превышающей 200 м в Кумакском руднике, в 1 км к западу от линии контакта на дневной поверхности.

Форма залегания массива Котансу, по-видимому, отвечает гарполиту с несколькими подводными аппаратами, один из которых, как указывают линии течения, находится на юге. В пользу первого предположения говорят огромная площадь, занимаемая гранитами данного массива, и его относительно большая мощность. В северном, значительно приподнятом, блоке (здесь полностью отсутствуют вкрапленники) скважина, пробуренная вблизи контакта на глубину в 190 м, не достигла подошвы. Границы в этом месте грейзенизированы, степень их изменения возрастает с глубиной, что указывает на большую мощность не вскрытых скважиной пород. Очевидно, что для тела таких объемов одного подводного канала недостаточно. Подтверждение этому представлению мы видим еще и на примере Аниховского массива.

ФАЦИЯ ГЛУБИННОСТИ

Суммарная мощность не прорванных гранитами верхних свит нижнего карбона и отложений среднего и верхнего карбона оценивается здесь в 2,5—3 тыс. м. Если учесть, что покрывающие породы были смяты в складки и нарушены деформациями сбросо-надвигового характера, существование которых в этом районе доказано (Кульминский сбросо-надвиг, Карабутацкий сброс, Айдырлинский надвиг и многие другие, с амплитудами в несколько сот метров), мощность кровли можно принять равной 3—4 км.

Для массива Котансу характерна та же мощность кровли. Хотя непосредственные контакты с нижнекаменноугольными образованиями у Котансу не наблюдаются, но по всем признакам он является полным аналогом Суундукского и Адамовского интрузивов.

Геолого-петрографические особенности также указывают на не абиссальный характер интрузивов. Из этих признаков можно отметить следующие: довольно пестрый петрографический состав массивов, особенно в краевых зонах, где развиты гибридные породы и разнообразные дифференциаты. Строение массивов отличается присутствием мелкозернистых эндоконтактных зон с сохранением ортоклаза и наиболее основного плагиоклаза. Для пород главных интрузивных фаз типична многоприемная кристаллизация, фиксирующаяся в наличии нескольких генераций породообразующих минералов, неглубоко развитая грейзенизация (в этом отношении особенно показателен Аниховский массив) и почти полное отсутствие скарнообразования. Контактный метаморфизм указывает на довольно высокую температуру магмы. Порфиroidные граниты (главные интрузивные фазы) сопровождаются многочисленными пегматитами. А по данным Ю. П. Ивенсена (1957), их образование на глубине меньше трех километров не происходит. Это подтверждается также и экспериментальными исследованиями Ф. В. Сыромятникова (1944), Г. С. Кеннеди (Kennedy, 1944), Т. Е. Гиллинхэма (1950), которыми установлено, что взаиморастворимость силикатов и воды (формирование пегматитов) резко снижается и становится невозможной, если давление падает ниже 500—700 кг/см, т. е. на глубинах меньше 2,5 км.

Из сказанного ясно, что по совокупности геологических и петрографических признаков изученные интрузивы занимают промежуточное положение между гипабиссальной и мезоабиссальной фациями Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко (1965) и их следует относить к нижней части гипабиссальной зоны.

ВОЗРАСТ ИНТРУЗИИ

По распространенным в настоящее время представлениям подавляющее большинство интрузий Восточно-Уральского поднятия относится к производным герцинского магматизма.

Нижняя возрастная граница описанных интрузивов дати-

руется как посленижнекарбоновая на основании наличия интрузивных контактов с фаунистически охарактеризованными карбонатными и песчано-сланцевыми породами нижнего карбона. Исключение представляет лишь массив Котансу, в окружении которого нет более молодых пород, чем девонские эффузивы, но его апофиз, тридцатипятикилометровая дайка, прорывает известняки нижнего карбона, залегающие северо-западнее массива.

Ф. И. Рукавишников (1939) и О. Л. Эйно́р (1953), проводившие в районе Суундукского массива поисково-съёмочные работы, относили внедрение гранитов к верхнепалеозойскому времени, основываясь на факте мраморизации известняков и находки продуктов их метаморфизма. Последнее обстоятельство не было подтверждено позднейшими работами, и некоторые исследователи поставили под сомнение принадлежность Суундукской интрузии к герцинскому магматизму, считая мраморизацию известняков недостаточно убедительным доказательством для этого.

В 1961 г. нами был найден описанный выше скарн на контакте известняков и пегматитовой жилы, идущей из массива. Учитывая развитие грейзенизации и ороговикования во вмещающих породах, находки О. Л. Эйно́ра и наши данные, можно считать доказанным посленижневизейский возраст гранитов и вопрос о нижней возрастной границе интрузии решённым. Более затруднительным представляется вопрос о её верхнем возрастном пределе, так как покрывающие породы полностью отсутствуют. До недавнего времени считалось, что главная масса подобных интрузий ограничивается нижним карбоном и выше не распространяется. В последние пять-шесть лет многие исследователи пришли к заключению, что главные фазы батолитоподобных интрузий формировались не позднее середины перми (Ленных, 1961; Сергиевский, Петрова, 1962; Соболев, 1963а, б). Б. К. Львов (1965), опираясь на результаты определения абсолютного возраста порфириовидных гранитов, считает возможным рассматривать эти породы как нижнепермские или даже верхнепермские.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные определения абсолютного возраста пород Суундукского массива (Гаррис, 1961; Львов, 1965) дают весьма широкий разброс значений — от 240 до 289 млн. лет (табл. 42).

Различия в возрасте можно было бы объяснить тем, что дополнительные интрузии образовались из нового магматического очага, сформированного в связи с позднегерцинским

магматизмом. Но это объяснение представляется маловероятным, так как все данные свидетельствуют о принадлежности пород дополнительных интрузий к нормальным дифференциатам порфиroidных гранитов. Поэтому указанные данные нуждаются в уточнении.

Из приведенных чисел наиболее приемлемыми следует считать результаты, полученные Б. К. Львовым (1965), определявшим возраст порфиroidных микроклиновых гранитов сопредельного района. К этому склоняют некоторые соображения, которые могут быть приняты как косвенные доказательства.

В. М. Сергиевский (1948), утверждает, что в конгломератах среднего карбона восточного склона Урала не встречается галька микроклиновых гранитов больших интрузий и связанных с ними контактово-метаморфических пород.

В нижнепермских отложениях Магнитогорского мегасинклинория, залегающих в двадцати километрах западнее описываемой интрузии и представленных толщей алевролитов, песчаников и конгломератов, в составе последних обнаружены кварциты, кремни, известняки (Варламов и др., 1964). За продукт разрушения гранитов может быть принят только цемент конгломератов, который сложен плохо отсортированными, слабо окатанными зернами плагиоклазов (альбит-лабрадор), кварца и чешуек темных слюд с незначительной примесью калишпатов. Однако эти сведения еще не дают возможности говорить о размыве интересующих нас гранитов в нижнепермское время или о том, что они внедрились, но еще не вышли на поверхность.

Следы микроклиновых гранитов находятся в нижнетриасовых отложениях предуральского прогиба, где в валунно-галечных конгломератах обнаружены их обломки (Твердохлебов, 1964). В Брединском районе, частично захватывающем и описываемую территорию, Е. А. Перепечиной и В. С. Шехуновым (1939) установлено пересечение среднекарбонных отложений аплитами, пегматитами, которые, как известно, сопровождают только порфиroidные микроклиновые граниты.

Таким образом, необходимо признать, что перечисленные факты свидетельствуют в пользу пермского возраста гранитов. И скорее нижнепермского, чем верхнепермского, так как до размыва гранитов, которые интродуцировали в подстилающие толщи нижнего визе и давали только жильные отщепления в вышележащие породы, должны были быть эродиро-

Таблица 42

Результаты определения абсолютного возраста верхнепалеозойских гранитов Орского Зауралья
калий — аргоновым методом

Порода	Анализируемый материал	К Ar ⁴⁰		Возраст в млн. лет	Автор определения и год
		в %			
<i>Суундукский массив</i>					
Порфиroidный гранит	Валовая проба	3,36	0,0394	289	} М. А. Гаррис, 1960.
	Полевые шпаты	5,38	0,0520	256 ± 12	
	»	5,38	0,0620	240 ± 16	
Порфиroidный гранит Сакмарского массива	»	—	—	260—270	} Б. К. Львов, 1965 Л. В. Комлев и др., 1962
	»	—	—	250—265	
<i>Адамовский массив</i>					
Порфиroidный гранит	Полевые шпаты	5,52	0,0574	288 ± 15	}
	»	5,23	0,0607	275 ± 8	
	»	—	—	282	
	»	—	—	272	
<i>Аниховский массив</i>					
Порфиroidный гранит	Полевые шпаты	6,17	—	297	}
	»	—	—	295	
	»	4,40	0,0735	296	
	»	—	—	295	
	»	5,0	—	252	
Гранит аляскитовый	»	—	—	230	} М. А. Гаррис, 1960.
	»	—	—	237	
<i>Джабыгасайский массив</i>					
Гранит амфибол-биотитовый	Полевые шпаты	—	—	240 ± 25	}
<i>Массив Котансу</i>					
Порфиroidный гранит	Полевые шпаты	—	—	224—246	}
	Среднезернистый гранит	—	—	215—230	

ваны большая часть нижнего карбона, весь средний и верхний карбон и часть пермских отложений, суммарная мощность которых может быть оценена в 2,5—3 км.

Нижняя возрастная граница Адамовского интрузива устанавливается вполне достоверно. Граниты своими апофизами и жильными дериватами прорывают нижнекаменноугольные породы, представленные мраморизованными известняками. Особенно хорошо это наблюдается на южном контакте, где многочисленные жилы пегматитов пересекают карбонатные породы вкрест сланцеватости. Можно с уверенностью говорить о посленижекаменноугольном времени внедрения главной интрузивной фазы. Диориты и амфиболовые граниты (Каиндинский массив), относящиеся к более ранним этапам формирования, также прорывают породы нижнего карбона. Они вызывают ороговикование в контактирующих с ними песчано-сланцевых образованиях этого возраста.

Для определения верхнего стратиграфического уровня этих гранитов могут быть привлечены результаты определений абсолютного возраста (табл. 42). К сожалению, эти определения сделаны только для одной фазы и дают представление о времени интрузии лишь биотитовых порфиroidных крупнозернистых гранитов.

Данные, помещенные в таблице, позволяют отнести внедрение главной фазы к верхнему карбону и считать ее несколько более древней, чем соответствующие породы Суундукского массива. Один анализ, показывающий нижнетриасовый возраст тех же гранитов, по всей вероятности, отражает возраст микроклинизации или какого-либо другого метасоматического процесса.

Аниховский массив был отнесен К. И. Дворцовой (1951) к докембрию; во время производства съемочных работ она выделила в его составе Джанабайскую и Акташтысайскую толщи гнейсов и дала контуры прорывающих их микроклиновых гранитов. Вопреки распространенному мнению К. И. Дворцова «одревнила» граниты, основываясь на том, что ею в верховьях р. Джангыз-Агач наблюдалось залегание кварцитов верхнего протерозоя на размытой поверхности гранитов. Однако восточная граница интрузива почти полностью закрыта четвертичными образованиями, и никакого налегания установить невозможно. Этот факт признается и К. И. Дворцовой, у которой на карте почти весь этот контакт показан приближенно, пунктиром. Окружающие интрузив небольшие массивы серпентинитов, по ее мнению, образова-

лись после гранитов в герцинское время, когда последние полностью застыли.

Наши наблюдения дают возможность высказать противоположную точку зрения. Граниты внедрились после герцинских серпентинитов. Серия мощных кварцевых жил, идущих из гранитов, пересекает серпентиниты и оказывает на них метаморфизирующее влияние. Останцы кварцитов в центральной части интрузива несут следы воздействия гранитов. Описанный выше пример гранитизации девонских диабазов не оставляет сомнения в более позднем, чем указывалось К. И. Дворцовой, времени внедрения.

Результаты определения абсолютного возраста гранитов (см. табл. 42) свидетельствуют о средне-верхнекарбовом возрасте их главной интрузивной фазы и нижнетриасовом — аляскитов. Последовательность внедрения, установленная полевыми наблюдениями, подтверждается приведенными данными, но разрыв между фазами получается чрезвычайно большим. Поскольку аляскиты не что иное, как нормальный дифференциат того же магматического очага, разница в 190 млн. лет является, по-видимому, значительно завышенной. Приведённые выше соображения дают основание определить возраст гранитов как близкий к верхнему карбону.

Джабыгасайские граниты метаморфизируют силурийские диабазы и (по данным бурения) имеют интрузивные контакты с нижнекаменноугольными известняками. Результаты определения абсолютного летоисчисления (см. табл. 42), по данным комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (1960, 1962, 1963), соответствуют верхней перми — нижнему триасу.

Гранитоиды массива Котансу прорывают силур-девонские диабазы, т. е. являются последевонскими. Но в непосредственной близости (200—300 м) от западного контакта интрузива расположена тридцатипятикилометровая дайка идентичных по составу гранитов, которая, по-видимому, является его апофизом (Сиротин, 1958). Эта дайка прорывает известняки нижнего визе. Учитывая данное обстоятельство и известные представления о возрасте подавляющего большинства развитых в этом районе кислых интрузивов, можно сделать вывод о принадлежности описанных гранитов к герцинскому циклу магматизма. Определения абсолютного возраста, произведенные М. А. Гаррис (1960), дают лишь приблизительную картину. Так, порфиридные граниты датируются

224—246 млн. лет (нижний триас), а грейзенизированные гранитоиды северной части массива — 215—230 млн. лет.

В заключение следует отметить, что использованные нами результаты определения абсолютного возраста пород, по данным М. А. Гаррис, отличаются большим разбросом значений и, конечно, нуждаются в значительной корректировке. Наиболее близки к истине результаты Б. К. Львова, которые подкрепляются широко известными представлениями Е. А. Кузнецова и др. (1940, 1941), Б. М. Куплетского (1946а, б, 1947), И. Д. Соболева (1961, 1963а, б), Д. С. Штейнберга (1961, 1963а) о формировании восточноуральской гранитной формации в карбон-пермское время.

Сопоставляя имеющиеся данные, можно сказать, что главные интрузивные фазы описанных массивов внедрялись в промежутки времени от среднего карбона до нижней перми включительно.

ВЫВОДЫ

Подводя итог изучению особенностей тектоники гранитоидов, необходимо отметить следующее:

1. Изученные массивы располагаются в сводовых частях крупных положительных структур и классифицируются как типичные антиклинал-плутоны, конкордантные к общему структурному плану и дискордантные в деталях.

2. Их длинные оси параллельны главным складчатым структурам Урала, что подчеркивает синтетектонический характер интрузий и указывает на тесную связь внедрения расплавов с тектоническими движениями. Причем интенсивность тектогенеза находит прямое выражение в объемах вторгавшихся магматических масс.

3. Внедрение магмы осуществлялось прерывисто, в виде отдельных пульсаций. Подводящими каналами служили глубокие долгоживущие разломы, пропикающие в допалеозойский фундамент. Увеличение количества разломов в верхних горизонтах, их близкое к пологому залегание и взаимные пересечения создавали благоприятную обстановку не только для движения расплавов вверх, но и для их распространения в горизонтальном направлении. При этом использовались поверхности несогласия вмещающих толщ. Камерные пространства создавались благодаря различной компетентности покрывающих пород, дифференцированным движениям блоков

и неоднородности сжимающих и растягивающих усилий на разных уровнях.

4. Внедрявшиеся магматические расплавы содержали твердую фазу — вкрапленники микроклина, которые, подчиняясь законам гидростатики, закономерно ориентировались в пространстве, указывая на направление движения магмы. Судя по этим признакам, заполнение камер осуществлялось в большинстве случаев при интрузии с востока с растеканием в северном и южном направлениях. Об этом же свидетельствуют и падения восточных контактов интрузивов.

4. Непрерывно-прерывистый характер тектоно-магматической деятельности обусловил многофазное формирование интрузивов и трехэтапность развития магматических очагов. Причем каждый этап характеризовался вполне определенными качественными и количественными показателями, фиксировался в различных составах и объемах магматических продуктов.

6. Тектонические движения не только соответствующим образом подготовили вмещающие породы для приема магмы и контролировали конфигурацию массивов, но и позднее влияли на размещение дополнительных интрузивов и жильных пород.

7. После консолидации чехлов интрузивов тектонические подвижки, происходившие вдоль диагональных разломов, переместили отдельные блоки гранитов в горизонтальном и вертикальном направлениях. Благодаря этому были нарушены первичные контуры массивов и на один уровень приведены различные их горизонты. Данные разломы и их оперение на одних этапах своего развития служили экранами, на других — рудоподводящими аппаратами.

8. Внутренняя дожилая тектоника гранитных массивов характеризуется развитием таких структурных форм, как зоны дробления по диагональным разломам, зоны сводовых поднятий, депрессии по зонам дробления, зоны кливажа и сводовых обрушений и контракционные трещины.

9. Для внутрижильной тектоники типично наращивание сложности тектонического узора с сохранением общего структурного плана. Ориентировка наиболее ранних трещин находится в связи с положением линий течения. Более поздние структуры генетически связаны с движениями по неоднократно подновлявшимся диагональным разломам.

10. Трещиноватость распределяется в массивах неравномерно. Можно встретить монолитные, почти ненарушенные

блоки и блоки с весьма интенсивным дроблением. Последнее, по-видимому, характеризует участки с малой мощностью интрузивного тела. Здесь образуются структурные узлы, формирование которых происходит в несколько этапов, что устанавливается по взаимным пересечениям трещин, выполненных жильными породами. Жильные породы I этапа запаивают самые ранние трещины. Для наиболее поздних трещин типично выполнение лампрофирами.

11. Пострудная, экзокинетическая трещиноватость, возникающая в результате воздействия внешних сил, отчетливо наследует ориентировку более ранних структур. Это свидетельствует о сохранении плана трещинного узора в течение длительного времени (от догранитных деформаций до пострудных нарушений) и указывает на постоянство регионального давления.

12. Геологическое положение и петрографические признаки позволяют отнести изученные интрузивы к различным уровням гипабиссальной фации. Время их внедрения датируется интервалом от среднего карбона до нижней перми включительно.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ СУУНДУКСКОГО ИНТРУЗИВА

№ п/п	Фаза	Порода	Оксиды в весовых %														Σ	Сумма	Пересчеты по А. Н. Заварицкому												Коллекция	
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	a			c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	Q	a/c		
1	VI	Диорит	59,36	0,48	19,03	4,52	4,09	0,08	4,14	3,18	1,90	2,02	0,08	—	0,17	0,65	99,72	7,6	4,0	18,3	70,0	44,4	39,4	—	16,1	61,4	0,5	22,2	20,9	1,9	К. М. Сиротина	
2		Гранодиорит	69,00	0,33	14,08	1,97	2,73	0,19	1,76	2,93	2,43	3,08	0,19	—	0,08	0,65	99,42	10,0	3,5	8,9	77,6	49,6	33,6	—	16,8	86,6	0,3	18,3	31,7	2,8		
3		Лампрофир	67,44	0,35	16,81	0,49	3,15	0,11	1,95	5,20	1,58	1,97	0,30	0,32	0,04	0,40	100,11	6,7	6,3	9,8	77,0	34,7	33,3	—	31,9	65,3	0,3	4,1	34,5	1,0		
4		Плагногранит	64,92	0,36	19,76	1,44	2,30	0,13	1,74	4,40	0,65	3,23	0,34	0,21	0,09	0,81	100,41	7,8	5,2	14,5	72,3	23,4	19,7	—	56,9	89,8	0,4	8,2	24,0	1,5		
5			70,90	0,29	15,70	0,82	1,27	0,03	0,10	1,43	5,49	2,58	0,16	0,08	0,04	0,60	99,49	13,3	1,6	5,9	79,0	31,4	3,4	—	65,1	42,0	0,3	11,2	30,0	8,3		
6			74,60	0,06	15,18	0,58	0,35	0,02	0,10	0,71	4,65	2,91	0,04	0,01	—	0,30	99,51	12,4	0,8	6,2	80,5	13,5	3,1	—	83,3	48,9	—	8,3	35,5	15,5		
7	II	Гранит порфиридовый	71,00	0,24	15,00	1,40	1,69	0,07	0,27	1,60	4,15	3,85	—	—	—	0,22	99,49	14,1	1,9	4,9	79,0	57,5	9,6	—	32,9	58,4	0,2	24,6	28,0	7,4	Г. И. Чайко И. А. Мудрова	
8				72,80	0,11	14,60	1,04	0,93	0,05	0,84	1,20	3,30	4,00	0,06	—	—	1,22	100,17	13,1	1,3	5,7	79,7	27,2	22,7	—	50,0	65,0	—	13,6	32,1		10,0
9				70,72	0,36	14,49	0,22	1,72	0,04	1,34	1,90	4,95	3,35	0,16	—	—	0,70	100,15	12,8	2,2	5,7	79,1	32,9	38,8	—	28,2	56,2	0,4	2,3	30,6		5,7
10			78,00	—	13,35	0,13	0,57	0,08	0,38	1,33	2,85	2,53	0,15	—	0,06	0,84	100,47	9,0	1,4	6,1	83,4	10,6	10,6	—	78,7	57,1	—	2,1	47,5	6,4	К. М. Сиротина	
11				77,12	—	13,08	0,76	0,43	—	0,27	0,40	4,41	2,66	0,13	—	0,03	1,08	100,37	11,5	0,4	5,4	82,5	18,8	8,2	—	72,9	47,7	—	11,7	41,8		28,7
12				75,20	—	14,73	0,17	0,43	—	0,19	0,40	4,63	3,24	0,07	0,14	0,08	0,04	99,32	13,0	0,4	5,5	81,1	9,3	5,8	—	84,7	51,4	—	2,3	35,8		32,5
13		Гранит мусковитовый мелкозернистый	70,80	0,28	16,46	1,17	1,56	0,03	0,25	1,79	5,12	2,94	0,06	0,04	0,03	0,10	100,63	13,3	2,1	6,5	78,0	36,0	6,0	—	58,0	46,5	0,3	14,0	27,4	6,3	К. М. Сиротина	
14																																
15																																
16	III	Гранит двуслодной мелкозернистый	74,20	0,12	14,55	0,91	0,57	0,03	0,18	1,28	4,84	3,24	0,05	0,11	0,07	0,20	100,35	13,5	1,5	3,7	81,2	35,1	8,7	—	56,1	50,4	—	21,0	34,0	9,0	И. А. Мудрова	
17				71,80	0,33	14,70	0,67	1,75	0,03	0,27	1,14	4,80	3,76	0,11	0,01	—	0,12	99,49	14,9	1,3	3,9	79,7	53,3	6,6	—	40,0	54,4	0,3	13,3	28,5		11,4
18				73,12	0,15	14,08	0,44	1,61	0,03	0,59	1,28	4,59	3,69	0,06	—	—	0,59	100,23	14,3	1,5	3,6	80,4	50,9	27,2	—	21,8	55,0	0,1	10,9	30,9		9,5
19			71,12	0,35	14,76	0,42	1,58	0,05	0,61	1,92	4,40	4,10	—	—	—	0,33	99,54	15,1	2,1	3,0	79,7	62,2	33,3	4,4	—	58,8	0,3	13,3	27,2	7,1	А. А. Барина Г. И. Чайко	
20				72,80	0,22	14,32	0,34	1,22	0,05	0,40	1,47	4,30	4,20	—	—	—	0,55	99,87	15,2	1,6	2,1	80,9	65,6	31,2	3,1	—	59,6	0,2	12,5	30,0		9,5
21				73,20	0,23	13,60	0,71	1,65	0,04	0,51	1,54	4,28	3,78	0,11	—	—	0,46	100,12	14,2	1,6	2,9	81,1	70,4	27,2	2,2	—	57,0	0,2	18,1	32,4		8,8
22	IV	Аляскит	73,56	0,23	13,49	1,20	0,93	0,04	0,97	1,43	3,95	4,00	0,03	—	—	0,42	100,25	13,9	1,6	3,4	80,9	50,0	46,1	—	3,8	61,3	0,2	25,7	32,6	8,7	И. А. Мудрова	
23				72,00	0,10	13,39	1,09	1,75	0,05	0,90	0,11	5,00	3,60	—	—	—	1,43	99,42	14,6	0,1	6,3	78,9	39,5	22,9	—	37,5	52,2	—	14,4	28,6		146,0
24				75,52	0,10	12,89	0,48	1,29	0,03	0,44	0,84	4,95	3,65	0,02	—	—	0,34	100,55	14,5	0,9	2,3	82,2	66,6	27,7	—	5,5	53,1	—	16,6	34,6		16,1
25			78,44	0,07	11,32	0,96	0,28	0,02	0,23	0,61	4,95	2,56	0,02	—	—	0,59	100,05	12,2	0,7	2,1	84,9	48,5	15,1	—	36,3	44,6	—	36,3	44,8	17,4	Г. И. Чайко	
26				75,13	0,13	12,89	0,43	1,13	сл.	0,13	0,79	3,73	3,65	0,09	0,14	0,40	0,70	99,34	12,9	0,9	3,4	82,6	40,4	5,7	—	53,8	60,2	—	11,5	38,7		14,3
27				74,52	0,04	14,31	0,56	0,64	0,01	0,52	0,84	4,43	4,27	0,02	—	—	0,63	100,79	15,1	0,9	3,1	80,8	33,3	25,0	—	41,6	59,4	—	16,6	30,6		16,7
28	V	Гранит-порфир	73,10	0,23	13,77	0,21	1,80	0,02	0,41	1,22	3,52	5,02	—	—	—	—	99,30	15,6	1,1	2,7	80,5	35,5	15,5	—	49,0	49,1	0,1	4,4	30,3	10,6	А. А. Барина И. А. Мудрова	
29				73,00	0,15	14,75	0,10	1,00	0,03	0,28	1,18	5,40	3,40	—	—	—	0,48	99,77	14,9	1,4	2,9	80,7	50,9	27,2	—	21,8	55,0	0,1	10,9	30,9		9,5
30				75,40	0,13	12,95	0,43	1,13	сл.	0,40	0,33	4,34	3,75	—	—	—	1,02	99,88	13,7	0,3	3,9	81,9	34,4	16,4	—	49,1	56,6	—	9,8	36,3		45,6
31		Гранит порфиридовый	74,40	0,08	13,48	0,72	0,57	—	0,18	2,57	3,47	3,61	—	0,04	—	1,22	99,34	13,9	0,3	3,9	81,9	34,4	16,4	—	49,1	56,6	—	9,8	36,3	45,6	К. И. Сиротина	
32				62,60	0,58	18,57	1,10	5,12	—	4,00	3,69	0,77	3,29	—	—	—	0,10	99,82	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
33				54,70	1,09	18,67	2,39	6,67	—	3,54	4,60	3,88	2,75	—	—	—	1,18	99,47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
		Гранит порфиридовый	78,59	0,03	12,37	1,40	1,87	0,03	0,35	0,80	2,34	0,70	—	—	—	1,33	99,81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Плагногранит	68,36	0,47	19,02	0,54	2,09	0,08	2,14	3,19	0,91	2,02	0,09	0,03	0,11	0,44	99,49	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
		Диабаз																														
		Грейзен																														
		Диорит																														

Таблица 2

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ АДАМОВСКОГО ИНТРУЗИВА

№ п/п	Фаза	Порода	Оксиды в весовых %														Σ	Сумма	Пересчеты по А. Н. Заварицкому												Коллекция
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	a			c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	Q	a/c	
1	I	Диорит	49,44	1,60	19,51	3,43	6,16	0,18	2,35	0,08	2,19	4,41	—	—	0,18	1,58	99,98	13,6	7,0	18,3	61,0	51,7	22,9	25,3	—	76,5	2,3	16,6	—12,1	1,9	К. М. Сиротина
2		Гранодиорит	63,92	0,53	17,38	0,95	3,44	0,09	2,61	4,50	2,03	3,79	0,08	—	0,14	0,82	99,28	11,2	5,3	9,8	73,4	42,3	45,1	—	12,5	74,3	0,5	7,3	19,4	2,1	
3			63,04	0,65	15,06	1,55	2,59	0,59	3,87	4,85	2,78	2,90	0,34	0,17	0,09	1,02	99,50	10,6	4,8	11,9	72,6	35,6	55,1	9,2	—	61,0	0,7	10,3	19,3	2,2	
4		Диорит	52,74	0,19	20,16	0,68	3,56	0,08	5,93	11,50	0,22	3,91	—	—	0,15	0,83	99,95	9,1	9,3	19,5	62,0	20,8	52,8	26,2	—	96,9	0,3	2,8	—3,4	0,9	
5			Гранодиорит	64,00	0,60	16,63	1,96	2,37	0,07	2,71	3,94	2,26	3,34	—	—	—	1,05	99,93	10,5	4,7	11,1	73,5	35,2	41,3	—	23,4	68,8	0,7	14,8	21,5	2,2
6			Кварцевый диорит	65,12	0,54	15,45	1,00	7,01	0,11	1,59	4,60	0,97	3,18	—	—	—	—	99,57	8,6	5,6	11,1	74,6	67,9	24,6	—	7,4	82,4	0,6	7,4	26,5	1,5

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ АНИХОВСКОГО ИНТРУЗИВА

Фаза	Порода	Оксиды в весовых %														nnp	Сумма	Пересчеты по А. Н. Заварицкому											Коллекция		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	a			c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	Q		a/c	
I	Плагиогранит	69.64	0.36	14.47	0.35	5.72	0.15	1.77	2.70	1.02	2.50	—	—	0.19	1.32	99.79	6.6	3.1	13.9	76.2	39.9	20.6	—	39.4	78.4	0.4	1.8	36.3	2.1	К. М. Сиротина	
		68.00	0.61	14.51	6.30	1.79	0.12	1.34	1.20	2.98	1.95	—	—	0.13	1.90	100.83	7.0	1.3	18.4	73.1	43.0	11.1	—	45.8	56.3	0.7	27.0	31.1	5.3		
		75.08	0.28	11.82	3.64	1.14	0.06	0.40	3.30	1.18	3.78	—	—	0.02	0.08	100.78	9.6	2.7	5.8	81.8	69.6	11.2	19.1	—	82.4	0.3	51.6	41.8	3.5		
		66.56	0.62	16.08	3.31	3.41	0.09	0.72	3.50	1.06	4.91	—	—	0.25	0.11	100.62	12.3	4.2	7.9	75.5	76.2	15.2	—	8.5	86.8	0.7	35.5	22.3	2.9		
		77.08	—	13.92	0.17	0.51	сл.	0.40	1.40	1.49	4.92	0.03	—	—	0.08	0.78	100.78	12.2	1.6	3.3	82.8	17.6	19.6	—	62.7	83.1	—	3.9	39.7		7.6
		70.92	0.22	16.32	0.17	1.99	сл.	0.65	1.80	1.58	5.96	—	—	0.02	0.20	0.92	100.75	14.9	2.1	5.0	78.0	39.4	21.0	—	39.4	84.9	0.2	2.6	24.1		7.1
II	Гранит биотитовый	70.84	0.25	14.75	0.31	1.99	0.05	0.76	4.70	1.10	4.36	—	—	0.14	0.65	99.90	11.0	4.2	4.9	79.8	43.8	26.0	30.1	—	85.3	0.2	5.4	33.5	2.6	И. А. Мудрова	
		72.00	0.23	16.48	0.14	0.85	сл.	0.84	1.40	4.64	2.47	0.03	—	0.04	0.30	0.27	99.69	11.6	1.6	8.4	78.3	10.0	16.1	—	73.8	44.9	0.2	1.5	31.9		7.2
		76.04	—	15.09	0.07	0.24	—	0.25	2.20	5.27	0.75	—	—	—	0.20	0.46	100.57	8.8	2.5	6.1	82.4	11.3	6.1	—	88.6	17.6	—	2.1	44.9		3.5
		69.86	0.30	15.89	1.69	1.08	0.04	0.53	1.68	3.00	4.33	0.10	—	—	—	2.08	100.58	13.4	2.0	6.6	77.9	37.3	12.1	—	50.5	68.3	0.3	22.2	27.1		6.7
		71.67	0.19	15.90	2.55	1.18	0.02	0.62	0.45	4.39	3.35	0.07	—	—	—	0.03	100.37	12.9	0.5	10.1	76.4	31.0	9.5	—	59.5	53.4	0.2	20.2	26.6		25.8
		70.80	0.21	17.06	0.10	1.43	0.07	0.54	0.40	2.91	4.01	—	—	—	0.20	2.18	99.91	12.4	0.4	10.5	76.6	13.0	8.0	—	79.0	67.7	0.2	1.2	28.1		31.0
III	Гранит двуслюдяной порфиристый	72.00	0.14	17.03	0.03	1.00	сл.	0.54	0.70	4.66	2.66	—	—	0.16	0.49	99.41	12.0	0.8	9.6	77.5	9.4	8.7	—	81.8	46.2	0.1	—	30.3	15.0	К. М. Сиротина	
		73.72	0.11	15.93	0.23	0.25	сл.	0.76	0.40	5.64	2.97	—	—	0.16	0.37	100.54	13.9	0.4	6.8	78.8	6.5	16.8	—	76.6	44.4	—	1.8	29.5	34.7		
		72.90	0.15	14.29	0.97	1.15	0.04	0.63	1.18	4.95	3.50	0.05	—	—	—	0.87	100.68	14.2	1.3	4.2	80.1	43.1	23.1	—	33.8	51.8	0.1	5.5	30.7		10.9
		73.63	0.14	16.02	0.14	0.50	—	0.33	0.60	5.69	3.32	—	—	—	0.13	0.25	100.75	14.7	0.7	5.2	79.3	11.1	9.8	—	79.0	46.5	0.1	2.4	28.6		21.0
		74.76	сл.	14.50	0.09	0.31	—	0.14	1.90	5.56	2.83	—	—	—	0.13	0.15	100.37	13.9	2.2	1.0	82.6	37.5	25.0	—	37.5	43.8	—	12.5	35.5		6.3
		74.48	сл.	14.58	0.22	0.30	0.06	0.18	2.50	4.75	2.80	—	—	—	0.15	0.43	100.45	12.7	3.0	1.1	83.1	37.5	25.0	—	37.5	47.3	—	12.5	38.0		4.2
IV	Аляскит	73.52	0.22	14.34	0.19	0.65	сл.	0.36	1.80	4.21	4.80	—	—	0.13	0.54	100.76	16.0	1.2	2.2	80.6	33.3	24.2	42.4	—	63.1	0.2	6.0	28.0	13.3	И. А. Мудрова	
		72.07	0.23	14.19	1.92	0.57	0.04	0.73	1.29	4.61	3.80	0.06	—	—	0.64	100.15	14.5	1.5	4.1	79.7	51.6	29.0	—	19.3	55.4	0.2	38.7	29.1	9.6		
		46.50	1.15	20.02	6.38	5.00	0.17	3.75	10.00	1.30	2.36	—	—	0.4	0.30	3.26	100.23	7.9	10.9	21.2	59.9	54.6	33.2	12.1	—	73.0	1.7	28.3	—6.8		0.7
		46.52	1.08	19.20	6.50	5.89	0.14	3.69	11.12	1.77	2.41	—	—	—	0.19	1.68	99.69	8.5	9.5	24.0	57.9	51.0	28.1	20.8	—	67.2	1.7	25.6	—10.6		0.9
		69.58	0.35	17.06	0.34	3.68	0.13	1.80	2.62	1.12	2.38	—	—	—	0.13	1.06	100.25	6.5	2.9	15.5	74.9	23.2	18.7	—	58.1	76.4	0.3	1.6	34.1		2.2
		67.80	0.42	17.45	1.40	3.80	0.18	1.85	1.38	2.94	1.89	—	—	—	0.14	1.87	100.12	7.7	1.6	18.3	72.2	25.7	15.9	—	58.3	50.0	0.4	6.2	27.6		4.8

Таблица 4

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ ДЖАБЫГАСАЙСКОГО ИНТРУЗИВА

Фаза	Порода	Оксиды в весовых %														nnp	Сумма	Пересчеты по А. Н. Заварицкому											Коллекция	
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	a			c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t	φ	Q		a/c
I	Диорит	53.90	0.85	20.20	1.00	6.03	0.14	3.69	7.32	1.94	3.19	0.08	0.03	0.04	0.80	99.91	7.7	9.5	16.1	66.5	44.7	41.5	—	13.7	96.2	1.1	5.5	—1.7	0.8	К. М. Сиротина
		58.70	0.75	17.96	2.30	4.61	0.07	2.48	4.27	2.99	2.24	0.04	0.01	0.07	3.04	99.53	9.3	5.4	15.8	69.3	43.3	27.4	—	29.2	52.2	0.9	12.3	4.8	1.7	
	61.10	0.50	19.26	2.35	2.53	—	2.80	4.27	2.20	3.69	0.02	—	0.05	1.60	100.37	11.4	5.2	13.0	70.2	33.1	36.3	—	30.5	72.2	0.5	14.7	12.6	2.1		
	53.88	0.87	20.22	1.00	6.01	0.14	3.68	7.33	1.95	3.18	0.18	0.07	0.36	0.80	99.67	10.5	9.2	14.0	66.2	50.0	47.9	2.1	—	72.2	1.1	6.2	2.3	1.1		
II	Гранодиорит	61.10	0.50	19.26	2.35	2.53	—	2.80	4.27	2.20	3.69	0.02	—	0.05	1.60	100.37	11.4	5.2	13.0	70.2	33.1	36.3	—	30.5	72.2	0.5	14.7	12.6	2.1	И. А. Мудрова
		62.04	0.44	15.77	1.99	4.20	0.08	3.20	4.54	2.02	2.95	—	0.03	0.06	2.52	99.84	9.5	5.6	12.3	72.5	47.1	44.9	—	8.0	69.1	0.4	13.6	20.5	1.7	
		62.68	0.41	19.22	1.09	4.48	0.09	1.77	4.68	1.76	3.99	—	—	—	0.19	100.16	11.4	5.7	11.1	71.7	48.1	27.1	—	24.7	77.3	0.4	8.6	15.0	2.0	
	71.96	0.17	15.09	0.18	2.53	0.50	0.87	1.33	1.84	3.64	0.13	0.09	0.24	0.70	99.27	10.0	1.4	10.4	78.0	27.3	13.0	—	59.6	75.3	0.2	1.2	34.8	7.1		
	74.70	0.17	14.51	1.20	2.08	—	0.30	0.35	1.50	4.90	—	—	—	0.60	100.31	12.0	0.3	8.5	79.1	32.1	5.2	—	62.7	83.1	0.2	10.4	34.0	40.0		
	67.4	0.25	18.54	1.89	1.12	0.03	0.43	1.60	3.20	4.15	—	—	—	0.12	1.17	100.14	13.4	1.9	10.0	74.7	25.8	6.6	—	67.5	66.3	0.2	15.8	20.7	7.0	
III	Гранит амфиболовый	68.00	0.27	15.40	0.79	4.87	0.07	1.17	1.62	2.99	3.43	0.39	0.05	0.34	0.08	99.47	11.4	1.9	11.6	74.9	44.0	16.4	—	39.5	63.2	0.3	5.6	25.3	6.0	
		72.20	0.22	15.04	1.18	1.28	0.03	0.32	0.90	3.34	4.60	—	—	0.13	0.16	99.42	14.4	1.0	5.3	79.1	39.5	8.6	—	51.8	67.2	0.2	17.2	28.6	14.4	
		73.00	0.19	14.86	1.29	1.19	0.02	0.28	0.90	3.79	2.64	0.07	—	—	0.31	0.84	99.38	10.8	1.0	8.7	79.4	24.8	4.5	—	70.6	51.0	0.2	12.0	36.3	10.8
		71.96	0.17	14.88	0.12	2.53	0.04	1.49	0.84	4.38	2.73	—	—	—	0.18	0.10	99.42	11.7	0.9	9.9	77.3	24.0	24.0	—	52.0	48.3	0.2	1.3	30.5	13.0
IV	Гранодиорит	75.08	1.84	9.69	2.55	2.02	0.15	1.30	1.40	1.46	2.95	—	—	0.50	1.15	100.09	8.2	1.6	7.0	83.1	57.4	29.6	—	12.9	74.5	1.8	29.6	48.3	5.1	
		72.32	0.09	15.64	0.27	1.40	сл.	0.29	2.10	3.87	3.33	—	—	0.10	0.28	99.69	12.5	2.5	4.7	80.1	31.9	9.7	—	58.3	56.3	—	5.5	32.9	5.0	
V	Аляскит	75.08	0.04	14.49	0.15	0.72	сл.	0.14	1.60	4.20	3.42	—	—	0.20	0.61	100.65	13.1	1.9	2.7	82.1	28.6	9.5	—	61.9	55.0	—	4.7	36.3	6.8	
		73.20	—	14.88	0.30	0.72	сл.	0.36	1.50	4.61	4.60	—	—	0.12	0.29	100.58	16.2	1.5	1.7	80.5	53.8	30.7	15.4	—	60.1	—	15.4	27.2	10.8	
		77.28	0.04	11.39	1.83	1.15	сл.	0.14	1.40	6.03	0.75	—	—	—	0.26	100.27	9.9	1.6	4.1	84.2	59.4	6.2	—	34.3	15.7	—	34.0	47.2	6.1	
		74.40	0.10	12.69	1.44	0.86	0.02	0.59	1.35	4.55	3.78	0.04	—	—	—	0.33	100.15	14.3	1.0	3.4	81.2	56.6	28.3	15.1	—	5				

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ КОТАНСУЙСКОГО ИНТРУЗИВА

Фаза	Порода	Оксиды в весовых %														Сумма	Пересчеты на А. Н. Заварицкому										Коллекция				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	ппп		a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n	t		φ	Q	a/c	
I	Кварцевый диорит	52,68	0,80	18,54	3,72	5,64	0,19	3,87	6,10	2,37	3,87	—	—	0,27	2,33	100,38	12,5	6,7	17,1	63,7	53,3	40,3	6,3	—	71,2	1,1	19,3	-4,3	1,8	К. М. Сиротина	
		66,36	0,44	17,57	0,40	3,88	0,11	2,78	4,40	0,33	1,42	0,21	—	—	1,62	99,52	3,4	5,2	17,6	73,6	22,9	26,0	—	51,1	88,4	0,4	2,2	35,4	0,6		
	Гранодиорит	59,34	0,84	18,15	1,21	4,64	0,08	2,85	5,31	2,48	3,50	—	—	—	1,40	99,80	11,8	0,0	17,3	70,8	32,3	28,6	38,9	—	67,4	1,0	5,7	18,1	—	Г. И. Чайко	
		68,80	0,44	15,60	0,90	2,49	0,03	0,68	2,63	2,85	4,42	—	—	—	0,50	99,34	13,7	3,1	5,1	78,0	61,8	22,4	—	15,8	70,2	0,4	15,8	25,6	4,4		
		67,80	0,52	16,30	0,62	2,74	0,04	1,11	3,16	2,49	3,96	—	—	—	0,64	99,38	12,3	3,8	6,7	77,1	46,4	27,2	—	26,2	70,3	0,5	8,0	25,9	3,2		
Микрогранодиорит-порфир	62,76	0,48	17,84	1,51	3,00	0,06	1,57	3,60	2,68	3,82	—	—	—	2,12	99,44	12,5	4,4	9,8	73,2	42,5	27,7	—	29,8	67,7	0,5	12,7	17,1	2,8	К. М. Сиротина		
	66,08	0,50	17,25	0,84	3,55	0,09	0,61	3,60	2,93	3,92	—	—	0,13	0,48	99,98	12,9	4,4	6,7	76,0	61,8	15,5	—	22,6	67,0	0,5	10,3	21,8	2,9			
Плагиогранит	72,40	0,33	14,28	0,11	2,32	0,14	0,37	1,96	2,53	4,72	—	—	—	0,23	99,38	13,7	2,3	3,3	80,6	73,4	18,3	—	8,2	73,7	0,3	4,0	31,6	5,9	Г. И. Чайко		
	72,12	0,24	14,48	0,47	1,72	0,04	0,84	1,12	4,15	3,76	0,09	—	—	0,94	99,97	13,8	1,3	5,6	79,2	35,3	24,7	—	40,0	58,1	0,2	7,0	29,6	10,6			
II	Гранит порфировидный	74,12	—	15,38	1,14	0,58	0,17	0,07	1,50	3,44	3,93	0,02	0,01	0,04	0,34	100,75	12,9	1,7	4,9	80,4	31,6	2,6	—	65,7	63,6	—	18,4	41,7	7,5	К. М. Сиротина	
		75,84	0,14	12,81	0,50	1,15	0,08	0,83	1,10	5,11	2,31	—	—	—	0,30	100,17	11,8	1,3	4,6	82,2	31,9	29,1	—	39,0	40,6	0,1	8,3	46,8	9,0		
		69,76	0,19	15,90	0,68	1,73	0,18	0,36	2,60	5,43	2,94	—	—	—	0,18	99,95	14,1	3,1	3,8	78,9	62,5	16,0	—	21,4	40,3	0,2	14,2	26,6	4,5		
		72,72	0,13	15,81	0,01	0,85	0,05	0,47	1,50	2,56	4,01	0,03	0,06	—	1,40	99,60	12,2	1,8	6,0	79,9	11,9	11,9	—	76,1	69,8	—	—	33,8	7,1		
		75,08	—	14,40	0,07	0,43	0,06	0,54	1,70	2,77	4,90	—	—	—	0,53	100,48	14,3	1,9	1,6	82,0	32,0	52,0	—	16,0	72,4	—	8,0	33,7	7,5		
		72,55	0,11	14,32	0,50	0,52	сл.	0,38	0,24	6,70	2,03	—	—	—	0,08	99,46	13,6	0,2	5,8	80,2	14,7	10,2	—	75,1	31,0	—	6,8	33,2	68,0		
		74,72	0,04	14,76	0,47	0,43	0,11	0,14	1,40	4,18	3,12	—	—	0,17	—	0,27	99,81	12,4	1,6	4,4	81,5	19,4	5,9	—	74,7	52,6	—	8,9	36,7		7,7
		72,64	0,12	14,76	0,08	1,44	0,08	0,51	1,80	6,60	2,00	—	—	—	—	0,22	100,25	13,5	2,1	3,7	80,5	40,3	21,0	—	38,6	31,3	—	3,5	32,1		6,4
		71,40	0,36	14,37	0,10	1,27	0,05	0,36	2,00	5,96	2,62	—	—	—	—	1,86	100,35	14,4	2,3	1,9	81,2	68,9	27,5	3,4	—	39,6	0,4	6,8	31,5		6,2
		77,36	0,12	12,66	0,10	0,72	сл.	0,47	0,80	4,11	3,50	—	—	—	0,54	100,38	12,9	0,9	2,9	83,2	26,6	24,4	—	48,8	56,0	—	4,4	39,8	14,3		
71,80	0,13	15,03	0,04	0,90	0,08	0,36	0,90	5,62	3,40	0,04	0,09	0,13	—	2,16	100,68	15,2	1,1	3,6	80,0	23,6	14,5	—	61,8	48,2	—	—	28,6	13,8			
III	Гранит двуслюдяной среднезернистый	72,40	0,18	14,33	0,07	0,42	0,03	0,22	0,50	7,04	2,71	—	—	—	2,34	100,24	15,8	0,6	2,6	80,9	20,5	12,8	—	66,6	37,2	0,2	5,1	29,7	26,3	К. М. Сиротина	
		72,92	0,12	13,89	0,02	0,46	0,05	0,29	1,40	5,13	3,60	—	—	—	2,17	100,05	15,2	1,6	1,0	82,2	46,6	46,6	6,6	—	51,7	—	—	32,4	9,5		
		74,64	—	14,27	0,15	0,58	—	0,36	1,40	5,30	2,86	—	—	—	0,20	0,12	99,88	13,4	1,6	2,9	81,9	22,7	18,1	—	59,2	45,1	—	4,5	35,6		8,3
		73,34	0,19	13,83	1,05	1,08	0,04	0,18	1,09	5,48	3,29	0,05	—	—	—	0,38	100,00	14,7	1,3	2,6	81,2	67,5	12,5	—	20,0	47,7	0,2	30,0	31,9		11,3
IV	Аляскит	73,52	0,12	13,79	1,12	1,08	0,04	0,43	1,06	5,48	3,58	0,03	—	—	0,34	100,59	15,3	0,0	3,8	80,8	49,2	18,6	32,2	—	50,0	—	23,7	31,0	—	И. А. Мудрова	

Таблица 6

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПЕГМАТИТОВ

Оксиды	Суундукский					Адамовский					Аниховский			Джабыгасайский			Котансуйский							
	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV	V	I	II	III	I	II	III	I	II	III	IV	V			
SiO ₂	74,10	73,82	82,72	73,90	73,06	73,62	73,81	71,08	74,76	73,43	73,95	77,20	72,0	74,85	73,96	74,78	73,88	77,22	72,25	73,94	73,62	73,11	72,56	74,12
TiO ₂	0,07	следы	—	—	0,15	сл.	—	—	сл.	сл.	—	—	—	0,06	—	—	0,40	сл.	сл.	—	—	сл.	0,10	—
Al ₂ O ₃	15,38	15,67	10,77	15,21	13,93	14,65	16,78	15,38	14,50	15,66	15,84	12,22	15,40	13,94	15,86	18,08	15,32	12,20	18,02	15,85	14,97	15,38	14,34	15,22
Fe ₂ O ₃	0,53	0,88	0,15	0,60	0,65	—	0,92	0,85	0,09	0,84	0,61	0,47	0,56	0,80	0,86	0,80	0,22	0,47	0,72	0,60	0,26	0,82	0,60	0,09
FeO	0,57	—	0,34	1,42	1,69	1,04	—	1,70	0,31	сл.	—	1,00	1,44	1,70	сл.	0,72	0,56	0,98	1,14	сл.	0,57	сл.	0,56	0,29
MnO	0,02	0,06	0,07	0,01	0,07	—	—	0,11	0,05	—	0,10	—	сл.	0,05	0,18	—	—	сл.	0,56	0,15	0,14	—	сл.	0,14
MgO	0,36	0,36	0,22	0,69	0,23	0,20	1,32	0,74	0,14	0,32	1,56	0,24	1,30	0,60	0,21	0,14	0,25	0,24	0,48	1,54	0,43	0,52	0,14	0,36
CaO	0,57	1,46	1,40	2,48	1,34	0,56	1,26	2,30	1,20	1,50	1,65	1,37	1,50	1,58	2,80	1,10	2,52	1,36	1,66	1,76	0,90	2,84	0,24	1,50
K ₂ O	4,40	2,92	0,47	2,40	5,21	5,31	3,04	5,12	5,56	2,95	2,55	4,72	1,91	3,56	4,10	1,34	3,84	4,73	1,16	2,55	4,14	3,00	6,69	5,35
Na ₂ O	2,99	3,78	3,54	3,63	3,24	3,80	2,56	2,40	2,83	3,75	2,10	2,07	5,01	2,65	2,40	3,67	3,22	2,96	5,13	2,09	4,18	2,38	3,40	3,09
H ₂ O	—	0,13	0,04	—	—	—	—	—	0,12	—	0,10	0,16	0,07	—	—	—	—	0,04	—	0,25	0,11	—	—	—
P ₂ O ₅	0,14	0,05	0,08	0,03	0,10	0,02	0,03	0,03	0,06	0,07	—	—	0,09	0,10	0,05	—	—	—	0,07	0,13	0,07	—	—	—
SO ₃	0,27	—	0,14	—	0,03	—	—	—	0,04	—	0,04	—	0,06	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—	0,24	—
ппп	0,10	1,10	0,66	—	0,36	0,13	0,73	0,35	0,15	1,13	0,81	0,12	0,24	0,38	0,15	0,07	0,63	0,13	0,26	0,82	—	1,84	2,03	—
Сумма	99,50	100,23	100,60	100,37	100,06	99,33	99,66	100,00	99,76	99,75	99,35	99,65	99,58	100,27	100,57	100,70	100,64	99,45	100,78	99,53	99,69	99,96	100,66	100,19

Пересчеты по методу А. Н. Заварицкого

№ вектора на диаграмме числовых характеристик

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
a	12,2	12,0	7,8	10,9	14,2	15,4	9,3	12,4	13,7	12,2	8,7	11,0	13,1	12,6	10,9	9,2	12,2	11,0	11,9	7,8	14,7	9,5	16,7	13,9
c	0,7	1,7	1,6	2,9	1,6	0,7	1,4	2,7	1,4	1,8	2,1	2,1	1,7	1,8	3,3	1,2	2,9	1,6	1,2	1,9	1,0	3,3	0,2	1,7
b	7,3	6,1	3,3	5,6	3,1	2,8	10,3	5,6	3,6	5,6	2,8	2,2	6,8	4,5	4,4	11,9	2,8	3,1	10,7	11,3	3,8	5,5	2,6	3,1
s	79,7	80,0	87,3	80,5	80,9	80,9	78,9	79,1	82,4	80,3	86,3	84,6	78,2	80,9	81,3	77,6	82,0	84,2	76,1	78,9	80,4	81,6	80,5	81,1
f'	12,3	14,0	13,4	31,4	68,7	13,9	8,1	40,0	16,6	12,8	5,7	58,8	25,7	50,0	22,6	10,4	23,8	41,6	18,8	5,7	17,2	12,2	43,2	12,5
m'	8,7	10,7	9,6	19,7	10,4	11,6	4,3	20,0	11,1	8,1	22,7	17,6	30,4	21										

Результаты пересчетов данных гранулометрических анализов на молекулярные количества петрогенных окислов (в %, по поколениям)

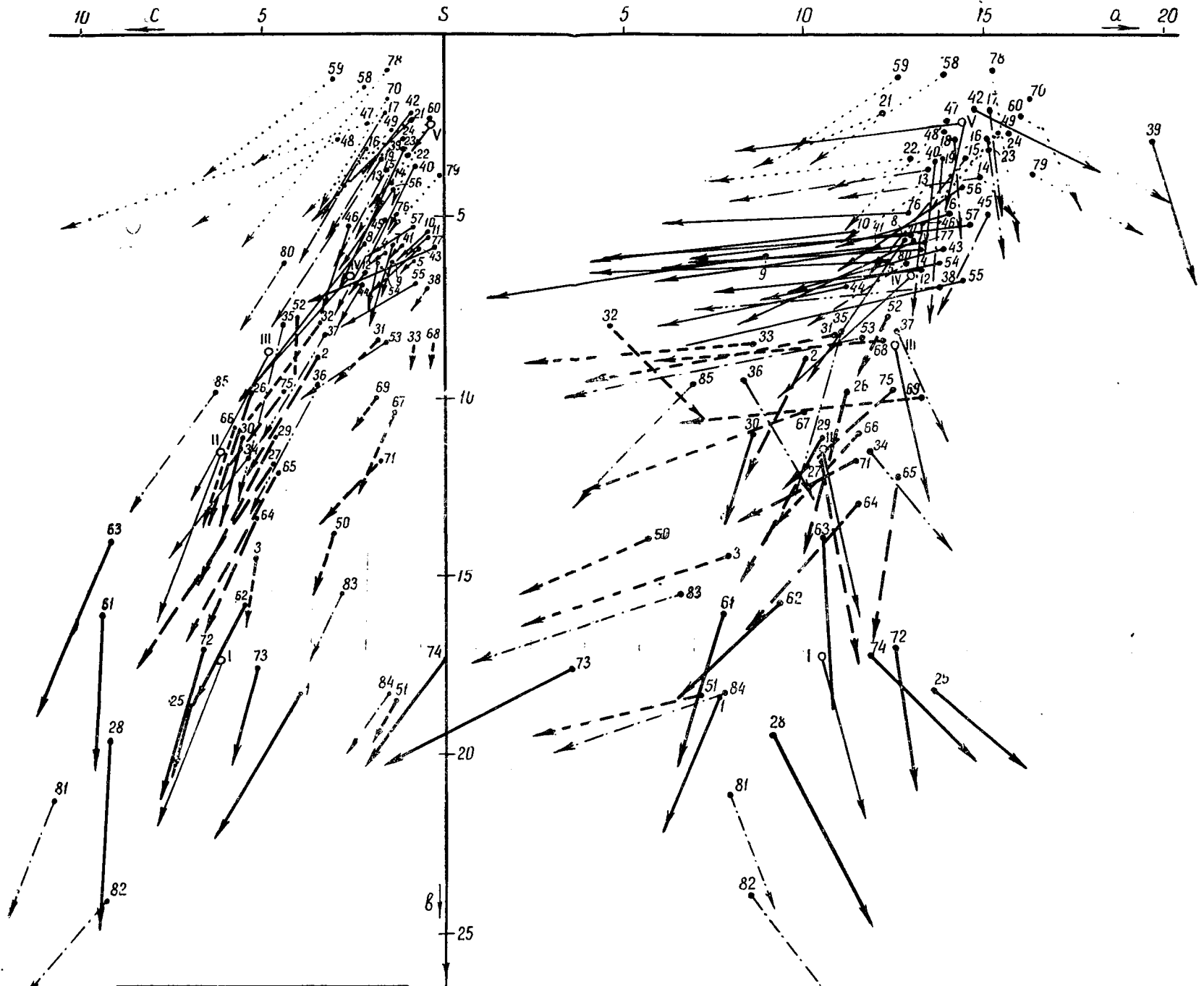
Минерал	в объемных % (среднее значение)	Содержание в породе																																													
		раннемагматический этап кристаллизации										среднемагматический этап кристаллизации										позднемагнетический этап кристаллизации																									
		от всех ге- нераций	всего в по- роде	Ab	An	молекулярное количество					от всех ге- нераций	всего в по- роде	Ab	An	молекулярное количество					от всех ге- нераций	всего в по- роде	Ab	An	молекулярное количество																							
						SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O					SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O					FeO	MgO	H ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	MgO	H ₂ O													
<i>Диориты Адамовского интрузива</i>																																															
Плагноклаз I № 46	73	44	32,0	17,3	14,8	18,3	8,8	2,9	2,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Плагноклаз II № 35		—	—	—	—	—	—	—	—	—	48	35,0	22,75	12,25	20,9	8,9	2,4	2,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—					
Плагноклаз III № 24		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Рог. обманка I		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Рог. обманка II	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Биотит	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
						18,3	8,8	2,9	2,0	—				22,0	10,1	2,7	2,85	—	1,1	0,4	0,04																										
<i>Порфириовидные крупнозернистые граниты Суундукского интрузива</i>																																															
Плагноклаз I № 33	32	10	3,2	2,1	1,1	1,9	0,8	0,2	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Плагноклаз II № 27		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Плагноклаз III № 21		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Плагноклаз IV № 14	57	20	—	—	—	12,9	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—			
Калишпат I		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Калишпат II		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Калишпат III	35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Калишпат IV		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Кварц I	24	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Кварц II		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Кварц III	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Биотит I		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Биотит II		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Биотит III	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
						14,8	4,5	0,2	0,2	3,4				40,5	7,5	1,1	2,0	2,0	0,2	0,1	0,03																										
<i>Мелкозернистые граниты Суундукского интрузива</i>																																															
Плагноклаз I № 22	23	52	12,0	9,3	2,7	7,6	2,8	0,5	1,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Плагноклаз II № 19		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагноклаз III № 15		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Калишпат I	25	49	12,2	—	—	7,9	2,2	—	—	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Калишпат II		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Калишпат III		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц I	40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц II		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Биотит	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
						15,5	5,0	0,5	1,1	2,1				35,2	3,6	0,4	0,8	1,5	—	—	—																										
<i>Аляскиты Аниховского массива</i>																																															
Плагноклаз I № 12	28	72	18,7	16,4	2,3	12,3	4,0	0,5	1,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Плагноклаз II № 6		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Калишпат I	38	65	24,7	—	—	16,0	4,5	—																																							

Средние содержания окислов породообразующих минералов пегматитов по зонам в %

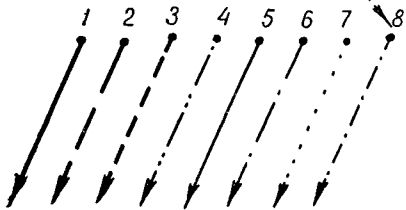
	Аплитовидная зона						Графическая зона				Пегматоидная зона							Блоковая зона				Кварцевое ядро SiO ₂	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	H ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	(Fe, Mg) O	H ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	H ₂ O		
	Плагиоклаз № 28 (30%)	18,4	7,4	—	2,5	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз № 23 (65%)	—	—	—	—	—	—	40,8	15,2	3,0	6,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Плагиоклаз № 14 (25%)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,2	5,5	—	2,6	0,7	—	—	—	—	—	—	—	—
Микроклин (30%)	19,4	5,5	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Микроклин (65%)	—	—	—	—	—	—	42,1	11,9	11,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Микроклин (43%)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27,8	7,8	7,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц (30%)	30,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц (35%)	—	—	—	—	—	—	35,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц (26%)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	26,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кварц (12%)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,0	—	—	—	—	—
Кварц (100%)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Мусковит (10%)	4,6	3,8	1,2	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Мусковит (10%)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,5	3,8	1,2	0,5	—	—
Биотит (6%)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,3	0,6	0,6	—	—	2,2	0,2	—	—	—	—	—	—
Микроклин (78%)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	50,5	14,3	13,2	—	—	—

100

Гос. академия наук СССР
 Институт геологии и геофизики
 Улан-Удэ



№№ ВЕКТОРОВ	МАССИВ
1 - 24	СУУНДУКСКИЙ
25 - 49	АДАМОВСКИЙ
50 - 60	АНИХОВСКИЙ
61 - 71	ДЖАБЫГАСАЙ
72 - 79	КОТАНСУ
80 - 85	ЛАМПРОФИРЫ



○ I-V СРЕДНИЕ СОСТАВЫ ПОРОД ПС ДЭЛИ

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ

Изучение акцессорных минералов и элементов-примесей дает возможность решать многие теоретические и практические вопросы геологии. Ясные представления о закономерностях распределения акцессорных минералов и элементов в породах могут оказать помощь при изучении вопросов гибридности и дифференциации (Коптев-Дворников, Негрей, Руб, 1958), выделении комагматических серий (Туровский, 1955—1968), определении места изучаемой породы в процессе развития магматического очага (Ляхович, 1959). Они могут служить показателем металлогенической и геохимической специализации интрузивного комплекса (Монич, 1957; Хамрабаев, 1957; Таусон, 1961; Коптев-Дворников и Руб, 1968; Туровский, 1968а).

Отсюда вполне понятен все возрастающий среди геологов интерес к изучению акцессорных минералов и элементов в магматических горных породах.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Акцессорные минералы гранитоидов Орского Зауралья стали служить предметом исследования только в последние годы. Первой попыткой в этом направлении является наша статья (Сиротин, Задумина, 1963), основанная на изучении шлифов и небольшого количества искусственных шлихов. В дальнейшем закономерности акцессорной минерализации получили освещение в серии работ (Задумина, Сиротин, Карпов, 1963; Сиротин, Задумина, 1965 и др.). В настоящий момент имеется достаточно ясное представление по данному вопросу, суть которого излагается ниже.

Для получения концентратов использовалась следующая методика: проба весом 10 кг отбиралась мелкими штуфами (50—100 г) на площади 300—500 кв. м. После ее дробления до 0,5 см из нее квартованием бралась навеска в 2,5 кг и размельчалась на щековой дробилке до размера 0,5—1 мм. После отмучивания по методу Сабанина и высушивания килограммовая проба, выделенная опять-таки квартованием, подвергалась разделению в бромформе (уд. вес. 2,89). Полученный тяжелый концентрат сепарировался на магнитную, электромагнитную и неэлектромагнитную фракции, каждая из которых взвешивалась.

Количественное определение минералов проводилось путем подсчета 600—700 зерен в каждой фракции. Пересчеты проводились по формуле: $Q = k(d_1 \cdot v_1) + (d_2 \cdot v_2) + (d_3 \cdot v_3) + \dots + (d_n \cdot v_n)$, где Q — вес фракции; d_1, d_2, \dots, d_n — удельные веса минералов; v_1, v_2, \dots, v_n — объемные проценты минералов, составляющих фракцию; k — коэффициент корреляции. Вес минерала во фракции (Q) равен: $q_1 = k(d_1 \cdot v_1)$, $q_2 = k(d_2 \cdot v_2)$... $q_n = k(d_n \cdot v_n)$, при этом $Q = q_1 + q_2 + \dots + q_n$. Для пересчета полученных результатов на г/т величина Q увеличивалась в 400 раз ($1000 \text{ кг} : 2,5 \text{ кг} = 400$). Дополнительных поправочных коэффициентов на содержание аксессуарных минералов, учитывающих переизмельчение, гидрофобность и т. п., не вводилось.

Как показали наши исследования, распределение аксессуарных минералов в гранитоидах весьма неравномерно и подчиняется логнормальному закону.

Всего в гранитоидах (без пегматитов) обнаружено тридцать четыре аксессуарных минерала: апатит, анатаз, андалузит, барит, берилл, висуитин, гематит, гранат, ильменит, касситерит, кианит, киноварь, ксенотим, магнетит, мартит, молибденит, монацит, ортит, пиррохлор, пирит, рутил, сидерит, ставролит, сфен, танталит-колумбит, топаз, торит, торбернит, турмалин, флюорит, халькопирит, циркон, шеелит, шпинель. Из них постоянно встречаются во всех породах магнетит, апатит и циркон, несколько реже — сфен, гранат и монацит (табл. 43). Остальные минералы фиксируются спорадически.

Ниже описываются лишь те минералы, качественные и количественные характеристики которых иллюстрируют особенности процессов гибридного, дифференциационного и постмагматических преобразований.

Магнетит. В верхнепалеозойских гранитоидах является

«сквозным» минералом. Количество его возрастает от гибридных образований (695 г/т) к гранитам главной интрузивной фазы (1750 г/т), а в породах дополнительных интрузивов — снижается до 520 г/т (рис. 92). О среднем содержании магнетита в различных массивах можно судить по следующим данным (в г/т):

Суундукский	334
Адамовский	1899
Аниховский	577
Джабыгасай	124
Котансу	2444

В гибридных породах содержание данного минерала заметно колеблется (рис. 93), что, очевидно, находится в связи с различной степенью контаминированности расплавов веществом ксенолитов и составом последних. На приведенном графике видно, что максимальные количества магнетита характерны для диоритов (845 г/т) и адамеллитов (979 г/т). В диоритах отмечены наиболее высокие концентрации ксенолитов диабазов и габбро, и это удовлетворительно объясняет особенность поведения магнетита. В адамеллитах дело обстоит несколько иначе. Как показывают результаты химических анализов, содержание железа в гибридных образованиях остается примерно на одном уровне. Поэтому слабовыраженная тенденция к увеличению содержания магнетита в наименее гибридизированных продуктах, по-видимому, находит объяснение в снижении у них количества железосодержащих минералов. Несколько повышенная железистость биотита адамеллитов не компенсирует это снижение.

Указанная тенденция продолжается и имеет более четкое выражение в гранитах главной интрузивной фазы (см. рис. 92).

В процессе дифференциации значение магнетита в объеме пород постепенно понижается (рис. 94). Это скорее всего обусловлено уменьшением доли железа в расплаве и в некоторой степени — повышением железистости биотита к конечным членам серии дифференциатов. Полностью ставить содержание магнетита в зависимость от железистости цветных минералов, видимо, нет оснований. Содержание магнетита в значительной степени зависит от характера и степени постмагматических преобразований пород (рис. 95). Так, в сравнении с неизменными гранитами (1772 г/т) его содержание в грейзенизированных разностях падает до 469 г/т, т. е. сокращается почти в четыре раза. Окварцевание, альбитизация

Ассоциация аксессуарных минералов в

Интрузив	Порода	ведущей ассоциации
Суундукский	Диориты, гранодиориты.	Сфен, магнетит, апатит, циркон, ставролит
	Плагнограниты	Сфен, магнетит, апатит, циркон
	Порфиroidные крупнозернистые граниты	Магнетит, апатит, циркон, гранат, монацит, гематит
	Биотитовые мелкозернистые граниты Аляскиты	Магнетит, апатит, циркон, монацит, гранат, ильменит Магнетит, гематит, апатит, циркон, гранат
	Гранит-порфиры	Магнетит, циркон, апатит
Адамовский	Диориты, гранодиориты	Магнетит, мартит, лимонит, сфен, апатит, циркон, ортит
	Адамеллиты	Магнетит, мартит, сфен, лимонит, апатит, циркон, ортит
	Порфиroidные крупнозернистые граниты	Магнетит, сфен, лимонит, апатит, циркон, монацит, гранат
	Биотитовые мелкозернистые граниты	Магнетит, сфен, лимонит, апатит, циркон, монацит, гранат
	Аляскиты	Магнетит, апатит, циркон, сфен, гранат, лимонит
Анхивский	Плагнограниты	Магнетит, мартит, лимонит, монацит, апатит, циркон, пирит
	Биотитовые мелкозернистые граниты	Магнетит, мартит, лимонит, монацит, апатит, циркон, пирит, турмалин, ставролит, рутил, пироксенол, танталит, колумбит

гранитоидах Орского Зауралья

Минералы			
спорадической части	специфичные для одной фазы	специфичные для интрузива	сквозной ассоциации для интрузивов
Флюорит, кианит, топаз, анатаз, андалузит	Ставролит, кианит, андалузит		
Гранат, гематит, турмалин	—	Ставролит, андалузит,	Магнетит, апатит, циркон
Сфен, турмалин, рутил, анатаз, топаз, пирит, халькопирит, шеелит, танталит, колумбит	Халькопирит	кианит, касситерит, ксенотим, молибденит, сидерит, барит	
Пирит, турмалин, топаз, рутил	Ильменит		
Сфен, рутил, пирит, халькопирит, танталит - колумбит, турмалин, ксенотим, топаз, молибденит, касситерит, шеелит	Касситерит, ксенотим, молибденит		
Турмалин, пирит, флюорит, сидерит, барит	Сидерит, барит		
Пирит, турмалин, рутил, халькопирит, флюорит	Халькопирит		Магнетит, апатит, циркон, лимонит, сфен, пирит
Пирит		Мартит, лимони	
Пирит, турмалин, топаз, танталит-колумбит, шеелит, флюорит	Танталит-колумбит		
Пирит, турмалин, топаз, танталит-колумбит, шеелит, флюорит, ильменит	Ильменит		
Пирит, ильменит, турмалин, рутил	Рутил		
Ильменит, ортит, гранат, сфен, ксенотим, висмутин	Висмутин, корунд		Магнетит, гранат, лимонит, апатит, циркон, пирит, сфен, ксенотим
Ильменит, ортит, гранат, сфен, ксенотим, лейкоксен	Пироксенол, лейкоксен, танталит-колумбит	Висмутин, молибденит, сидерит, киновар, пироксенол, корунд	

Интрузив	Порода	ведущей ассоциации
	Порфиroidные крупнозернистые граниты	Мартит, монацит, циркон, пирит, гранат, лимонит, апатит
Джабуга	Диориты	Магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит
	Гранодиориты	Магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, гематит, лимонит, лейкоксен, ставролит
	Плагнограниты	Мартит, апатит, сфен, циркон, ортит
	Граниты биот. — амф.	Магнетит, мартит, сфен, лейкоксен, ильменит, рутил, циркон, апатит
	Аляскиты	Магнетит, мартит, лимонит, пирит, сфен, рутил, ильменит, лейкоксен, циркон, апатит, ортит, пироклор
Конгансу	Кварцевые диориты	Магнетит, сфен, циркон, апатит
	Плагнограниты	Магнетит, мартит, гранат, циркон, апатит
	Порфиroidные крупнозернистые граниты	Магнетит, мартит, гранат, апатит, циркон, монацит
	Средне- и мелкозернистые граниты	Магнетит, гранат, апатит, циркон, монацит
	Аляскиты	Магнетит, гранат, апатит, циркон, ильменит

приводят к почти полному исчезновению магнетита. А хлоритизация значительно повышает его количество. В гранитах краевой фации магнетита в одиннадцать с лишним раз мень-

Минералы			
спорадической части	специфические для одной фазы	специфические для интрузива	сквозной ассоциации для интрузивов
Шеелит, молибденит, флюорит, ксенотим, анатаз, гематит, сидерит, ставролит, турмалин, сфен, киноварь	Молибденит, сидерит, киноварь, шеелит, флюорит, анатаз		
Гематит, лимонит, пирит	—		
—	Ставролит		
Ильменит, рутил, лейкоксен, гематит, лимонит, пирит	—	Ортит, топаз	Магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, иматит
Ортит, топаз, шеелит	Шеелит, топаз		
Барит, флюорит, шеелит, топаз	Пироклор, барит		
Гематит, пирит, ставролит, шпинель	Шпинель		
Ильменит, ставролит, турмалин, ксенотим, лимонит-гематит, лейкоксен, топаз, пирит, флюорит, рутил	Турмалин		
Сфен, ильменит, торит, гематит, пирит, флюорит, рутил, ксенотим, топаз, лимонит, лейкоксен	Торит	Торит, торбернит, берилл, зеленая шпинель	Магнетит, циркон, апатит
Торбернит, берилл, мартит, гематит, лимонит, пирит, флюорит, сфен, рутил, анатаз, молибденит	Торбернит, берилл, молибденит, анатаз		
Берилл	—		

ше, чем в тех же породах из центральных участков массивов (рис. 96). Здесь, вероятно, сказывается значительная трещиноватость пород эндоконтактов и (соответственно) повышен-

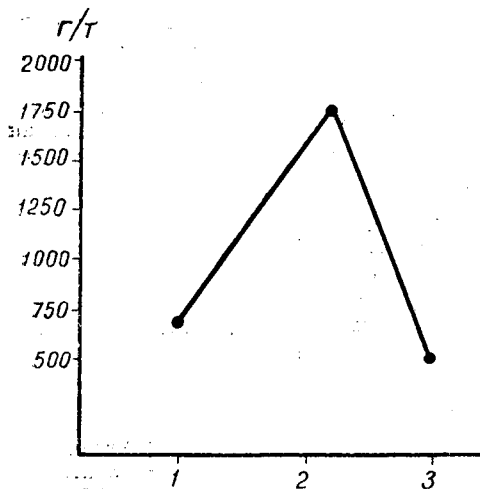


Рис. 92. Распределение магнетита в гранитоидах (средние данные):

1 — гибридные породы; 2 — граниты главных интрузивных фаз; 3 — граниты дополнительных интрузивов.

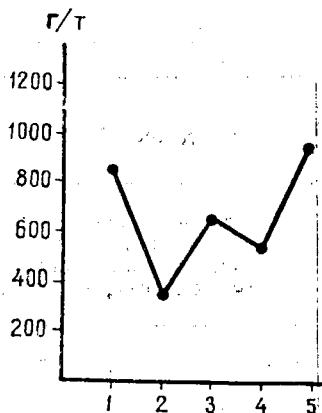


Рис. 93. Содержание магнетита в гибридных породах (средние данные):

1 — диориты; 2 — кварцевые диориты; 3 — гранодиориты; 4 — плагиограниты; 5 — адемантиты.

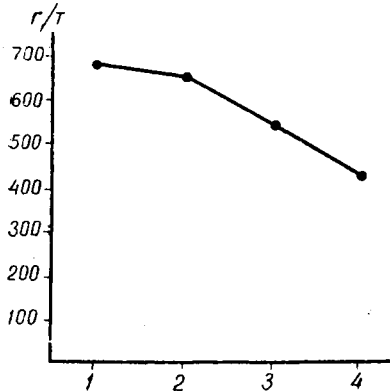


Рис. 94. Средние содержания магнетита в дифференциатах:

1 — биотитовые граниты; 2 — двуслюдяные граниты; 3 — мусковитовые граниты; 4 — аляскинты.

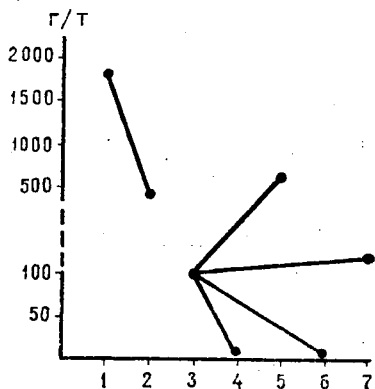


Рис. 95. Поведение магнетита в неизмененных породах:

1 — нормальный гранит; 2 — грейзенизированный гранит; 3 — неизменный диорит; 4 — окварцованный диорит; 5 — хлоритизированный диорит; 6 — альбитизированный диорит; 7 — опацизитированный диорит.

ная интенсивность наложенных процессов. Интересно отметить, что опацификация цветных минералов ведет к некоторому увеличению содержания магнетита.

Морфология магнетита мало изменяется в различных породах. Только в диоритах и кварцевых диоритах он присутствует преимущественно в виде тонкой мартитизированной пыли с вишневым или буроватым оттенком. В гранитах главных интрузивных фаз и дополнительных интрузивов магнетит часто образует две генерации.

Первая представлена октаэдрическими кристаллами размером до 0,3 мм, с вишнево-красным оттенком, с отчетливыми следами растворения: ребра и вершины сглажены, на гранях наблюдаются треугольные пирамидки.

Второе поколение магнетита имеет форму правильных октаэдров размером до 0,06 мм, с ровными блестящими поверхностями граней. Принадлежность данного магнетита к поздней генерации устанавливается на том основании, что он бывает приурочен к участкам пород, измененным вторичными процессами, в частности, альбитизацией и изредка содержит мельчайшие включения пирита. По В. В. Ляховичу (1959) хорошо образованные, без следов растворения кристаллы магнетита типичны для альбитизированных или рассланцованных гранитов.

В гранитах эндоконтактов магнетит почти полностью вытесняется мартитом. Здесь он имеет форму угловатых обломков ржаво-бурого цвета с сильно изъеденной поверхностью.

Благодаря некоторым специфическим особенностям химического состава и кристаллического строения, магнетит обладает исключительно широкими изоморфными возможностями. В его составе могут быть обнаружены двух-, трех- и даже четырехвалентные элементы.

Изучение 323 мономинеральных фракций магнетита спектральным анализом показало присутствие в нем меди, вана-

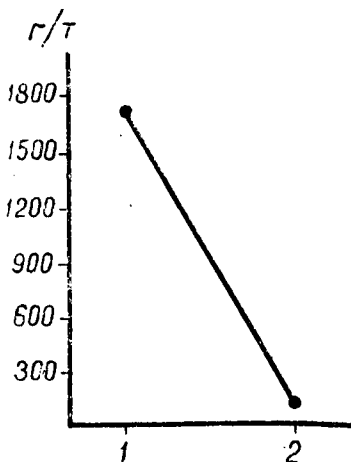


Рис. 96. Изменение содержания магнетита в зависимости от фациального положения пород (средние данные):

1 — центральные участки массивов;
2 — краевые фации тех же пород.

дия, титана, никеля, кобальта, хрома, цинка, свинца, молибдена, олова, вольфрама, бериллия, циркония, сурьмы. Поведение названных элементов в магматическом процессе иллюстрируется графиком (рис. 97). Вполне понятно, что для каждого интрузива абсолютные значения содержания примеси того или иного элемента в магнетите несколько отличаются. Но средние данные довольно сходны, и кривые, характери-

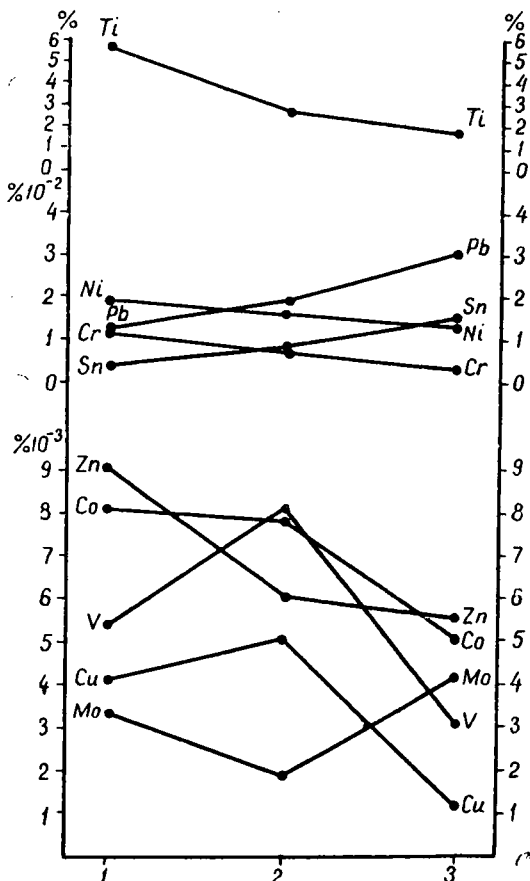


Рис. 97. Элементы-примеси в магнетитах (средние данные):

1 — гибридных пород; 2 — гранитов главных интрузивных фаз; 3 — гранитов дополнительных интрузивов.

зующие отдельные элементы, дают близкие к истине представления о их поведении.

Стопроцентной частотой встречаемости в магнетите обладают Cu, V, Ti, Ni, Co, Cr, Sn, Pb. Устойчивой (80—100% частоты встречаемости) примесью являются Zn и Mo. W, Be и Zr появляются только в магнетитах грейзенизированных пород. В магнетитах измененных приконтактовых гранитоидов устанавливается присутствие Sb и Zr.

Из всех элементов-примесей наиболее показательное поведение Pb, Sn, Cr, Co, Ti, Zn, Ni. Содержание Pb и Sn постепенно, без колебаний повышается к породам дополнительных интрузий. Последние пять элементов, наоборот, снижают свои содержания в этом направлении. По-видимому, это можно объяснить известной склонностью Pb и Sn накапливаться в конечных продуктах кристаллизации магматического очага, а халькофильных и сидерофильных элементов — в наиболее высокотемпературных производных. Для титана установлено (Roy, 1954; Ляхович, 1959; Штейнберг и Фоминых, 1968) уменьшение его содержания в магнетите с понижением температуры. Наши данные подтверждают это представление. Для Cu и V типичны максимумы в магнетитах гранитов главных интрузивных фаз с понижением содержания в магнетитах дополнительных интрузий. У молибдена намечается неясно выраженная тенденция к увеличению содержания в магнетитах конечных серий.

Вследствие близости ионных радиусов Cu, V, Ti, Ni, Co, Cr, Sn, Zn, Pb, Mo к ионным радиусам Fe^{2+} и Fe^{3+} (с учетом допустимого различия в радиусах замещающего и замещаемого ионов не более 15%) их присутствие в магнетитах изученных гранитоидов вполне объясняется изоморфным замещением железа. Возможности вхождения названных элементов в кристаллическую решетку магнетита исследованы многими авторами (Ляхович, 1959; Санделл и Голдич, 1952 и др.) и широко известны. Наличие же W, Zr, Be, Sb, появляющихся спорадически, по-видимому, объясняется захватом новообразованиями магнетита механических примесей, содержащих данные элементы.

Циркон. Циркон в описываемых массивах распределен весьма неравномерно, хотя и является «сквозным» минералом. Средние данные по массивам (рис. 98) указывают на некоторое обогащение цирконом гибридных пород. В гранитах главных интрузивных фаз его меньше, а в породах дополнительных интрузий количество циркона резко падает.

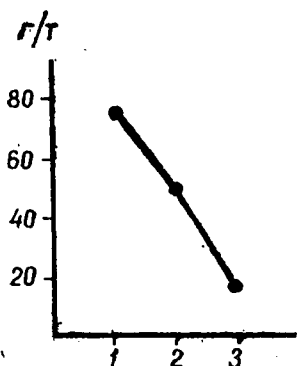


Рис. 98. Распределение циркона в гранитоидах (средние данные):

1 — гибридные породы; 2 — граниты главных интрузивных фаз; 3 — граниты дополнительных интрузивов.

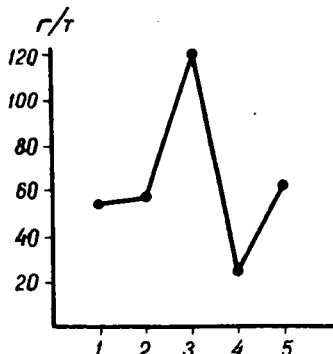


Рис. 99. Средние содержания циркона в гибридных породах:

1 — диориты; 2 — кварцевые диориты; 3 — гранодиориты; 4 — плаггиограниты; 5 — адамеллиты.

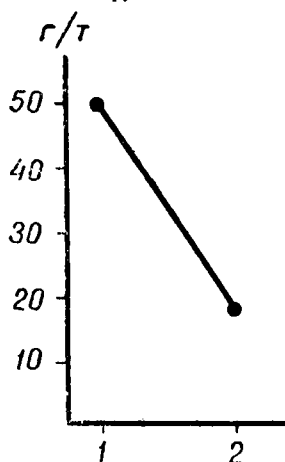


Рис. 100. Изменение содержания циркона в зависимости от фациального положения пород (средние данные):

1 — центральные участки массивов; 2 — краевые фации тех же пород.

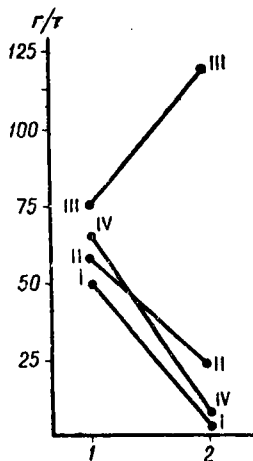


Рис. 101. Поведение циркона при метасоматозе:

1 — неизменная порода; 2 — измененная порода: I — при грейзенизации гранитов; II — при окварцевании диоритов; III — при микроклинизации диоритов; IV — при альбитизации диоритов.

Данное обстоятельство наталкивает на мысль об обогащении гранитоидов цирконом за счет боковых пород. Однако в последних его поведение прямо противоположно. Например, в диоритах Адамовского массива, сильно контаминированных ксенолитами габбро и диабазов, установлены наивысшие для этого района концентрации циркона, а в окружающих граниты габбро и их аналогах, циркон составляет не более $2 \cdot 10^{-6}\%$ от их объема. Аниховские граниты отличаются самыми низкими содержаниями циркона, в то время как во вмещающих гранитогнейсах его в 3—4 раза больше.

Приведенные данные позволяют утверждать, что боковые образования не оказывают существенного влияния на характер распределений циркона в гранитоидах. Его содержание в породе является первичной особенностью магматического расплава.

Высокие содержания циркона в гибридных породах, возможно, объясняются тем, что химизм среды, обогащенной Fe, Ca, Mg, снижает подвижность ZrO_2 , способствует его концентрации, оформлению в виде собственных кристаллов и препятствует рассеянию, вхождению в качестве изоморфной примеси в другие минералы. В пользу этого предположения свидетельствует также и «стерильность» в отношении ZrO_2 магнетита и других акцессориев гранитоидов повышенной основности.

В ряду гибридных образований содержание циркона подвержено значительным колебаниям (рис. 99). Среди них максимум отмечается в гранодиоритах, минимум в плагиигранитах, а в диоритах, кварцевых диоритах и адаметлитах количества циркона почти одинаковы.

Сравнение проб пород из центральных участков массивов и их краевых фаций показывает резкое снижение содержания данного минерала к эндоконтактам (рис. 100). В этих участках часто и довольно широко развиваются наложенные процессы, приводящие к растворению циркона, выносу в боковые породы ZrO_2 и вхождению циркония в кристаллические решетки других акцессориев, в частности магнетита. Из этих процессов наиболее показательны альбитизация, грейзенизация и окварцевание (рис. 101), снижающие содержание циркона в породах в 6—8 раз. Совершенно противоположный эффект вызывает микроглинизация. Это явление обуславливает заметное повышение содержания циркона. Аналогичное поведение циркона при метасоматозе установлено в

гранитоидах северо-восточного Забайкалья (Казицын, 1968) и Горного Алтая (Берзина, Сотников, 1968).

В последовательном ряду дифференциатов (рис. 102) количество циркона незначительно варьирует и несколько увеличивается в аляскитах, что, возможно, связано с повышением их щелочности и кремнекислотности.

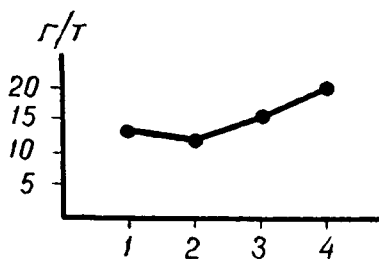


Рис. 102. Поведение циркона в ряду дифференциатов:

1 — биотитовые граниты; 2 — двуслюдяные граниты; 3 — мусковитовые граниты; 4 — аляскиты.

Как показало изучение морфологии циркона, этому минералу в различных породах свойственны определенные типоморфные признаки.

В гибридных образованиях (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты) преобладает длиннопризматический циркон игловидной или копьевидной формы (рис. 103; 7, 8, 9). Его

кристаллы образованы примерно одинаково развитыми гранями двух призм (110) и (100) и гранями дитетрагональной дипирамиды (311). Кроме того, встречаются индивиды, имеющие довольно сложную комбинацию простых форм (рис. 103; 4). Реже присутствуют кристаллы более простого габитуса, образованные гранями (110), (100) и (111), или (100) и (111), или (100), (111) и (311).

Цвет циркона этих пород розовый, реже желтый или буроватый. Минерал прозрачный или полупрозрачный, нередко содержит темные включения, часто зонален. Индекс габитуса (отношение длины к ширине) достигает 5—6 и даже 8.

В порфирировидных гранитах главных интрузивных фаз циркон характеризуется исключительно широкими вариациями удлинения. В этих породах четко устанавливается две его генерации, отличающиеся по ряду признаков.

Первая генерация представлена мелкими (меньше 0,1 мм) прозрачными, почти бесцветными или розоватыми кристаллами с гладкими гранями, с индексом габитуса от 4 до 6. Они включены в кварц, плагиоклаз, калиевые полевые шпаты первого поколения. Морфологически они весьма разнообразны (рис. 103, 2, 3, 5, 6), но преобладают кристаллы, образованные гранями призмы второго рода (100) и дипирамиды (111).

Вторая генерация циркона — полупрозрачные, буроватые

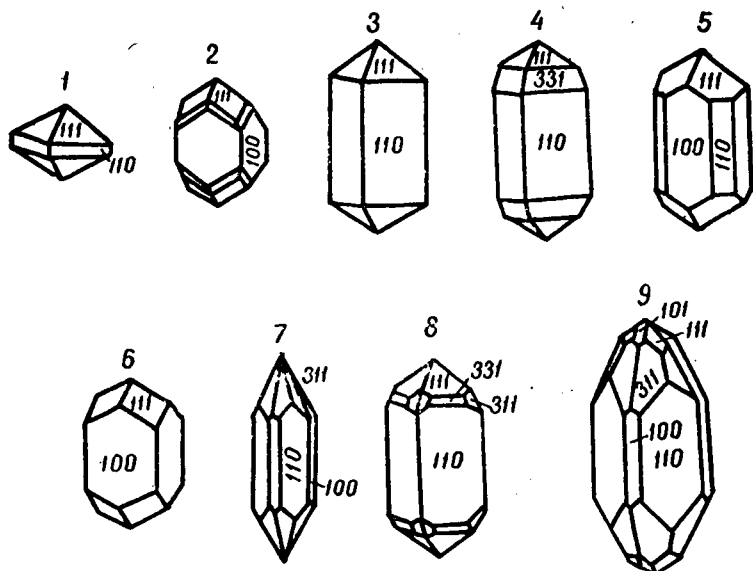


Рис. 103. Наиболее распространенные формы кристаллов циркона.

и бурые кристаллы с матовой шероховатой поверхностью размером свыше 0,2 мм, с отношением длины к ширине не больше 1—2, редко 3. Они имеют более простой облик. Для них характерны формы, образованные гранями одной (100) или двух (100) и (110) тетрагональных призм, гранями дипирамиды (111). В явно подчиненном положении в их комбинациях находятся грани (311) — рис. 103, 1. Циркон второй генерации концентрируется внутри цветных минералов и рядом с ними, в интерстициях.

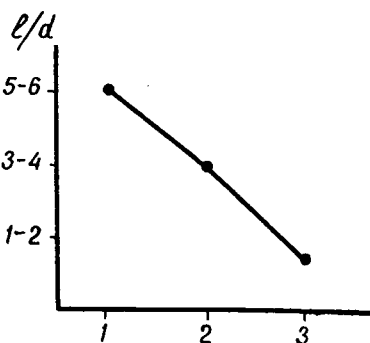


Рис. 104. Индекс габитуса ($l:d$) цирконов различных гранитондов:

1 — гибридные породы; 2 — граниты главных интрузивных фаз. 3 — граниты дополнительных интрузивов.

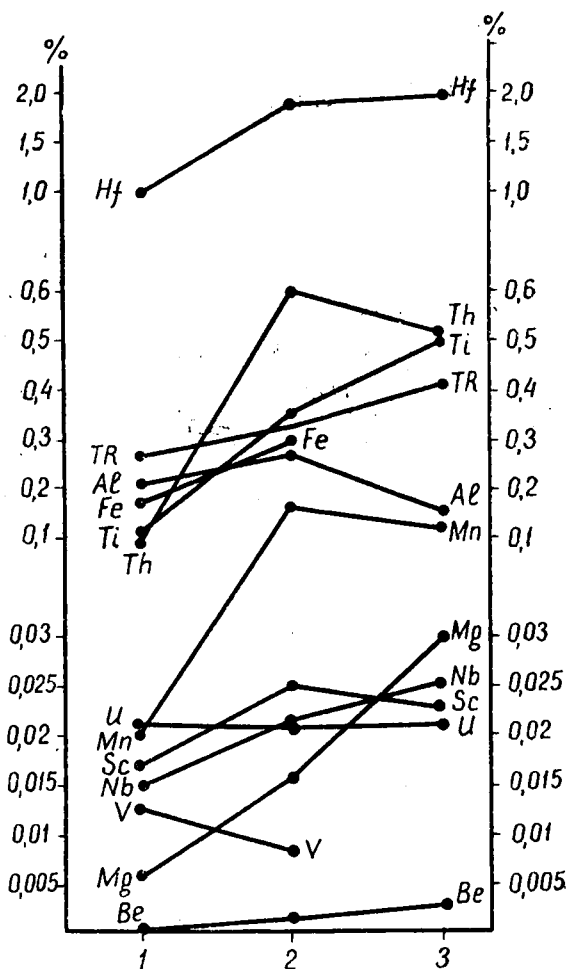


Рис. 105. Элементы-примеси в цирконах:

1 — гибридные породы; 2 — граниты главных интрузивных фаз; 3 — граниты дополнительных интрузивов.

Цирконы плагиогранитов по физическим особенностям занимают промежуточное положение между цирконами основных гранитоидов и порфиroidных гранитов.

Форма кристаллов циркона в гранитах дополнительных интрузивов во многом напоминает особенности этого минерала в породах главной интрузивной фазы и отличается лишь меньшим значением удлинения, не превышающим 1—2, и преобладанием зерен с гранями (100) и (111) — см. рис. 103, 1, 2, 6. Реже в их строении участвуют грани (110) и (311).

В грейзенизированных породах наблюдается сокращение размеров кристаллов с потерей кристаллографических форм.

Таким образом, в физических свойствах циркона в направлении от диоритов к аляскитам хорошо выдерживаются следующие особенности: уменьшается индекс габитуса — l/d (рис. 104), степень прозрачности, упрощается облик кристаллов, возрастают вариации в окрасках, причем преимущество получают темные тона.

Полуколичественным спектральным анализом в цирконах установлено присутствие Al, Mg, Mn, Ti, Hf, отличающихся 100% частотой встречаемости. Nb, Sc, Be, TR, U, Th фиксируются с частотой 70—80%, Fe и V — спорадически.

Наличие в кристаллической решетке циркона примесей Hf, Nb, Sc, Th, U, TR и частично Ti объясняется явлениями изовалентного и гетеровалентного изоморфизма (Туровский, 1955; Таусон, 1961), так как эти элементы обладают близкими к цирконию ионными радиусами. Петрогенные элементы — Al, Mg, F, а также Be, Ti и V, по-видимому, находятся в составе механической примеси других минералов.

Из встречающихся в цирконе элементов-примесей представляет интерес поведение Hf, Nb, TR, Ti, Sc, Th, Mg, содержание которых увеличивается в данном минерале в ряду диорит—аляскит (рис. 105).

Известно, что гафний по своим свойствам весьма близок к цирконю. Он почти не способен образовывать собственные минералы и его геохимическая история в эндогенном процессе тесно связана с поведением циркония. Последний при различных постмагматических процессах гораздо легче переходит в раствор, чем гафний. А так как в общем наложенные процессы шире развиты в конечных членах указанной серии пород, то, очевидно, этим и объясняется повышение содержания гафния. При этом отношение $Zr : Hf$ снижается от диоритов (43) к аляскитам (38,5).

Ниобий и редкие земли способны замещать цирконий

(Герасимовский, Знаменский, 1959). Возможно, что эта способность возрастает в связи с их накоплением в остаточных расплавах. В равной мере это относится и к скандию, который в ассоциации с фосфором может входить в решетку циркона на место циркония и кремния. Причем для него характерно повышение концентрации в конечных дифференциатах (Борисенко и Щербина, 1959).

Увеличение содержания титана при снижении количества сфена в аляскитах можно в первом приближении объяснить уменьшением в расплаве роли кальция. В связи с этим затрудняется образование титаном собственных аксессуариев, чем стимулируется более интенсивное вхождение его в кристаллические решетки различных минералов, в том числе и циркона. Представляется возможным аналогичное объяснение поведения магния, одного из главных компонентов биотита.

Не находит пока достаточно убедительного обоснования поведение Mn, U и Th, хотя взаимоотношения двух последних согласуются с известными представлениями о расхождении их геохимической истории в конечных стадиях магматического процесса: накоплении урана и уменьшении роли тория.

Апатит. Апатит, наряду с цирконом, составляет главную массу неэлектромагнитной фракции во всех протоочных пробах и является «сквозным» для всех пород, как и предыдущие минералы.

Средние содержания апатита в породах различных массивов колеблются довольно значительно, но везде выдерживается одна закономерность: увеличение содержания от гибридных образований к гранитам главных интрузивных фаз, а затем резкое снижение в породах дополнительных интрузивов (рис. 106). Вероятно, это находится в прямой связи с ролью летучих компонентов на разных этапах развития магматического очага.

В процессах гибридизма участвуют значительные количества флюидов, оставляющих след (кроме других явлений) и в виде повышенных концентраций апатита. Однако основная масса флюидов еще остается в расплаве и позднее принимает участие в кристаллизации порфиоровидных гранитов и пегматитогенезе. Кривая, иллюстрирующая поведение апатита в гибридных породах (рис. 107), дает резкий скачок к наименее гибридизованным породам.

В соответствии с уменьшением роли летучих компонентов при формировании дополнительных интрузивов, кривая, пред-

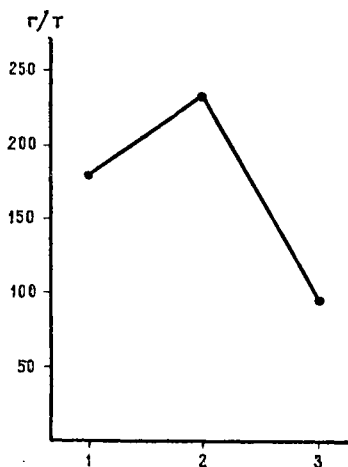


Рис. 106. Распределение апатита в гранитоидах (средние данные):

1 — гибридные породы; 2 — граниты главных интрузивных фаз; 3 — граниты дополнительных интрузивов.

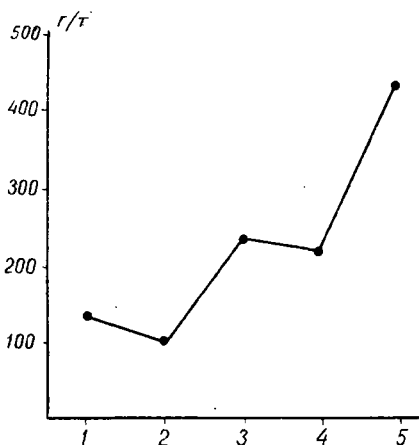


Рис. 107. Средние содержания апатита в гибридных породах:

1 — диориты; 2 — кварцевые диориты; 3 — гранодиориты; 4 — плагииграниты; 5 — адамеллиты.

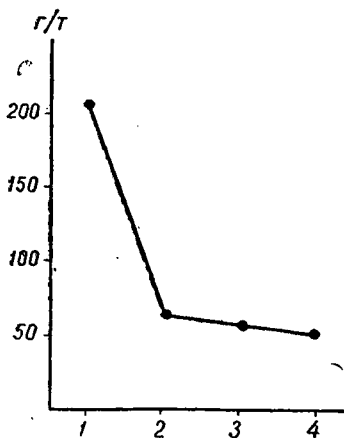


Рис. 108. Поведение апатита в ряду дифференциатов (средние данные):

1 — биотитовые граниты; 2 — двухслюдяные граниты; 3 — мусковитовые граниты; 4 — аляскинты.

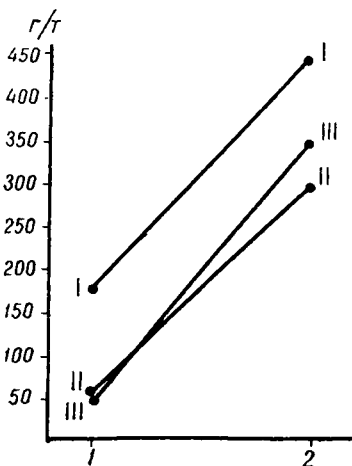


Рис. 109. Изменение содержания апатита в зависимости от фациального положения пород (средние данные):

1 — центральные части массивов; 2 — краевые фации тех же пород; I — порфиroidные граниты; II — биотитовые мелкозернистые граниты; III — аляскинты.

ставляющая содержание апатита в этих гранитах (рис. 108), снижается к аляскитам. Надо полагать, что поведение описываемого минерала в зоне эндоконтактов различных пород (рис. 109) обуславливается теми же причинами, т. е. концентрацией флюидов в этих участках.

Апатит весьма чутко реагирует на изменение физико-химических условий его существования. Так, грейзенизация вызывает его растворение и почти полное исчезновение или заметное снижение содержания (рис. 110) во всех породах с общим уменьшением выхода тяжелой фракции. Окварцевание, эпидотизация и хлоритизация, наоборот, вызывают некоторое повышение концентрации апатита (рис. 111).

Указанные закономерности в распределении апатита могут, с одной стороны, быть использованы при суждении о количестве летучих компонентов в расплаве (по неизменным породам) и, с другой стороны — могут служить показателем масштабов развития тех или иных постмагматических процессов.

Для апатита характерны резкие колебания в размерах зерен и совершенстве огранки, наблюдаемые даже в одном образце. Однако большой выход минерала в каждой изученной фракции позволяет наметить некоторые закономерности.

В гибридных породах в равной степени часто встречаются как бесформенные зерна, так и хорошо образованные кристаллы. Последние имеют разнообразный облик. Среди них можно отметить сложно построенные формы (рис. 112, 5, 6). В их комбинациях определяющими являются грани основной призмы ($10\bar{1}0$), тупой дипирамиды ($10\bar{1}2$) и пинакоида (0001). Серия граней других дипирамид и призм занимает явно подчиненное положение. Благодаря обилию граней и хорошо развитому базисному пинакоиду кристаллы апатита нередко имеют изометричный или таблитчатый габитус. Но несравненно чаще встречаются длиннопризматические или игловидные кристаллы простого облика в виде комбинации гексагональной призмы ($10\bar{1}0$), дипирамиды ($10\bar{1}1$) и пинакоида (0001)—рис. 112, 1, 2 (с отношением длины к ширине от 3—4 до 8). Интересно отметить, что аналогичный характер удлинения типичен и для циркона основных гранитоидов. Некоторые исследователи (Львов, 1965 и др.) склонны рассматривать данную особенность циркона как следствие малой концентрации окиси циркония в расплаве. Однако, как уже сказано, это присуще и апатиту, причем не только в гибридных образованиях, но и в жильных и в приконтактовых по-

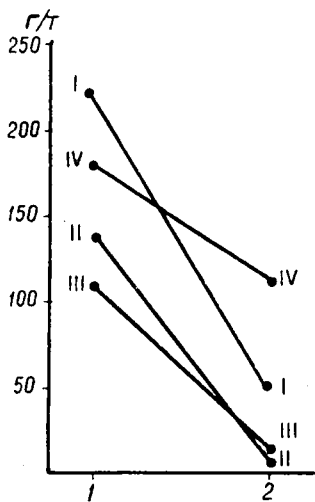


Рис. 110. Поведение апатита при грейзенизации:

1 — неизменная порода; 2 — измененная порода; I — порфириновый гранит; II — плагиогранит; III — аляскит; IV — диорит.

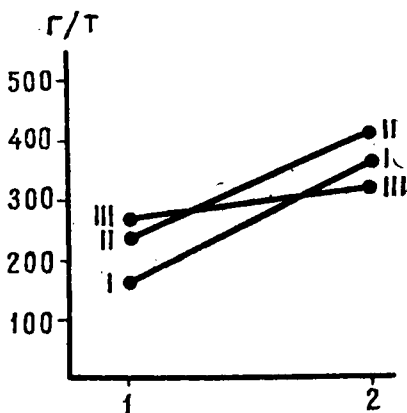


Рис. 111. Поведение апатита при вторичных процессах:

1 — неизменная порода; 2 — измененная порода; I — кварцованный диорит; II — хлоритизированный диорит; III — эпидотизированный гранит.

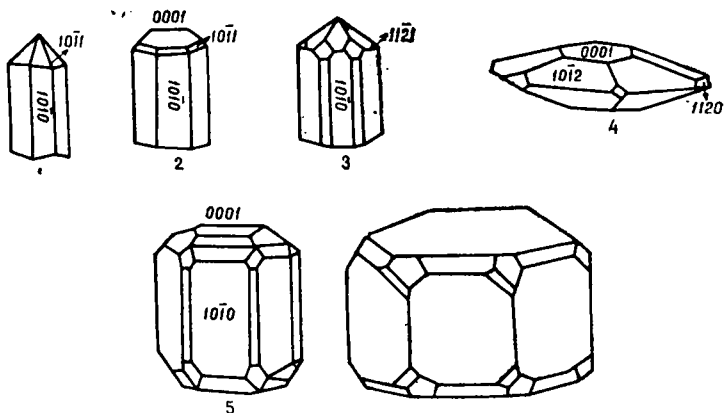


Рис. 112. Наиболее распространенные формы кристаллов апатита.

родах. По нашему мнению, такое поведение апатита и циркона, носящее фациальный характер, скорее всего определяется условиями кристаллизации, главным образом ее скоростью. Некоторую аналогию этому мы видим в векториальных формах роста плагиоклазов, пироксенов и других минералов в эффузивах.

В гибридных породах размеры зерен апатита не превышают 0,1—0,2 мм. Господствуют дымчатые или темноокрашенные кристаллы. При этом в мелких зернах окраска распределяется равномерно, а в крупных она концентрируется в осевой части. Периферийные зоны бесцветны или слабо окрашены в желтоватый или розоватый цвет.

В гранитах главных интрузивных фаз преобладают сложно ограненные кристаллы (рис. 112, 4, 5) таблитчатых очертаний, с индексом габитуса от 2,5 до 4. Они имеют преимущественно желтую, желто-зеленую, бурую, серую, голубую окраску, мутные и полупрозрачные.

В породах дополнительных интрузивов превалируют полупрозрачные и мутные апатиты, бесцветные, перламутровые или окрашенные в молочно-белый и желтый цвета. Грани кристаллов шероховатые, корродированные. Вершинки и ребра сглажены. Индекс габитуса не превышает 1,5. Формы сложные, многогранные.

Во всех породах присутствуют две генерации апатита, что устанавливается по их приуроченности к соответствующим поколениям пороодообразующих минералов.

Первая генерация (рис. 112, 3) — мелкие темноокрашенные игольчатые минералы. Второе поколение — прозрачные, изометричные бесцветные кристаллы более крупных размеров. Они иногда образуют зерна первой генерации (рис. 112, 4).

Спектральным анализом в апатитах установлено присутствие более или менее постоянной примеси Ti, Mn, Zn, V, Pb, Sr, Sn, Ga, Sg, Ba, TR. Спорадически встречаются Ni, Cu, Co, Be. Среди них главными по процентному содержанию являются Mn, TR, Ti, Sg и Ba (рис. 113). Остальные элементы находятся в тысячных долях процента.

Заметных различий между апатитами разных массивов по содержанию в них элементов-примесей не обнаружено. Исключение составляют лишь апатиты массива Котансу, в которых отмечены только Mn, Ti, Sg и Ba.

По данным многочисленных исследований (Ферсман, 1940; 1955; Старынкевич-Борнеман, 1924; Еськова, 1959; Васильева и Калинин, 1961; Ляхович и Баринский, 1961; Семенов, 1963),

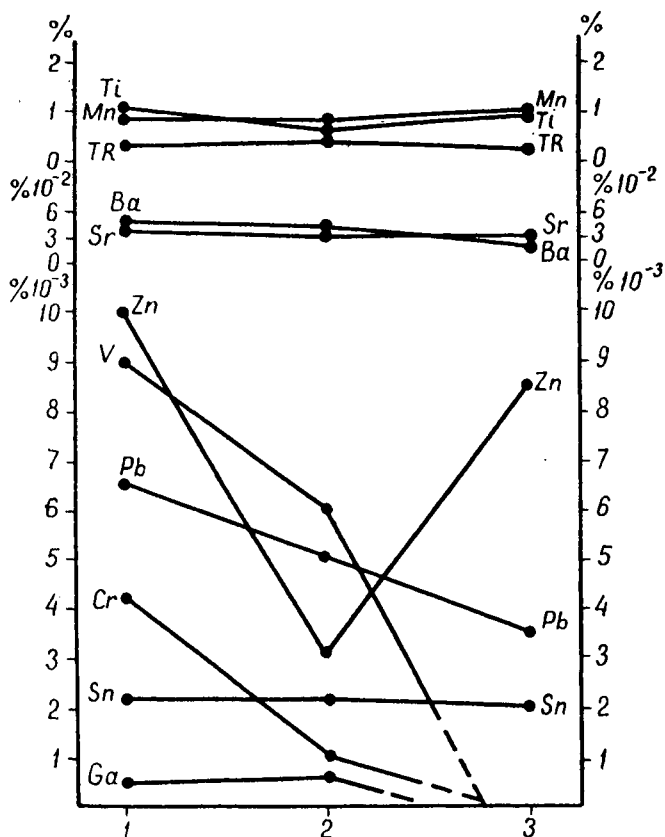


Рис. 113. Элементы-примеси в апатитах:
 1 — гибридные породы; 2 — граниты главных интрузивных фаз; 3 — граниты дополнительных интрузивов.

редкие земли постоянно входят в кристаллическую решетку апатита, в качестве изоморфной примеси, замещая вместе с кремнием кальций и фосфор. Вследствие близости ионных радиусов P^{5+} , V^{5+} и Cr^{6+} (соответственно — 0,35, 0,40 и 0,35 Å) можно предположить замещение первого ванадием и хромом. Остальные из указанного выше комплекса элементов, по-видимому, образуют механическую смесь.

Как следует из приведенного графика, содержание Mn, Ti, Sr, TR и Sn в апатитах в ряду диорит—аляскит мало подвер-

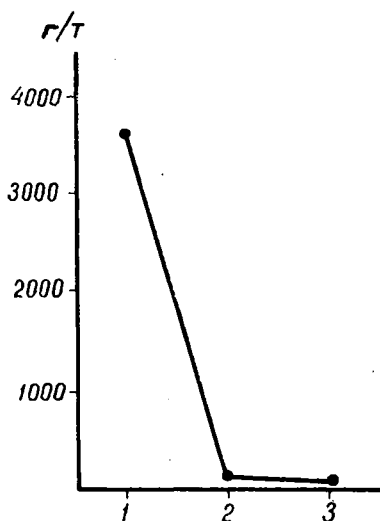


Рис. 114. Распределение фтора в гранитоидах (средние данные):

1 — гибридные породы; 2 — граниты главных интрузивных фаз; 3 — граниты дополнительных интрузивов.

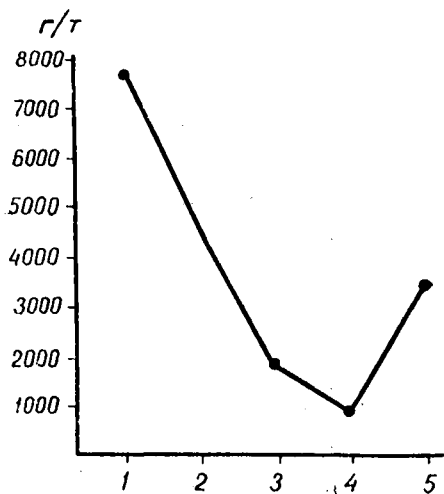


Рис. 115. Поведение фтора в гибридных породах (средние данные):

1 — диориты; 2 — кварцевые диориты; 3 — гранодиориты; 4 — плагиограниты; 5 — адамеллиты.

жено колебаниям и остается все время на высоком уровне. Свинец, присутствуя в апатитах всех пород, снижает свое содержание к аляскитам. А V, Sr, Ga не характерны для апатитов дополнительных интрузивов.

Некоторое исключение представляет цинк. В наибольших количествах он установлен в апатитах гибридных пород и дополнительных интрузивов, а в гранитах главных интрузивных фаз его содержание минимально.

Сфен. Сфен является широко распространенным акцессорным минералом верхнепалеозойских гранитоидов Орского Зауралья. Но в отличие от магнетита, циркона и апатита, в некоторых породах он отсутствует или находится в единичных зернах. Однако общие закономерности в его поведении вырисовываются вполне отчетливо, достаточно постоянны и сводятся к следующему:

Наиболее обогащены сфеном гибридные образования (рис. 114). Его содержание достигает в них нескольких тысяч грамм на тонну. А в отдельных случаях, в интенсивно изменен-

ных породах (кварцевые диориты массива Котансу) сфен присутствует в количестве 128 тыс. г на тонну.

В гранитах главных интрузивных фаз концентрация сфена резко падает до 100—150 г/т, а в породах дополнительных интрузивов она измеряется десятками грамма на тонну.

В гранитоидах гибридного происхождения от диоритов к плагиогранитам прослеживается четко выраженный спад содержания сфена с 7800 г/т до 1750 г/т (рис. 115), что указывает на тесную и прямую связь количеств данного минерала с интенсивностью процессов гибридизма. Иначе говоря, сфен можно считать минералом-показателем степени контаминации пород посторонними включениями, т. е. типичным контаминационным образованием. Поэтому неудивительно, что в Адамовском массиве с широко развитыми явлениями гибридизма сфен дает наиболее высокие концентрации, а в Аниховском массиве, в котором из гибридных пород отмечены только плагиограниты, сфен почти отсутствует.

Данное представление находит подтверждение и на примере других регионов Советского Союза (Бонштедт, 1934; Хамрабаев, 1957; Ляхович и др., 1959; Хасанов и Кривошекова, 1967). Адамеллиты Адамовского массива, замыкающие ряд гибридных пород, представляют в этом отношении некоторое исключение: в них повышается содержание сфена. Но это исключение объясняется тем, что все породы Адамовского массива характеризуются весьма высокими концентрациями сфена, значительно превышающими таковые в других интрузивах.

В ряду дифференциатов (рис. 116) в распределении сфена наблюдается картина, аналогичная его поведению в процессе развития всего магматического очага. Наиболее ранние дифференциаты — биотитовые мелкозернистые граниты — содержат максимум сфена — 37 г/т, а самые поздние — аляскиты — 2 г/т.

Чрезвычайно постоянно ведет себя данный минерал в зоне эндоконтакта. Сравнение центральных частей массивов с их краевыми фациями, сложенными теми же породами, показывает значительное возрастание его содержания к контактам (рис. 117). Это вполне нормальное явление, так как эндоконтакты интрузий всегда более контаминированы, чем их внутренние зоны.

Показательно поведение сфена при постмагматических процессах. Грейзенизация во всех породах вызывает появление больших объемов данного минерала (рис. 118). При этом, оче-

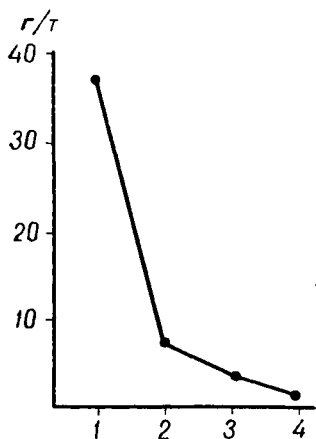


Рис. 116. Поведение сфена в ряду дифференциатов (средние данные):
1 — биотитовые граниты; 2 — двуслюдяные граниты; 3 — мусковитные граниты; 4 — аляскиты.

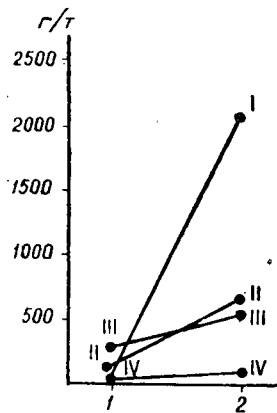


Рис. 117. Изменение содержания сфена в зависимости от фациального положения пород (средние данные):
1 — центральные участки массивов; 2 — краевые фации тех же пород; I — Суундукский массив; II — Адамовский массив; III — массив Джабыгасай; IV — массив Котансу.

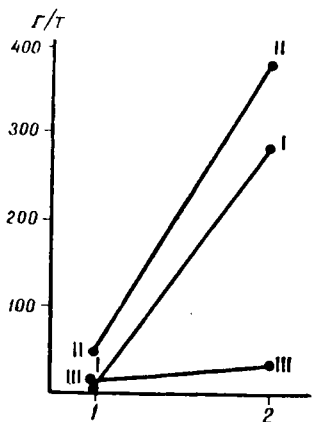


Рис. 118. Поведение сфена при грейзенизации (средние данные):
1 — неизменная порода; 2 — измененная порода; I — порфировидный гранит; II — биотитовый мелкозернистый гранит; III — аляскит.

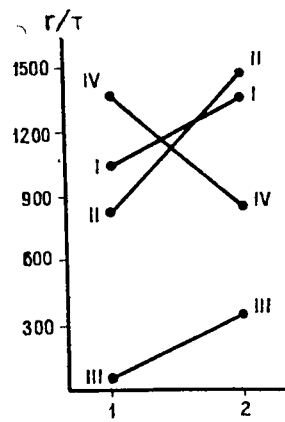


Рис. 119. Поведение сфена при вторичных процессах (средние данные):
1 — неизменная порода; 2 — измененная порода; I — кварцованный диорит; II — хлоритизированный диорит; III — альбитизированный гранит; IV — эпидотизированный гранодиорит.

видно, основная масса кальция и титана, необходимая для построения новообразований сфена, высвобождается в процессе трансформации цветных минералов, в частности при хлоритизации (рис. 119). Альбитизация и окварцевание пород приводят к тем же результатам. В шлифе довольно часто можно наблюдать мелкие выделения сфена в тонких кварцевых жилках, секущих породу. Единственным (из наблюдавшихся) процессом, обуславливающим снижение содержания сфена, является эпидотизация. По-видимому, это происходит по той причине, что для формирования эпидота, как и для сфена, требуется кальций.

Изученные сфены характеризуются достаточно разнообразными формами. Но, как правило, чаще всего они представлены несовершенными кристаллами с крайне неравномерно развитыми гранями. Обычны искаженные, уродливые формы со ступенчатыми сторонами, покрытыми светло-желтой корочкой продуктов изменения. Размеры зерен варьируют в широких пределах (0,05—1,5 мм). Цвет минерала желтый, светло-желтый с розоватым или кремовым оттенком. Бесцветные и бурые кристаллы редки.

Иногда в центральной части зерен сфена содержатся включения правильных октаэдров магнетита, призмочек апатита, рутила, циркона. В периферийных зонах довольно много биотита, кварца, ильменита.

Определяющими формами правильных кристаллов служат грани (110), (001), (100), (111) и (102). Индекс габитуса колеблется от 1 до 3.

Для сфена несравненно труднее, чем для циркона и апатита, наметить руководящие формы определенных пород. Только в гибридных образованиях заметно преобладают окрашенные в бурый цвет клинообразные, довольно простые кристаллы (рис. 120, форма 5, 6, редко 4). В гранитах главных интрузивных фаз мы видим более изометричные и сложнее построенные кристаллы (формы 1—3). В породах дополнительных интрузивов развиты преимущественно неправильные зерна.

Известно, что в сфене часто и в большом объеме проявляются изоморфные замещения. Собственно чистые сфены состава $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$ в природе почти не существуют (Забавникова, 1957).

Замещения в сфене осуществляются по типу изовалентного и гетеровалентного изоморфизма. Наиболее часто замещению подвергаются кальций, титан и кислород, не входящий в кремнекислородный тетраэдр.

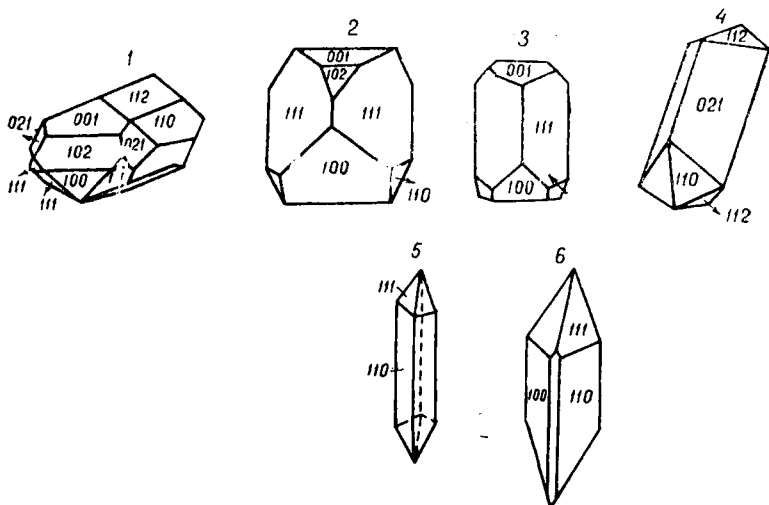


Рис. 120. Наиболее распространенные формы кристаллов сфена.

На место кальция в кристаллическую решетку сфена могут входить Mg, Fe, Mn, Na, K, Sr, Ba, Pb, Y, TR; титан может замещаться Al, Fe, Nb, Ta, Zr, V, Cr, а кислород — [OH], F и Cl (Бонштедт, 1934; Забавникова, 1957; Сердюченко и Молева, 1960).

Спектральным анализом мономинеральных фракций в сфенах установлено наличие TR, Mn, Sn, Zn, Pb, V, Ni, Co, Cu, Sr, Ba, Sr, Nb, Mo, Zr, Ga. Из них Zr, Ni, Cr фиксируются редко, остальные элементы отличаются 80—100% частотой встречаемости.

На графике (рис. 121) хорошо видно, что главными примесями в сфенах являются редкие земли и марганец. На порядок ниже содержание V, Sn, Zn и Pb. В тысячных долях процента присутствуют Ba, Sr, Nb и наименьшие объемы занимают Mo, Co, Cu, Ga. Из этих элементов в сфенах гранитов дополнительных интрузивов накапливаются TR, Sn, Zn, Pb, Mo, в меньшей степени Mn, V, Nb, Ga. Содержание Ba остается неизменным, а Sr, Co, Cu испытывает заметные колебания.

Относительно повышения концентрации указанных элементов в сфене конечных дифференциатов можно высказать следующее предположение: подавляющее их большинство имеет выдержанную тенденцию накапливаться в остаточных расплавах; среди аксессуарных минералов сфена, как было показано

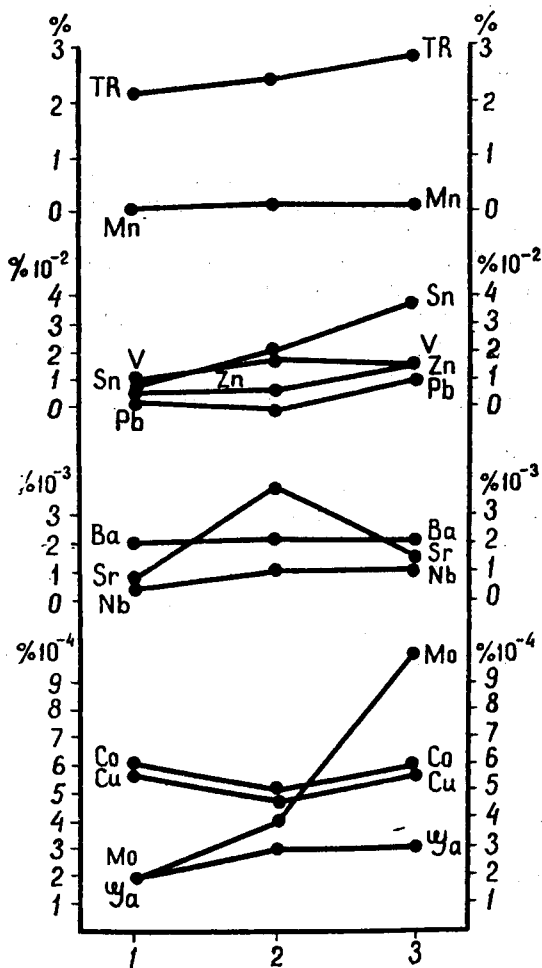


Рис. 121. Элементы-примеси в сфенах (средние данные):

1 — гибридных пород; 2 — гранитов главных интрузивных фаз; 3 — гранитов дополнительных интрузивов.

выше, кристаллизуется одним из последних. Он, обладая высокой изоморфной емкостью, и принимает в свою решетку данные элементы.

Выводы

Общего характера:

1. Среди акцессорных минералов выделяется две ассоциации: основная, или ведущая, и спорадическая. Первая в процессе формирования интрузива остается неизменной, является унаследованной или «сквозной», меняются главным образом количественные соотношения. Ее представители имеют магматическое происхождение (циркон, магнетит, апатит, сфен).

Комплекс спорадических минералов возникает на всех ступенях метасоматоза, характеризуется большим разнообразием (что находится в связи с масштабами преобразования пород), широким диапазоном колебаний частот встречаемости и значительным разбросом в содержании. От ранних производных магматического очага к поздним происходит расширение видového состава спорадических ассоциаций. Среди спорадических минералов выделяются: а) магматогенные — ильменит, ортит, ксенотим, монацит, торит, гранат; б) пневматолитово-гидротермальные: пирит, халькопирит, танталит-колумбит, топаз, барит, торбернит, берилл, турмалин, анатаз, флюорит, киноварь, молибденит, шеелит, сидерит, касситерит; в) автосоматические: лимонит, лейкоксен, мартит; г) метаморфогенные (ксеногенные): ставролит, шпинель, кианит, рутил, корунд. Их разделение основано на данных изучения порядка кристаллизации и характера взаимоотношений с породообразующими минералами (см. главу III).

2. Общность минерального парагенезиса акцессориев, прослеживающаяся во многих массивах от начальных стадий формирования до конечных, служит доказательством принадлежности их к единой генетической серии, одному магматическому очагу.

3. Для каждого массива и фазы характерны определенные ассоциации, среди которых присутствуют минералы, специфичные (коррелирующие) только для одной породы или одного интрузива (табл. 43).

4. Наш материал позволяет подтвердить отмеченное в других регионах (Ляхович, 1968; Казицын, 1968; Львов, 1965 и др.) свойство акцессорных минералов чутко реагировать на

изменение физико-химической обстановки и впервые отметить влияние опацификации, хлоритизации, окзарцевания на поведение сфена, магнетита и апатита:

а) грейзенизация пород влечет за собой исчезновение магнетита, циркона, ильменита, монацита, ортита и возрастание содержания апатита, сфена, лейкоксена, турмалина, пирита, появление рутила, флюорита, топаза, берилла, вольфрамита, шеелита;

б) при мусковитизации растет количество мартита и снижается — магнетита;

в) хлоритизация обуславливает резкое увеличение содержания сфена, магнетита, появление гематита, лимонита, пирита;

г) при эпидотизации понижается концентрация сфена, растет доля магнетита;

д) окварцевание приводит к повышению количества сфена и апатита;

е) альбитизация определяет падение содержания циркона, магнетита, апатита, ильменита, монацита при противоположном поведении сфена;

ж) при опацификации повышаются концентрации сфена и магнетита;

з) в зоне эндоконтакта увеличиваются содержания сфена и апатита и снижаются — циркона и магнетита.

5. В жильных породах, в частности в пегматитах, фиксируется унаследованность ассоциации минералов материнских пород, но со значительным уменьшением содержания.

6. Существуют пары минералов, находящихся в антагонистических отношениях. Так, наличие в породе сфена исключает появление монацита, а последний является антагонистом ортита.

7. В апофизах, сателлитах и апикальных участках — местах повышенной концентрации летучих компонентов — происходит накопление флюорита, апатита, циркона, монацита. Ильменит, напротив, почти полностью исчезает.

8. Акцессорные минералы являются концентраторами большого количества элементов-примесей. Последние характеризуются определенными особенностями поведения в магматическом процессе и при метасоматозе:

а) для магнетита гибридных пород типичны максимальные примеси V, Ni, Co, Cu, Cr, Zn. В магнетите дифференциатов количественно преобладают Pb, Sn, Mo, Be, Sb, Zr. Наиболее стерильными к микроэлементам оказались магнетиты кислых

жильных пород. При метасоматических процессах в магнетитах накапливаются Pb, Sn, Mo, W, Be, снижают содержание V, Ni, Co, Cr, Zn;

б) в цирконе содержание Hf, Nb, Sc, TR; Th, Mg, Ti, Be увеличивается к конечным дериватам. Количества Al и Fe варьируют в широких пределах. Отношение Zr : Hf снижается от диоритов (43,0) к аляскитам (38,5);

в) в апатите в течение всего магматического процесса Ti, Mn, Sr, TR, Sn сохраняются практически на одном уровне, резко колеблется содержание Zn и от гибридных пород к дифференциатам снижаются значения V, Pb, Cr, Ga;

г) в сфене, отличающемся весьма высокой изоморфной емкостью, от диоритов к аляскитам прослеживается повышение содержания TR, Sn, V, Pb, Nb, Mo, Ga, колебания у Sr, Co, Cu. Индифферентно ведут себя Mn и Ba.

Относительно явлений гибридизма:

1. Для гибридных пород, в сравнении с гранитами главных интрузивных фаз, типичен «скромный» в качественном отношении комплекс ведущих минералов: сфен, магнетит, циркон, апатит. Спорадически встречаются топаз, анатаз, турмалин, мартит, пирит, ортит, монацит, гранат.

2. Процессы гибридизма обуславливают появление корунда, ставролита, шпинели, кианита, андалузита — типоморфных для гибридных образований и не встречающихся в других породах.

3. Присутствие корунда, андалузита и кианита указывает на ассимиляцию магмой значительных количеств глиноземсодержащих пород, что подтверждается и петрохимическими особенностями продуктов гибридизма. В экзоконтактовом ореоле данные минералы отсутствуют, что указывает на загрязнение магмы боковыми породами на глубине. А это, в свою очередь, позволяет говорить о палингенном происхождении магмы.

4. Явления гибридизма стимулируют повышение количества сфена (со 150 до 3650 г/т) и циркона (с 50 до 75 г/т) и отрицательно сказываются на магнетите и апатите. Содержание магнетита (в том же сравнении с порфиоровидными гранитами) падает с 1172 до 694 г/т, а апатита — с 230 до 180 г/т.

5. Для гибридных пород характерны значительные вариации в содержании аксессуаров, что, по-видимому, находится в зависимости от различной степени контаминированности расплавов и состава поглощенных ксенолитов. Внутри ряда гибридных пород, иллюстрирующего ослабление ассимиляционной способности магмы, от диоритов к плагногранитам умень-

шается содержание магнетита, циркона, сфена и возрастают концентрации апатита.

6. В породах гибридного происхождения преобладают игольчатые формы циркона, апатита, сфена и некоторых других минералов — следствие относительно быстрой кристаллизации пород. Индекс габитуса названных минералов достигает 5—6.

7. Гибридизм сказывается и на таких тонких «деталях», как состав элементов-примесей в аксессуарных минералах.

Касающиеся процессов дифференциации:

1. Для всей серии дифференциатов, в сравнении с гранитами главных интрузивных фаз, характерно упрощение комплекса аксессуариев и резкое обеднение в количественном выражении. Ведущий парагенезис: гранат, магнетит, апатит, циркон. В спорадической части преобладают редкоземельные и редкометальные минералы: танталит-колумбит, берилл, торит, монацит, шеелит, ортит.

2. Для дифференциатов, в отличие от гибридных пород, типичны плавные, без заметных колебаний снижения или повышения концентраций тех или иных минералов. Так, от наиболее ранних дифференциатов — биотитовых мелкозернистых гранитов — к наиболее поздним — аляскитам — постепенно уменьшается содержание магнетита (с 680 до 420 г/т), апатита (с 210 до 55 г/т), сфена (с 37 до 2 г/т) и повышаются количества циркона.

3. Устойчивость ведущего комплекса аксессуарных минералов в дифференциатах дает возможность говорить о значительной гомогенизации расплава к моменту внедрения дополнительных интрузивов. Преобладание редкоземельных и редкометальных аксессуариев, очевидно, можно рассматривать как одно из доказательств участия эманаций в качестве главного фактора дифференциации.

4. Для пород дополнительных интрузивов характерно присутствие изометричных форм аксессуариев с индексом габитуса, не превышающим 1—2.

5. В аксессуарных минералах дифференциатов накапливаются редкие и рассеянные элементы.

Приведенный выше материал позволяет утверждать, что аксессуарные минералы могут быть использованы как индикаторы процессов гибридности, дифференциации и метасоматических преобразований.

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ

До наших работ изучением элементов-примесей в гранитоидах данного района никто не занимался и за исключением небольшого числа наших статей (Задумина, Сиротин, Карпов, 1963; Карпов, Сиротин, 1963; Сиротин, Салтыков, Задумина, 1965; Сиротин, Задумина, Карпов, 1965) публикации по этому вопросу отсутствуют.

Полученные нами сведения базируются на результатах количественного спектрального анализа пород мономинеральных фракций породообразующих и аксессуарных минералов, производившихся с различной чувствительностью для разных элементов (в $n \cdot 10^{-3}\%$): Sn=0,5; V=2; Co=0,5; Ga=0,5; Li=0,2; Sr=10; Ag=0,5; Pb=0,5; Cu=2; Cr=2,0; Be=0,5; Rb=0,5; Ba=10; Ge=0,5; Mo=0,5; Ni=0,5; Zn=3; Zr=0,5; Cs=0,4; Ti=10; U= $1 \cdot 10^{-8}\%$. Точность определений составляла $\pm 5-20\%$. Указанные чувствительность и точность определений сопоставимы с таковыми в лабораториях ИМГРЭ, ИГЕМ АН СССР. С целью проверки результатов неоднократно осуществлялась воспроизводимость полученных данных путем исследования параллельных образцов, а также люминесцентным и химическим анализами.

Для получения оптимальной информации о распределении элементов-примесей в породах были использованы методы математической статистики. Установлено, что их распределение подчиняется логарифмически-нормальному закону.

В породах и минералах обнаружено присутствие 30 элементов: Sn, Pb, Zn, Mo, Zr, Be, Ga, Ti, Mn, Cu, V, Ni, Co, Cr, Ba, Y, Sc, Hf, La, TR, Ta, Ce, Ag, Li, Rb, Cs, U, Th, W, Sr.

Для каждого исследованного массива типично наличие «сквозных» ассоциаций микроэлементов. При этом характерно неравномерное их содержание, отмечаемое даже в одной породе.

Из перечисленных элементов стопроцентной частотой встречаемости обладают 17, содержание которых в породах иллюстрируется графиком (рис. 122).

Рассмотрение этого графика дает возможность проследить поведение того или иного элемента в магматическом процессе. Так, для гибридных пород характерно накопление V, Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Ga, Zr. В породах дополнительных интрузивов данные примеси резко снижают содержание. Эта закономерность находит объяснение в особенностях петрографического и петрохимического состава гранитоидов повышенной основности,

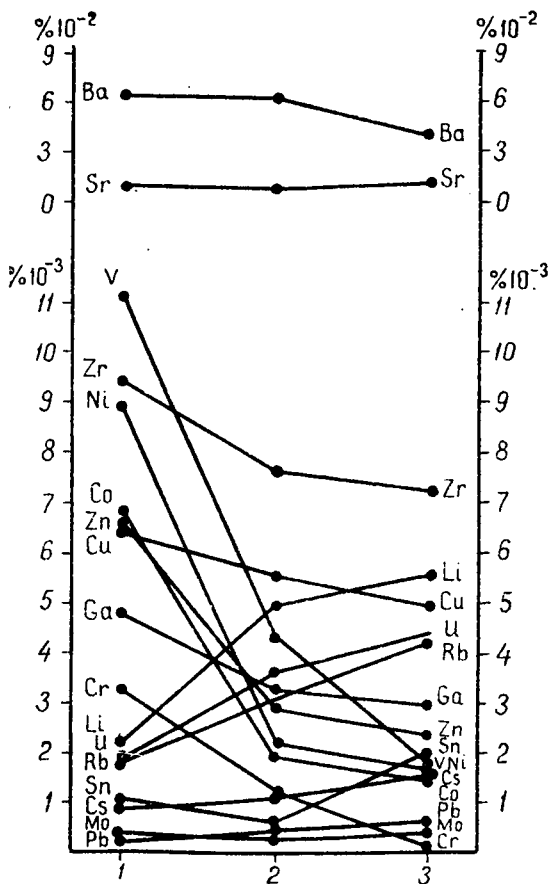


Рис. 122. Содержание элементов-примесей в гранитоидах (средние данные валовых проб):
 1 — гибридные породы; 2 — граниты главных интрузивных фаз; 3 — граниты дополнительных интрузивов.

относительно обогащенных железо-магнезиальными окислами и цирконом.

Li, Rb, Cs, Sn, Pb, Mo, U, напротив, концентрируются в конечных дифференциатах, что также хорошо согласуется с широко известными представлениями о стремлении данных элементов накапливаться в остаточных расплавах с высоким содержанием кремнекислоты и щелочей (Санделл и Голдич, 1952; Коптев-Дворников, Негрей, Руб, 1958; Таусон, 1961; Ларсен и др., 1956; Adams, 1955; Whitfield, 1959).

Сравнительное изучение центральных частей массивов и зон эндоконтактов показывает, что фациальное положение пород сказывается только на Ga, Mo, Pb, содержание которых возрастает в краевой фации (рис. 123).

Грейзенизация и скарнирование для отдельных элементов вызывают прямо противоположные результаты (рис. 124). Например, содержание V резко увеличивается в скарнах и становится ничтожно малым в грейзенах. Медь ведет себя аналогично ванадию, но со значительно меньшим размахом колебаний. Концентрация Zr падает в скарнах и несколько повышается в грейзенах. Олово, являясь типичным элементом скарнов и грейзенов, дает пик в скарнах и еще больший — в грейзенизированных породах. При этом его содержание возрастает соответственно в 30 и 80 раз. В 19 раз увеличивается количество Mo в скарнах и только в 4,5 раза — в грейзенах. Количество галлия в метасоматитах несколько повышается, а свинец остается почти на одном уровне.

Интересно поведение элементов при хлоритизации и мусковитизации (рис. 125). Для большинства примесей хлоритизация оказывается благоприятным фактором, а мусковитизация вызывает обратный эффект. Но у одних (V, Ni, Ga) это выражено весьма отчетливо, у других (Co, Zn, Cr) несколько менее резко, а Zr и Pb почти не реагируют на эти процессы. Хлоритизация обуславливает снижение содержание олова в породе, а мусковитизация повышает его примерно в 4 раза.

Небезынтересно рассмотреть и поведение в магматическом процессе пар элементов, имеющих сходную геохимическую историю (рис. 126).

Отношение Zn : Pb имеет наиболее высокое значение в гибридных породах. В гранитах дополнительных интрузивов оно снижается в 5,5 раза, что свидетельствует об относительном накоплении в остаточных расплавах свинца в сравнении с цинком, хотя количество Zn остается большим (рис. 122). Отношение V : Cr указывает на некоторое повышение к аляскитам

роли ванадия. В течение всего магматического процесса остаются стабильными отношения $Ga : Al$, $Ni : Co$, $Sr : Ba$.

При нижеследующем описании элементов нами рассматривается коэффициент дифференциации — отношение содержания элементов в дифференциатах к содержанию его в материнских гранитах (Коптев-Дворников, Негрей, 1966) и коэффициент гибридности — отношение содержания элемента в гибридных породах к его содержанию в гранитах главных интрузивных фаз. Последние взяты в качестве эталона для сравнения, так как и гибридные образования и дифференциаты занимают весьма небольшие объемы.

Поскольку отношение K_d/K_r иллюстрирует подвижность элемента, что дает возможность проследить его поведение в магматическом процессе, мы предлагаем называть его показателем мигрантности Π_m (Сиротин, 1969). Это не противоречит широкоизвестным представлениям Д. С. Коржинского, так как касается подвижности элементов в магматическом процессе, а не при метасоматозе.

Распределение элементов-примесей в минералах показано в табл. 44.

Олово. Частота встречаемости Sn соответствует 35—40%. Обычно оно присутствует в виде следов с отклонениями в большую сторону, превышающими кларковое содержание на один порядок. Относительно обогащены им гранитоиды Северо-Мугоджарского антиклинория. Отличается в этом отношении Аниховский массив, среднее содержание Sn в котором достигает $2,1 \cdot 10^{-3}\%$.

В пегматитах и кварцевых жилах различных интрузивов поведение олова отличается от гранитоидов. Так, в жильных породах Аниховского, Суундукского и Адамовского массивов

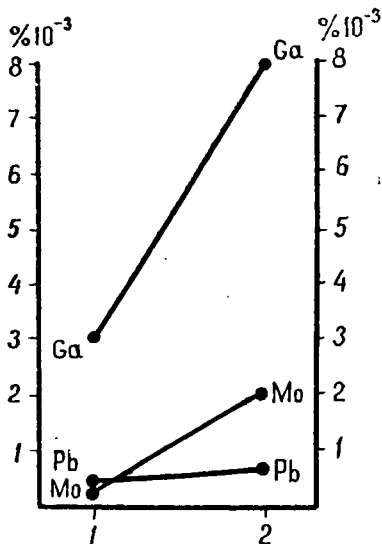


Рис. 123. Поведение некоторых элементов в зависимости от фациального положения пород (средние данные):

1 — центральные участки массивов; 2 — краевые фации тех же пород.

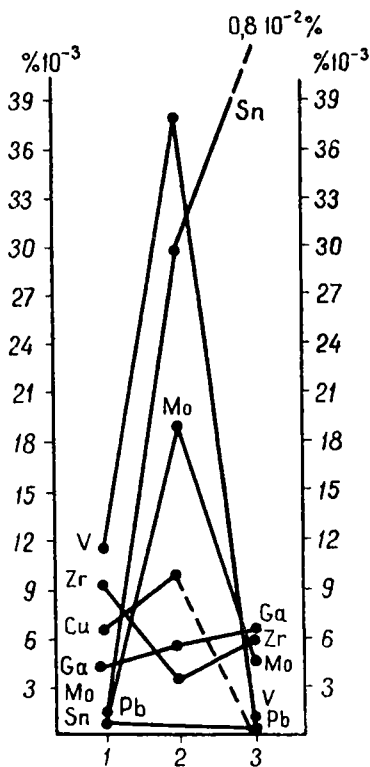


Рис. 124. Поведение некоторых элементов при метасоматозе (средние данные):

1 — неизменная порода; 2 — скарн; 3 — грейзенизированная порода.

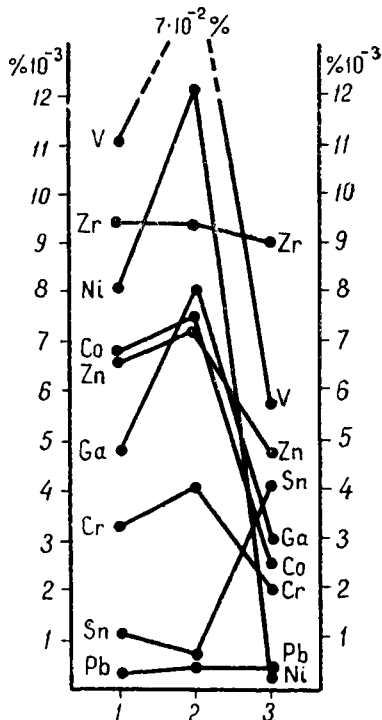


Рис. 125. Поведение элементов-примесей при вторичных процессах (средние данные):

1 — неизменная порода; 2 — хлоритизированная порода; 3 — мусковитизированная порода.

наблюдается резкая депрессия Sn, в массивах Котансу и Джабыгасай имеет место скачок вверх. Наименьшие содержания характерны для гранитоидов Адамовского плутона. Во вмещающих гранито-гнейсах отмечены значительные колебания, но, в общем, для них типичны пониженные, в сравнении с гранитоидами, содержания этого минерала.

Коэффициент гибридности ($K_r=1,6$) и коэффициент дифференциации ($K_d=2,8$) олова превышают единицу, причем $K_d > K_r \approx 2$. Иначе говоря, и в гибридных породах, и в дифференциатах олова больше, чем в гранитах главных интрузивных

Таблица 44

Распределение элементов-примесей в породообразующих и аксессуарных минералах в $n \cdot 10^{-3}\%$
(средние данные)

Элемент	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Мусковит	Хлорит	Роговая обманка	Магнетит	Пирит	Сфен	Апатит	Гранат	Моноцит	Берилл
Sn	Следы	—	—	1,0	1,5	0,8	0,1	12,0	—	21,0	—	5,0	—	—
Pb	1,7	11,1	0,08	1,1	1,1	0,8	0,3	22,5	19,0	6,8	5,0	—	44,0	0,6
Zn	0,4	0,3	0,4	14,5	4,0	19,8	21,8	6,8	25,0	9,0	6,4	—	—	—
Mo	—	—	—	Следы	Следы	Следы	—	3,2	4,2	0,4	—	—	—	—
Cu	0,7	0,3	0,2	2,5	0,9	4,7	3,1	4,7	25,0	0,5	0,5	40,0	0,8	—
Zr	Следы	Следы	3,0	3,7	12,0	сл.	4,0	—	—	1,2	—	—	64,0	—
Sr	13,6	9,8	1,9	Следы	0,6	0,5	1,6	—	24,0	1,7	35,5	—	—	4,2
Ba	33	63,5	9,3	4,5	0,7	3,1	16,0	—	43,0	2,0	37,2	—	—	0,8
Ga	1,0	0,8	0,7	4,0	2,6	2,3	0,6	—	0,2	0,25	0,4	0,5	—	—
V	0,08	—	—	0,2	0,7	8,6	4,3	6,8	15,0	20,0	6,0	—	—	—
Ni	Следы	—	—	1,2	Следы	6,4	6,2	14,9	4,3	0,3	0,3	0,3	—	—
Cr	—	—	—	1,4	Следы	3,3	4,0	9,8	1,0	0,2	3,8	0,5	Следы	—
Li	0,6	1,1	0,7	22,8	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—
Rb	2,1	45,2	2,3	53,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cs	1,0	4,3	0,8	3,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

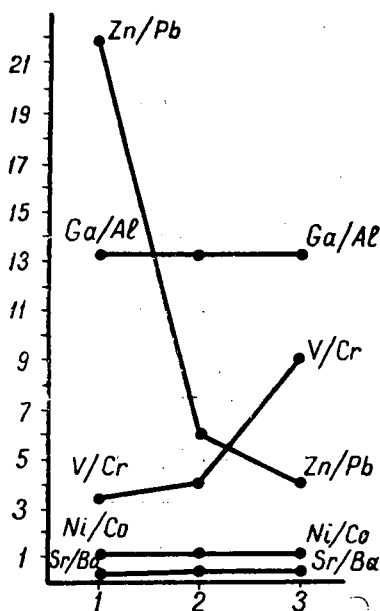


Рис. 126. Поведение некоторых пар элементов в магматическом процессе:

1 — гибридные породы; 2 — граниты главных интрузивных фаз; 3 — граниты дополнительных интрузивов.

фаз. Отсюда можно предположить, что олово было заимствовано из боковых пород и, вследствие высокой миграционной способности, обогащало дифференциаты.

Л. В. Барсуков и Л. И. Павленко (1956) считают, что все олово гранитоидов должно содержаться в биотитах. Но этот вывод, по мнению Л. В. Таусона (1961), недостаточно подкреплен экспериментальными данными, поэтому можно считать, что биотит является главным минералом-концентратом и одним из минералов-носителей олова. Приведенные в таблице данные говорят в пользу этого мнения.

Механизм вхождения олова в биотит, амфибол и некоторые акцессории сводится к изоморфному замещению им содержащегося в них титана. Этому способ-

ствуют близость ионных радиусов и одинаковая валентность. Мусковит и хлорит унаследуют олово при замещении биотита и амфибола. Мусковитизация, как известно, развивается в позднемагматический этап, когда остаточный расплав бывает обогащен флюидами. Среди них, вероятно, присутствие соединений олова (типа SnF_4), которые могут входить в решетку мусковита. Важно отметить, что биотиты и мусковиты пегматитов наиболее обогащены этим элементом, что может служить подтверждением высказанного предположения. Увеличение содержания Sn в мусковитах отмечали также Л. Х. Аренс и У. Р. Либенберг (1952), Б. К. Львов (1965). Несколько ниже содержание Sn в биотитах порфиридных и мелкозернистых гранитов. Минимальные концентрации установлены в цветных минералах диоритов, но вследствие

высокого их содержания, общее количество олова отличается от других пород незначительно.

Изоморфные возможности олова в лейкократовой части породы весьма ограничены. Из данных таблицы видно, что Sn встречается только в плагиоклазах первой генерации. Очевидно, здесь можно предполагать присутствие субмикроскопических выделений касситерита (Таусон, 1961). В общем балансе содержания олова в породе главную роль, как минерал-концентратор, играет биотит (около 40—50%). В меньшей степени им может считаться амфибол. Аксессуары являются минералами-носителями.

Учитывая описанные выше порядок выделения минералов из расплава и данные табл. 44, можно утверждать, что в процессе кристаллизации породы главная масса олова принимает участие на конечном, позднемагматическом его этапе.

Свинец в гранитоидах Орского Зауралья — довольно обычный элемент. Он присутствует в 60—80% исследованных проб. Стабильным содержанием Pb отличаются гранитоиды Аниховского массива, где от плагиогранитов до пегматитов прослеживаются его количества, постоянно превышающие кларковые * ($4—7 \cdot 10^{-3}\%$). В породах других интрузивов для распределения Pb характерно сильное рассеяние — отклонения от средних мировых как в большую, так и в меньшую стороны. В отдельных случаях (пегматиты и аляскиты Адамовского массива) устанавливается резкое увеличение его содержания до $53 \cdot 10^{-3}\%$ и $10 \cdot 10^{-3}\%$ соответственно. Во вмещающих гранито-гнейсах оно ниже или близко к кларку ($2 \cdot 10^{-3}\%$). Иногда же (район массивов Суундук и Адамовка) содержание Pb в гранито-гнейсах заметно превышает кларковые ($10—30 \cdot 10^{-3}\%$).

В ходе формирования интрузий количество свинца постепенно повышается от гибридных пород ($K_r=0,5$) к дифференциатам ($K_d=1,7$). Среди последних наиболее высоким содержанием свинца отличаются аляскиты. Такое поведение Pb, по видимому, является указанием на первичную специализацию магмы в отношении данного элемента и его высокую мигрантность, для суждения о которой представляется возможным использовать отношение K_d/K_r . В данном случае оно равно 3,4.

Свинец широко рассеян по различным минералам гранитоидов. Из породообразующих максимальные концентрации Pb наблюдаются в калиевых полевых шпатах, которые являются

* Использовались кларки, установленные А. П. Виноградовым (1962).

главными минералами-носителями. Среди аксессуаров в этом отношении отличаются магнетит, монацит и пирит.

Относительно форм вхождения Pb в минералы существуют различные мнения. I. Oftedal (1954), K. Wedepohl (1956), Э. Санделл и С. Голдич (1952) полагают, что свинец входит в состав калийсодержащих минералов гранитов, главным образом биотита и калишпатов. По В. М. Гольдшмидту (Goldschmidt etc, 1933), Pb присутствует здесь в виде галенита или изоморфно замещает стронций, постоянно присутствующий в полевых шпатах. Л. В. Таусон (1961) считает необходимым допустить, что только часть свинца оказывается кристаллохимически связанной с калием. Не меньшая часть присутствует в виде других форм нахождения и накапливается в остаточном расплаве. Судя по данным таблицы, ни один из минералов не является концентратором Pb. Предпочтение, действительно, оказывается калиевым полевым шпатам и биотиту, и, вероятно, изоморфное замещение калия является одним из главных факторов, определяющих его присутствие в гранитоидах. В то же время с содержанием в биотите сопоставимы его количества в плагиоклазах и других минералах, не содержащих калий. Отсюда можно сделать заключение о справедливости вывода Л. В. Таусона.

Наиболее обогащены свинцом плагиоклазы и микроклины гранитов Суундукского массива, магнетиты Джабыгасая, Адамовского интрузива, пириты Котансу. Отмеченные выше стабильные повышенные концентрации Pb в породах Аниховского массива объясняются скорее всего его присутствием в виде аксессуарного галенита, так как анализ мономинеральных фракций породообразующих минералов показал в них наиболее низкие содержания данного элемента. В Суундукском массиве, наоборот, главная масса Pb связана с полевыми шпатами и биотитом, где он изоморфно замещает калий и, возможно, стронций.

Геохимическая история свинца в гранитоидах начинается с момента кристаллизации первых породообразующих минералов, достигает максимума в среднемагматический этап формирования породы и несколько снижается к концу.

Цинк. Распределение цинка характеризуется тремя особенностями: 1) малыми колебаниями в отдельных породах; 2) отчетливо выраженной тенденцией к уменьшению концентраций к конечным членам серии и 3) постоянно меньшими, чем кларковые, содержаниями во всех породах, исключая диориты. В последних они часто превышают кларки или соответст-

вуют им ($7,2 \cdot 10^{-3}\%$) и редко оказываются ниже. Относительно обогащенными цинком являются породы Джабыгасайского интрузива. Все породы массива Котансу и даже гранитоиды повышенной основности обеднены им.

Цинк является характерным элементом гибридных пород. Его присутствие в гранитоидах объясняется заимствованием из вмещающих пород, о чем свидетельствует коэффициент гибрида ($K_r=2,2$). Очевидно, чем сильнее контаминирована магма, тем выше в ней содержание цинка. Способность Zn к миграции, вероятно, сильно ограничена: $K_d : K_r = 0,8 : 2,2 = 0,36$.

Изучение мономинеральных фракций показало, что цинк встречается во всех пороодообразующих и многих акцессорных минералах, предпочтительнее концентрируясь в амфиболе и биотите. В бесцветных минералах легкой фракции количество цинка в 50 раз меньше, чем в цветных. Среди акцессорных минералов максимум элемента содержится в пирите. Минералами-концентраторами могут быть названы амфибол и биотит. На их долю приходится свыше 50% цинка породы. Минералами-носителями являются все перечисленные в таблице.

Со времен В. М. Гольдшмидта считалось, что цинк входит в решетки биотита и амфибола, изоморфно замещая в них магний и железо. Действительно, кристаллохимические свойства этих элементов весьма близки. Однако Л. В. Таусон (1961) показал, что цинк входит не во все железо-магнезиальные силикаты и причину его концентрации в биотите и амфиболе следует искать в особенностях их структуры. Проведенные им опыты по выщелачиванию Zn из некоторых гранитоидов свидетельствуют о легком его извлечении уже при первой обработке, чего не было бы при изоморфном замещении. По-видимому, как считает Л. В. Таусон, высокая температура кристаллизующихся пород способствует изоморфному вхождению цинка. При нормальной температуре происходит распад твердых растворов и основная масса цинка обособляется в виде сульфидов или в форме молекулярного рассеяния. Такое объяснение кажется вполне приемлемым.

При кристаллизации расплава небольшие количества цинка захватываются плагиоклазами, калишпатами, кварцем. Главная его масса, будучи связанной с цветными минералами, извлекается из расплава в конечный этап формирования породы.

Молибден образует в породах постоянную, но весьма незначительную примесь в виде следов. Спорадически (суундукский скарн, аниховские мелкозернистые биотитовые грани-

ты) его содержание повышается до $10-19 \cdot 10^{-3}\%$. В 95% проб Мо отмечен в исчезающе малых количествах.

Молибден в магматическом процессе ведет себя чрезвычайно инертно ($P_m=1$). К процессам гибридизма и дифференциации он почти безразличен ($K_r=1,3$; $K_d=1,3$). И лишь изредка очень слабо повышает концентрацию в гибридных породах и дифференциатах.

По данным Л. В. Таусона (1961), Мо содержится во всех породообразующих минералах, избирательно накапливаясь в полевых шпатах и некоторых аксессуориях. В описываемых гранитоидах Мо полностью отсутствует в лейкократовых минералах и отмечен только в цветных компонентах и аксессуориях. Причем, содержание Мо в аксессуориях в десятки раз выше. Однако небольшое количество самих минералов-носителей говорит о том, что ни один из них не играет значительной роли в балансе Мо в породе.

Преимущественное вхождение Мо в решетки железо-магнезиальных силикатов и железо-титанистых аксессуаров объясняется его кристалло-химической близостью к титану. В указанных минералах титан всегда присутствует в виде закономерной примеси в количестве процентов, поэтому частичное замещение его молибденом весьма вероятно.

Кристаллохимические связи молибдена с другими элементами пока не доказаны, поэтому возможности вхождения его в решетки полевых шпатов на правах изоморфной примеси следует считать весьма ограниченными. Присутствие Мо в лейкократовой части породы, по-видимому, можно объяснить наличием субмикроскопических выделений молибденита, тем более, что аксессуарный молибденит в гранитоидах Орского Зауралья встречается нередко.

Учитывая предпочтительную связь Мо с биотитом и аксессуориями, можно сказать, что в процессе кристаллизации породы главная его масса входит в кристаллические решетки цветных породообразующих минералов или обособляется в виде собственных минералов в относительно низкотемпературный, позднемагматический этап.

Медь довольно равномерно распределена по интрузивным комплексам, массивам и отдельным породам. Во всех случаях ее количества в гранитах незначительно превышают кларковые ($2 \cdot 10^{-3}\%$), достигая $3-6 \cdot 10^{-3}\%$. Среди различных дифференциатов отличия по содержанию меди почти не наблюдаются. Во вмещающих гранито-гнейсах ее содержится примерно столько же, сколько и в гранитах.

Поведение меди в магматическом процессе напоминает поведение цинка, но выглядит более сглаженным. Судя по коэффициентам гибридности ($K_r=1,1$) и дифференциации ($K_d=0,9$), магма обогащается медью за счет вмещающих пород. В гранитах главных интрузивных фаз и дифференциатах имеет место снижение содержания меди, что указывает на ее низкую мигрантную способность ($\Pi_M=0,80$).

Таблица 45

Распределение U в гранитоидах, жильных и вмещающих породах

Породы	Кол-во проб	Пределы колебаний	Среднее содержание $U_{\bar{x}}$	Коэфф. вариации, v % *	Ошибка определения сред. содержания P в %
			в γ/z		
Лампрофиры	3	1,0—3,2	2,1	62	37
Аляскиты	7	4,2—6,0	5,0	8	3
Пегматиты III этапа	4	1,5—2,3	1,9	21	10
Пегматиты II этапа	19	1,5—4,2	2,5	28	6
Аплиты II этапа	6	1,7—3,3	2,2	27	10
Пегматиты I этапа	14	2,1—5,0	3,8	22	6
Аплиты I этапа	4	2,0—4,3	3,2	34	17
Граниты среднезернистые	25	2,3—5,5	3,7	23	4
Граниты порфиридные	22	2,3—5,0	3,6	19	4
Плагиограниты	8	1,0—2,5	1,7	35	12
Кварцевые диориты	6	1,1—3,2	2,2	35	13
Гранитогайсы	7	2,5—9,0	5,0	50	18
Гнейсы амфиболовые	7	1,5—3,0	2,0	25	10
Диабазы восточного контакта	4	0,6—1,8	1,0	60	30
Диабазы западного контакта	6	0,5—1,6	0,9	44	18

* Коэффициент вариации v и ошибка определения среднего содержания P

производились по формулам: $v = \frac{\sqrt{\sum \frac{(x-\bar{x})^2}{n-1}}}{\bar{x}} \cdot 100$,

$P = \sqrt{\frac{\sum (x-\bar{x})^2}{n-1}} \cdot 100$, где x — частное определение урана в пробе, n — число проб.

Как видно из приведенной табл. 44, медь рассеяна по всем минералам. Однако степень концентрации ее резко различна. В лейкократовой части она не превышает $0,7 \cdot 10^{-3}\%$, а в меланократовой ее содержание на порядок выше и характеризуется 100% частотой встречаемости. Максимального содержания

Си достигает в пирите и магнетите. Это, по-видимому, подтверждает правильность представлений В. М. Гольдшмидта, а также Э. Санделла и С. Голдича (1952) о связи Cu^{2+} с Fe^{2+} вследствие идентичности ионных радиусов. Отсюда кажется вполне нормальным увеличение концентрации меди в железомagneзиальных силикатах и железистых минералах. Поведение Cu^{2+} еще не изучено в достаточной степени, но, исходя из сказанного, можно думать, что ее изоморфные возможности в полевых шпатах и кварце чрезвычайно ограничены. Поэтому следует думать, что в силикатах Си находится в виде субмикроскопических агрегатов или в атомарном рассеянии. Присутствие меди в силикатах предполагалось еще Ф. Гроутом (Grout, 1910), правда, без указания на форму вхождения.

Так как главная масса меди сосредоточена в цветных минералах и главным образом аксессуарях, участие меди в кристаллизации породы представляется в следующей схеме: в раннемагматический этап небольшая ее часть, возможно, в виде сульфидов, захватывается плагиоклазами. В среднемагматический этап, очевидно, в той же форме она входит в калиевые полевые шпаты и кварц. В позднемагматический этап основная масса элемента присутствует в качестве изоморфной примеси в составе слюд и аксессуарных минералов.

У р а н. Поведение урана изучено на примере Котансуйско-го плутона. Методика люминесцентного анализа описана в нашей статье (Сиротин, Салтыков, Задумина, 1965). Полученные результаты (табл. 45) дают возможность высказать некоторые соображения о распределении урана по породам.

Как показывают приведенные в таблице данные, для пород характерны различные пределы колебаний содержаний урана и их средние значения. Так, диоритам свойственны значительные интервалы колебаний, но среднее содержание ($2,2 \gamma/g$) близко к кларку этих пород ($1,8 \gamma/g$). Коэффициент вариации в $1,5-2$ раза выше, чем в гранитах, что свидетельствует о неравномерном распределении урана. В порфиридных и среднернзистых гранитах — главных фазах формирования интрузива — распределение урана более равномерно. Причем периферийные плагиограниты и центральные участки массива имеют различную ураноносность. Возможно, что концентрация данного элемента в этих гранитах характеризует его первоначальное содержание в магме, как это утверждает Дж. Нейберг (1956). В аляскитах — конечных дифференциатах серии — среднее содержание урана самое высокое — $5 \gamma/g$. Таким образом, намечается вполне определенная геохимическая зако-

номерность поведения урана: накопление его в кислых породах. Это вполне согласуется с данными, известными по другим районам (Adams, 1955; Таусон и др., 1956; Ларсен и др., 1956; Туровский, 1956; Смыслов, 1958; Whitfield, 1959; Львов, 1965). В завершающих магматический процесс лампрофирах содержание урана минимальное — 2,1 γ/g , аналогичное диоритам. В гранитах данного района коэффициент гибридности урана равен 0,5, коэффициент дифференциации — 1,1. Отсюда $P_m=2,2$, что подтверждает высказанные выше представления.

Весьма своеобразным оказывается поведение урана в пегматитах и аплитах. Если пегматиты первого этапа обладают почти таким же содержанием, как и граниты главных фаз, с которыми они генетически связаны, то в пегматитах второго этапа урана в полтора, а в пегматитах третьего этапа в два раза меньше. Здесь наблюдается картина, обратная ходу дифференциации гранитоидов.

Вмещающие породы (диабазы, амфиболиты, гранито-гнейсы) в зоне контакта обычно несколько обогащаются ураном за счет его привноса из гранитов.

Определение урана в мономинеральных фракциях не производилось, но, судя по литературным данным, возможны три формы нахождения урана в породах: 1) молекулярное рассеяние (преимущественно в лейкократовых породообразующих минералах, так как вхождение урана в их решетки в качестве изоморфной примеси маловероятно); 2) изоморфная примесь в цирконе, сфене, ортите, апатите и других акцессорных минералах; 3) микро- и субмикроскопические выделения собственно урановых минералов.

Цирконий. Средние содержания циркония в различных массивах обычно немного превышают кларковые.

В магматическом процессе цирконий ведет себя как элемент-показатель гибридности, что согласуется с ранее приведенными данными о накоплении циркона в гибридных образованиях. Его коэффициент гибридности (K_r) равен 1,2, а $K_d=0,9$, что и определяет относительно невысокую его подвижность в ходе кристаллизации ($P_m=0,75$).

Цирконий рассеян по всем породообразующим и многим акцессорным минералам. Это рассеяние только отчасти обусловлено изоморфным замещением титана в титансодержащих минералах (Брей, 1952; Таусон, 1961). Основная масса циркония концентрируется в цирконе — его главном минерале-концентраторе и минерале-носителе. Последний весьма часто ока-

зывается включенным в биотит и амфибол, чем и объясняется его повышенное в них содержание.

Стронций. Процессы ассимиляции посторонних включений и процессы расщепления магмы не влияют на содержание стронция в породах; на всем протяжении магматического процесса его количество остается практически без изменения, что иллюстрируется одинаковыми значениями K_r , K_d и P_m , равными единице. Главными минералами-носителями стронция, как следует из данных табл. 44, являются полевые шпаты. Концентраторы — апатит и пирит. Основная масса стронция породы связана с полевыми шпатами, где его содержание подвержено значительным колебаниям.

Присутствие Sr в полевых шпатах можно объяснить замещением им кальция по принципу изовалентного изоморфизма, который представляется более предпочтительным, чем гетеровалентный. Это подтверждается также ничтожным (в сравнении с полевыми шпатами) содержанием Sr в мусковите и, напротив, весьма высоким — в апатите. Подобные же взгляды развивались в свое время W. Noll (1934), X. Хаберландтом (1952) и др.

В противоположность многим другим элементам стронций в ходе кристаллизации породы в главной своей массе приурочен к ранне- и среднемагматическому этапам, он участвует в формировании решеток полевых шпатов. Несколько повышается его роль при кристаллизации остаточных интерстициальных расплавов (акцессорные минералы).

Барий. Распределение Ba в общих чертах напоминает поведение стронция, но, в отличие от последнего, характеризуется некоторыми специфическими чертами. У бария значительно более четко выражена тенденция к уменьшению содержания к кислым дериватам. Его количество во всех породах так же ниже кларковых, но значительно ближе к ним, чем у стронция.

Коэффициент гибридности бария ($K_r=1,0$) показывает независимость содержания бария от явлений гибридности. Зато коэффициент дифференциации показывает, что в дифференциатах его количества резко падают ($K_d=0,6$). Очевидно, это происходит за счет удаления бария в гидротермальный этап, часто предшествующий внедрению дополнительных интрузивов. P_m бария возрастает только в процессе формирования дифференциатов.

Распределение Ba различается и в отдельных минералах. Главными носителями и концентраторами Ba являются калиевые полевые шпаты. Отношение Sr:Ba в них в 2—2,5 раза ни-

же, чем в плагиоклазах. Уменьшение этого отношения в процессе кристаллизации породы свидетельствует о большем накоплении Ва. Преимущественная приуроченность бария к калиевым полевым шпатам связана с замещением им калия, вследствие близости ионных радиусов (Брей, 1952; Нокколдс и Митчелл, 1952). Довольно высокие концентрации в амфиболе и апатите, по-видимому, являются следствием ограниченного замещения барием кальция.

В ходе кристаллизации породы Ва ведет себя отлично от стронция: максимальное участие в этом процессе он принимает на среднем этапе в период оформления главной массы калиевых полевых шпатов.

Галлий. В распределении галлия большим постоянством отличается массив Котансу. Наибольшее рассеяние и концентрация Ga типичны для гранитов Аниховского интрузива. В других плутонах его содержание для каждой породы испытывает некоторые колебания около средних мировых ($2 \cdot 10^{-3}\%$). Во вмещающих гранито-гнейсах — остается на уровне гранитоидов. Как цинк и медь, галлий, по-видимому, заимствуется из вмещающих пород, в пользу чего говорит его коэффициент гибридности ($K_r=1,4$). В дифференциатах содержание галлия заметно снижается ($K_d=0,9$) одновременно с уменьшением содержания алюминия.

Галлий — типичный рассеянный элемент, встречающийся во всех породообразующих минералах с небольшой разницей в концентрации. Исключение составляет биотит и замещающие его хлорит и мусковит. Минералами-носителями галлия являются полевые шпаты, минералом-концентратором — биотит.

Кристаллохимическое сходство галлия с алюминием широко известно (Ферсман, 1955; Goldschmidt, Peters, 1931; Санделл, 1952; Нокколдс и Митчелл, 1952; Таусон, 1961), поэтому связь Ga с Al — содержащими элементами вполне объясняется изоморфизмом. Повышенные концентрации Ga в слюдах обусловлены большим кристаллохимическим сходством галлия и алюминия в шестерной координации, где связи существенно ионные. В четверной координации между этими элементами имеет место ковалентный тип связи (Лебедев, 1959). Неясно структурное положение Ga в кварце. По-видимому, он присутствует в виде случайной примеси. В железо-магнезиальных силикатах и Ti-содержащих минералах, где мало Al и много окисного Fe, Ga³⁺ может замещать и Ti⁴⁺ и Fe³⁺ (Санделл, 1952).

Очень важным геохимическим свойством галлия является

постоянство его отношения с алюминием в процессе развития магматического очага (табл. 46, рис. 127). Проведенная корреляция для этих элементов показывает наличие пропорциональных отношений. Особенно наглядна она в породах Адамовско-го интрузива.

Поведение Ga в ходе кристаллизации породы аналогично

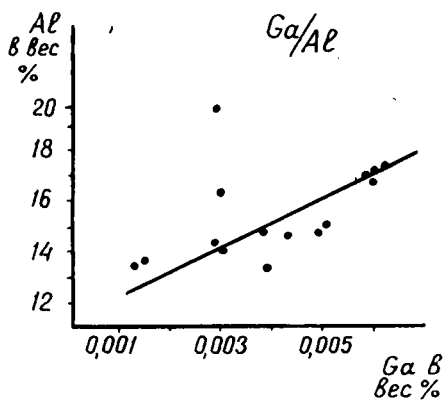


Рис. 127. Зависимость содержания алюминия от содержания галлия.

многим другим элементам. Он входит в кристаллические решетки минералов в небольших количествах в течение всего процесса затвердевания и накапливается в позднемагматическом этапе, выделяясь в основной массе вместе с биотитом.

Ванадий. Отличительной чертой ванадия является значительное рассеяние в ходе магматического процесса. Встречаясь во всех породах, он обладает широким диапазоном колебаний содер-

жания и частот встречаемости. Однако в то же время ванадий — характерный элемент гибридных пород — индикатор гибризма ($K_r=2,6$), так как главная его масса попадает в кислую магму при ассимиляции ею ксенолитов основных пород. В гранитах главных интрузивных фаз содержание ванадия резко падает и снижается еще больше в дифференциатах ($K_d=0,4$). Подвижность ванадия в ходе формирования магматического очага весьма низкая и имеет ощутимые значения лишь в продуктах гибризма ($P_m=0,16$).

Содержание превышает кларковые в гранитоидах повышенной основности и ниже — в нормальных гранитах и дополнительных интрузивах. Для вмещающих гранито-гнейсов типичны то резко повышенные, то пониженные концентрации ванадия.

Ванадий является характерным элементом железисто-магнезиальных силикатов и минералов, содержащих в качестве главного компонента железо. Главным концентратором V является биотит и (в меньшей степени) амфибол, что согласуется с ранее высказанными представлениями (Нокколдс,

Отношение Ga : Al в гранитоидах Орского Зауралья

Массив	Порода	Содержание в весовых %		Ga : Al в 10^{-3} %
		Ga	Al*	
Суундукский	Основные гранитоиды	0,003	16,55	0,2
	Порфириовидные граниты	0,0043	14,73	0,3
	Дополнительные интрузивы	0,0013	13,69	0,1
Адамовский	Основные гранитоиды	0,006	17,36	0,3
	Порфириовидные граниты	0,0049	14,75	0,3
	Дополнительные интрузивы	0,005	14,76	0,3
Джабыгасай	Диориты	0,0029	19,45	0,15
	Гранодиориты	0,006	16,80	0,3
	Плагиограниты	0,006	16,84	0,3
	Граниты	0,003	14,25	0,2
	Аляскиты	0,0039	13,36	0,3
Котансу	Диориты	0,006	17,33	0,3
	Порфириовидные граниты	0,0037	14,77	0,25
	Среднезернистые граниты	0,003	14,23	0,21
	Аляскиты	0,0013	13,94	0,1

* Средние содержания по данным табл. II—5 приложения.

Митчелл, 1952; Nickel, 1955). Из аксессуарных минералов V накапливается в пирите, магнетите и сфене. Но при их незначительных объемах (кроме сфена), роль их в распределении V невелика. Сфен, достигающий высоких содержаний, является существенным концентратом только в отдельных породах.

В названных минералах V присутствует в виде трехвалентного иона и маскируется окисным железом и титаном (Брей, 1952; Борисенко, Щербина, 1959; Сауков, 1961) — с этих позиций понятна стерильность полевых шпатов и кварца к этому элементу. Весьма небольшие его количества, установленные в плагиоклазах первой генерации, присутствуют, вероятно, в виде механической сорбированной примеси. Замещение им алюминия, частично возможное при шестерной координации последнего, исключается в полевых шпатах, где координационное число алюминия равно 4. Неясно положение ванадия в апатите.

В процессе формирования породы ванадий принимает участие на завершающем этапе, входя в решетки слюд и аксессуаров.

Никель. Концентрации никеля в гранитах всегда значительно превышают кларковые и достигают $4 \cdot 10^{-2}$ % (пегмати-

ты Аниховского массива). Вообще наиболее обогащенными никелем являются породы Аниховского и Джабыгасайского массивов. Но в них наблюдаются и наибольшие вариации в содержаниях. Вмещающие гранито-гнейсы в одних случаях содержат повышенные (относительно гранитов), в других — пониженные его количества. Поведение никеля в магматическом процессе чрезвычайно близко к поведению ванадия; только его полярные свойства (тенденция к накоплению в гибридных породах и к рассеянию в дифференциатах) выражены резко: $K_r=4,0$, $K_d=0,7$. Способность к миграции исключительно низкая: $\Pi_m=0,17$.

Никель, как элемент группы железа, присутствует главным образом в железо-магнезиальных силикатах и некоторых Fe-содержащих аксессуориях. Его носителями могут считаться амфибол и биотит. Главным минералом-концентратором является магнетит.

Вхождение никеля в цветные пороодообразующие минералы и аксессуарии объясняется возможностью изоморфного замещения им магния и железа, причем в биотите и амфиболе замещение магния, видимо, предпочтительнее, вследствие большей близости ионных радиусов Mg и Ni, чем у Fe^{2+} и Ni.

В ходе кристаллизации породы основная масса никеля принимает участие в формировании решеток названных выше минералов, т. е. в позднемагматическом этапе.

Кобальт. Геохимическая история кобальта чрезвычайно тесно связана с никелем и во многом дает пример полной аналогии. Почти во всех породах строго выдерживается закономерность: постоянно пониженное, в сравнении с никелем, содержание Co. Четкая аналогия с никелем прослеживается и в совпадении используемых нами коэффициентов: $K_r=3,9$; $K_d=0,7$; $\Pi_m=0,18$. Данный элемент распределяется по тем же минералам, что и никель, с такими же количественными соотношениями, как и в породах. Кристаллохимические свойства кобальта ближе к железу, чем к магнию, поэтому он маскируется первым, находясь с ним в изоморфных отношениях.

Хром в количествах значительно ниже кларковых установлен в серии пород Суундукского, Аниховского и Джабыгасайского массивов. В других интрузивах он присутствует весьма редко и в виде следов.

Из всех элементов хром отличается максимально резко выраженной пониженной способностью к миграции. Накапливаясь в гибридных породах, как ванадий, никель, кобальт, он

вместе с ними может служить индикатором гибридности, выражая степень загрязнения магмы ксеногенным веществом ($K_r=2,7$). Коэффициент дифференциации хрома наиболее низкий ($K_d=0,1$), что влечет за собой и соответствующий коэффициент мигрантности ($P_m=0,04$).

Носителями хрома являются все цветные порообразующие и многие акцессорные минералы. Главным концентратом является магнетит.

Тенденция хрома встречаться в минералах с высоким содержанием окисного железа обусловлена соизмеримостью их ионных радиусов и валентности, что позволяет хрому маскироваться в этих минералах или замещать его в железо-магнезиальных силикатах (Брей, 1952; Сахама, 1952; Лебедев, 1959). Возможно также замещение титана и магния. Присутствие хрома в плагиоклазах, установленное также и в каледонских породах Западной Шотландии (Нокколдс и Митчелл, 1952) и для смежного района Урала (Львов, 1965) объясняется, по-видимому, механической примесью, что подтверждается также и спорадичностью встречаемости.

В ходе кристаллизации породы хром ведет себя аналогично кобальту и никелю.

Л и т и й. Содержание лития в местных гранитах незначительно превышает кларковые ($4 \cdot 10^{-3}\%$) и достигает $5 \cdot 10^{-3}\%$.

Геохимия лития имеет двойственный характер. Установлено (Strock, 1936; Таусон, 1961), что литий входит в железисто-магнезиальные минералы, распространенные преимущественно в более основных породах. Это находит объяснение в кристаллохимической близости Li и Mg^{2+} , имеющих одинаковые радиусы ионов. Однако литий связан только с теми атомами магния, которые идут на постройку решетки биотита (Таусон, 1961). Результаты мономинерального баланса лития, помещенные в вышеприведенной табл. 44, со всей очевидностью показывают, что минералом-концентратом и главным носителем лития является биотит, в котором сосредоточено более 50% лития породы. В отдельных случаях его концентрация в биотите в 40 раз превышает концентрацию в других минералах.

Однако, как показывают многие авторы (Злобин и Лебедев, 1960; Таусон, 1961; Коптев-Дворников и Негрей, 1966) и наши исследования, большая часть лития сосредоточена в конечных дифференциатах, бедных биотитом. Это определяется связью лития со фтором и его способностью давать на конечных этапах кристаллизации легколетучие соединения (Злобин и Лебедев, 1960). Полученные нами коэффициент дифферен-

циации (1,1) и показатель мигрантности (2,7) подтверждают эту тенденцию. В гибридных породах содержание лития значительно меньше, чем в гранитах главных интрузивных фаз ($K_r=0,4$), что указывает на первичное обогащение им магмы.

Интересно, что K_d лития в гранитоидах Орского Зауралья совпадает с таковым для некоторых гранитов Центрального Казахстана (Коптев-Дворников и Негрей, 1966). Это обстоятельство говорит о существовании единой закономерности в поведении лития в гранитоидах.

Присутствие лития в полевых шпатах, очевидно, обусловлено замещением им натрия. На такую возможность указывает Л. В. Таусон (1960). Поскольку изоморфизм в данном случае будет ограниченным, литий в этих минералах не достигает высоких концентраций. В кварце допускается комплексное замещение кремния литием и алюминием (Франк-Каменецкий, 1960). Связь данного элемента в основном с биотитом, кристаллизующимся в заключительную стадию затвердевания породы, позволяет говорить о его участии в кристаллизации главной массы в позднемагматический этап.

Рубидий. Среднее содержание рубидия в местных гранитоидах ($3,1 \cdot 10^{-3}\%$) на порядок ниже кларка ($2 \cdot 10^{-2}\%$). В магматическом процессе рубидий тесно связан с калием и строго следует за ним. Он склонен накапливаться в конечных, обогащенных щелочами дифференциатах (Сахама, 1952; Таусон, 1961). Примером в этом отношении могут служить пегматиты, в которых количество Rb многократно превышает средние мировые значения и достигает $18,9 \cdot 10^{-2}\%$. Это подтверждается также и нашим показателем мигрантности рубидия, равным 2,1 ($K_d:K_r=1,3:0,6$). Сопоставление нашего коэффициента дифференциации с коэффициентом дифференциации пород Центрального Казахстана (Коптев-Дворников и Негрей, 1966) показывает почти полное совпадение во многих приведенных названными авторами случаях. Это совпадение, как и в примере с литием, указывает на наличие единых закономерностей, контролирующих поведение рубидия в производных кислой магмы.

Рубидий значительно преобладает над литием. В биотитах его больше чем в два раза; в калиевых полевых шпатах — в 40 раз; в плагиоклазах и кварце — в три раза. Между содержанием рубидия и калия в минералах существует линейная зависимость (рис. 128). Наибольшее отклонение точек характерно для калиевых полевых шпатов. Корреляция K и Rb в породах Адамовского массива (табл. 47, рис. 129) показывает тес-

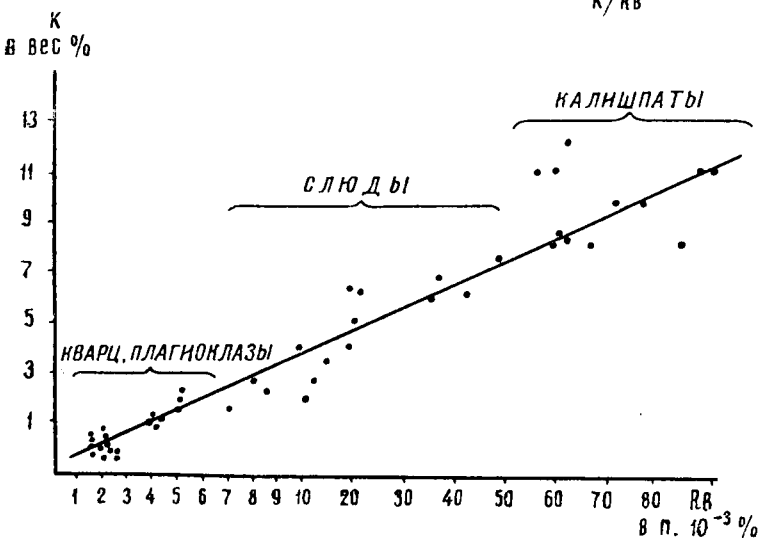


Рис. 128. Зависимость содержания рубидия от содержания калия в породообразующих минералах порфировидных гранитов.

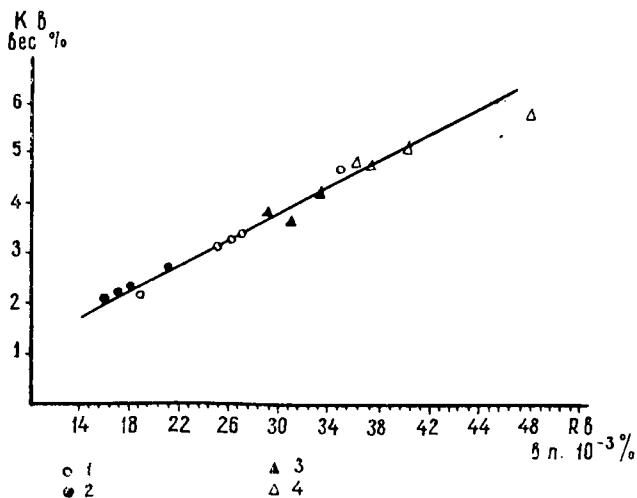


Рис. 129. Зависимость содержания рубидия от содержания калия в породах Адамовского интрузива:
 1 — гранодиориты; 2 — адамеллиты; 3 — порфировидные граниты; 4 — аляскинты.

ную связь этих элементов в ходе магматического процесса. Характерным является постоянство отношения $K:Rb$, остающееся неизменным, при возрастающих количествах обоих элементов в приведенной генетической серии пород. Аналогичная зависимость считается типичной (Nockolds and Allen, 1956) для пород Южно-Калифорнийского батолита, А. М. Деминим и Д. Н. Хитаровым (1958) — для Малого Лабинского массива на Сев. Кавказе, Л. В. Таусоном (1961) — для гранитоидов Центрального Тянь-Шаня. Интересно, что это отношение в плагиоклазах выше, но в разных породах тоже весьма близкое: в плагиоклазах диоритов и гранодиоритов Суундукского массива оно равно 262, а в плагиоклазах гранитов — 288. На тесную связь Rb с K указывали еще В. И. Вернадский (1909, 1914), V. M. Goldschmidt (1934). Позже этими вопросами занимались А. П. Виноградов (1956), Л. В. Таусон (1961) и многие другие исследователи. По их данным особенности распределения рубидия объясняются большим химическим и кристаллохимическим сродством с калием. Эти представления подтверждаются и приведенными выше нашими данными. Находят подтверждение и некоторые различия в поведении данных элементов, заключающиеся в том, что при увеличении в породах роли калишпатов и снижения биотита в балансе рубидия главенствующее значение приобретают первые. Это явление определяется большим размером иона рубидия, благодаря чему он менее охотно входит в те соединения калия, в которых тот имеет относительно низкие координационные числа. Поэтому в гранитоидах повышенной основности главная масса рубидия сосредоточена в биотите, а в более кислых породах — в калиевых полевых шпатах.

В ходе формирования породы рубидий ведет себя отлично от лития: его содержание увеличивается в среднем этапе кристаллизации и несколько снижается в конечном, оставаясь все же выше, чем в раннемагматическую стадию.

Цезий. Провинциальной особенностью гранитоидов Орского Зауралья является обогащение цезием ($12 \cdot 10^{-4}\%$), несколько превышающее кларковое содержание ($5 \cdot 10^{-4}\%$). В распределении данного элемента усматривается много общих черт с рубидием. В породообразующих минералах частота встречаемости и содержание Cs различны. Количество цезия неуклонно повышается от гибридных пород к конечным дифференциатам (см. рис. 122). Его показатель мигрантности достаточно высок ($P_m = K_d : K_n = 1,3 : 0,7 = 1,8$), но заметно ниже, чем у других щелочей — лития и рубидия. Иными словами, его

Содержание К и Rb в породах Адамовского интрузива

Порода	№ анализа в табл. 2 приложения	К	Rb	K/Rb
		в весовых %		
Диорит	1	2,19	0,017	128
Гранодиорит	2	2,03	0,016	127
Гранодиорит	3	2,78	0,021	132
Гранодиорит	5	2,26	0,018	125
Среднее				128
Амфиболовый гранит	10	3,29	0,026	126
	11	2,19	0,019	115
	12	3,19	0,025	127
	13	3,48	0,027	129
	14	4,72	0,035	134
Среднее				126
Порфиroidный гранит	15	3,88	0,029	133
	16	3,78	0,031	122
	17	4,28	0,033	129
	18	4,89	0,036	135
Среднее				129
Аляскит	26	5,14	0,040	128
	27	5,92	0,048	123
	28	4,88	0,037	131
Среднее				127

накопление в остаточных расплавах идет более медленными темпами.

Коэффициент дифференциации C_s в наших дополнительных интрузивах близок к K_d некоторых аплитов Центрального Казахстана (Коптев-Дворников и Негрей, 1966).

Как следует из приведенной выше таблицы 44, цезий рассеян по всем главным компонентам породы, но с явно проявляющейся склонностью к концентрации в К-содержащих минералах. Биотит и калиевые полевые шпаты могут считаться его минералами-концентраторами и главными минералами-носителями.

Несмотря на указанное выше повышенное содержание цезия, в породах он всегда находится в подчиненном положении к рубидию (1:10) и литию (1:2—3). В отдельных же минералах эти отношения резко колеблются и не закономерны. Так, в плагиоклазах $Rb:Cs=1,5—8,0$; в калиевых полевых шпатах — 5,6—21,2. Наиболее устойчиво это отношение в кварце (1,3—2,5) и в слюдах (8,2—13,4).

Известный параллелизм в поведении цезия и рубидия пока еще не нашел вполне удовлетворительного объяснения. Возможно, что это обусловлено химической близостью данных элементов и некоторым сходством кристаллохимических особенностей, в частности, большей, чем с другими элементами, близостью ионных радиусов ($Ri_{Cs} = 1,65 \text{ \AA}$; $Ri_{Rb} = 1,49 \text{ \AA}$). Это и делает вероятным их изоморфизм. Кроме того, как было показано ранее (Goldschmidt, 1954), цезий, имеющий большие размеры ионов, чем калий и рубидий, обладает и большей способностью концентрироваться в завершающих кристаллизацию дифференциатах.

В ходе кристаллизации породы цезий ведет себя аналогично рубидию.

В ы в о д ы

В отношении общих закономерностей поведения элементов-примесей в гранитоидах:

1. Для гранитоидов Адамовского и Северо-Мугоджарского антиклинориев характерна качественно единая гамма элементов-примесей, в значительной степени сходная с подобной же гаммой во вмещающих гранито-гнейсах. Главными критериями, которые в этой ситуации могут быть использованы для разрешения проблемы возрастного расчленения гранитоидов, являются количественные соотношения, отношения отдельных пар элементов-примесей и некоторых элементов-примесей и петрогенных элементов.

2. В ходе кристаллизации какой-либо одной породы в поведении отдельных элементов фиксируется параллелизм с поведением в процессе развития магматического очага (Sn, U, Li, Rb, Cs): они концентрируются в конечном позднемагматическом этапе. Другие элементы (Zn, V, Ni, Co, Cr) ведут себя иначе: в ходе дифференциации их содержание снижается, а в процессе кристаллизации породы — повышается к конечному, позднемагматическому этапу. Это находится в прямой зависимости от порядка кристаллизации минералов-концентраторов и минералов-носителей. Такие же элементы, как Ba и Sr, к завершающим стадиям затвердевания породы снижают свое содержание. Zr, Mo, Cu, Be, Ga по мере формирования гранитоида частично (Cu, Zr, Ga) или в основной массе (Be, Mo) тяготеют к позднемагматическому этапу (рис. 130).

3. Повышение концентрации некоторых элементов к концу кристаллизации породы и к завершающим этапам развития магматического очага обусловлено, вероятно, образованием

ими легкомигрирующих фторидов, хлоридов или комплексных соединений. На значительную роль летучих компонентов в распределении элементов-примесей указывают примеры повышения содержания Sn, Be, Mo, U, N, Ta в пегматитах. Грейзенизация пород приводит к накоплению Sn и Ga; скарнирование — к концентрации V, Mo, Ga, Cu. При хлоритизации аккумулируются V, Ni, Cu, Zn, Ga, Cr, отчасти Pb. Мусковитизация ведет к обеднению V, Zr, Ni, Co, Zn, Ga, Cr и обогащению Sn и Pb.

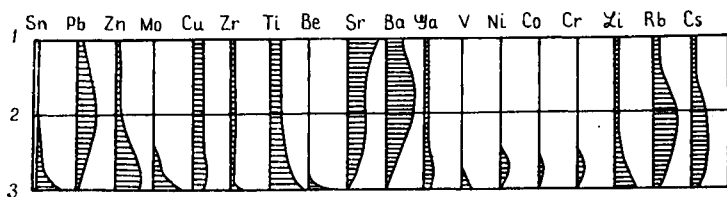


Рис. 130. Вариационная диаграмма поведения элементов-примесей в ходе кристаллизации породы.

Этапы: 1 — раннемагматический (высокотемпературный); 2 — среднемагматический (среднетемпературный); 3 — позднемагматический (низкотемпературный).

В апикальных зонах мало эродированных массивов отмечается повышение содержания U, Be, Zr, Pb.

4. Несмотря на общность группы элементов-примесей, гранитоиды различных структурных зон имеют свои специфические особенности: северо-мугоджарские породы обогащены Sn, Pb, Zn, Ga, Ni, а адамовские — цирконием и титаном.

5. Изучение закономерностей поведения и распределения элементов-примесей позволяет подойти к решению весьма важной проблемы: проблемы генетической связи группы пород. Литературные данные (Таусон, 1961; Аренс, 1952; Нокколдс и Митчелл, 1952 и многие другие) свидетельствуют, что постоянство отношения между отдельными элементами (имеющими сходную геохимическую судьбу), прослеживаемое в серии пород, является важнейшим признаком их комагматичности.

6. Приведенные выше отношения $K : Rb$ и $Ga : Al$, $V : Cr$, $Ni : Co$, $Sr : Ba$, $Zn : Rb$, наблюдаемые в продуктах первых, средних и конечных фаз формирования магматических очагов, показывают их принадлежность к одному порядку (а в некоторых случаях — чрезвычайную близость). Учитывая сказанное выше, следует полагать, что эти породы представляют единую генетическую серию.

7. Существование геохимических различий в разных массивах можно объяснить неодинаковой геохимической специализацией субстрата, продуктом плавления которого являлась магма данных гранитов.

8. Анализ мономинеральных фракций породообразующих и аксессуарных минералов показал, что большинство элементов присутствует в них, вероятно, в виде изоморфной примеси. Многие из них (Li, Rb, Cs, Ga, Ni, Co, Zn) тесно связаны с одним из петрогенных элементов вследствие близости химических и кристаллохимических свойств. Эта связь проявляется в закономерном поведении в процессе развития магматического очага, что находит отражение в указанном выше постоянстве отношений. Другой формой вхождения элементов является механическое рассеяние в виде субмикроскопических выделений самородных и аксессуарных минералов, молекулярных и атомарных группировок.

Различные минералы концентрируют различные элементы-примеси: плагиоклазы — Sr; калиевые полевые шпаты — Pb, Sr, Ba, Rb, Cs; биотит — Zn, Ga, Li, Rb, Cs; мусковит — Zr; роговая обманка — Zn, Ni, Cr; хлорит — Zn, V, Ni; магнетит — Sn, Pb, Mo, V, Ni, Cr; пирит — Pb, Zn, Cu, Sr, Ba, V; сфен — Sn, V; апатит — Sr, Ba; гранат — Ga; монацит — Pb, Zr.

9. Проведенное исследование подчеркивает принадлежность пород данного региона к специфическим редкометальным гранитоидам.

Выводы, характеризующие явления гибридности:

1. С процессами гибридности (иногда накладывающими отпечаток на дифференциаты и жильные породы) связаны тенденции к концентрации V, Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Ga, Zr.

2. Для указанных элементов отношение содержания в гибридных породах к содержанию в гранитах главных интрузивных фаз — коэффициент гибридности (K_g) всегда больше единицы.

3. Содержание данных элементов резко снижается в ходе развития магматического очага. Их показатель мигрантности (Π_m) всегда меньше единицы.

4. Наиболее отчетливая связь с гибридизмом устанавливается для V, Ni, Co, Cr, Zn ($K_g > 2$, $\Pi_m < 0,5$). Эти элементы могут служить индикаторами степени гибридности. Чем выше K_g , тем больше ассимилировано магмой ксеногенного материала, а это, в свою очередь, является показателем химической активности магмы, ее ассимиляционной способности.

5. Присутствие Ga среди элементов-индикаторов гибридности

ма является (ввиду его тесной связи с алюминием) указанием на обогащение магмы этими элементами за счет глубинных базовых пород. С учетом коэффициента гибридности циркония, меди, олова и молибдена это может служить косвенным доказательством палингенного происхождения магмы.

6. Наличие в породах Li, Rb, Cs, U, F (флюорит), P (апатит) и H₂O (амфибол, биотит) свидетельствует о значительной роли летучих компонентов в формировании гибридных пород.

Выводы, характеризующие процессы дифференциации:

1. С процессами дифференциации связаны тенденции к накоплению Li, Rb, Cs, U, Sn, Pb. Этими же явлениями обусловлены повышенные концентрации Pb, Ga, Mo в отдельных участках эндоконтактов.

Важно отметить, что аналогичные закономерности установлены и в гранитоидах других районов Советского Союза (Таусон, 1956; 1957; 1961; Коптев-Дворников, Негрей, Руб, 1958; Злобин, Лебедев, 1960; Герасимовский, 1963).

2. Приведенный выше фактический материал о поведении элементов-примесей в ряду гранитоидов различного времени образования и фациального положения (граниты главных интрузивных фаз — зоны эндоконтактов — дополнительные интрузивы — жильные породы) подтверждает взгляды В. А. Николаева (1944, 1953); В. С. Коптева-Дворникова, Е. В. Негрей, М. Г. Руб (1958) и многих других исследователей о роли газового переноса, как главного фактора дифференциации.

3. Поведение указанных в п. 1 элементов в процессе дифференциации магматического расплава различно. Одни (Sn, Pb) накапливаются быстрее ($K_d\text{Sn}=2,8$; $K_d\text{Pb}=1,7$), другие, будучи связаны в кристаллических решетках минералов-носителей, концентрируются медленнее (Li, Rb, Cs, U). Их коэффициенты дифференциации заметно ниже (1,1; 1,3; 1,3; 1,1 соответственно).

4. Различна также и способность элементов к миграции. Наивысшей мигрантностью обладает Pb ($\Pi_m=3,4$).

ГЛАВА IX

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТОВ, ПРОЦЕССОВ ГИБРИДИЗМА И ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Весь приведенный выше материал позволяет подойти к решению проблемы уральских гранитов, сопровождающих их явлений гибридизма и дифференциации, что, как нам кажется, представляет большой интерес. Небезынтересным является также вопрос о проблеме пространства, глубине генерации гранитных расплавов и возможных источниках тепла, под влиянием которого происходит расплавление субстрата.

Рассмотрению этих вопросов и посвящено нижеследующее изложение.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОВ

Происхождение гранитов и образование гранитной магмы уже долгое время служит предметом дискуссии. И до настоящего момента существует множество различных гипотез, каждая из которых подкрепляется соответствующим материалом, имеющим в большинстве умозрительный характер.

Эти гипотезы неоднократно рассматривались и детально обсуждались в широкоизвестных работах Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, Д. С. Белянкина, Г. Д. Афанасьева, Б. М. Куплетского, В. С. Коптева-Дворникова, В. С. Соболева, Ю. А. Кузнецова, В. А. Николаева, Н. Г. Судовикова, П. Н. Кропоткина, Ю. М. Шейнманна, В. П. Петрова и зарубежных исследователей — Р. Дэли, Н. Боуэна, Р. Эскола, Т. Барта, Ф. Гроута, О. Таттла, А. Рингвуда, Д. Грина и многих других. Поэтому ниже кратко рассматриваются лишь основные проблемы.

Следует отметить, что все разнообразие мнений сводится, по существу, к двум главным направлениям, которые представлены двумя школами геологов — «магматистов» и «трансформистов».

В результате многолетней дискуссии большинство петрологов утвердилось во мнении о существовании самостоятельной гранитной магмы. В то же время некоторые исследователи считают, что многие, по крайней мере докембрийские граниты, образовались метасоматическим путем. И лишь крайние трансформисты — французские геологи Перен и Рубо — полностью отвергают магматическое происхождение гранитов.

В. С. Соболев (1957), не отвергая наличия в природе явлений метасоматоза и гранитизации, относительно взглядов трансформистов заметил, что «это временное заблуждение в науке». А Д. С. Белянкин (1951) по поводу идей, развиваемых Н. Г. Судовиковым о сущности гранитизации, причинах, ее вызывающих, и связи с ней рудообразования, написал: «Вся эта малоубедительная картина настолько абстрагирована от фактических данных..., что скорее относится к области фантазии и чисто спекулятивных построений».

Основным препятствием на пути признания самостоятельной гранитной магмы и побудительным толчком к поискам новых гипотез, объясняющих образование гранитов без появления магматического расплава, явилась так называемая «проблема пространства», будто бы не решаемая «магматистами».

По мнению «трансформистов», «магматисты» стоят перед необходимостью объяснить, куда девались породы, место которых занимают крупные тела гранитов? Полностью абстрагируясь от связи магматизма с тектоникой, они предлагают несколько путей, помогающих, по их мнению, решению данного вопроса.

Одним из таких путей является представление о перемещении гранитизирующего материала при помощи ионной диффузии в неподвижной жидкости или твердой фазе. При этом переносятся наиболее подвижные компоненты на сравнительно небольшое расстояние.

Главная особенность процесса ионной диффузии заключается в том, что она осуществляется в такой обстановке, при которой нет зияющих трещин и невозможна инфильтрация растворов.

Однако такой путь весьма сомнителен. И. Розенквистом (Rosenquist, 1952) изучалась диффузия свинца в полевых шпатах при температуре около 800° . Им установлено, что скорость

диффузии внутри кристаллической решетки колеблется и составляет примерно 10^{-8} см²/сек. Аналогичные результаты получил Иенсен, который при температуре около 550° изучал скорость внутрикристалльной диффузии радиоактивного натрия в пертите.

Эти данные свидетельствуют о такой ничтожной роли диффузии, что ее значение даже в масштабах геологического времени не поднимается выше приконтактных изменений. Правда, диффузия ионов по межгранулярной водной пленке осуществляется в миллион раз быстрее (Петров, 1964), но и она недостаточно велика, чтобы вызвать заметные изменения.

Кроме того, представления о диффузии ионов не решают проблему пространства, так как метасоматический процесс обязательно сопровождается перемещением не меньших количеств материала, чем готовая магма (Боуэн, 1950; Кузнецов, 1966).

Другой способ гранитизации, обусловленный привносом вещества растворами, имеет под собой более реальную почву, так как базируется на большом фактическом материале (Белянкин, Влодавец, 1932; Коржинский, 1952, 1960; Рид, 1949; Рейнольдс, 1950) и экспериментальных данных (Smedes, Goodspeed, 1951). Г. Смедс и Г. Г. Гудспид подвергали гидротермальной обработке аркозовые песчаники при температуре, равной 400°, и получили новообразования кварц-альбит-серичитового состава.

Инфильтрация растворов, происходящая с привносом и выносом вещества на значительные расстояния, сопровождается значительно большим разнообразием транспортируемого материала, чем при ионной диффузии. Для осуществления инфильтрационного переноса обязательным условием является повышенная проницаемость среды, обусловленная наличием капилляров и трещин в породах. Реализация данного механизма переноса возможна только в зонах интенсивной трещиноватости и, таким образом, может иметь место лишь на относительно малых глубинах. Но при этом гидростатическое давление должно быть достаточно велико, чтобы препятствовать существованию открытых трещин, которые могли бы быть использованы расплавами.

Процесс инфильтрационной гранитизации локализуется в узкой зоне, измеряемой десятками и в редких случаях первыми сотнями метров. Кроме того, он требует наличия глубже залегающих гранитов, без которых этот процесс невозможен (Афанасьев, 1957; Пейве, 1961).

Приведенный выше (в главе «Метаморфизм») наш материал по гранитизации диабазов в районе Аниховского массива является хорошей иллюстрацией к сказанному. Привлечение же для объяснения данного явления проблематичных «сквозь-магматических растворов» (Жоржинский, 1960) надо признать неудачным как по недостаточной доказанности их существования, так и по отсутствию приемлемого объяснения механизма дифференцированной подвижности переносимых компонентов в условиях больших глубин.

С позиций главенствующей роли гранитизирующих агентов рассматривали процессы образования гранитов Ж. и Г. Термье (Termier, 1956). В их работе, посвященной эволюции литосферы, возникновение гранитной магмы связывается с опусканием нижних частей геосинклиналей в зоны высоких температур и давлений. По разломам, возникающим в процессе прогибания, поднимаются перегретые минерализаторы, которые и вызывают преобразование пород в гранит. По мнению Термье, граниты представляют собой конечный продукт регионального метаморфизма.

В последние годы при объяснении образования гранитоидных расплавов используются представления об анатексисе, палингенезе и селективном плавлении.

Термины «анатексис» и «палингенез» были предложены И. Седерхольмом (Sederholm, 1907) еще в самом начале текущего столетия, но на первых порах не получили широкого признания. По представлениям И. Седерхольма, анатексис — это региональное плавление пород, осуществляемое на больших глубинах под воздействием высоких температур, давлений и поступающих снизу эманаций, связанных с гранитной магмой. Палингенез — вторичное возрождение гранита, переход его в новое подвижное состояние.

Значительно позже, в работах других скандинавских геологов (Eskola, 1932; Backlund, 1938 и др.) эти термины получили широкое применение и несколько иную интерпретацию. В настоящее время этими терминами обозначают образование расплавов в межзерновых промежутках в результате частично плавления наиболее легкоплавкой составляющей пород.

По Эскола, в докембрийское время при орогенических движениях происходило выжимание и перемещение вверх остатков сима, получавших состав, близкий к гранитам, которые он называл ювенильными. В более позднее время эти древние граниты вместе с вмещающими породами вследствие горообразовательных процессов погрузились на такую глубину, где тем-

пература могла быть достаточной для частичного их расплавления (дифференциальный апатексис) и образования палингенных расплавов.

Данные расплавы, близкие по составу к гранитной эвтектике, при новых тектонических движениях могли выжиматься в верхние горизонты земной коры, где метасоматически преобразовывали покрывающие породы, создавая мигматиты. Местами же из такой магмы формировались крупные гранитные массивы.

Эта сложная «тектонически-метасоматическая» гипотеза в свое время справедливо критиковалась Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1934). Но за рубежом она с некоторыми изменениями пользуется успехом и до настоящего времени.

Из советских исследователей близкие взглядам Эскола идеи о тесной связи образования гранитных магм с процессами регионального метаморфизма развивал Н. Г. Судовиков (1954). Его представления были поддержаны и дополнены Ю. А. Кузнецовым (1955) и некоторыми другими петрологами.

В последнее время все большую известность приобретает гипотеза о ведущей роли процессов магматического замещения, согласно которой гранитные породы образуются в результате последовательного, импульсивного продвижения вверх фронта магмообразования (Кузнецов, 1966; Изох, 1967). Применение этой гипотезы, по мнению Ю. А. Кузнецова, снимает с повестки дня проблему пространства и объясняет однообразие состава гранитных и гранодиоритовых плутонов.

Особенно подробно эта гипотеза рассматривается и обосновывается коллективом сотрудников ИГЕМ АН СССР (Изох, Русс, Кунаев, Наговская, 1967). По их мнению, следует отклонить представления о том, что образование магматических расплавов вызывается погружением тех или иных оболочек земной коры в зоны постоянно высоких температур, поскольку формирование интрузивных серий происходит на фоне положительных движений. В данной части с этим представлением следует согласиться, так как фактический материал, освещающий закономерности формирования гранитного магматизма в геосинклиналях, свидетельствует в его пользу. Наиболее вероятной причиной магмообразования эти авторы считают эпизодический подъем геоизотерм под действием интрателлурических причин, главными из которых являются интрателлурические («сквозьмагматические» у Д. С. Коржинского, 1960) растворы. А перемещение вверх фронта магмообразования сопровождается интенсивными тектоническими движениями, при кото-

рых в верхних этажах возникают магмоподводящие разломы.

Признанию этой гипотезы, на наш взгляд, мешают два обстоятельства: 1) необходимость привлечения такого трудно доказуемого явления, как эпизодический подъем геозотерм и 2) проблематичность образования крупных гранитных тел при помощи уже упоминавшегося эффекта инфильтрации, участие которого неизбежно вытекает из указания о решающей роли интрателлурических растворов в этом процессе.

Среди сторонников магматического происхождения гранитов также пока нет единого мнения о их генезисе. Ряд исследователей считают граниты производными базальтовой магмы, другие — отстаивают точку зрения о самостоятельном ее образовании.

В тридцатых годах нашего столетия широким признанием пользовалась гипотеза кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы, выдвинутая Н. Боуэном в 1929 г. По его представлениям, существует только одна базальтовая магма. Ее эволюция сопровождается кристаллизационной (гравитационной) дифференциацией, в результате которой выделившиеся первыми наиболее тугоплавкие и тяжелые (железисто-магнезиальные) минералы выпадают из дальнейшего процесса, так как оседают на дно. Поскольку данные минералы содержат мало кремнезема, то их удаление из расплава влечет за собой относительное обогащение последнего этим компонентом. Магма, таким образом, обогащается кремнеземом и постепенно приближается по составу к гранитной эвтектике.

Принципиальная возможность образования кислой магмы при фракционной кристаллизации базальтовых расплавов не вызывает сомнения (Заварицкий, Соболев, 1961; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961), но расчеты показывают, что таким образом можно получить весьма небольшие количества расплава, близкого к гранитам состава. Ф. Гроут (1950) и Т. Барт (Barth, 1962) показали, что при кристаллизационной дифференциации основной магмы может выделиться не более 5% гранитного материала. Для образования же крупных тел гранитов требуются во много раз их превышающие объемы базальтов, находящиеся в тех же местах, что и граниты. В природе мы не видим подобных соотношений. Наоборот, в районах широкого распространения гранитоидов почти полностью отсутствуют породы габброидного ряда. Простой процесс кристаллизационного и гравитационного расслоения не может привести к отщеплению кислых дифференциатов из расплава основного или ультраосновного состава (Кропоткин, 1953). Не-

возможность образования гранитной магмы из базальтовой подтверждается также отсутствием комплементарности в химическом составе пород нормального ряда (Кропоткин, 1941) и отсутствием полного ряда промежуточных дериватов между гранитами и габбро-базальтами, который должен был бы наблюдаться в природе. Частота встречаемости промежуточных пород чрезвычайно низка и не подкрепляет эту гипотезу, а противоречит ей (Соловьев, 1952).

Кроме того, экспериментальное изучение хода кристаллизации и состава кристаллов, выделяющихся из базальтового расплава, показало, что остаточные расплавы хотя и обогащаются кремнеземом, но не настолько, чтобы из них выделился свободный кварц. Нормальная базальтовая магма при ее фракционной кристаллизации, как оптимум, может дать в остатке лишь расплав диоритового состава (Петров, 1964).

Другой американский петрограф — Р. Дэли — в своей общеизвестной работе, посвященной изверженным породам и глубинам Земли, рассматривает архейские гранитные магмы как результат процессов анатексиса и палингенеза в первозданной коре сиаль. Более поздние магмы, по его мнению, возникали при взаимодействии с базальтовой магмой блоков сиаль, которые погружались в нее при орогенических движениях. Сиалические породы в условиях высоких температур субстрата расплавились, в результате чего образовывались расплавы смешанного состава. Отсюда, естественно, могли возникнуть разнообразные магмы. При этом наиболее легкая кислая магма поднималась в верхние горизонты земной коры, где из нее формировались массивы гранитов.

Гипотезы Н. Боуэна и (в меньшей степени) Р. Дэли, едва появившись, встретили резкую и убедительную критику со стороны ведущих советских петрологов — В. Н. Лодочникова (1927) и Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1940), которые всегда подчеркивали самостоятельность образования как базальтовой, так и гранитной магмы.

В настоящее время эти гипотезы, бывшие столь популярными 30—35 лет тому назад, имеют весьма мало сторонников.

Представления, связывающие появление гранитных интрузий с существованием самостоятельной кислой магмы, развивались, кроме Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и В. Н. Лодочникова, Г. Д. Афанасьевым, В. С. Коптевым-Дворниковым, М. Г. Руб, Ю. М. Шейнманном и многими другими исследователями, позиция которых в этом вопросе считается в настоящее время предпочтительней.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Борьба двух научных направлений, двух школ — «магматистов» и «трансформистов», протекавшая длительное время с «переменным успехом», еще окончательно не завершилась. Однако общий прогресс науки, накопление нового, иначе осмысливаемого фактического материала полевых наблюдений и выдающиеся достижения последних лет в области экспериментальной и теоретической физической химии и петрологии коренным образом меняют «соотношение сил» в пользу «магматистов».

В решении проблемы гранита основную роль сыграли именно физико-химические исследования фазовых превращений силикатных систем в присутствии воды, т. е. в таких условиях, которые приближают эксперимент к процессам, наблюдаемым в природе, и позволяют обходиться без значительных экстраполяций.

Первостепенное значение в этом отношении имеют работы Горансона, Таттла, Боуэна, Вилли, Кеннеди и др. (Goranson, 1937; Tuttle, 1952; Tuttle and Bowen, 1956, 1958; Tuttle and Wyllie, 1957; Kennedy a. o., 1962) и наших отечественных ученых (Хитаров, Арсеньева, Лебедев, 1957; Хитаров, 1958; Кадик, 1963, 1966).

Наиболее ранние и весьма интересные результаты изучения модели гранитной системы были достигнуты Р. Горансоном. Им были поставлены опыты по исследованию растворимости воды в расплаве гранита в зависимости от давления ее паров. Полученные им данные свидетельствуют о резком возрастании растворимости параллельно давлению на начальных стадиях эксперимента. Затем следует снижение, а на пределе полученного давления (4 кбар) растворимость устанавливается на одном уровне.

Г. Кеннеди с сотрудниками повторил опыты Горансона, но на системе $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Применение новейшей аппаратуры позволило им получить более высокие давления паров воды (10 кбар), при температуре более 1000° , благодаря чему ряд выводов Горансона был ими уточнен и детализирован. Г. Кеннеди установлено, что при температуре 1080° и давлении 9,7 кбар наступает критическое состояние системы $\text{SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$, выше которой расплав SiO_2 и пары H_2O смешиваются в любых пропорциях.

На диаграмме, нижняя часть которой была ранее изучена И. А. Островским, Г. П. Мишиной и В. М. Повилайтис (1959),

показаны фазовые отношения вдоль трехфазной границы, полученной Г. Кеннеди (рис. 131). Правая ветвь кривой отграничивает модификации кварца от их расплава и паров воды, левая ветвь — тримит от кварца, жидкости и паров. Четверные точки на этих кривых указывают на существование названных компонентов при определенных температурах и давлениях. Из положения этих кривых следует, что небольшое повышение давления паров воды ведет к значительному снижению температуры плавления модификаций кварца. Это явление фиксируется до точки, отвечающей температуре около 1100° и давлению 2 кбар. Дальнейшее же, даже очень значительное повышение давления паров воды почти не влечет за собой изменения температуры.

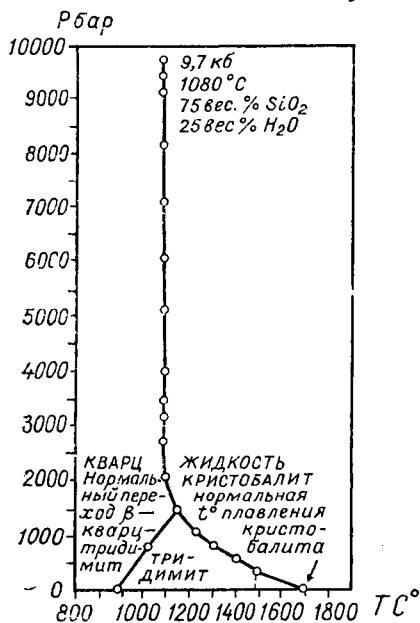


Рис. 131. Диаграмма фазовых отношений в системе $H_2O \cdot SiO_2$, по Кеннеди (Kennedy, 1962).

Выше данной точки компоненты указанной системы способны к неограниченной взаимной растворимости.

В. П. Петров (1964) отсюда делает вывод, что это позволяет отрицать раздельное существование водных растворов и магмы в надкритическом состоянии. Иначе говоря, в природных условиях должна быть предельная граница существования водной фазы с параметрами, отвечающими верхней критической точке системы силикатный расплав — вода.

Однако экспериментальные исследования (Кадик, 1966) показали, что в пределах земной коры процесс постепенного

повышение давления паров воды ведет к значительному снижению температуры плавления модификаций кварца. Это явление фиксируется до точки, отвечающей температуре около 1100° и давлению 2 кбар. Дальнейшее же, даже очень значительное повышение давления паров воды почти не влечет за собой изменения температуры.

В верхней, вертикальной части кривой имеется еще одна критическая точка, которая находится при давлении 9,7 кбар и температуре 1080°. В этой точке существует гомогенная жидкость, состоящая (примерно) из 75% SiO_2 и 25% H_2O . Ниже этой точки расплав кремнезема растворяет сравнительно немного воды и, наоборот, один объем воды может растворить три объема кремнезема.

перехода от магматических расплавов к постмагматическим растворам невозможен, так как в широком диапазоне значений давления системы гранитный расплав — вода отсутствуют области полной смесимости между водой и силикатами.

Выводы Г. Кеннеди, хотя и имеют важное значение, но справедливы лишь для системы кремнезем — вода.

Чрезвычайно важные для познания генезиса гранитов результаты были получены Таттлом и Боуэном, которые исследовали систему альбит—ортоклаз—кварц—вода. Ими установлены особенности фазовых превращений в этой системе и условия, при которых достигается наименьшая температура ее плавления — кристаллизации.

Взаимоотношения фаз в названной системе видны на изобарической диаграмме, построенной для частного случая давления паров воды в 1000 кг/см^2 (рис. 132).

Изменение давления не нарушает характера диаграммы, но положение на ней котектических линий и бинарных эвтектик (альбит—кварц и ортоклаз—кварц) заметно меняется. Кроме того, точка тройного температурного минимума (тройной эвтектики) — *M* также «мигрирует», смещается в пределах определенной области составов, отражая соответствующие их изменения (рис. 133). Так, повышение давления паров воды снижает температуру тройного минимума и одновременно изменяет его состав в сторону обогащения альбитом. Это видно по серии точек, ориентированных в направлении альбитового угла диаграммы.

Минимальная температура плавления — кристаллизации в точке *M* по экспериментальным данным соответствует $640\text{—}650^\circ$ при давлении паров воды в 4000 кг/см^2 (Tuttle a. Bowen, 1958). Но если, кроме воды, в составе летучих компонентов присутствует даже незначительное количество HF, то эта температура может быть еще ниже, порядка 550° (Tuttle a. Wyllie, 1957; Wyllie a. Tuttle, 1961).

Этими же авторами были проведены опыты по плавлению осадочных пород. В результате выяснено, что аркозы, глины и сланцы плавятся при температурах, несколько превышающих температуру плавления гранитов, а именно: $700\text{—}725^\circ$. Образующийся при этом расплав имеет состав гранита или гранодиорита. Добавка воды и NaCl ведет к снижению температуры плавления до 670° .

Значение приведенных диаграмм особенно показательно, если нанести на них результаты количественно-минеральных пересчетов составов гранитов, что было проделано О. Таттлом

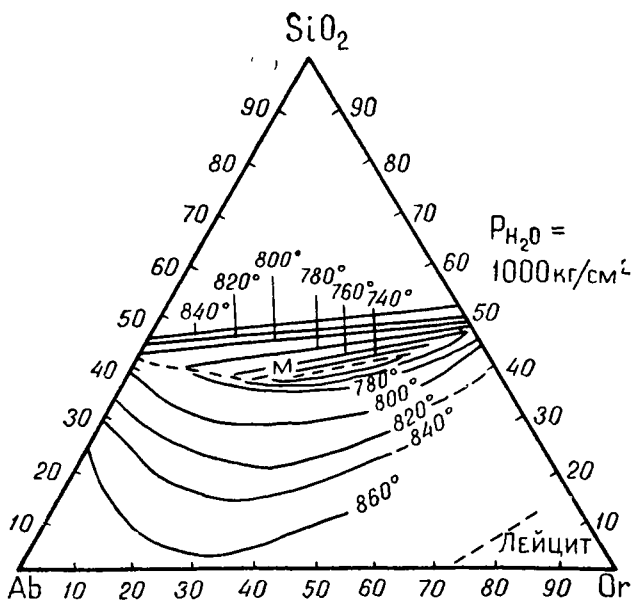


Рис. 132. Изобарическая диаграмма $Ab-Ort-Q$ при давлении паров воды в 1000 бар, по О. Таттлу и Н. Боуэну (Tuttle a. Bowen, 1958).

для гранитов Аппалачей, В. М. Масленниковым (1964) для гранитов Кольского полуострова и нами для гранитов Орского Зауралья (см. рис. 133). На этих диаграммах точки, характеризующие составы пород, концентрируются в области тройного минимума.

Такая закономерность, прослеженная для гранитов различных регионов, дает веское основание утверждать, что эвтектические и анхизвтектические расплавы, отвечающие условию: сумма альбит+ортоклаз+кварц $> 80\%$, представляют собой «прототип природной гранитной магмы» (Масленников, 1964).

Н. И. Хитаров с сотрудниками в опытах по плавлению гранитов в присутствии воды показали (1957), что силикат может плавиться уже при давлении в 2000 $кг/см^2$ и температуре 900° . При этом в начале процесса выделяется подвижный, обогащенный щелочами пламень. Подавляющая часть воды, принимающей участие в плавлении гранита в природных условиях, по-видимому, является ювенильной, связанной в магме (Хитаров, 1958).

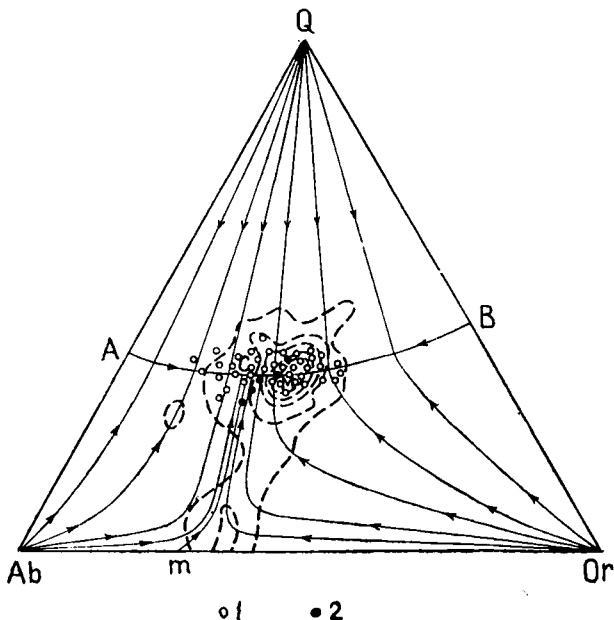


Рис. 133. Проекция изобарного разреза ($P_{H_2O} = 1000$ бар) на плоскость основания системы Ad—Ort—Q— H_2O , по О. Таттлу (Tuttle, 1955):

1 — фигуративные точки уральских гранитов; 2 — точки тройного минимума.

Исследование газовой-отвердевших включений остатков расплавов в гранитах, аплитах и пегматитах также дает весьма интересный материал для суждения о температурах образования этих пород. А. И. Захарченко (1968) показал, что в указанных включениях, содержащихся в кварце, начиная с $730-750^\circ$, развиваются процессы плавления полураскристаллизованных стекол и (частично) стенок вакуолей с интенсивным растворением газовой фазы.

Интересно, что плавление раньше и наиболее интенсивно идет около газовых пузырьков, под флюсующим воздействием газов.

Учитывая, что опыты производились при обычном давлении и без значительного участия летучих компонентов, результаты, полученные А. М. Захарченко, следует считать весьма близкими к данным Боуэна и Таттла, хотя он и рассматривает интересующий нас вопрос с другой стороны, «изнутри».

Таким образом, экспериментальные данные, полученные различными исследователями, дают возможность отвергнуть последние сомнения в реальности возникновения и существования самостоятельных расплавов гранитного состава.

О ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Процесс плавления в том или ином участке земной коры прежде всего требует накопления в нем избыточного тепла. В качестве источников этого тепла обычно называют тепло глубинных зон или энергию гравитационной дифференциации, тепло поступающих глубинных эманаций, тепло расплавленных масс основной магмы, тепло радиоактивного распада, тепло трения при горообразовательных движениях.

Рассматривая перечисленные факторы в применении к Уралу, мы должны отказаться от большинства из них, в том числе и от тепла радиоактивного распада, которое многими принимается за главную причину образования магматических расплавов.

Представление о тепле глубоких зон, по-видимому, лучше замешать представлением о возможности развития пока нам неизвестных экзотермических реакций или представлением об энергии гравитационной дифференциации вещества мантии Земли. Эту энергию Е. А. Любимова (1963) рассматривает как вполне реальный источник тепла, эквивалентный по своему значению радиоактивному распаду. Возможно, что именно этот источник подразумевает Ю. М. Шейнманн (1968) в своих рассуждениях о тектопофере, в котором, как он утверждает, имеет место значительный подток энергии к поверхности.

У нас нет оснований отрицать существование и магнообразующее влияние указанных источников энергии для иных регионов. Для Урала же, в частности, для Восточно-Уральского поднятия, учитывая его протяженность (около 2000 км) и практически одновременное формирование гранитных массивов, трудно представить, чтобы эта энергия являлась главной причиной плавления пород. Если она подводилась по глубинным разломам (хотя понятие «глубинные» весьма относительно, так как они не так уж и глубоки, и не проникают даже в нижние зоны земной коры — Шейнманн, 1968), то должна была быстро «дренироваться» по ним, выходя на поверхность и безвозвратно теряясь. Воздействие тепла в этом случае представляется чрезвычайно незначительным. Исследования

геотермики Урала свидетельствуют о весьма небольшом температурном градиенте — около $2^{\circ}/100$ м. Урал (и, очевидно, другие аналогичные структуры) относится к открытым в геотермическом отношении областям. Геотермическая открытость обусловлена хорошей теплопроводностью дислоцированных пород и наличием гипербазитовых поясов, являющихся хорошими «теплопроводами». Территория Урала в настоящее время характеризуется значительной охлажденностью недр (Ежов, 1968).

Поскольку образование кислых магм приурочивается к верхней половине континентальной коры, то сообщающиеся с магматическими очагами разломы должны рассматриваться как «отдушины», отводящие тепло с глубин.

Тепло поступающих снизу эманаций представляется в данном случае еще более проблематичным. Существование его пока не только никем количественно не оценено, хотя бы в первом приближении, но и не доказано.

Тепла базальтовых магм, вполне очевидно, недостаточно, чтобы расплавить громадные массы материала. Тем более, что в большинстве случаев непосредственный контакт базальтов с гранитами в данном районе не наблюдается. По геофизическим данным, на глубине нет пород похожего состава. Внедрение габброидов происходило здесь задолго до образования гранитов и, как уже указывалось, в количественно-объемном отношении эти породы не сопоставимы.

Кроме того, анализ аномалий силы тяжести и материалов ГСЗ показывает, что глубина залегания базальтов в этом районе около 30 км и от гранитов их отделяет «гранулитовый» слой мощностью 8 км (Архипов и др., 1968).

Тепло, сопровождающее радиоактивный распад, как фактор магмообразования для Урала не подходит по указанным выше соображениям. Кажется совершенно невозможным предположить концентрацию радиоактивного вещества в относительно узкой, весьма протяженной зоне. К тому же каких-либо следов остаточной повышенной радиоактивности пород (которые, думается, должны были бы быть) здесь не обнаруживается. Радиоактивный распад является процессом, охватывающим всю планету и в основном регулирующим термический режим земной коры (Дергунов, 1956). Он образует общий фон, на котором могут выделяться иные явления, кажущиеся на первый взгляд результатом радиоактивного воздействия.

В. С. Коптев-Дворников и А. Д. Ракчеев (1969) полагают, что привлекать представление о радиоактивном распаде как

магмообразующем факторе совершенно не обязательно. Возникновение расплавов на глубине может начаться, по их мнению, и без существенного его участия, под влиянием статической нагрузки вышележащих пород. Последнее, однако, выглядит неубедительно, так как в этом случае на определенной глубине должен существовать сплошной расплавленный слой. А это опровергается геофизическими исследованиями.

Из названных выше гипотетических источников тепла остается не рассмотренным вопрос о тепле трения при горообразовательных движениях или, иначе говоря, влияние тектоники на магмообразование, в частности, эффект бокового давления.

Указание на определенную роль тангенциальных движений земной коры в образовании гранитных расплавов мы находим еще у французского петролога М. Люжона (Lugeon, 1930). Однако большинство исследователей долгое время обходили молчанием проблему связи магматизма с тектоникой, фактически разделяя тектонические и магматические явления (А. А. Борисяк, А. Д. Архангельский, М. М. Тетяев и другие геологи). А некоторые исследователи полностью исключали возможность причинной связи между этими процессами (Николаев, 1953).

В сороковых и главным образом в пятидесятых и шестидесятых годах появляются работы, в которых проблема тесной связи магматизма и тектогенеза вначале доказывается, а потом кажется само собой разумеющейся (Кузнецов, Зиновкин, 1940; Коптев-Дворников и др., 1940, 1959—1962; Пейве, Сеницын, 1950; Афанасьев, 1950; Белоусов, 1954, 1965; Кузнецов, 1955, 1966; Устиев, 1959; Шейнманн, 1960—1968 и др.).

В настоящее время трудно найти геолога, который бы отрицал наличие этой связи, и магматический процесс сейчас почти никем не рассматривается в отрыве от тектоники. Тектоника и магматизм — это по существу «две стороны одной медали», составляющие диалектически неразрывное единство.

Представления, отвергающие единство причин, порождающих эти процессы, стали окончательно невозможными с тех пор, как было установлено, что магма — это не первичный, а каждый раз вновь образующийся в том или ином месте расплав и что в земной коре нет постоянно существующего магматического резервуара.

Любые проявления магматизма связаны с областями, в той или иной мере тектонически активными. Особенно нагляд-

по это выступает на примере Урала, где указанный выше параллелизм в ориентировке длинных осей интрузивов и главных складчатых структур, директивные текстуры в гранитах и многие другие признаки чрезвычайно резко подчеркивают данную связь. Не менее ясно синтетичность интрузий проявляется в Верхоянье, Забайкалье, на Кавказе, Кордильерах, Аппалачах, Андах и многих других районах земного шара.

Однако во многих работах связь магмы с тектоникой рассматривается лишь с точки зрения механической роли последней: радиальное прогибание слоев ведет к погружению их на глубину, где породы попадают в условия высоких температур и давлений, расплавляются, а затем, при восходящих движениях, образовавшиеся расплавы внедряются в породы более высоких горизонтов. В некоторых исследованиях существование этапа погружения отвергается, а образование магм обуславливается подводом тепла из глубин (Шейнманн, 1968). Внедрение сопровождается интенсивными деформациями, которые здесь являются как бы следствием магматических процессов (Изох и др., 1967). Причем боковое давление если и учитывается, то только как фактор перемещения расплавов.

Главнейшая роль отводится вертикальным движениям и в работах В. В. Белоусова (1954, 1965), но его представления об астенолитах основываются на весьма значительной экстраполяции и не находят широкой поддержки.

Таким образом, до сих пор большинство советских геологов, занимающихся изучением вопросов связи магматизма и движений земной коры, стоят на позициях вертикализма.

В последнее время и за рубежом и у нас, в Советском Союзе, все более широкий круг ученых начинает признавать значительную роль горизонтальных движений земной коры.

Ф. Н. Шахов (1960) главную причину образования расплавов видит в тепле трения при сжатии, которое возникает во время стресса. К сожалению, в дальнейшем он приходит к выводу о кристаллизации гранитов на месте возникновения расплава, что в корне противоречит его концепции о роли бокового давления в магмообразовании. И. Д. Соболев (1961) упоминает о возможности формирования гранитных расплавов Восточного склона Урала вследствие напряжений сдвигания.

Весьма важный вывод современной тектоники состоит в том, что земная кора имеет блоковое строение. Секущие ее разломы имеют как радиальную, так и тангенциальную ориентировку (Пейве, Синицын, 1950; Пейве, 1961).

Вследствие влияния гравитационно-инерционного эффекта, обусловленного скачкообразными изменениями угловой скорости вращения Земли, блоки первого порядка (включающие целые материки или их части) способны к дифференциальным перемещениям. Причем и вертикальные и горизонтальные составляющие этих движений в равной мере являются следствием тангенциальных напряжений земной коры.

Перемещения отдельных блоков бывают весьма значительными. Так, для Фергано-Таласского сдвига, развивавшегося со среднего карбона до триаса, отмечена амплитуда в 200 км. Альпийский сдвиг в Новой Зеландии (юра—плейстоцен) имеет амплитуду в 500 км, Грейт-Глен (каледонский этап) — 100 км (Пейве, 1961).

Горизонтальные движения играют, как нам кажется, основную роль и при заложении геосинклиналей. Если обратить внимание на ориентировку этих структур на земной поверхности, то мы увидим, что подавляющее большинство из них располагается или в меридиональном (Урал, Кордильеры, Анды и т. д.) или в широтном (Кавказ, Тянь-Шань, Аппалачи и т. д.) направлениях. Такое положение, по-видимому, не случайно и отражает закономерности распределения напряжений в земной коре. Эти напряжения, очевидно, вызываются гравитационно-инерционными силами и при изменении угловой скорости вращения Земли обуславливают возникновение меридиональных и широтных разрывов — геосинклиналей. Последние, таким образом, могут быть первично разрывными, а не пликативными структурами, они являются следствием растяжения земной коры с последующим сжатием. Важно отметить, что, по новейшим геофизическим данным, Уральская геосинклиналь образовалась по системе субмеридиональных разломов (Ярош, 1968).

Необходимо подчеркнуть, что движения в обоих случаях (при сжатии и растяжении) совершаются в одну сторону (против вращения Земли) и принципы «унаследования структур» и «необратимости движений» (Пейве, 1961) сохраняют свое значение.

В условиях растяжения геосинклинальные зоны представляют собой разуплотненные участки земной коры, в которые может устремляться эндогенное тепло. Но это тепло, если даже предположить возможность его поступления, не оказывает никакого влияния на магмообразование. В условиях растяжения (прогиб) не известны сколько-нибудь значительные интрузивные магматические проявления кислого состава. Ба-

толитоподобные интрузии гранитов, как известно, формируются в период поднятия (сжатия). При сжатии (основном положении геосинклиналей) подток тепла прекращается, а высокие температуры поддерживаются боковым давлением. Этим, возможно, и объясняется несколько повышенный температурный градиент в геосинклиналях.

Естественно, что сжатие в одном месте ведет к растяжению в другом. Подтверждение этому мы находим в намеченных Л. М. Балакиной и др. (1967) подвижных поясах. Зоны сжатия и зоны растяжения принципиально различны по термодинамическому режиму.

В зонах сжатия и возникают громадные давления, ведущие к образованию сколовых структур и создающих благоприятные предпосылки для генерации магмы. Иллюстрацией этому служит грандиозная катастрофа в Андах 10 апреля 1932 г. когда почти одновременно пришли в действие 25 крупных вулканов, протянувшихся на 800 км. Энергия процесса оценивается П. Н. Кропоткиным в 10^{25} эрг. Мы, вслед за П. Н. Кропоткиным (1948), склонны рассматривать данное явление как несомненное доказательство тектонической природы вулканической деятельности.

«Нельзя согласиться с известными представлениями о ведущем значении вертикальных сил и о подчиненном, вторичном значении горизонтальных. Все известные в земной коре и верхней мантии геологические структуры и их развитие наилучшим образом объясняются тангенциальными силами, поэтому нет необходимости привлекать гипотетические вертикальные силы для объяснения геологических структур». Эти взгляды, развиваемые в настоящее время А. В. Пейве, представляются наиболее логичными и убедительными. Они заставляют заново пересмотреть и осмыслить некоторые явления и, в частности, наличие причинной связи между тангенциальными движениями земной коры и зарождением магматических очагов. И здесь не обязательно быть «мобилюстом», чтобы разделить эту позицию.

В свете сказанного, представления Ю. М. Шейнманна (1968) о узко направленном потоке экзогенного тепла в тектонофере кажутся весьма проблематичными. Предполагаемая им многоприемная передача внутренней энергии Земли вверх, сопровождаемая интенсивным разогревом на каждом определенном уровне, принципиально не отличается от критикуемой им схемы Э. П. Изоха (1967).

Вертикальные движения несомненно играют определенную

роль при напряжениях сжатия и растяжения, но их амплитуды, а следовательно, и энергия не идут ни в какое сравнение с горизонтальными. Поэтому первые, являющиеся преимущественно следствием вторых, могут рассматриваться лишь как фактор перемещения магматических расплавов. В то время как тангенциальные движения способны генерировать магму.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ УРАЛЬСКИХ ГРАНИТОВ

В дальнейшем мы будем исходить из следующих основных доказанных выше положений: самостоятельности образования и существования гранитной магмы; наличия тесной причинной связи и обусловленности между процессами магматизма и тектогенеза; отсутствия постоянных магматических очагов в пределах земной коры.

Проблема происхождения уральских гранитов в литературе специально почти не обсуждалась. Лишь в упоминавшейся выше работе И. Д. Соболева (1961) вскользь сообщается о возможности образования восточно-уральских гранитов в результате воздействия бокового давления. В статьях Г. А. Кейльмана (1961) и А. И. Шерстюка (1963) высказываются предположения о метаморфогенном образовании части гранитов Свердловского района.

Урал в верхнем палеозое испытывал чрезвычайно мощное давление с востока. На это указывает его асимметрия, преобладающее развитие надвиговых структур верхнепалеозойского возраста на западном склоне и широкий размах складок — на восточном и падение контактов крупных интрузивов на восток.

В результате этого давления верхнепалеозойские породы были смяты в складки (Восточно-Уральское поднятие и Восточно-Уральский прогиб) и расчленены на блоки. Блоки в плане имеют ромбовидную форму. Площади их колеблются от 800 до 1200 кв. км (блоки первого порядка). Ориентировка сместителей постоянна: северо-восток 60° и северо-запад 330° . Данная ориентировка одинакова по всему Уралу (Кузнецов и др. 1940; Куплетский, 1947) и, что очень важно, совпадает с указанной А. В. Пейве (1961) для азиатской части Советского Союза. Амплитуды перемещений, замеренные по надвигам, достигают в отдельных случаях 70 км (Кузнецов, 1941).

Глубинные разломы, оконтуривающие блоки, имеют, по видимому, унаследованный характер, так как магнитометрические и гравиметрические исследования показывают на нали-

чие «доуральских» (протерозойских) разломов, пересекающих весь Урал в северо-западном, северо-восточном и широтном направлении (Соболев, 1968).

Блоковое строение нашего района было установлено нами еще в 1958 г. При этом были определены направления движений блоков второго и третьего порядков (площадью 200 и 50 кв. км соответственно). Амплитуды их перемещений определяются в 1—2 км.

Существование этих разломов и блоковых подвижек по ним устанавливается новейшими геофизическими данными (Ананьева и др., 1968) для всего Урала.

Таким образом, Урал представляет зону, в которой вполне отчетливо устанавливается влияние бокового давления (на поверхности оно проявляется в мозаичном строении региона и широком развитии интенсивно динамометаморфизованных пород). Но является ли это давление достаточным, чтобы служить причиной появления расплавов?

Попытки оценить величину бокового давления, правда не для Урала, уже были. П. Н. Кропоткин (1941, 1948), производивший соответствующие расчеты, пришел к выводу, что давление при стрессе на малых глубинах достигает значения в 100 кг/см^2 , а на большой глубине — выше $10\,000 \text{ кг/см}^2$. Адамсом, Банкрофтом и Григгсом (по Кропоткину) боковое давление определяется в 5—10 тыс. кг/см^2 .

Все эти расчеты базируются на очень значительных допущениях, и А. Н. Заварицкий в примечании к работе П. Н. Кропоткина (1941) справедливо отметил их ориентировочность и условность. Но других, более точных данных нет, и до настоящего времени не существует полнее обоснованных предположений. Это и понятно, так как при всех расчетах не могут быть точно подсчитаны изменение момента инерции, изменение угловой скорости вращения Земли в тот или иной отрезок ее жизни, трудно поддается учету тепловой эффект, возникающий при деформациях горных пород, и т. д.

Эти трудности, очевидно, и заставили многих исследователей искать других путей решения проблемы образования гранитов.

Силы вращения Земли, вероятно, недостаточно для перемещения материков, согласно гипотезе Вегенера, но их вполне хватает, чтобы произвести коробление коры, дробление пород, а в некоторых случаях при благоприятных условиях — и расплавить их.

Сопоставив свойства гранитных интрузивов по всему Во-

сточному склону Урала (Сиротин, 1969), мы пришли к выводу, что они составляют единое целое, одну верхнепалеозойскую интрузию и являются результатом одного процесса. В пользу этого свидетельствуют многие признаки: одинаковые возраст, структурная позиция, вмещающие породы, схема формирования, внутренняя тектоника, близость вещественного и петрохимического составов, особенностей акцессорной минерализации, сходство комплексов элементов-примесей и металлогении.

Как известно, одинаковые следствия порождаются одинаковыми причинами. Поэтому есть все основания утверждать, что восточно-уральские граниты возникли вследствие действия одной причины. Этой причиной, одновременно действующей на фронте почти в 3000 км, могла быть только одна — боковое давление.

Чтобы не быть голословным, произведем некоторые расчеты.

Исходя из анализа мощностей пород, покрывающих граниты (подробнее об этом ниже), глубина образования расплава принимается нами за 18 км. На этой глубине гидростатическое давление соответствует 4700 бар. Температура (с учетом средней величины температурного градиента в 30°/км) будет равна 540°.

Суммируя эти данные с результатами подсчетов П. Н. Кропоткина (1941), получим давление около 15 кбар и температуру (имея в виду повышение ее за счет бокового давления), по-видимому, значительно выше 600°.

По вышеприведенным данным Боуэна и Таттла для плавления силикатов в присутствии воды и некоторых других флюидов необходимо давление в 4 кбар и температура в 550°. Известно, что ювенильная поровая вода всегда находится в расплаве в количестве около 5%. Наличие HF и других флюирующих летучих компонентов можно предполагать с большой долей уверенности (акцессорные флюорит, апатит). Поэтому полученные нами результаты свидетельствуют о полной реальности образования перегретых расплавов при надвигании Сибирской платформы на Русскую в верхнем палеозое.

Интересно, что, не применяя сложных расчетов П. Н. Кропоткина, мы получили близкие к его данным величины давления. Для этого мы сделали допущение, что при некоторой угловой скорости вращения Земли давление горизонтально лежащего блока на какую-то плоскость будет равно его весу.

В качестве исходного взят блок, включающий азиатскую часть Советского Союза (существование такого блока под-

тверждается наличием ограничивающего его с востока Атлантико-Верхоянского подвижного пояса — Шейманн, 1968). Длина блока равна 5000 км, ширина — 3000 км, глубина, на которой ощущается перемещение, — ориентировочно — 20 км. Удельный вес пород 2,6.

Отсюда объем блока: $5000 \times 3000 \times 20 = 300$ млн. куб. км. Вес блока: 300 млн. куб. км $\times 2,6$ млн. т $= 7,8 \cdot 10^{14}$ т, или $7,8 \cdot 10^{17}$ кг. Давление блока на 1 кв. км поверхности (60 000 кв. км) будет $(7,8 \cdot 10^{14} : 6 \cdot 10^{41}) = 1,3 \cdot 10^{10}$ т, или 13 000 кг/см² — 13 кбар.

Полученные числа основываются на весьма грубом приближении, но оказываются довольно близкими к указанным выше.

Влияние бокового давления на Урале сказывается даже в настоящее время. Изучение аномалий силы тяжести и измерение напряжений в горных породах в шахтах на глубинах от 100 до 300 м (Трифонов и др., 1968) показывает существование весьма высокого (для таких незначительных глубин) бокового давления. Его средние значения достигают 250—380 бар, что в 10—20 раз превышает составляющую горизонтального напряжения, которое обуславливается боковым распором от веса вышележащих пород. Вследствие этого давления уральские гранитные массивы во многих случаях (при максимальной мощности) имеют клиновидную форму (острие клина направлено вниз), являющуюся следствием стресса (Беллавин, 1966).

Таким образом, горизонтальное сжатие горных пород на Урале устанавливается вполне достоверно. Данный факт еще раз подтверждает наличие тангенциальных тектонических напряжений, приводящих к короблению пород на поверхности и образованию расплавов на глубине.

Кристаллический фундамент на восточном склоне Урала сложен породами докембрия, которые занимают большие площади и оконтуривают все известные батолитоподобные массивы. Эти породы представлены в большинстве случаев сильно метаморфизованными образованиями, среди которых преобладают гранито-гнейсы. Их территориальная сопряженность, сходство (с гранитами) вещественного состава и петрохимии, близость комплексов аксессуарных минералов и элементов позволяют считать, что образование кислых магматических расплавов, очевидно, могло происходить именно за счет кристаллического фундамента — гранито-гнейсов или пород, близких к ним по составу.

Механизм этого процесса во многом еще неясен. Плавле-

ние начинается с выделения гранитной эвтектики. Экспериментальные данные Р. Горансона, Н. Боуэна, О. Таттла, Н. И. Хитарова подтверждают это предположение.

В условиях глубин присутствие поровой воды в породах снижает температуру плавления эвтектической смеси безводных силикатов. С них и начинается данный процесс. Он обязательно сопровождается поглощением воды возникающим расплавом до его насыщения ею. При этом вступают в действие законы осмотического равновесия системы расплавов — вода (Николаев, 1953, 1955; Масленников, 1964), по которым в изотермических условиях повышение давления на расплав (при постоянном давлении на газовую фазу) уменьшает концентрацию воды в расплаве. А повышение давления газовой фазы (при постоянном давлении на расплав) увеличивает концентрацию воды в расплаве.

Однажды начавшись с выплавления гранитной эвтектики, процес может идти только при достаточных количествах воды. Если же воды будет не хватать, тогда необходимо повышение температуры или понижение давления. Так как есть основания предполагать, что температура длительное время остается постоянной, а количество воды может меняться, то для поддержания плавления необходимо допустить кратковременное снятие давления.

Поскольку геосинклинальная зона является зоной повышенной мобильности, то в ней в определенный момент в результате направленного стресса могут возникнуть региональные сколы (Uffen, 1959), достигающие зоны магмообразования. При этом осуществляется разрядка напряжений с резким перепадом давления, что обуславливает расплавление субстрата. На больших глубинах трещины залечиваются быстро, поэтому магмообразование, при соблюдении указанных выше условий, могло прекращаться, а затем опять возобновляться.

Таким образом, процесс плавления представляется нам не непрерывным, а скачкообразным и по следующей схеме: боковое (+ гидростатическое) давление — повышение температуры выше температуры плавления пород — образование сколов под действием стресса с резким падением давления — плавление пород — залечивание сколов под влиянием гидростатического давления — прекращение плавления — повышение температуры в результате нагнетания напряжения (боковое давление) с поступлением воды из боковых пород (или за счет разложения гидроксилсодержащих минералов) — плавление — уменьшение

количества воды — прекращение плавления. Затем следуют неоднократные повторения процесса в этой или близкой к ней последовательности с соответствующим увеличением объемов магматических масс и перемещением их в более высокие горизонты.

Для одновременного образования громадных масс гранита на Урале необходимо было единство условий, которые (кроме температуры и гидростатического давления) мы видим в стрессе и сопутствующем возникновении региональных сколов. Этим еще раз подчеркивается влияние стресса на магмообразование.

Подобного типа механизм формирования магматических очагов считается возможным Ю. М. Шейнманном (1963) для пород ультраосновного состава: «кратковременное действие стрессов может привести к выплавлению громадных масс на большом протяжении практически одновременно». Показанная выше аналогия для интрузий главного гранитного пояса Урала позволяет принять эту схему и для образования кислых расплавов.

О ГЛУБИНЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАСПЛАВОВ

Высказанное ранее предположение о генерации гранитных расплавов на глубине около 20 км базируется на следующем: гранито-гнейсы (предполагаемый материнский субстрат гранитов, приведенный на один уровень с ними тектоническими движениями) залегали до инверсии на глубине в 17 км. Это определяется их стратиграфическим положением и вытекает также из анализа мощностей покрывающих пород (см. главу I). Очевидно, что магматический очаг следует «опустить» минимум на 1 км ниже верхней контактной поверхности гранито-гнейсов. Отсюда мощность кровли будет составлять около 18—20 км.

Так как условия образования одинаковых расплавов не могут отличаться большим разнообразием, то необходимо предположить, что зарождение магмы в разных местах происходило на близких глубинах, отвечающих приблизительно двадцати километрам. Это предствление подтверждается не только анализом мощностей пород кровли, но и приведенным выше экспериментальным материалом и данными В. В. Белоусова (1965).

В. В. Белоусов, сопоставив результаты расчетов зарубеж-

ных и советских исследователей о распределении прочности в коре и верхней мантии (для различных пород, с учетом давлений и температур), пришел к выводу о том, что процесс плавления субстрата возможен в двух зонах (рис. 134).

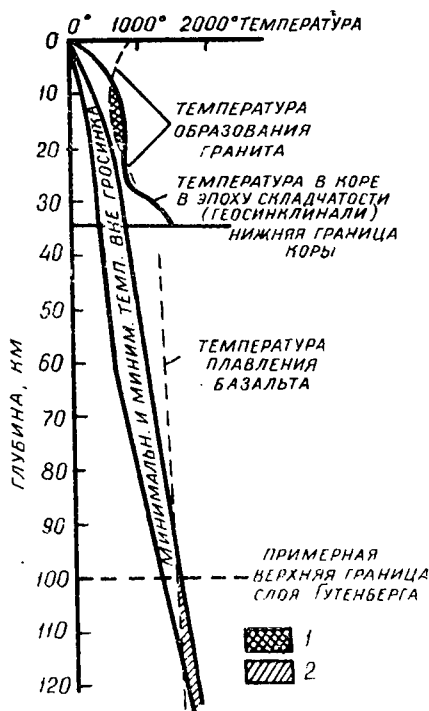


Рис. 134. Зоны плавления пород по В. В. Белоусову (1966):
1 — гранитов; 2 — базальтов.

Первая зона располагается на глубине около 100 км. Плавление в ней обуславливается «нормальным» повышением температуры с глубиной. Это зона плавления базальтовых расплавов.

Вторую зону В. В. Белоусов относит к средней части земной коры. Она располагается в пределах глубин от 7 до 21 км. В этой зоне образуются гранитные расплавы. Для их возникновения, по В. В. Белоусову, необходимо взаимодействие двух факторов: понижение гидростатического давления и повышение температуры. Действие каждого из этих условий в отдельности не может обеспечить плавление.

Но в подвижных поясах типа Урала, как было показано нами выше, подобное благоприятное сочетание названных факторов может создаваться при боковом давлении. Именно в этих обстоятельствах происходит периодическое нагнетание напряжений и их разрядка, что приводит к генерации расплавов на определенной глубине. Последняя, по нашим представлениям, близка к 20 км, что хорошо укладывается в оптимальные для гранитов пределы, намеченные В. В. Белоусовым.

Из изложенного ранее известно, что магма интродировала в нижнекарбонные отложения, оставив не прорванными их небольшую часть, а также толщу пород среднего и верхнего

карбона. Их суммарная мощность оценивается здесь в 2,5—3 тыс. м.

Из этого следует вывод, что расплавы проделали значительный путь к месту формирования интрузивов: по прямой около 15 км. Но так как внедрение осуществлялось по различным ориентированным направлениям, в том числе и по полого залегающим нарушениям, то можно считать, что общее перемещение магматических масс близко к 20—25 км.

О «ПРОБЛЕМЕ ПРОСТРАНСТВА»

Кажущаяся неразрешимой с позиций «метасоматистов» так называемая «проблема пространства», на самом деле не может служить камнем преткновения для признания самостоятельного существования гранитной магмы. Для этого необходимо лишь учитывать тектонический фактор.

Описанное выше блоковое строение нашего района, наблюдаемое, несомненно, и в других, аналогичных Уралу, регионах, развивается вследствие сжатия, обусловленного стрессом. При этом благодаря различной компетентности слоев покрывающих пород, дифференцированным движениям блоков и неоднородности сжимающих и растягивающих усилий на разных уровнях, а также интенсивному складкообразованию — выше интрузирующего магматического очага создается благоприятная обстановка.

Магматический расплав, внедряющийся с высокой механической активностью в области с пониженным давлением, приподнимает одни блоки, раздвигает другие, на место, освободившееся от поднявшейся магмы, опускаются третьи. Магма использует многочисленные ослабленные направления и размещается в вертикальных, наклонных и горизонтальных камерах. Образуются сложные по своей конфигурации тела (лакколиты, гарполиты, пластовые, иногда многоярусные интрузивные залежи).

Для иллюстрации вероятной схемы заложения разломов можно использовать представления о распределении напряжений в изгибающейся балке в условиях бокового сжатия (рис. 135, а).

По закону эллипсоида в сжимаемой балке в условиях превышения упругих деформаций возникают ослабленные плоскости, перпендикулярные одна к другой и ориентированные под

углом 45° к осям эллипсоида. Положение в пространстве сколов a — a и b — b зависит от наклона поверхности свода, или (иначе) — от амплитуды сводового поднятия.

Перенося эти представления на природные явления, в частности на Восточно-Уральский мегантиклинорий, получим следующее: при начальных стадиях деформации этого региона положение сколов показано на рис. 135, б. Учитывая размах

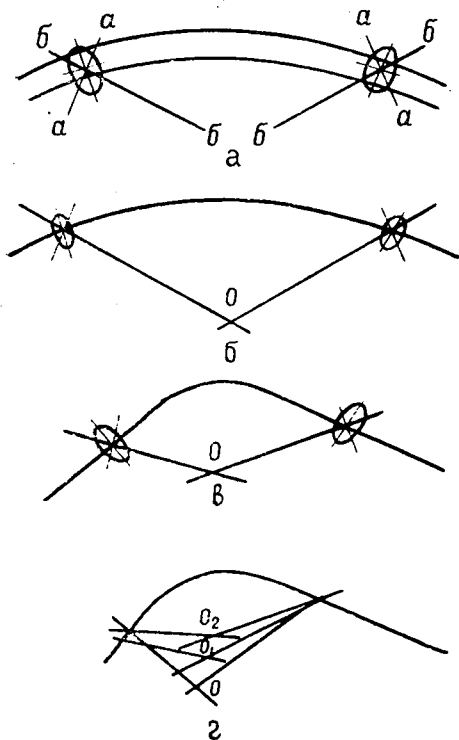


Рис. 135. Схема образования сколов в изгибаемом своде:

a — ориентировка сколов в изгибаемой балке; b — начальная стадия образования свода; $в$ — конечная стадия; 2 — образование серии сколов в промежуточную стадию.

сопряжения которых мигрируют кверху (рис. 135, 2).

Если учесть еще и многопорядковые оперяющие, сопровождающие каждый главный скол, то станет совершенно ясно, что

крыльев структуры в 30 км и наклон поверхности свода в 10° можно считать, что главные сколы (фиксирующиеся на местности в виде субмеридиональных зон дробления на крыльях мегантиклинория и отстоящие друг от друга на 15—20 км) пересекутся на глубине 12—15 км.

При изгибе свода, который соответствует современному положению (восточное крыло 25° , западное — 45° , см. главу I) главные сколы пересекутся уже на глубине 3—5 км (рис. 135, $в$).

Так как между этими положениями (и до взятого за исходное) существовали промежуточные, то можно утверждать, что в процессе нарастания амплитуды свода возникает целая серия пересекающихся сколов, узлы

над поднимающимся магматическим очагом создается сложная сеть ослабленных направлений, по которым может интродуцироваться магма. А более глубокие (более ранние сколы) могли способствовать кратковременному снятию давлений и, следовательно, генерации магмы.

Вполне естественно, что данная схема несколько идеализирует истинное положение. Из-за различной компетентности слоев и ряда других причин положение точек пересечения природных сколов будет отличаться от предложенного. Но так как на горные породы полностью распространяются законы механики, нарисованная картина близка к действительной и сомневаться в ее реальности нет никаких оснований.

Таким образом, проблема пространства отпадает, если принять высказанные представления о механизме интрузии.

К ПРОБЛЕМЕ ГИБРИДИЗМА

Проблема взаимодействия магмы с окружающей средой является неотъемлемой частью общей проблемы петрогенезиса. Изучение явлений гибридизма в связи с влиянием их на эволюцию магматических очагов, а отсюда и на образование месторождений полезных ископаемых, представляет не только теоретический, но и практический интерес. Поэтому неудивительно, что многие исследователи занимаются изучением вопросов гибридизма.

В настоящее время в отечественной науке оформились определенные направления в изучении гибридных пород. Их представители посвящают свои исследования, во-первых, выяснению разнообразия пород гранитоидных комплексов, возникающего при взаимодействии первично аляскитовой магмы с боковыми породами (В. А. Николаев, И. М. Исамухамедов); во-вторых, изучению влияния ассимиляции на образование месторождений полезных ископаемых (Х. М. Абдуллаев, И. М. Исамухамедов) и, в-третьих, установлению признаков гибридных образований (А. Н. Заварицкий, Н. А. Елисеев, В. С. Коптев-Дворников, В. В. Ляхович, А. М. Даминова, М. А. Фаворская, Т. М. Дембо, В. Ф. Морковкина и другие).

Однако, если качественная сторона вопроса нашла широкое отражение в работах указанных исследователей, то количественная оценка явлений гибридизма, их термодинамика и физическая химия остаются еще во многом неясными. Пер-

выми попытками в этом направлении являются работы В. А. Николаева (1955, 1960) и Ю. Б. Марина (1967).

Нам сейчас известно, что процессы ассимиляции ведут к усложнению состава и строения пород приконтактовых фаций. Влияние гибридизма иногда проявляется даже в особенностях минерального и петрохимического состава дифференциатов. Присутствие неравновесных минеральных ассоциаций, специфические черты химизма и геохимии отличают гибридные образования от продуктов нормальной кристаллизации магмы. На примере уральских гранитов все эти особенности явлений гибридизма показаны достаточно полно в предыдущих главах.

Согласно существующим представлениям, благоприятными условиями для развития процессов ассимиляции являются высокие температура и химическая активность магмы, высокое насыщение ее минерализаторами, большие объемы расплава, малая скорость их подъема, жидкое агрегатное состояние, пологие углы наклона подводющих каналов и т. д.

Степень развития процессов гибридизма находится в сложной зависимости от таких трудно поддающихся количественному учету факторов, как исходная температура расплавов, тепловой «запас» интрузий, т. е. степень их перегрева, длительность процесса кристаллизации, вязкость магмы в тот или иной момент ее существования.

Ассимиляция — процесс резко эндотермичный и при известной вязкости магмы (10^4 — 10^8 пуаз) широкое его развитие заставляет предполагать наличие значительного запаса тепла в расплаве.

Для больших объемов гибридных пород представление о значительном перегреве магмы кажется неприемлемым. Но, как известно и как показано выше, продукты гибридизма составляют обычно не более 5% от массы интрузивов. Поэтому можно предположить, что теплового запаса в расплаве оказывается вполне достаточно, чтобы обеспечить частичную переработку вмещающих пород.

В. С. Коптев-Дворников (1952, 1953, 1961 и др.) считает, что на разных этапах развития магматических очагов расплав обладает различной температурой и химической активностью. «На ранних стадиях процесса расплав является перегретым и способным к ассимиляции. С течением времени температура в магматических очагах постепенно понижается и ее ассимиляционная способность ослабевает». Этому есть наглядное подтверждение на Урале, где первые этапы формирования интруз-

зиков представлены типичными гибридными породами. Уже в их ряду видно, что от диоритов через кварцевые диориты и гранодиориты к плагиогранитам ассимиляционные возможности магмы заметно снижаются. В породах главных интрузивных фаз, представлявших собой по агрегатному состоянию магматическую «кашу», влияние гибридизма устанавливается только по петрохимическим или геохимическим признакам. А в дифференциатах оно в большинстве случаев опускается до исчезающе малого значения.

Ю. Б. Марин (1967) допускает реальность ассимиляции вещества боковых пород только при перегреве расплавов не менее чем на 200°, при температурах, близких к начальным температурам расплавов.

Как указывалось выше, боковое давление может оказать существенное воздействие на повышение температуры расплава. Кроме того, значительный перегрев может быть осуществлен не только и не столько за счет стресса, но главным образом в результате повышенного поглощения паров воды силикатным расплавом при стрессе, так как осмотическое растворение газовой фазы есть процесс экзотермический (Николаев, 1960; Масленников, 1964). Тепловой эффект этих реакций настолько велик, что растворение одного грамма паров воды сопровождается выделением тепла, которого достаточно для расплавления 1,5—3 г порообразующих силикатов (Николаев, 1955, 1960).

Таким образом, процессы ассимиляции вмещающих пород вполне возможны, но масштабы их невелики из-за относительно быстрой потери запасов тепла магматическим очагом.

Наличие «непереваренных» ксенолитов объясняется, по-видимому, тем, что мы их наблюдаем в тех местах, куда магма проникла, проделав значительный путь и, соответственно снизив ассимиляционную способность. Но поскольку магма не остывает мгновенно, то процесс гибридизма продолжается, только уже путем диффузионного массообмена. Химизм последнего показан В. В. Ляховичем (1952) и нами (см. главу III).

На какой глубине и на каком этапе развития магматического очага возможны процессы гибридизма?

Вполне понятно, что первые моменты образования и существования магматического расплава не могут классифицироваться как явления гибридизма. Это процесс формирования палингенной магмы.

На верхних горизонтах становления интрузивов гибридизм

не характерен. Ко времени заполнения камеры ассимиляционная способность магмы резко понижается и сохраняется лишь на уровне «дна» камеры (лампрофиры). Если же мы наблюдаем взаимодействие с боковыми породами на современном эрозионном срезе, то можем предполагать, что видим «корни» интрузива.

Отсюда следует вывод, что процессы гибридизма развиваются на путях движения магмы. И чем медленнее осуществляется ее перемещение, тем интенсивнее они проявляются. Для нашего района, судя по составу вынесенных из глубин ксенолитов, наиболее благоприятные условия для развития явлений гибридизма будут наблюдаться в интервале глубин от 8 до 4 км. По ориентировочным подсчетам давление здесь равно 4—6 кбар.

О ПРОЦЕССАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Разнообразие гранитов, образующихся после формирования пород главной интрузивной фазы, есть следствие эволюции магматического очага, его дифференциации.

В настоящее время проблеме дифференциации посвящено достаточно большое количество исследований. Из них важнейшими являются работы В. С. Коптева-Дворникова с сотрудниками (1952—1962), М. Г. Руб (1956), В. К. Монича (1957), С. Д. Туровского (1968 а, б). На примере Урала особенности дифференциации иллюстрируются изложенным выше материалом.

Трудами многих геологов установлены общие закономерности данного процесса. Выяснено, что в ходе эволюции, с течением времени направленно и вполне закономерно изменяются вещественный и химический составы дифференциатов, содержащиеся в них комплексы акцессорных минералов и элементов-примесей. Определены условия, благоприятные для развития дифференциации. Известны попытки вычисления времени дифференциации по данным абсолютного летоисчисления (Герлинг, Шуколюков, 1963), и, наконец, существуют экспериментальные данные, позволяющие судить о термодинамической обстановке, в которой начинается дифференциация (Кадик, Хитаров, 1963; Кадик, 1963, 1966).

Нас в данном случае интересует возможность петрологической интерпретации результатов экспериментов для выяснения

условий развития процессов дифференциации и факторов, их контролирующих.

По А. А. Кадику (1966), насыщенные водой силикатные расплавы содержат ее в молекулярном и диссоциированном состоянии. Причем наиболее вероятна диссоциация с образованием частиц OH^- и H^+ . Степень диссоциации породообразующих минералов значительно выше, и они присутствуют в расплаве в виде каких-то сложных комплексных анионов и катионов. Степень диссоциации как воды, так и силикатов с ростом температуры увеличивается. Так, при давлении паров воды в 1000 бар и температуре 700° диссоциированная форма воды фиксируется в количестве до 25%, при 1000° — около 85%, а при 1200° — 100%.

Растворение воды в гранитном расплаве при температуре, близкой к температуре эвтектики, и давлении в 2000—3000 бар, почти не влияет на формы и размеры алюмокремнекислородных ионов. Можно предположить, что частицы OH^- и H^+

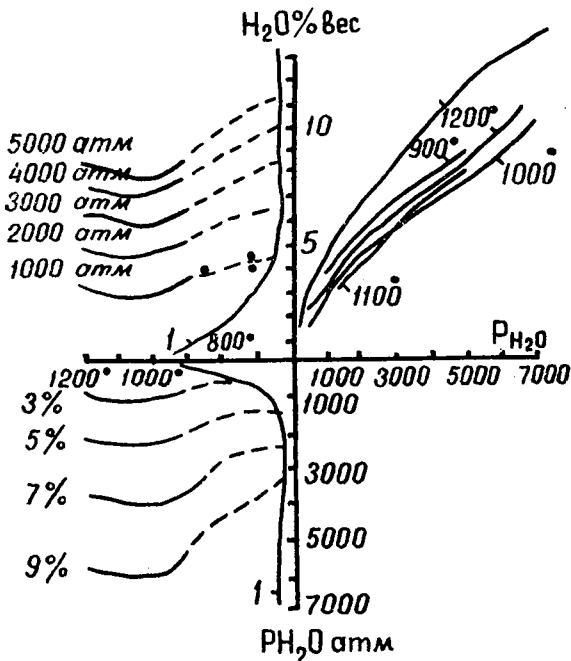


Рис. 136. Псевдобинарная система гранит — вода (по А. А. Кадику, 1966).

Сплошные кривые — экспериментальные данные, пунктир — данные экстраполяции.

периодически присоединяются к алюмокремнекислородным ионам и диссоциируют с ними.

В результате опытов, производившихся для определения условий насыщения гранитного расплава водой при давлении до 7000 *бар* и температурах 900—1200° (рис. 136), А. А. Кадиком обнаружены минимумы на изобарах растворимости (левая верхняя часть диаграммы).

Из анализа диаграммы следует, что при температурах ниже экстремума (точка минимального содержания воды при данных условиях), растворимость воды с ростом температуры снижается, а по достижении минимума увеличивается (левая нижняя часть диаграммы). С возрастанием давления экстремум перемещается к более низким температурам. При давлении в 1000 *бар* он приходится на 1100°, а при 5000 *бар* — на 1000°.

Отсюда вытекают следующие соображения:

1. Постепенный переход от магматического расплава к постмагматическим растворам невозможен из-за отсутствия области полной сместимости между водой и гранитным расплавом.

2. Снижение давления в магматическом расплаве при его подъеме на более высокие горизонты земной коры способствует дифференциации. Иными словами, дифференциация может развиваться лишь на относительно небольших глубинах (в противоположность явлениям гибридизма). Об этом свидетельствует отсутствие экстремумов на изотермах растворимости.

В условиях высоких давлений образование дифференциатов затруднено.

3. Выделение воды при охлаждении гранитного расплава может происходить дважды: от высокотемпературной магмы (вследствие достижения экстремума) и при кристаллизации расплава.

В природных условиях этот вывод подтверждается наличием в интрузивах нескольких генераций кварцевых жил, сложенных высокотемпературным (первая генерация) и низкотемпературным (вторая генерация) кварцем.

В нашем случае, если принять содержание воды в 4—5% (оптимум) и температуру магмы, равной 900° (правая верхняя часть диаграммы), то дифференциация начнет развиваться в «столбе» расплава, испытывающем давление от 1000 до 2000 *бар*, т. е. в интервале глубин от 4 до 5 км от поверхности.

4. Дифференциация может быть связана с влиянием силы

тяжести. В гравитационном поле, при условии большой радиальной протяженности очага, обязательно должно быть распределение компонентов по высоте (Кадик, 1963).

Учитывая, однако, что расплавы при внедрении используют не только вертикальные, но и пологие полости и часто меняют свое направление, эффект гравитационной дифференциации до кристаллизации должен быть ограниченным.

5. Термодинамические расчеты показывают (Кадик, 1966), что в больших магматических очагах следует ожидать проявления тенденции к возрастанию концентрации воды в их верхних частях. В результате дифференциация с отделением газовой фазы должна быть локальным процессом, приуроченным к верхним уровням магматических очагов, так как гравитация делает невозможным насыщенное состояние в иных участках расплава.

Таким образом, экспериментальные данные подтверждают полученные при полевых наблюдениях эмпирические выводы о том, что газовый перенос является главным фактором дифференциации. Причем этот широко распространенный процесс может развиваться вне зависимости от объема расплава. Необходимым условием представляется лишь резкий перепад давлений.

Если же явления дифференциации наблюдаются у тел, принадлежащих к верхним горизонтам гипабиссальной фации, то здесь следует предполагать или значительную радиальную протяженность подводящего канала или сообщение его с камерой застывания в течение длительного времени.

В свете этого особенности дифференциации уральских гранитов характеризуются, вероятно, последним случаем. Это подтверждается также неоднократно упоминавшимся ранее фактом резкого ослабления тектонической активности в данном районе в период формирования дифференциатов. В связи с этим возможности перекрытия подводящих каналов были значительно уменьшены.

Чрезвычайно важные в практическом отношении выводы следуют из рассмотрения магматических расплавов как переносчиков воды, а вместе с ней — и рудных компонентов с больших глубин при массообмене с окружающими породами.

На примере простой модели водно-альбитового расплава А. А. Кадиком (1966) получены результаты, которые позволяют по-новому оценить условия массообмена расплава с водой вмещающих пород на разных уровнях одного магматического очага.

Вследствие того, что давление паров воды в пустотах и трещинах земной коры значительно снижается от глубин к поверхности, и в результате тенденции к накоплению летучих компонентов в верхних горизонтах магматических очагов интрузии большой радиальной протяженности способны поглощать воду в нижних своих зонах и сбрасывать ее в верхних. Поскольку вода значительно уменьшает вязкость магмы, этот «дренаж» обуславливает возникновение конвекционных потоков. Части расплава, обогащенные водой, устремляются на более высокие уровни магматических очагов, что влечет за собой усиление массообмена.

Так как вместе с водой в массообмене участвуют и растворенные в ней летучие соединения и рудные компоненты, экстрагированные из боковых пород, то магматический очаг длительное время играет роль своеобразного теплепровода. По нему происходит транспортировка и вынос в покрывающие породы рудных элементов.

Отсюда значение процессов гибридизма и дифференциации для петро- и рудогенеза становится первостепенным. Находят объяснение и подтверждение высказанные выше представления о периодичности пегматитогенеза и локализации рудопроявлений в зонах разломов — участках пониженных давлений.

ВЫВОДЫ

Изложенный выше материал позволяет сделать следующее заключение:

1. Представления о самостоятельном происхождении гранитной магмы и, таким образом, о магматическом образовании гранитов в свете новейших экспериментальных данных следует считать решенной проблемой.

2. Из предположений об источниках тепла, необходимого для магнообразования в условиях подвижных поясов типа Урала, наиболее приемлема гипотеза о возникновении расплавов под воздействием тепла, обусловленного стрессом.

3. Оптимальными условиями для образования кислых расплавов являются глубины в пределах 10—20 км. На Урале они ближе к нижнему пределу.

4. Проблема пространства, заполняемого гранитной магмой, решается достаточно убедительно благодаря представлениям о блоковом строении земной коры.

5. Явления гибридизма развиваются на путях движения магмы в камере остывания. Для них противопоказаны малые

глубины. Для Урала они ориентировочно возможны в интервале от 8 до 4 км. На это указывают гипогенные ксенолиты верхнедокембрийских и нижнепалеозойских пород и сохраняющиеся здесь достаточно высокие давления.

Перегрев расплавов, необходимый для развития реакций массообмена, возможен за счет добавочного тепла при стрессе и экзотермических реакций при растворении газовой фазы.

6. В противоположность явлениям гибридизма, для развития процессов дифференциации характерны относительно небольшие глубины (1—2 км — от камеры застывания и 4—5 км — от поверхности Земли). В некоторых случаях, при наличии постепенных переходов от дифференциатов к гранитам главных интрузивных фаз, можно предполагать развитие дифференциации на месте формирования интрузивов.

Главным фактором дифференциации магматических расплавов являются летучие компоненты, из которых ведущая роль принадлежит воде.

7. Явления гибридизма и дифференциации играют весьма важную роль при рудогенезе. Рудные компоненты, содержащиеся в магме и заимствованные из боковых пород на больших глубинах (в областях развития гибридизма), «сбрасываются» затем в процессе дифференциации в участках с пониженным давлением (разломах).

Заключение

Впервые для данного района проведенное нами исследование позволяет наметить общие закономерности развития верхнепалеозойского интрузивного магматизма и установить некоторые его специфические особенности, характерные для гранитоидов Орского Зауралья.

1. Интрузивная деятельность неразрывно связана с орогеническими движениями. Она может быть только синорогенной, так как тектогенез является не только главным фактором перемещения магмы, но и основной причиной ее образования. Магматическая деятельность в пределах Восточно-Уральского поднятия в верхнепалеозойское время контролировалась общими для него условиями — широтно ориентированными тангенциальными движениями земной коры, приведшими к деформации Уральского подвижного пояса. Развивавшиеся при этом давления и высокие температуры делали возможной генерацию магмы на глубинах порядка 15—18 км. Боковое давление было и главной причиной перемещения расплавов.

2. Подводящими каналами служила серия глубинных разломов и зон дробления, проникающих, очевидно, в допалеозойский фундамент и пересекающихся, при различной степени коробления вмещающей граниты структуры, на разных уровнях. Увеличение количества разломов в верхних горизонтах, их близкое к пологому залегание и взаимные пересечения создавали благоприятную обстановку не только для движения магмы вверх, но и для ее распространения по близким к горизонтальным направлениям. При этом использовались межформационные поверхности несогласия вмещающих толщ.

3. Камерные пространства возникали благодаря различной компетентности покрывающих пород, дифференцированным перемещениям блоков и неоднородности сжимающих и

растягивающих усилий на разных уровнях. Сложная дислоцированность вмещающих образований позволяет допустить возможность формирования многоярусных интрузий. В этих случаях их мощности, в общем не сопоставимые с протяжением, могут значительно возрастать и (по геофизическим данным) иногда достигать 10 км.

4. Определяющая роль тектоники в развитии магматизма проявляется не только в подчиненности формы интрузивов общим складчатым структурам. Тектогенез, кроме того, является контролирующим фактором на протяжении всей истории становления массивов, определяя пульсационный характер интрузий и рудообразующих растворов, особенности текстурного и структурного облика пород, размещение дифференциатов, характер трещинного узора. Для последнего типична унаследованность во времени вплоть до экзокинетических структур.

5. Наибольшим напряжениям стресса соответствовали максимальные проявления магматизма. На фоне общего подъема вверх, при снятии сдавливающих усилий, имели место периодические отступления магматического фронта, которые компенсировались опусканием блоков, сопровождавшимся обрушением кровли и возникновением большого числа ксенолитов.

6. Многостадийность развития типична не только для магматического очага в целом, но и для отдельно взятой породы. На последней это отражается в образовании нескольких генераций пороодообразующих минералов, определяющих порфировидную структуру породы. Причем высокотемпературный этап кристаллизации характеризуется присутствием наиболее основных плагиоклазов, неупорядоченных и слабоупорядоченных калиевых полевых шпатов. В конце процесса типичны кислые плагиоклазы и высокоупорядоченные микроклины. Завершают кристаллизацию биотит и ацессории. Процесс кристаллизации осуществлялся по принципу эвтектики. Первыми оформляются в твердую фазу те компоненты, составляющие которых находятся в расплаве в избытке по отношению к эвтектике. В одних случаях магма имеет в качестве надэвтектического компонента калий (первоочередные выделения калиевых полевых шпатов), в других — натрий (плагиоклазы). Для пород дополнительных интрузивов и жильных гранитов характерен аналогичный ход затвердевания. Таким образом, порядок кристаллизации гранитов принципиально отличается от схем Розенбуша и Боуэна.

7. Во всех интрузивах отчетливо фиксируются явления, обязанные своим происхождением процессам гибридности и дифференциации. Особенности, их характеризующие, прослеживаются по геологическим, петрографическим, петрохимическим и геохимическим признакам.

Явления гибридности. Геологические признаки: а) интрузивные отношения с боковыми породами на уровне становления интрузий; б) грубая зональность массивов, выражающаяся в тяготении гранитоидов повышенной основности к зонам эндоконтактов. Петрографические признаки: а) наличие такситовых текстур и ксенолитов различной степени переработки; б) переменный состав плагиоклазов (одновременно могут присутствовать олигоклаз и лабрадор); в) совместное нахождение нормальной и субщелочной роговой обманки, иногда пятнистого облика; г) присутствие неравновесных минеральных ассоциаций (кварц и пироксен, кварц и лабрадор, ортоклаз и пироксен; д) реакции замещения, развивающиеся как в фемической, так и в салической частях пород; е) повышенное относительно нормы содержание цветных минералов: ж) высокий выход тяжелой фракции; з) большие концентрации сфена и циркона. Петрохимические признаки: а) резкие колебания основных числовых характеристик и дополнительных параметров; б) обогащение кальцием, магнием, железом и алюминием; в) неравномерность этого обогащения даже в одной породе. Геохимические признаки: а) наличие наибольших (в сравнении с другими гранитоидами) количеств V, Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Ga, Zr и наименьших — Li, Rb, Cs, U, Mo; б) максимальные значения отношения $Zr : Pb$ и минимальные $V : Cr$.

Явления дифференциации. Геологические признаки: а) приуроченность дифференциатов к зонам разломов внутри гранитов, что иногда обуславливает цепочечное расположение их тел; б) интрузивные контакты с материнскими гранитами главных фаз; в) тонкая или мелкая зернистость, благодаря чему дифференциаты более устойчивы к выветриванию и часто образуют возвышенности среди порфировидных гранитов. Петрографические признаки: а) лейкократовый облик пород; б) выдержанный вещественный состав; в) наиболее кислый характер плагиоклазов и более высокая степень упорядоченности микроклинов; г) преобладание кварца и калиевого полевого шпата над плагиоклазом; д) резко подчиненное положение цветных минералов; е) уменьшение выхода тяжелой фракции; ж) пониженные содержания циркона, сфена, магнетита и апатита. Петрохимические признаки: а) обогаще-

ние пород кремнеземом и щелочами; б) тенденция к преобладанию калия над натрием в сумме щелочных металлов; в) более устойчивое поведение основных числовых характеристик и дополнительных параметров; г) обеднение пород кальцием, магнием, железом и алюминием. Геохимические признаки: а) повышение роли Li, Rb, Cs, U, Sn, Mo, Pb, б) резкое уменьшение содержаний элементов группы железа, а также Cu, Zn, Zr, Ba, Ga; в) наименьшие значения отношения $Zn : Pb$ и наибольшие — $V : Cr$.

8. Для развития явлений ассимиляции положительными факторами служат высокие температуры и давления. На восточном склоне Урала интервал глубин, благоприятный для гибридизма, определяется от 8 до 4 км от земной поверхности. Перегрев расплавов создается за счет избыточного тепла, возникающего при стрессе, и реакций осмотического поглощения газовой фазы расплавом.

Процессы дифференциации, наоборот, могут идти лишь при понижении давления. В нашем районе они начинают развиваться на глубинах 4—5 км от дневной поверхности.

9. Пегматиты данного района генетически связаны с главными интрузивными фазами и отличаются многоэтапностью формирования. Оформление каждой генерации пегматитов контролируется тектоническими движениями.

10. Установленная очередность инъекций пегматитов и аплитов дает возможность реконструировать течение этого сложного процесса. В результате периодического поступления флюидов в апикальные зоны из глубин магматического очага образуется строго чередующаяся серия аплит—пегматит, повторяющаяся два-три раза. Породы каждого этапа в связи с миграцией материнских очагов в глубину получают на одном уровне различные мощности и степень расслоения.

11. Пегматитовый расплав не является остаточным, так как после пегматитов формируются дополнительные интрузивы.

12. Неоднократные пересечения пегматитов с кварцевыми жилами и грейзенами свидетельствуют о параллельном развитии пневматолитово-гидротермальных процессов и пегматитогенеза.

13. Постоянно тесная пространственная связь лампрофиров с гранитами и сходство комплексов аксессуарных минералов и элементов-примесей заставляет считать их продуктами взаимодействия остаточных порций гранитного расплава с вмещающими породами на уровне корней интрузий.

14. Металлогеническая специализация разных массивов в

общем характеризует гранитоиды как породы, несущие специфическое редкометальное оруденение.

15. Рудные растворы выносятся в верхние участки интрузий из их глубинных зон при помощи конвекционных потоков, возникающих вследствие тенденции летучих компонентов концентрироваться в областях с пониженным давлением.

Изложенные результаты позволяют более реально оценить металлогению данного региона и наметить следующие направления дальнейшего его изучения:

1. Уточнение закономерностей, контролирующих размещение интрузивных комплексов и отдельных массивов, определяющих положение рудных узлов в геологических структурах.

2. Применение геофизических методов исследования форм залегания интрузивных тел как факторов, влияющих на размещение месторождений полезных ископаемых.

3. Изучение ореолов контактово измененных пород с применением бурения с целью получения материала для прогнозирования на глубину.

4. Изучение рудоконтролирующих структур, структур рудных полей и ореолов рассеяния отдельных элементов для установления поисковых критериев на то или иное полезное ископаемое.

5. Продолжение исследования различными методами вещественного состава гранитоидов как рудообразующего фактора.

6. Уточнение предложенного нами расчленения интрузивов, границ распространения отдельных фаз и связанных с ними рудопроявлений для детализации металлогенической и геохимической специализации гранитоидов.

ЛИТЕРАТУРА

Азизбеков Ш. А., Раджабов М. Н. Лампрофировые породы Азербайджана. — ДАН Азерб. ССР, № 5, 1949.

Альбов М. Н. Золотоносные сланцы Кумакского района (Ю. Урала). — «Цветные металлы», 1930, № 8—9.

Альтгаузен М. Н. Канское месторождение пегматитов. — В сб.: Пегматиты СССР, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1936.

Ананьева Е. М., Дорофеев Б. Ф., Калабурдина А. И., Кузнецов А. А., Бачин А. П., Бельтенева Е. Б., Игошин Б. Л., Кленчин Н. Н., Чергинцев В. Ф. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. — В сб.: Глубинное строение Урала. М., 1968.

Аренс Л. Х., Либенберг У. Р. Олово и индий в слюдах, по данным спектрохимических определений. — В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.

Архипов В. И., Ахмадиев Ю. Х., Овдина Г. К., Огарин И. С. Аномалии силы тяжести и глубинная тектоника Ю. Урала. — В сб.: Глубинное строение Урала. М., 1968.

Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. — Труды ИГН АН СССР, петрографическая серия, вып. 69, 1950.

Афанасьев Г. Д. О некоторых геологических проблемах петрологии. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 11, 1957.

Афанасьев Г. Д. К проблеме гранита. — В сб.: Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Бабаев К. Л. Генетические особенности гранитных пегматитов Средней Азии. — Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического Конгресса. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Бабаходжаев С. М. О некоторых особенностях лампрофиров бассейна р. Варзоб-Боле (юж. склон Гиссарского хребта). — Тр. ИГН АН Тадж. ССР, вып. 1, 1956.

Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова В. И. Напряженное состояние в очагах землетрясений и поле упругих напряжений Земли. — Изв. АН СССР, «Физика Земли», 1967.

Баратов Р. Б. Лампрофиры среднего течения р. Варзоб. — ДАН Тадж. ССР, вып. 4, 1955.

Барсуков В. Л., Павленко Л. И. Распределение олова в гранитоидных породах. — ДАН СССР, т. 109, № 3, 1956.

Батиева И. Д., Бельков И. В. К вопросу о генезисе аксессуарных минералов. — В сб.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Беллавин О. В. Применение гравиметрии при изучении гранитных массивов на Ср. Урале. — Тезисы докладов II Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1966.

Белов И. В. К вопросу о порфировидных структурах гранитов Кара-Тюбе (Ср. Азия). — Труды Узбек. гос. ун-та, т. 16, 1939.

Белов Н. В. Кристаллохимия основного процесса кристаллизации магмы. — В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. — М., Госгеолтехиздат, 1954.

Белоусов В. В. О коре и верхней мантии материков. — «Советская геология», 1965, № 1.

Белянкин Д. С. К минералогии кали-натровых полевых шпатов. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 5, 1944.

Белянкин Д. С. О проблеме гранитов. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 4, 1951.

Берзина А. П., Сотников В. И. Циркон из гранитоидов разных генетических типов. — В сб.: Аксессуарные минералы изверженных пород. М., 1968.

Беус А. А. О природе аплитовидной зоны гранитных пегматитов. — Труды минералогического музея АН СССР, вып. 2, 1950.

Беус А. А. О зональности гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 6, 1951.

Беус А. А. К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов. — ДАН СССР, т. 97, № 1, 1954.

Билибин Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 4, 1948.

Билибина Т. В. Металлогения южной части Ю. Урала. — «Советская геология», 1960, № 6.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. — Бюлл. МОИП, отдел геологический, т. XXXVIII (3), 1963.

Бонштедт Э. М. Титанит. М., Изд-во АН СССР, 1934.

Борисенко Л. Ф., Щербина В. В. Закономерности распределения скандия и ванадия в изверженных горных породах и слагающих их минералах. — В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Бородаевская М. Б., Шмидт А. Н. Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья. — Зап. ВМО, т. 35, вып. 3, 1956.

Бородаевский Н. И. Жильные гранитоиды Березовского месторождения на Урале. — Зап. ВМО, серия 2, т. 73, № 4, 1944.

Боуэн Н. Л. Гранитная проблема и метод многократных предубеждений. — В сб.: Проблема образования гранитов. Сб. 2. М., ИЛ, 1950.

Брей Дж. М. Распределение второстепенных элементов в изверженных породах района Джемстаун Колорадо, по данным спектральных исследований. — В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.

Вагер Л. Р., Митчелл Р. Л. Предварительные данные о распределении редких элементов в породах интрузии Скафгаард. Гренлан-

дня. — В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.

Варламов И. П., Мусина Г. В., Ожиганова Л. Д. К стратиграфии пермских отложений Магнитогорского синклинория. — Бюлл. МОИП, отдел геологический, № 4, 1964.

Варушин А. А., Сиротин К. М. Схема сдвиговой тектоники в породах Орского Зауралья. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья, вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1965.

Васильева З. В., Калинин П. В. Особенности состава и генезиса апатитов слюдянского р-на в Южн. Прибайкалье. — Изв. вузов, серия геология и разведка, № 6, 1961.

Вертушков Г. Н. Морфология порфировидных выделений микроклина. — Минералогический сборник Львовского геологического общества, № 8, 1954.

Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. — «Геохимия», 1956, № 1.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7.

Власов К. А. К вопросу о генезисе пегматитов. — ДАН СССР, т. 78, № 2, 1951.

Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 2, 1952.

Власов К. А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. — В кн. Вопросы геохимии и минералогии, М., Изд-во АН СССР, 1956.

Вознесенский В. А. Исследования золотоносности восточного склона Ю. Урала в связи с составлением детальной геологической карты этой части Урала. — Изв. Геолкома, т. 35, № 1, 1916.

Волженков А. И. Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы. — Тр. ИГН АН СССР, вып. 21, петрографическая серия (№ 7), 1940.

Вольфсон Ф. И. Структуры эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Воробьев В. Я., Жукова В. С. Выбор информативных показателей в геологических задачах классификации. — «Украинский геологический журнал», 1967, № 4.

Воробьев В. Я., Сиротин К. М., Карпов А. М. Геохимическая специализация магмы и критерии выделения фаз в гранитоидах. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья, вып. 4, ч. II. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

Высоцкий Н. К., Вознесенский В. А. По вопросу о золотой промышленности площадей, принадлежащих М. А. Петрову. — Изв. Геолкома, т. 34, 1915.

Гапеева Г. М. Формация лампрофиров. — Международный геологический конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов, проблема 13. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Гаррис М. А. Геохронология магматических и метаморфических пород Ю. Урала и Мугоджар, по данным калий-аргонового метода. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.

- Гейслер А. Н. Отчет о работе в Халиловском, Кумакском и Суундукском районах. — Изв. Геолкома, № 45, вып. 4, 1926.
- Герасимовский В. И., Знаменский Е. Б. Закономерности распределения ниобия и тантала в изверженных горных породах. — В сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Герасимовский В. И. Геохимия урана в магматическом процессе. — В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А. О вычислении времени дифференциации первичной магмы, по данным К/Аг-метода. — «Геохимия», 1953, № 4.
- Гиллинхем Т. Е. Растворимость и перенос кремнекислоты и других летучих водяным паром. — В сб.: Вопросы физической химии в минералогии и петрографии. М., ИЛ, 1950.
- Гинзбург А. И., Родионов Г. Г. О глубинах образования пегматитов. — Геология рудных месторождений. № 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.
- Григорьев Д. П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. — В сборнике, посвященном акад. Д. С. Белянкину, М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Гроут Ф. Происхождение гранитов. — В сб.: Проблема образования гранитов. Сб. 2, М., ИЛ, 1950.
- Дворцова К. И. Объяснительная записка к М-41-1. М., Госуд. изд-во геологической литературы, 1951.
- Демин А. М., Хитаров Д. Н. Геохимия калия, рубидия и таллия в приложении к вопросам петрологии. — «Геохимия», 1958, № 6.
- Дергунов И. Д. Теоретические и практические исследования в области геотермии. — Вестн. АН СССР, 1956, № 6.
- Дмитриев Л. В. Химические особенности кристаллизации гранитов главной интрузивной фазы Каибского массива. — «Геохимия», 1956, № 3.
- Дмитриев Л. В., Знаменский Е. Б. К вопросу о распределении титана в гранитах. — «Геохимия», 1956, № 4.
- Дмитриев Л. В. Петрохимические особенности дифференциации и гибридыма гранитоидов Бетпакадала (Центр. Казахстан). — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960.
- Доломанова Е. И. К вопросу об ассимиляции и гранитизации песчано-сланцевых пород гранитными интрузиями гипабиссального типа. — «Советская геология», 1956, № 51.
- Дэли Р. О. Средний химический состав типов изверженных пород. ОНТИ, 1933.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.
- Ежов Ю. А. Основные черты геотермии Урала. — В сб.: Глубинное строение Урала. М., 1968.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд-во Ленинградского ун-та, 1953.
- Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. — Международный геологический конгресс, XXI сессия, доклады советских геологов. Минералогия и генезис пегматитов. М., 1960.
- Еськова Е. М. Редкоземельный апатит щелочных пород Ловозер-

ского массива. — Труды института минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Забавникова М. И. Об изоморфных замещениях в сфенах. — «Геохимия», 1957, № 3.

Заварицкий А. Н. Материалы для изучения золотоносных районов Урала. — В сб.: Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 16, 1926.

Заварицкий А. Н. Лампрофиры и родственные им породы на горе Магнитной. — Труды Петрографического института им. академика Левинсона-Лессинга, вып. 5, 1935.

Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. — Труды ЦНИГРИ, вып. 96, 1937.

Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 3, 1941.

Заварицкий А. Н. О пегматитах, как образованиях промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами. — Зап. ВМО, ч. 76, № 1, 1947.

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950а.

Заварицкий А. Н. Граниты и аплиты. — Зап. ВМО, ч. 79, вып. 2, 1950б.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Задумина М. И., Сиротин К. М., Карпов А. М. Некоторые особенности распределения акцессорных минералов и рассеянных элементов в гранитоидах Джабыгасайского массива. — В сб.: Микроэлементы в осадочных и изверженных породах Нижнего Поволжья и Орского Зауралья. Изд-во Саратовского ун-та, вып. 1, 1963.

Задумина М. И., Сиротин К. М. Циркон, как коррелирующий минерал гранитоидов. — Труды 2-го Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1966.

Захарченко А. И. Газово-отвердевшие включения остатков расплавов в гранитах, аплитах и пегматитах и результаты их исследований. — Тезисы докладов III Всесоюзного совещания по минералогии, термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., 1968.

Злобин Б. И., Лебедев В. И. Геохимические связи лития, натрия, калия, рубидия и тантала в щелочной магме и их некоторое петрологическое значение. — «Геохимия», 1960, № 2.

Ивенсен Ю. П. Материалы к познанию генезиса гранитных пегматитов. — Изв. восточных филиалов АН СССР, № 7, 1957.

Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967.

Исамухамедов И. М. Роль ассимиляционных процессов в петрогенезисе. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960.

Кадик А. А., Хитаров Н. И. Условия термодинамического равновесия силикатный расплав — вода. — «Геохимия», 1963, № 10.

Кадик А. А. Водно-гранитные расплавы в условиях высоких давлений. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 8, 1966.

Казицын Ю. В. Минералого-геохимические критерии металлоносности северо-восточного Забайкалья. — В сб.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., 1968.

Камерон Е. Н. Внутреннее строение гранитных пегматитов. М., ИЛ, 1951.

Карпов А. М., Сиротин К. М. О влиянии пегматитов на распределение микроэлементов во вмещающих породах. — В сб.: Микроэлементы в осадочных и изверженных породах Нижнего Поволжья и Орского Зауралья. Изд-во Саратовского ун-та, вып. 1, 1963.

Карпов А. М., Сиротин К. М. Об одном случае гранитизации. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала, вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1965.

Карпов А. М., Сиротин К. М., Воробьев В. Я. Сравнительная геохимическая характеристика гранитов, аплитов и пегматитов с помощью методов математической статистики. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья, вып. 3, ч. 4. Изд-во Саратовского ун-та, 1967.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме. — В кн.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.

Кейльман Г. А. К вопросу о формировании гранитных массивов Урала. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8, Госгеолтехиздат, 1961.

Комлев Л. В., Ермолаева М. Э., Авдзейко Г. В. Радиоактивные элементы в гранитах Урала. — В сб.: Научно-исследовательские работы химических институтов и лабораторий за 1940 год. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.

Коптев-Дворников В. С., Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда. — Труды института прикладной минералогии, вып. 47, 1931.

Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центр. Казахстана). — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 4, 1952.

Коптев-Дворников В. С. Явления гибридации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центр. Казахстана. — Труды ИГН АН СССР, вып. 148, петрографическая серия (№ 44), 1953.

Коптев-Дворников В. С. Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Изд-во АН СССР, 1955.

Коптев-Дворников В. С., Негрей Е. В., Руб М. Г. Некоторые данные о распределении рассеянных элементов в гранитоидах Казахстана. — Бюлл. МОИП, отдел геологический, № 2, 1958.

Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И., Дмитриев Л. В., Негрей Е. В., Полквой О. С., Руб М. Г., Сморгчов И. Е., Шипулин Ф. К. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960а.

Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Маркова Н. Г., Дмитриев Л. В., Ефремова С. В., Ежов А. И., Жуков М. А., Козлов А. В. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпакадала. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 44, 1, 1960б.

Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Дистанова А. Н., Дмитриев Л. В., Ефремова С. В., Козлов А. В., Павлов В. А., Пламеневская Н. Л., Негрей Е. В. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакадала. — Труды института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 54, II. Изд-во АН СССР, 1962.

Коптев-Дворников В. С., Негрей Е. В. Редкие щелочи

(Rb, Cs, Li) в гранитных комплексах Центр. Казахстана. — Вопросы петрографии Казахстана. Труды ИГЕМ АН СССР. М., 1966.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г. Проблема металлогенической специализации магматических комплексов. — В сб.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во ИЛИМ, 1968.

Коптев-Дворников В. С., Ракчеев А. Д. К вопросу об источниках тепла при глубинном магнеообразовании. — IV научная отчетная конференция геологического фа-та МГУ. Тезисы докладов. М., 1969.

Коржинский Д. С. Записка о структуре пегматитов Мамского рудника. — Сборник ЦНИГРИ. Слюдя СССР. М., 1937.

Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 2, 1952.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы парагенезисов минералов. — М., Изд-во АН СССР, 1957.

Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность магматических и послемагматических процессов. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, М., 1960.

Крейтер В. М. Роль структурных исследований в поисково-разведочном процессе. — Библиотека научно-технического горного общества, серия геологическая, вып. 1. М., 1956.

Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм. — Труды ИГН АН СССР, вып. 47, серия геологическая (№ 14), 1941.

Кропоткин П. Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 5, 1948.

Кропоткин П. Н. Современные геохимические данные о строении Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 1, 1953.

Кузнецов В. И. Развитие трещин и отношение к ним пегматитовых жил на одном из месторождений гранитных пегматитов. — Труды АН СССР, вып. 162, 1955.

Кузнецов Е. А., Зиновкин А. Д. Гранитные интрузии в геологической структуре Урала. — Бюлл. МОИП, отдел геологический, т. 8, № 3—4, 1940.

Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1941.

Кузнецов Е. А. Петрографические формации магматических пород Урала в связи с его тектоникой. — Сборник трудов геологического факультета МГУ. Изд-во Московского ун-та, 1961а.

Кузнецов Е. А. К петрохимии магматических комплексов Урала. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961б.

Кузнецов Ю. А. Происхождение магматических пород. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Кузнецов Ю. А. О главных формах гранитоидного магматизма и механизме образования гранитоидных тел. — «Геология и геофизика», 1966, № 6.

Куплетский Б. М. Количественно-минералогическая классификация лампрофиров и их генезис. — Изв. АН СССР, серия геологическая, 1944, № 5.

Куплетский Б. М. Об образовании некоторых порфиридных гранитов Среднего Урала. — В сборнике, посвященном академику Д. С. Белянкину. Изд-во АН СССР, 1946а.

Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала. — Вопросы минералогии, геохимии и петрографии АН СССР, 19466.

Куплетский Б. М. Гранитные интрузии восточного склона Среднего Урала и их редкометальное оруденение. — Труды ИГН АН СССР, вып. 83, научная серия (№ 26), 1947.

Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. — В сб.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Кушнарев И. П. Особенности трещинной тектоники двух разновозрастных массивов гранитоидов. — Труды ГИН АН СССР, вып. 162, 1955.

Ларсен Е. С., Фейер Д., Готтфрид Д., Смит В. Л. Уран в магматической дифференциации. — В сб.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Лебедев А. П. Геолого-петрографические исследования в Прикаптонском районе (Сев. Алтай). — Материалы по петрографии и геохимии Кузнецкого Алатау и Алтая, ч. 4, 1937.

Лебедев В. И. О закономерностях изоморфизма. — «Геохимия», 1959, № 6.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографическая экскурсия на р. Шашму. — Изв. СПб. политехнического института, т. 3, 1905.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. М., Изд-во АН СССР, 1934.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. Изд. 5. М., 1940.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Порфиroidное строение и эвтектика. — В кн.: Избранные произведения, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1949а.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Этюды по петрогенезису. — Избранные труды, т. 1. М., 1949б.

Ленных И. В. Кислые и средние интрузивные комплексы Ю. Урала и их металлогения. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М., Госгеолтехиздат, вып. 8, 1961.

Лодочников В. Н. Простейшие способы изображения многокомпонентных систем. — Изв. института физико-химического анализа АН СССР, т. III, вып. 1, 1926.

Лодочников В. Н. К петрологии Воронежской глыбы. — Материалы по общей и прикладной геологии 1927. (Известия, Геолкома, вып. 69).

Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госнаучтехиздат, 1955.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П. О методике изучения трещинной тектоники в интрузивах по Г. Клоосу. — Изв. АН СССР, серия геологическая, 1951, № 5.

Лукин Л. И., Кушнарев И. П., Чернышев В. Ф. О повторяемости направлений разновозрастных систем трещин. — Труды ГИН АН СССР, вып. 162, 1955.

Лучицкий В. И. Ассимиляция и гибридность на территории Украинского кристаллического массива. — Труды ИГН АН СССР, вып. 107, 1950.

Любимова Е. А. Источники внутрипланетного тепла. — В сб.: Химия земной коры, т. 1, 1963.

Ляхович В. В. Об одном случае ассимиляции обломков гранитной магмой. — Изв. АН СССР, серия геологическая, 1952, № 1.

Ляхович В. В., Золотарев Б. П., Родионов Д. А., Соболев С. Ф. Акцессорные минералы в гранитоидах Горного Алтая. — Труды ИМГРЭ, вып. 2, Изд-во АН СССР, 1959.

Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. — Труды ИМГРЭ, вып. 3, Изд-во АН СССР, 1959.

Ляхович В. В., Нонешникова В. И., Червинская А. Д. Некоторые данные об акцессорных минералах гранитоидов. — В сб.: Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Ляхович В. В., Червинская А. Д. О влиянии процессов ассимиляции на распространение акцессорных минералов в гранитоидах. — Изв. АН СССР, серия геологическая, № 5, 1960.

Ляхович В. В., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в акцессорных минералах гранитоидов. — «Геохимия», 1961, № 6.

Львов Б. К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Ю. Урала). Изд-во Ленинградского ун-та, 1965.

Марин Ю. Б. Особенности становления гранитоидных интрузий малых глубин. — Зап. ВМО, ч. 96, вып. 3, 1967.

Марфунин А. С. Материалы к петрографии Дашкесанского массива и его контактного поля. — Труды ИГН АН СССР, вып. 165, 1955.

Марфунин А. С. Зависимость оптической ориентировки К—Na полевых шпатов от различных факторов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.

Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ, вып. 78, 1962.

Масленников В. А. Физико-химические особенности процесса кристаллизации гранитов. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960.

Масленников В. А. Некоторые физико-химические и геологические условия образования гранитной магмы. — Труды лаборатории геологии докембрия, вып. 19, 1964.

Меглицкий Н. П., Антипов А. И. Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854 и 1855 гг. СПб., 1858.

Миловский А. В., Кнорре К. Г. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугуджар по данным калий-аргонового метода. — Вестн. МГУ, 1965. № 5.

Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баян-аульского района в Центр. Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1957.

Наковник Н. И. Грейзены. — В сб.: Измененные околородные породы и их поисковое значение. М., 1954.

Нейерберг Дж. И. Уран в изверженных породах в Соединенных Штатах Америки. — В сб.: Геология атомных сырьевых материалов. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Никитин В. Д. К теории генезиса пегматитов. — Записки Ленинградского Горного ин-та, т. XXX, вып. 2, 1955.

Николаев В. А. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.

Николаев В. А. О процессах осмотической дестилляции и растворения газовой фазы в силикатных системах. — Зап. ВМО, 1955, № 4.

Николаев В. А. О петрогностическом значении процессов при неравном давлении на фазы природных систем. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., Гостеолтехиздат, 1961.

Нокколдс С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. — В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.

Овчинников Л. Н. Абсолютный возраст изверженных и метаморфических пород Урала. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Гостеолтехиздат, 1961.

Островский И. А., Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. Труды ИГиН АН СССР, вып. 36, 1940.

Островский И. А., Мишина Г. П., Певилатис В. М. Р—Т-проекция системы кремнезем—вода. — ДАН СССР, т. 126, № 3, 1959.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналиях. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1950.

Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минералогии месторождений с глубинными разломами. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1956.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1961.

Перепечина Е. А., Шехунов В. С. Брединское каменноугольное месторождение. — Труды ВИМС, вып. 136, 1939.

Петров В. П. Связь нерудных ископаемых с магматизмом и ее значение для теории и практики. — В сб.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2-го Всесоюзного петросовещания. М., 1960.

Петров В. П. Современное состояние представлений о магне и проблеме гранита. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1964.

Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. — Труды юбил. науч. сессии ЛГУ, секция геолого-почвенных наук, 1945.

Полканов А. А., Масленников В. А., Глебова-Кульбах Г. О., Шуркин К. А. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов. — В сб.: Химия земной коры, т. 1. М., 1963.

Полквой О. С. Процессы контаминации в Аксоранской гранитной интрузии. — Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 6.

Полквой О. С. Образование жильных пород кислых интрузий. — Труды ИГиН АН СССР, вып. 107, № 31, 1950.

Полквой О. С. Контактные явления в Аксоранском гранитном массиве. — Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.

Полквой О. С. Геология Джельтауского массива (Казахстан, пустыня Бетпақдала). — Труды ИГиН АН СССР, вып. 5, 1957.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М., Изд-во АН СССР, 1939.

Пэк А. В. Некоторые вопросы трещинной тектоники в рудничной геологии. — «Советская геология», 1947, № 2.

Рейнольдс Д. Л. Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации. — В сб.: Проблема образования гранитов. Сб. 2. М., ИЛ, 1950.

Рид Х. Размышления о граните. — В сб.: Проблема образования гранитов. Сб., 1. М., ИЛ, 1949.

Рихтер Я. А., Сиротин К. М. Основные этапы магматизма и

некоторые черты металлогении восточного склона Южного Урала. — В сб.: Материалы по геологии Ю. Урала, т. 67а. Саратов, Изд-во Саратовского ун-та, 1961.

Роддер Е. Плавкости в системах $K_2O \cdot 2SiO_2 - FeO - SiO_2$ и $SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - H_2O$. — В сб.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., ИЛ, 1954.

Романов Б. М. Гранитная формация Урала и ее редкометалльная металлогения. — В сб.: Геология полезных ископаемых Урала, вып. 1. М., Госгеолтехиздат, 1947.

Руб М. Г. Взаимоотношение жильных пород с оруденением в ю.-з. части Приморского края. — «Советская геология», сб. 51, 1956.

Руденко С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых сростаний. — Зап. ЗМО, 1954, № 1.

Рукавишников Ф. И. Геолого-петрографический очерк района Айдырлинских золото-вольфрамовых месторождений на Ю. Урале. — Тр. ИГН АН СССР, вып. 3, петрографическая серия (№ 2), 1938.

Рукавишников Ф. И. Материалы к характеристике гранитов Суундукского массива. — Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 5.

Рукавишников Ф. И. Айдырлинские вольфрамовые месторождения на Ю. Урале. — Труды ГИН АН СССР, вып. 10, минералого-геохимическая серия (№ 2), 1940.

Санделл Э. Б. Содержание галлия в изверженных породах. — В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.

Санделл Э. Б., Голдич С. С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. — В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.

Сауков А. А. Геохимия. М., Госгеолтехиздат, 1951.

Сахама Т. Г. Рассеянные элементы в породах южной финской Лапландии. — В сб.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952.

Семенов Е. И. Изоморфизм и эндокрипция редких земель. — «Геохимия», 1957, № 7.

Семенов Е. И. Связь состава редких земель с составом и структурой минералов. — «Геохимия», 1958, № 5.

Семенов Е. И., Барникий Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах. — «Геохимия», 1958, № 4.

Семенов Е. И. Минералогия редких земель. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Сергневский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. — Материалы ВСЕГЕИ, общая серия, сб. 8, 1948.

Сергневский В. М., Петрова И. А. Основные особенности развития тектонических структур, магматизма Урала и закономерности минерализации. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 86, 1962.

Сердюченко Д. П., Молева В. А. Титаниты из архейских пород Ю. Якутии. — ДАН СССР, т. 132, 1960, № 1.

Серых В. И., Ященко Н. Я. О порфириблостовых гранитах Зеренянского массива (Северный Казахстан). — Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 9.

Сиротин К. М. Дайка гранит-порфиров на Южном Урале. — Инф. Бюлл. ЮГУУ, Уфа, № 2(4), 1958.

Сиротин К. М. Джабыгасайский гранитный массив на восточном склоне Ю. Урала. — Изв. вузов, 1959, № 1.

Сиротин К. М. К петрографии Кумакского массива габбро-диабазов на Ю. Урале. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Ю. Урала, вып. 2. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Сиротин К. М., Задумина М. И. Гранитоиды восточного склона Ю. Урала (Оренб. обл.). — Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Тезисы доклада. Свердловск, 1961.

Сиротин К. М., Варушин А. А., Карпов А. М. Пегматиты Орского Зауралья. Тезисы доклада. — Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1961.

Сиротин К. М., Варушин А. А. Тектоника Суундукского массива и ее влияние на формирование жильных образований. — В сб.: Материалы по геологии Ю. Урала, т. 67а. Саратов, Изд-во Саратовского ун-та, 1961.

Сиротин К. М., Карпов А. М. Малые интрузии среднего течения р. Урал. — В сб.: Материалы по геологии Ю. Урала, т. 67а. Саратов, Изд-во Саратовского ун-та, 1961.

Сиротин К. М., Семенова В. Г., Карпов А. М. Петрохимические особенности гранитоидов бассейна р. Суундук на восточном склоне Ю. Урала — В сб.: Материалы по геологии Ю. Урала, т. 67а. Изд-во Саратовского ун-та, 1961.

Сиротин К. М., Варушин А. А. Пегматиты Орского Зауралья. Труды 1-го Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск, 1963.

Сиротин К. М., Задумина М. И. Гранитоиды восточного склона Южного Урала. — Труды 1-го Уральского петрографического совещания, Свердловск, 1963.

Сиротин К. М. К вопросу о генезисе пегматитов. — Изв. АН СССР, серия геол. 1965а, № 5.

Сиротин К. М. Некоторые особенности взаимодействия пегматитов и вмещающих пород. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала, вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1965б.

Сиротин К. М. Особенности формирования гранитоидных интрузий на восточном склоне Ю. Урала. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья, вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1965в.

Сиротин К. М., Задумина М. И. Акцессорные минералы в Суундукском гранитоидном массиве. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья, вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1965.

Сиротин К. М., Задумина М. И., Карпов А. М. Геохимические особенности некоторых малых элементов в гранитоидах Орского Зауралья. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья, вып. 2, 1965.

Сиротин К. М., Карпов А. М. Метасоматиты в Орском Зауралье. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья, вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1965.

Сиротин К. М., Задумина М. И. К вопросу о времени кристаллизации акцессорных минералов. — В сб.: Вопросы геохимии и литологии изверженных и осадочных пород Ю. Урала и Н. Поволжья, вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1965.

Сиротин К. М., Салтыков В. Ф., Задумина М. И. Распределение урана в гранитоидах Котансуйского массива (Ю. Урал). — В сб.: Вопросы геохимии и литологии изверженных и осадочных пород Ю. Урала и Н. Поволжья, вып. 2. Изд-во Саратовского ун-та, 1965.

Сиротин К. М. О происхождении вкрапленников микроклина в

гранитоидах Орского Зауралья. — Изв. вузов, серия геология и разведка, № 7, 1966.

Сиротин К. М. О происхождении редкометальных пегматитов (на примере Ю. Урала). — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья, вып. 3, ч. 4. Изд-во Саратовского ун-та, 1968а.

Сиротин К. М. К проблеме происхождения Уральских гранитов. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья, вып. 3, ч. 4. Изд-во Саратовского ун-та, 1968б.

Сиротин К. М. Роль петрогенных и редкометальных окислов в процессе пегматитогенеза. — Геохим. сб., № 3. Изд-во Саратовского ун-та, 1968в.

Сиротин К. М. О генезисе мирмекитов. — В сб.: Вопросы геологии Ю. Урала и Поволжья. Вып. 4. Изд-во Саратовского ун-та, 1969а.

Сиротин К. М. Явления гибридности в гранитоидах Орского Зауралья. — Бюлл. МОИП, 1969б, № 5.

Сиротин К. М. О происхождении уральских гранитов. — Бюлл. МОИП, 1969в, № 5.

Сиротин К. М. Определитель минералов. М., «Высшая школа», 1970.

Сиротин К. М. Петрогенные элементы в магматическом процессе и этапы кристаллизации гранитов с позиций эвтектики. — Геохимический сборник. Изд-во Саратовского ун-та, 1971.

Сморчков И. Е. Гранитоидные породы западной части Борщевочного хребта. — Труды ИГН АН СССР, вып. 148, серия петрографич. (№ 44), 1953.

Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. — Мин. сборн. Львов. геол. общества, 1950, № 4.

Соболев В. С. Важная особенность фемических минералов лампрофиров в связи с вопросом происхождения. — Мин. сб. Львов. геол. общества, 1952, № 6.

Соболев В. С. Петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород. — Зап. ВМО, II серия, т. 86, вып. 2, 1957.

Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. 1961.

Соболев И. Д. О гранитных формациях Урала. — Труды 1-го Уральского петрографического совещания, т. III. Изд-во УФ АН СССР, 1963а.

Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. — Труды 1-го Уральского петрографического совещания, т. I. Изд-во УФ АН СССР, 1963б.

Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала. — В сб.: Глубинное строение Урала. М., 1968.

Соболев Р. Н. О генезисе мирмекитов. — Вестн. МГУ, 1958, № 4.

Соболев Р. Н. Некоторые черты процессов гибридности и дифференциации в Топарском интрузиве. — Изв. вузов, серия геология и разведка, 1963, № 12.

Соколов Г. А. Гибридный гранито-габбровый Шигир-Тараташский массив на западном склоне Среднего Урала. — Труды ПЕТРИН АН СССР, вып. 5, 1935.

Соловьев С. П. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. М., Госгеолтехиздат, 1952.

Солодов Н. А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962а.

Солодов Н. А. Зональность редкометалльных гранитных пегматитов. — В сб.: Редкие элементы в пегматитах. М., Изд-во АН СССР, 1962б.

Соседко А. Ф. Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Спенсер Э. Калиево-натриевые полевые шпаты. — В сб.: Полевые шпаты. М., ИЛ, 1952.

Старынкевич-Борнеман И. Д. Содержание редких земель в апатитах. Доклады восточной АН, серия А, апрель—июнь, 1924.

Струве Н. В. Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 16, 1959.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — Труды лаборатории геологии докембрия, вып. 4. Изд-во АН СССР, 1954.

Сыромятников Ф. В. К вопросу об определении растворимости кремнезема в воде при высокой температуре и высоком давлении. — «Советская геология», 1944, № 3.

Таусон Л. В., Злобин Б. И., Монова Л. Л. Распределение урана в гранитоидном комплексе Сусамырского батолита. — «Геохимия», 1956, № 7.

Таусон Л. В. О геохимии рубидия в гранитоидах. — «Геохимия», 1957, № 8.

Таусон Л. В., Студеникова З. В. Закономерности распределения свинца, цинка и молибдена в изверженных горных породах в сб.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Таусон Л. В. Геохимия лития, рубидия и таллия в магматическом процессе. — Доклады советских ученых на XXI сессии МГК. Изд-во АН СССР, 1960.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Твердохлебов В. П. Петрографический состав и условия образования конгломератовых толщ гирьяльской свиты нижнего триаса Оренб. Приуралья. — Труды молодых ученых. Материалы межвуз. конф., вып. геол.-геогр. Изд-во Саратовского ун-та, 1964.

Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., ИЛ, 1958.

Трифонов В. П., Влох Н. П., Алейников А. Л., Беллавин О. В., Зубков А. В. Явления выдавливания гранитных массивов на Урале. — ДАН СССР, серия геол., т. 179, № 1—3, 1968.

Труды IX, X, XI сессий Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960, 1962, 1963.

Туровский С. Д. О порфириовидных вкрапленниках некоторых сиевтов. — Труды ин-та геологии Киргиз. фил. АН СССР, вып. 5, 1954.

Туровский С. Д. О морфологических особенностях циркона из изверженных пород Сев. Киргизии. — Труды ИГН Киргиз. ССР, вып. 6, 1955.

Туровский С. Д. О времени выделения и условиях образования акцессорных минералов в процессе формирования изверженных горных пород. — Труды ИГН Киргиз. ССР, вып. 7, 1956.

Туровский С. Д. Значение акцессорных минералов для решения некоторых теоретических и практических вопросов геологии. Акцессорные минералы изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1968а.

- Туровский С. Д. Возрастные группы рудной минерализации. — В сб.: *Металлогения Тянь-Шаня*. Фрунзе, «Илим», 1968б.
- Усов М. А. Структурная геология. М., Госгеолтехиздат, 1940.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. — *«Советская геология»*, сб. 3, 1959.
- Ферсман А. Е. *Геохимия*. Т. 4. М., ОНТИ, 1939.
- Ферсман А. Е. *Пегматиты*. Т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Ферсман А. Е. *Избранные труды*. Т. III. Изд-во АН СССР, 1955.
- Франк-Каменецкий В. А. По поводу проявлений микроизоморфизма в кварце. — *Кристаллография*, т. 5, вып. 4, 1960.
- Хаберландт Х. Значение рассеянных элементов в геохимических исследованиях. — В сб.: *Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах*. М., ИЛ, 1952.
- Хайн В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. — *Международный геологич. конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов*, пробл. 18. 1960.
- Хамрабаев И. Х. Акцессорные минералы и рудоносность магматических комплексов. — *Изв. АН Узб. ССР, серия геол.*, 1957, № 3.
- Хасанов А. Х., Кривошекова Н. И. Роль метасоматоза в образовании титановых акцессорных минералов (на примере Ю. Гиссара). — В кн.: *Проблемы геологии Таджикистана*. Душанбе, 1964.
- Хитаров Н. И., Арсеньева Р. В., Лебедев Е. Б. Опыты по плавлению гранита в присутствии воды. — *«Геохимия»*, 1957, № 5.
- Хитаров Н. И. Вопросы петрогенеза в свете экспериментальных данных. — *«Геохимия»*, 1958, № 6.
- Четвериков С. Д. *Руководство к петрохимическим пересчетам*. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. — *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Шейнманн Ю. М. Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов. — В сб.: *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Шейнманн Ю. М. О тектонических условиях магмообразования. — В сб.: *Проблема магмы и генезиса изверженных горных пород*. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шейнманн Ю. М. *Очерки глубинной геологии*. М., «Недра», 1968.
- Шерстюк А. И. О формировании верхнепалеозойских гранитных массивов восточного склона Урала. — *Труды Свердл. горн. ин-та*, вып. 42, 1963.
- Шипулин Ф. К. Третичные гранитоиды Ю. Приморья и некоторые новые данные об их металлогении. — *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1950, № 5.
- Шипулин Ф. К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ними оруденения. — *Труды ИГЕМ АН СССР*, вып. 8, 1957.
- Шипулин Ф. К. *Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана)*. М., «Наука», 1968.
- Штейнберг Д. С. *Интрузивные формации Урала*. — *Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала*, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. — *Труды 1-го Уральского петрографического совещания*, т. 1. Изд-во УФ АН СССР, 1963а.
- Штейнберг Д. С. Основные черты петрологии и металлогении ин-

трузивных формаций Урала. — Труды 1-го Уральского петрографического совещания, т. 1. Изд-во УФ АН СССР, 1963б.

Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Генетическое и практическое значение изучения аксессуарных окисных железо-титановых минералов в изверженных горных породах. — Аксессуарные минералы изверженных пород. М., 1968.

Щербат Г. М. Вертикальные движения как главная причина образования камерного пространства некоторых интрузивов Казахстана. — Изв. АН Каз. ССР, вып. 13, 1951.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. — В сб.: Вопросы геохимии и минералогии. Изд-во АН СССР, 1956.

Эйнояр О. Л. Из геологических исследований на Ю. Урале. Труды геол. факультета КГУ, т. XII, вып. 4, 1953.

Яковлева М. Е. К вопросу о кристаллизации челябинских гранитов. — В сборнике, посвященном акад. Д. С. Белянкину. Изд-во АН СССР, 1946.

Ярош Я. А. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. — В сб.: Глубинное строение Урала. М., 1968.

Adams I. A. S. The uranium geochemistry of Lassen volcanic National Park, California. — *Geochim et Cosmohim. Acta*, v. 8, N 1/2, 1955.

Anderson A. L. Contact phenomena associated with the Gassiss batholith. — *Journ. Geol.*, 42, N 4, 1934.

Backlund H. G. The problems of the rapakivi granites. — *Journ. Geol.*, N 3, 46, 1938.

Barth T. F. W. *Theoretical petrology*, 2d edition. New York, John Wiley and Sons, Inc, 1962.

Becke F. J. C. *Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner*. — *Tscherm. Min. und Petr. Mitt.* 12, 1891.

Becke F. J. C. *Über Mirmekit*. — *Tscherm. Min und Petr. Bd.* 27, Heft. 4, 1908.

Bowen N., J. F. Schairer. The system SiO_2 —anorthite—Leicite. — *Amer. J., of. Sci.*, vol. 233, 1937.

Bowen N., O. Tuttle. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O . — *J. geol.*, vol. 55, p. 489, 1960.

Eskola P. On The origin of granitic Magmas. — *Miner und Petrogr. Mitt.* Bd. 42, N 5/6, 1932.

Goldschmidt V. M., Berman H. B., Hauptman H., Peters C. *Zur Geochemie der Alkalimetalle*. Nachr. v. d. Ges. Wiss. zu Götting., 1933.

Gregor M. C. M. A., Wilson G. On granitization and related processes. — *Geol. Mag.*, 76, 1939.

Kennedy G. S., Wasserburg C. J., Head N. C. a. Newton R. C. The Upper three phase Region in the System SiO_2 — H_2O . Conf. on Very High pressure 1960. — *Amer. J. Sci.*, vol. 260, 1962.

Lacroix M. A. Le granite des Pyrenees et ses phenomenes de contact (Premier memoire). Le contact de l'Artege. — *Bull. des Serv. de carte geol. de la France*, N 70, XI, 1899—1900.

Lugeon M. Sur l'origine du granite. — *C. R. Acad. Sci de France*, 190, 1930.

Michel-Levy A. — *Bull Soc. Geol. de France*, 8 ser., t. III, 1874.

Michel-Levy A. — *Ann. Mines*, 8, 1875.

Morey G. and Ingerson E. The pneumatolitic and hydrothermal alteration and Syntesis of Silicates, *Econ. — Geol.*, vol. 32, N 5, 1937.

Nickel E. H. The distribution of major and minor elements among some co-existing ferra magnesian silicates. — Amer. Miner., v. 40, N 7—8, 1955.

Oftedal J. Regional distribution of lead south Norwegian granitic rocks. — Nirske. Geol. Tidsskr., v. 33, 1954.

Petrascsek W. — *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, 1904.

Reynolds D. L. The lastern and of the Newry igneous complex. Quater. — Journ. Geol. Soc. of London, T. 90, 1934.

Roy S. Ore microscopic studies of the vanadium-bearing titaniferous iron ores of Mayurbhanj with a detailed note of their textures. — Proc. Natur. Inst. Sci. India, N 6, 1954.

Romberg F. Petrograph. Untersuch. an argentinisch. Graniten. — N. Y. Min., 8, 1892.

Rosengvist Iv. Th. The Metamorphic Facies and the Feldspar Minerals Univ. Bergen arbok Natur rekke 4, 1952.

Schäirer I. F. The alkali feldspar join in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 . — Journ. Geol., 58, N 5, 1950.

Sederholm I. J. — Bull. Comm. geol. Finlande, N 6, 1899.

Sederholm I. J. Om Granit och Gneiss.—Bull. Com. Geol., Finl, 23, 1907.

Sederholm I. J. — Bull. Comm. geol. Finlande, N 48, 1916.

Smedes H. W., Goodspeed G. E. Synthesis of an incipient Stage of granitization Trend. Eng. Univ. Wash., vol. 5, 1951.

Termier H. et Termier G. L'évolution de la lithosphere T. Petrogenese. Paris, 1956.

Tuttle O., Bowen N. Some laboratory experiments bearing on the origin of granite. — XX Intern. geol. Congr. Mexico, 1956, 203.

Tuttle O., Bowen N. Origin of granite in the light of experimental studies in the System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O .—Geol. Soc. Am. Mem., vol. 74, 1958.

Tuttle O., Wyllie P. Hydrothermal studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (albite) — H_2O — HF and granite— H_2O — HF . — Bull. Geol. Soc. Amer. 68, 1957.

Wedepohl K. H. Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. — Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 3, N 1—2, 1956.

Whitfield J. M., Rogers J. J., Adams J. A. The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks. Geoch. et Cosmoch. Acta, v. 17, N 3/4, 1959.

Wyllie F. a. Tuttle O. Effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. — Am. J. of Sci., vol. 259, N 2, 1961.

Uffen R. J. Of the origin of rock magma. — Journ. Geophys., Research, v. 64, N 1, 1959.

ПРИЛОЖЕНИЕ

**РЕЗУЛЬТАТЫ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ
ГРАНИТОИДОВ ОРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ**

О Г Л А В Л Е Н И Е

В В Е Д Е Н И Е	3
---------------------------	---

Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Схема стратиграфии	9
Тектоническое районирование и место интрузивов в тектонических структурах	11
Краткая история тектоно-магматических процессов . .	15

Глава II. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ

Суундукский массив	20
Адамовский интрузив	23
Аниховский массив	28
Джабыгасайский массив	31
Котансуйский массив	34
Выводы	38

Глава III. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ГРАНИТОИДОВ

Диориты и кварцевые диориты	40
Гранодиориты	50
Плагииграниты	54
Амфиболовые граниты (адамеллиты)	56
Порфириовидные крупнозернистые биотитовые граниты .	62
Породы дополнительных интрузивов	81
Биотитовые мелкозернистые граниты	83
Аляскитовые граниты	89
Гранит-порфиры	91
Псевдосферолититы	93
Ксенолиты	99
О происхождении вкрапленников	109
О происхождении мирмекитов	114
Время выделения аксессуарных минералов из расплава .	118
Поведение петрогенных элементов в процессе кристаллизации пород	123

Этапы кристаллизации с позиций эвтектики	127
Анализ результатов петрографического описания гранитоидов	131
Глава IV. ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ	
Породы I этапа формирования	137
Пегматиты	137
Общие сведения	140
Формы залегания	141
Этапность формирования	144
Классификация	145
Степень дифференцированности	147
Взаимодействие с вмещающими породами	157
Взаимоотношения пегматитов с дополнительными интрузивами, аплитами, лампрофирами и кварцевыми жилами	159
Роль петрогенных и редкометаллических окислов в процессе пегматитогенеза	160
Минеральный состав	166
Главные породообразующие минералы	166
Второстепенные минералы	171
Акцессорные минералы	173
Вторичные минералы	185
О генезисе пегматитов	190
Аплиты	203
Гранит-порфиры	206
Гранофиры	209
Плагиогранит-порфиры	211
Кварцевые жилы	212
Породы II этапа	216
Микрогранодиорит-порфиры	216
Малхиты	218
Керсантиты	219
Спессартиты	222
Габбро-сиениты	224
Диабазы	225
Горнблендиты	226
Глава V. ОСОБЕННОСТИ ХИМИЗМА ГРАНИТОИДОВ	
Глава VI. МЕТАМОРФИЗМ	
Преобразование вмещающих пород	247
Преобразование гранитов	262
Глава VII. ВНУТРЕННЯЯ ТЕКТОНИКА ИНТРУЗИВОВ	
Схема формирования интрузий	275
Линии течения	282
Внутренняя дожилая тектоника массивов	287
Внутрижильная тектоника	293
Пострудная тектоника	306
Формы залегания массивов	308
Фация глубинности	309
Возраст интрузий	310
Выводы	316

Глава VIII. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ

Акцессорные минералы	319
Элементы-примеси	352

Глава IX. К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТОВ, ПРОЦЕССОВ ГИБРИДИЗМА И ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Краткая история развития взглядов на происхождение гранитов	380
Современное состояние проблемы	387
О возможных причинах образования магматических расплавов	392
О происхождении уральских гранитов	398
О глубине образования расплавов	403
О «проблеме пространства»	405
К проблеме гибридизма	407
О процессах дифференциации	410
Выводы	414
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	416
Литература	421
Приложение	439

Хр 2

Константин Михайлович СИРОТИН

**ПЕТРОЛОГИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ
ОРСКОГО ЗАУРАЛЬЯ**

Редактор *И. А. Маврина*

Технический редактор *Л. В. Агальцова*

Корректор *О. К. Трофимова*

НГ03065. Сдано в набор 13/IV-73 г. Подписано к печати 10/VI-74 г.
Формат 60×84¹/₁₆. Бумага тип. № 11. Усл. печ. л. 25,81 (27,75) + 8 вклеек
Уч.-изд. л. 27,4. Тираж 500 экз. Заказ 1861. Цена 3 руб.

Издательство Саратовского университета, Университетская, 42.
Типография издательства «Коммунист», Волжская, 28.

3 руб.

79678

14

36655

