


П-162  
122

A vertical strip on the left side of the cover features a geological map fragment. It shows a network of black lines representing geological structures, with various shaded regions in brown and black. The map is partially cut off by the edge of the cover.

**Вопросы  
петрологии  
и геохимии  
гранитоидов  
УРАЛА**

ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ  
И ГЕОХИМИИ  
ГРАНИТОИДОВ УРАЛА

СВЕРДЛОВСК

Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала. Сб. статей. Свердловск, 1975 (УНЦ АН СССР).

В сборнике рассматриваются вопросы классификации гранитоидов на основе анализа котектик в системе анортит — альбит — ортоклаз — кремнезем. Приводится обоснованное выделение интрузивных гранитоидных комплексов в пределах трех структурно-фациальных зон Мугоджар. Рассматривается распределение фтора и элементов группы железа в гранитоидах различных формационных типов. Часть статей посвящена петрогенетической и металлогенетической роли акцессорных и породообразующих минералов гранитоидов для выяснения условий их формирования и металлогении.

Сборник содержит новый фактический материал по геологии, петрологии и геохимии гранитоидов Урала и сопредельных площадей и представляет большой интерес для широкого круга петрологов, занимающихся формационным анализом гранитоидов и их металлогенией.

Ответственные редакторы  
Н. Д. Знаменский, А. И. Грабежев.

© УНЦ АН СССР 1975



Д. С. Штейнберг

## О классификации гранитоидов и гранитов

Предлагаемая схема классификации представляет собой попытку привести в систему неоднократно высказанные нами соображения о классификации гранитоидов (Штейнберг, 1939, 1972) и предложить количественные границы между отдельными группами пород. Взгляды автора по этому вопросу, которым он занимается с 1937 г., постепенно эволюционировали, однако основной принцип — отрицание соотношения калиевого полевого шпата и плагиоклаза как основы количественной классификации гранитоидов — оставался в силе. Практика и анализ обширного материала по Уралу и другим регионам подтвердили правильность этого положения. Эволюция в представлениях автора состояла в отказе от универсальности значения анортитового числа как классификационного параметра, определяющего разграничение гранитов, адаметлитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов. Автор убедился, что анортитовое число полностью сохраняет свое значение только для кали-натровых гранитоидов главной известково-щелочной серии, хотя и при довольно широких пределах калиево-натриевого отношения. Для чисто плагиоклазовых гранитоидов анортитовое число, т. е. номер плагиоклаза, для этих целей непригодно, так как существуют плагиограниты с нормальным для гранитов количеством кварца, фемических минералов, но с лабрадорным составом плагиоклаза (Мугоджары).

Автор пришел к выводу, что гранитами в широком смысле слова надо называть все гранитоиды независимо от состава полевых шпатов и фемических минералов, отвечающие по составу котектике кварц — полевые шпаты — фемические минералы, т. е. наиболее богатые кварцем и бедные темноцветными минералами. В соответствии с экспериментальными данными, количество кварца в гранитах возрастает по мере увеличения основности плагиоклаза, достигая в лабрадорных плагиогранитах примерно 50%.

Таким образом, отделение гранитов в широком смысле слова от остальных гранитоидов должно производиться только на основе количества кварца и фемических минералов, чему соответствуют в системе А. Н. Заварицкого параметры  $Q$  и  $b$  (рис. 1). Ведущим является  $Q$ , так как  $b$ , как правило, с ним коррелируется. Завышенные величины  $b$  всегда говорят о ненормальности состава. Как уже отмечал автор,

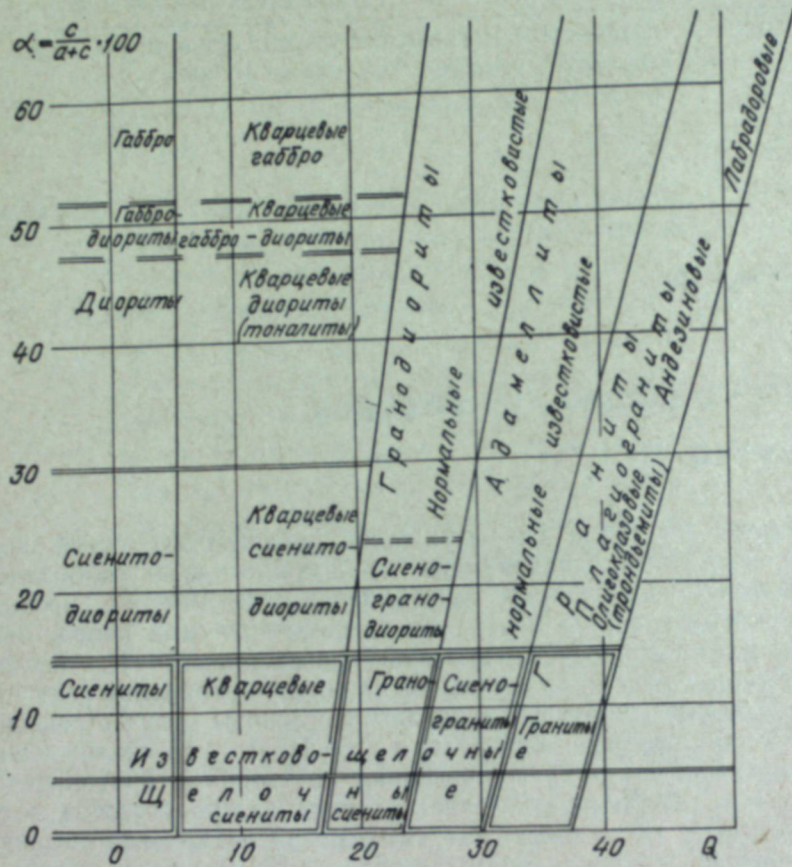


Рис. 1. Схема классификации гранитондов в координатах  $Q - a$ . Оба коэффициента могут быть заменены величинами  $Q$  и  $\frac{ap}{ap + ab + or}$  в системе СР или аналогичными величинами в модалном (реальном) составе.

$b$  надо подсчитывать за вычетом глиноземистой составляющей, которая искусственно завышает его величину  $(b^1 = b \frac{100 - a^1}{100})$ .

Разделение пород по указанным параметрам, т. е. в первую очередь по содержанию кварца, можно распространить на граниты в целом, адамеллиты, гранодиориты. Дальнейшее подразделение этих пород производится по соотношению калиевого и известково-натриевого полевых шпатов по основности последних.

Как мы показали ранее, соотношение калия и натрия и номер плагиоклаза связаны статистической зависимостью: чем выше последний, тем меньше содержание калия в гранитах. Поэтому подразделение гранитов по соотношению калия и натрия по степени известковистости не совсем независимо, что уменьшает число классификационных подразделений (рис. 2).

Для адамеллитов и гранодиоритов подразделение по соотношению двух видов полевых шпатов в целом может быть аналогично гранитам: здесь также можно выделить нормальные кали-натровые разности и плагиоклазовые наряду с малокалиевыми. Корреляция этого деления со степенью известковистости, по-видимому, здесь слабее, чем в гранитах. Известны плагиогранодиориты с олигоклазовым составом плагиоклаза, но с количеством кварца и фемических минералов, отвечающим гранодиоритам. То же относится и к адамеллитам. Ввиду отсутствия четкой корреляции на схеме (см. рис. 1) показано только подразделение по степени известковистости пород в целом.

Подразделение по соотношению калиевого полевого шпата и плагиоклаза может быть независимым от этого параметра. Точные границы плагиоклазовых, малокалиевых и кали-натровых разностей, несомненно условные, для адамеллитов и гранодиоритов должны быть уточнены.

Для примерной ориентировки на рис. 3 и 4 проведены среднестатистические линии равного содержания окиси калия в координатах  $Q - a$ . Руководствуясь этими изолиниями, а также зная степень пересыщенности кремнеземом и степень известковистости, можно относить породы либо к породам с нормальным соотношением калия и натрия при данной известковистости, либо к обогащенным калием или натрием, т. е. к плагиоклазам.

На рис. 3 проведены усредненные линии равного содержания фемических минералов. Они позволяют судить о принадлежности пород к мезо-, лейко- или меланократовому типам.

На рис. 5 для примерной ориентировки показаны области с различным составом фемических минералов в наиболее распространенных типах пород. Отклонения от этой схемы свидетельствуют либо о повышенном, либо о пониженном давлении воды во время кристаллизации магм. При очень низком давлении вместо биотита образуется в пределах той же области составов безводные бескальциевые силикаты-фаялиты, гиперстен, кордиерит, гранат альмандин-спессартинового ряда, вместо амфибола — гиперстен и авгит.

Коэффициент  $Q$  А. Н. Заварицкого может быть заменен количеством нормативного или реального (модалного) кварца — все эти величины

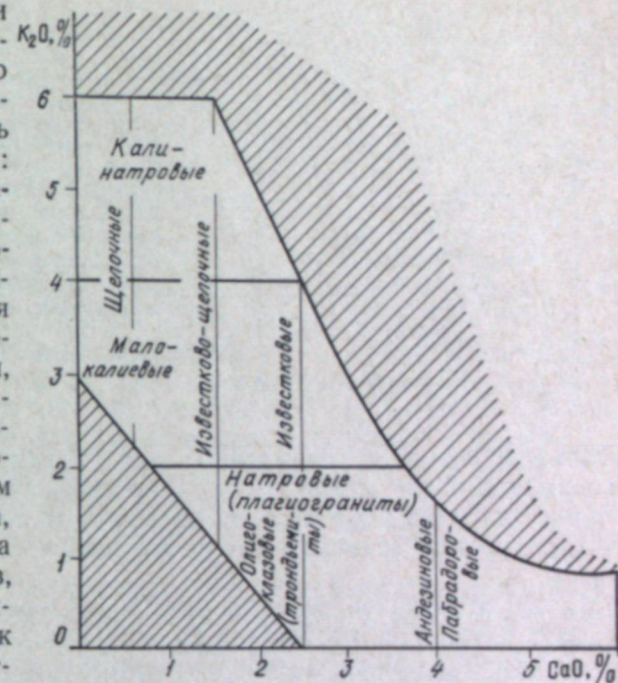


Рис. 2. Схема классификации гранитов по соотношению калия и кальция.

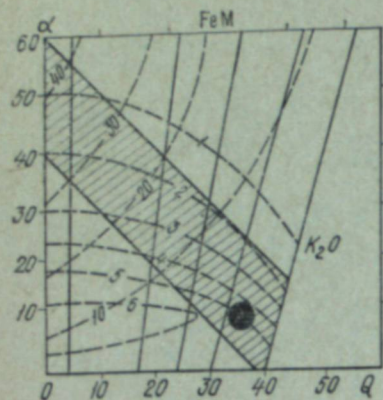


Рис. 3. Статистические закономерности состава гранитоидов; изолинии содержаний суммы феррических минералов (цветной индекс), отвечающие котектикам при низких давлениях и окиси калия, а также наиболее распространенным разностям. Заштрихована область наиболее распространенных составов; темное — состав нормальных гранитов.

обычно совпадают с достаточной для практических целей точностью. Анортитовое число может быть также подсчитано исходя как из химического, так и из реального, модального, минерального состава на основе номера плагиоклаза и его соотношения с кали-натровым полевым шпатом.

Минералогическая классификация и номенклатура гранитоидов, гранитов и магматитов вообще должна производиться в рамках химической классификации, поскольку минеральный состав при данном химическом есть всегда функция условий формирования пород, т. е. кристаллизации магмы и последующих преобразований, которые далеко не всегда можно отделить от первичных особенностей. Иначе говоря,

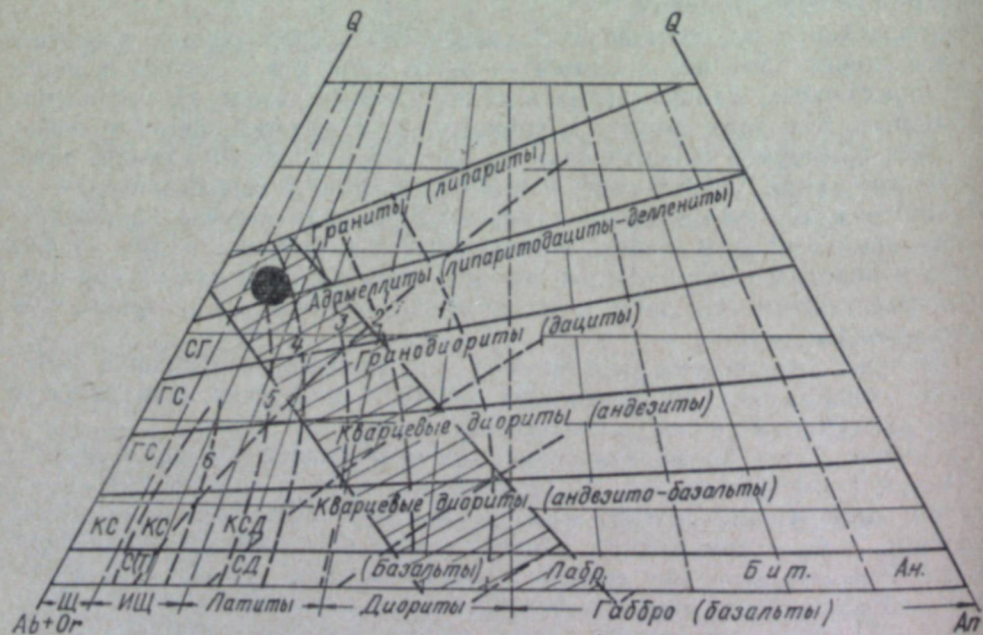


Рис. 4. Схема классификации пересыщенных кремнеземом эффузивов и их полнокристаллических аналогов в координатах кварц — щелочные полевые шпаты — анортит. КС, КСД и другие соответствуют полным названиям на рис. 1.

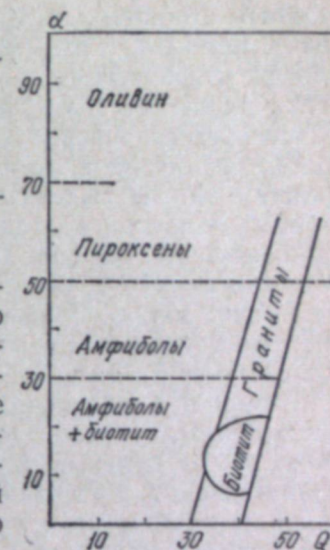


Рис. 5. Схема зависимости состава феррических минералов от химизма пород в наиболее распространенных их типах.

каждому подразделению химической классификации может соответствовать несколько подразделений минералогической. Иногда минеральные виды отражают некоторые незначительные вариации химического состава, не выходящие за рамки тех или иных классификационных групп, т. е. соответствуют по существу каким-то подразделениям химической классификации, которые недостаточно четко выделяются.

Подразделения по составу феррических минералов не требуют пояснений — они общеприняты. Можно только подчеркнуть, что собственно граниты (известково-щелочные) всегда или биотитовые, или содержат безводные эквиваленты биотита — гранат, кордиерит, фаялит, гиперстен, магнетит. Это объясняется пересыщенностью гранитных магм глиноземом, избытки которого появляются, как показывают эксперименты, при достижении плагиоклазом состава олигоклаза — более кислого первичного обособленного плагиоклаза не бывает. Растворенный в кали-натровом полево шпате плагиоклаз содержит всего около 10% анортита, даже в щелочных разностях с нормативным эгирином и отрицательным анортитом ( $c < 0$ ).

Амфиболы появляются либо при уменьшении содержания кремнезема и кварца, либо при увеличении содержания извести, либо при одновременном изменении обоих параметров.

Переход осуществляется через промежуточные биотит-амфиболовые разности. В редких случаях чисто биотитовые разности выходят за рамки гранитов в пределы адамеллитов и даже гранодиоритов. Такие разности заслуживают особого внимания как показатель необычных условий образования пород.

Распространение амфибола в породах с лабрадором также свидетельствует об отклонениях от нормы, особенно в габбро, и заслуживает специального внимания.

В дополнение к общепринятым подразделениям по составу феррических минералов и их железистости (для гранитов нормальная железистость пород составляет 70—80%, в силикатах за счет выделения магнетита она может снижаться до 50—60%) можно рекомендовать выделение магнетитовых, безмагнетитовых и слабомагнетитовых разностей (магнитных, немагнитных и слабомагнитных). Первые содержат более 1% магнетита, вторые — сотые и десятые доли, очень часто целиком вторичного, третьи — промежуточные количества. Аналогичные разности можно выделять среди адамеллитов, гранодиоритов. К безмагнетитовым без оговорок не стоит относить граниты и гранитоиды, а также другие породы, в которых магнетит разложился в ре-

зультате вторичных процессов — чаще всего зеленокаменного перерождения. Если в них был магнетит, он обычно сохраняется в виде псевдоморфоз вторичных минералов. Такие разности следует обозначать как первично магнетитовые, но зеленокаменноизмененные.

По составу полевых шпатов — главных по количеству минералов не только гранитоидов, но и всех магматитов в рамках габбро — сиенит — гранит — можно выделять плагиоклазовые разности, обозначая их приставкой «плагио» в гранодиоритах, адамеллитах и гранитах, которые одновременно обычно обладают и повышенной известковистостью. Это, как мы уже отмечали, объясняется тем, что первичный плагиоклаз не бывает кислее олигоклаза № 20, редко № 15 (в краевых зонах), который содержит 4% окиси кальция, что при 50—60% полевых шпатов составит 2—2,5%.

Разности с плагиоклазами и кали-натровыми полевыми шпатами можно выделять как двуполевошпатовые, подразделяя их по составу обоих видов полевых шпатов: микроклин-олигоклазовые, микропертит-олигоклазовые, ортоклаз-андезитовые (например, гранодиориты). При такой терминологии в соответствии с общепринятым правилом преобладающий минерал надо помещать в конце названия. Наконец, можно выделять однополевошпатовые или почти однополевошпатовые граниты, в которых полевой шпат полностью или почти полностью кали-натровый и представлен пертитами распада с тем или иным развитием элементов сегрегации. Их можно назвать, например, кропертитовыми или просто пертитовыми гранитами, олигоклазсодержащими пертитовыми гранитами в зависимости от присутствия подчиненных количеств плагиоклаза. Обычно однополевошпатовые граниты по химическому составу щелочные кали-натровые. Отношение калия и натрия, как и нормативных ортоклаза и альбита, стремится в них к температурному тройному минимуму в системе ортоклаз — альбит — кремнезем, который беднее калием, чем в известково-щелочных, т. е. плагиоклазсодержащих разностях, хотя и незначительно.

Широко распространены альбитизированные разности гранитоидов двух типов: с альбитизированным плагиоклазом и с альбитизированным, обычно замещенным шахматным альбитом калиевым полевым шпатом и, наконец, с альбитизированными двумя видами полевых шпатов. Их можно называть в зависимости от состава первичных полевых шпатов либо альбитизированными плагиогранитами и плагиогранитами, либо альбитизированными двуполевошпатовыми гранитами и гранитоидами. В последнем случае в названии трудно отразить вид альбитизации — затрагивает ли он только один вид полевых шпатов и какой именно или оба вида. Это приходится отмечать в описании или в пояснении к легенде.

Структурное и текстурное подразделение гранитоидов и гранитов обычно не вызывает затруднений. Термин «микропегматитовый» давно применяется в петрографии. Мы рекомендуем его применять, учитывая генетическое значение первичного микропегматита как признака гипабиссальности, на что обратил внимание еще М. А. Усов. Полезно в названии отмечать и присутствие мирмекита — второго характерного микроструктурного критерия фаціальности гранитоидов. Во избежание громоздкости названия этот признак в легендах можно помещать в скобках, как дополнительную особенность. Употребление термина «порфиroidный» желательно ограничить. Обычно это граниты и гранитоиды

с порфиroidными выделениями кали-натрового полевого шпата различных размеров и формы. Поэтому желательно термин «порфиroidный», если не делается оговорка, понимать в таком смысле. Точно так же в габбро порфиroidность обычно выражается в появлении крупных кристаллов плагиоклаза, что находит простое физико-химическое объяснение во влиянии давления на состав пироксен-плагиоклазовой котектики.

Если в гранитах или гранитоидах в порфиroidных выделениях присутствуют другие минералы, то просто порфиroidными их назвать нельзя. В таких случаях лучше добавлять в название состав выделений, например: «плагиофиroidный порфиroidный» гранит или гранитоид — это очень распространенный вид гранитоидов магнитогорского типа, «полифиroidный порфиroidный гранитоид», если выделения сложены несколькими минералами (состав их можно уточнить: «плагио-кварцефиroidный», «плагиоортофиroidный» и т. д.). Если названия получаются очень громоздкими, можно употреблять сокращенные условные термины, оговарив их значение.

Диаграммы охватывают всю область составов пересыщенных кремнеземом магматитов в рамках габбро — сиенит — гранит и могут быть использованы для классификации не только гранитоидов и гранитов, но и более основных пород, а также и для эффузивных аналогов и интрузивов в рассматриваемых границах.

Эффузивные аналоги интрузивных пород следующие:

Интрузивные породы	Эффузивные аналоги
Граниты	Липариты
Плагиограниты	Плагиолипариты
Щелочные граниты	Щелочные липариты
Адамеллиты	Липарито-дациты (деллениты)
Сиеноадамеллиты	Трахилипаритодациты
Сиенограниты	Трахилипариты
Щелочные сиенограниты	Щелочные трахилипариты
Гранодиориты	Дациты
Сиеногранодиориты	Трахидациты
Граносиениты	Липарито-трахиты
Щелочные граносиениты	Щелочные липарито-трахиты
Кварцевые диориты	Андезиты
Кварцевые сиенито-диориты	Кварцевые андезито-трахиты
Кварцевые сиениты	Кварцевые трахиты
Щелочные кварцевые сиениты	Щелочные кварцевые трахиты
Габбро битовнитовые	Базальты известковистые
Габбро лабрадорные	Базальты нормальные
Диориты	Базальты андезитовые
Сиенито-диориты	Андезито-трахиты или латиты
Сиениты	Трахиты
Щелочные сиениты	Щелочные трахиты

Количественные границы между отдельными видами гранитоидов на прилагаемых схемах проведены в применении к производным бедных водой магм, сопровождающихся часто эффузивными комагматами, в связи с чем классификация в равной мере применима к интрузивным

и эффузивным фациям пород. Как мы показали ранее (Штейнберг, Ферштатер, 1968), граниты, производные богатых водой магм, отличаются пониженным содержанием кремнезема и кварца, так как давление воды понижает содержание этого минерала в гранитной котектике. Поэтому для плутонических водных гранитоидов и гранитов граничные величины содержания кварца должны быть понижены. Для статистически модальных гранитов разница содержаний кварца между гипабиссальными («сухими») и глубинными («водными») разностями составляет около 7% (35 и 28% кварца в модальных типах). Для адамеллитов точных данных нет, по-видимому, здесь она меньше и близка к 3%. Для гранодиоритов разница уже не улавливается. Из сказанного следует, что по содержанию кварца глубинные граниты могут не отличаться от гипабиссальных адамеллитов. В таких случаях можно использовать отличия содержаний других компонентов. Так, в адамеллитах, по сравнению с гранитами всегда несколько повышено содержание железа, кальция и магния, в связи с чем наряду с биотитом или его безводными эквивалентами присутствуют известковисто-магнезиальные силикаты-авгиты, амфиболы.

#### Литература

- Штейнберг Д. С. О классификации гранитоидов.— Труды и материалы Свердл. горн. ин-та, 1939, вып. 5.  
Штейнберг Д. С. Основы классификации гранитоидов Урала.— Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1972, вып. 93.  
Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4.

А. А. Абдулин, Н. Д. Знаменский,  
В. Д. Старков, А. И. Русин, А. Т. Тельгузиев

### Гранитоиды Мугоджар

Гранитоиды Мугоджар размещаются в трех структурно-фациальных зонах, различающихся по тектонической истории, типу проявленных геологических формаций и металлогении. С запада на восток здесь выделяются: Западная зеленокаменная зона (Абдулин, 1973), Восточно-Мугоджарская антиклинорная зона или Восточно-Мугоджарское поднятие (Петренко, 1953; Пронин, 1965; Абдулин, 1973) и Иргизская синклинорная зона (Абдулин, 1973). В истории развития этого региона в целом гранитоидный магматизм проявился в несколько эпох, охватывающих время от позднего докембрия до конца палеозоя.

Сведения по петрологии гранитоидов Мугоджар имеются в работах А. А. Петренко (1953), Г. И. Водорезова (1961), Т. В. Билибиной (1963, 1970), Б. Е. Милецкого (1963), Г. А. Костик (Костик и др., 1966), А. И. Русина и А. Т. Тельгузиева (1970; Русин, 1972), Н. Д. Знаменского (Знаменский и др., 1971), В. Д. Старкова (Старков и др., 1972; Старков, Знаменский, 1973), Г. Б. Ферштатера (1971). В некоторых из перечисленных работ дается расчленение гранитоидных образований Мугоджар на разновозрастные комплексы, поясы интрузий, формационные типы и т. д. Тем не менее до сих пор среди исследователей нет единого мнения о геологическом положении, генезисе, глубине кристаллизации и возрасте гранитоидных плутонов Мугоджар, а вследствие этого нет и единой схемы их формационного деления.

Значительную роль в изучении гранитоидов Мугоджар сыграли исследования Т. В. Билибиной. Ею впервые была сделана попытка разобраться в сложной истории широко проявленного здесь гранитоидного магматизма и разделить массивы на естественные ассоциации пород — комплексы. Однако выводы, сделанные Т. В. Билибиной на основании сравнительно небольшого фактического материала, особенно аналитического, нуждаются в дальнейшем развитии.

Исследование глубин становления гранитоидных тел — важное звено в процессе формационного анализа магматических образований. Изучение плутонов региона с этих позиций находится в начальной стадии. Кроме трудов Т. В. Билибиной, а также В. И. Федорова и И. Е. Костик (Федоров и др., 1970) этому вопросу специально посвящены работы Г. Б. Ферштатера (1971), Н. Д. Знаменского (Знаменский и др., 1971), В. Д. Старкова (Старков и др., 1972; Старков, Знаменский, 1973). В ра-

боте Г. Б. Ферштатера приведена схема формационного и фациального расчленения гранитоидов Урала, в которой гранитоидным образованиям Восточно-Мугоджарского поднятия отводится место в вулканической ассоциации пород — производных не насыщенной водой магмы. Исходя из этого автор приходит к выводу о гип- и мезоабиссальных условиях становления массивов рассматриваемой структуры в завершающий этап каледонского орогенеза. Однако в работе этого исследователя отсутствует характеристика глубинных синорогенных гранитоидных образований, неизбежно предшествующих субсеквентному магматизму в любых подвижных поясах.

В настоящей статье излагается схема расчленения гранитоидов Мугоджар, составленная на основе новых фактов с учетом материалов, содержащихся в опубликованных работах перечисленных исследователей.

Не ставя перед собой задачу всестороннего петрологического анализа гранитоидов рассматриваемого региона, авторы останавливаются лишь на тех аспектах структурно-геологической позиции плутонов и вещественного состава слагающих их пород, которые имеют непосредственное отношение к фациально-формационному анализу магматических образований.

На современном этапе изученности возможно расчленение гранитоидов Мугоджар на отдельные комплексы, соответствующие конкретным магматическим формациям, плутоны которых различаются по глубине формирования, вещественному составу и возрасту.

#### Восточно-Мугоджарская антиклинорная зона

Восточно-Мугоджарская антиклинорная зона характеризуется наиболее широким проявлением гранитоидного магматизма, имеющего сложную и длительную историю. Среди гранитоидов Восточно-Мугоджарского антиклинория выделены следующие комплексы.

**Мигматитовый комплекс.** Представлен регионально распространенными мигматитами, приуроченными преимущественно к нижним частям разреза метаморфических толщ — породам южноугоджарской и талдыкской серий (Абдулин, 1968, 1973). По текстурным особенностям среди них выделяются полосчатые, порфиробластические, ветвисто-жилковатые, сетчатые, птигматитовые и агматитовые мигматиты. Состав гранитоидных обособлений мигматитов непостоянен даже в пределах одного прожилка и зависит в основном от состава субстрата. Для гранитоидных обособлений биотитовых и лейкократовых гнейсов характерны микроклинсодержащие граниты, пегматиты, плагиограниты, а для биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов — плагиограниты, тоналиты и кварцевые диориты. Устанавливается отчетливая зависимость состава и качественного распределения породообразующих и аксессуарных минералов от характера субстрата (Русин, 1972). Минералогические особенности мобилизаторов мигматитов отражаются на их химическом составе. Повышенные содержания  $\text{SiO}_2$  и щелочей, в частности  $\text{K}_2\text{O}$ , отмечаются в прожилках биотитовых и лейкократовых гнейсов, а  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}'$  в мобилизаторах биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Количество  $\text{TiO}_2$  и  $\text{MgO}$  закономерно понижается от гранитоидных обособлений амфиболитов до лейкократовых гнейсов. Ряд закономерностей устанавливается и в распределении элементов-приме-

сей. Так максимальные концентрации V, Cr, Ni, Co, Ti, Mn, Cu, Zp фиксируются в гранитоидных обособлениях амфиболитов, Ba, Ag, Sn, Mo — в мобилизаторах биотитовых, а Sr, Nb, Ge, Y, Yb, Zr — лейкократовых гнейсов.

Образование пород мигматитового комплекса происходило, по-видимому, в условиях ультраметаморфизма. Ведущее значение при этом имели процессы метаморфической дифференциации и локальной перекристаллизации, приведшие к обособлению лейкократовых составляющих полосчатых и порфиробластических мигматитов. Эти преобразования характеризовались общей химической направленностью, заключающейся в привносе Si, Na и выносе остальных петрогенных элементов, а также большинства элементов-примесей. При приближении составов мобилизаторов к гранитоидным проявились частично анатектические процессы, а перемещение материала на небольшие расстояния в результате тектонических движений привело к возникновению ветвисто-жилковатых, агматитовых и птигматитовых разновидностей мигматитов.

**Гнейсо-гранитовый комплекс.** Включает ряд массивов (Мильтсайский, Каиндинский, Улыталдыкский, Каинды-Ащисайский, Булексайский и др.), развитых в основном в южной части антиклинория в пределах распространения пород южноугоджарской серии. Нечеткие контакты массивов с вмещающими породами, отсутствие их термической обработки, обилие реликтов вмещающих пород, располагающихся без изменения условий залегания, совпадение внутренних структур со структурами вмещающих толщ, развитие теневого гранитов с характерными скиалитами и другие признаки свидетельствуют об образовании их *in situ*. Наряду с общими чертами устанавливаются индивидуальные особенности строения отдельных массивов. Например, наиболее распространенными породами Каиндинского массива являются гнейсо-гранодиориты и плагиогнейсо-граниты, Улыталдыкского — гнейсо-граниты и порфиробластовые граниты, а Мильтсайского — плагиогнейсо-граниты и подчиненные им гнейсо-граниты. Неравномерно развиты в массивах дайковые образования, представленные жилами и неправильной формы выделениями аплитов, аплит-пегматитов и пегматитов. Наблюдаются значительные колебания химического состава как внутри отдельных массивов, так и во всем комплексе. Неравномерно распределены и элементы-примеси. Превышающие кларковые или приближающиеся к ним концентрации Sr, Nb, Yb, Cu, Pb отмечаются в Мильтсайском, V, Cr, Ni, Co, Ti — в Каиндинском, а Zr, Ni, Co, Cu — в Улыталдыкском массивах. Микроэлементами же, определяющими геохимическую специализацию комплекса в целом, являются Ba, Sc, Ag, Mo.

В формировании массивов гнейсо-гранитового комплекса выделяются три последовательных этапа: плагиомигматизация, гранитизация, частичный анатексис (Русин, 1972). В первый этап в максимумах мигматизации происходит выравнивание составов исходных толщ и формирование пород плагиогранитового-гранодиоритового состава. Во втором этапе главенствующее значение приобретают метасоматические преобразования (привнос K, Na, Si, Al), в результате которых возникают породы, по составу и облику приближенные к граниту. В третий этап образуются неправильной формы выделения и жилы аплитов, аплит-пегматитов и пегматитов. Специфика образования гнейсо-гранитов Восточно-Мугоджарского антиклинория заключается в том, что анатектические



процессы во время образования этого комплекса имели ограниченное развитие и не привели к генерации гранитной магмы в больших объемах.

Своеобразие условий формирования мигматитового и гнейсо-гранитового комплексов обусловили появление преимущественно нерудных полезных ископаемых (мусковит, кванит, полевошпатовое сырье, антофиллит-асбест, гранат и др.). Рудные же компоненты менее разнообразны и представлены титаном и железом.

Значения абсолютного возраста, свидетельствующие о времени образования мигматитового и гнейсо-гранитового комплексов, характеризуются большим разбросом: 622—1110 млн. лет (калий-аргоновый метод), 1120—1780 млн. лет (дисперсионный метод). Интерес представляют цифры 1120—1220 млн. лет для мобилизаторов мигматитов, так как этот рубеж многими исследователями рассматривается как время ранней мигматизации метаморфических толщ Урала (Кейльман, 1961; Овчинников, Гаррис, 1960).

**Плагιοгранодиорит-гранитовый комплекс.** Представлен Балаталдыкским, Ащичилисайским, Джусинским, Тойманским, Карабутакским, Тасуткольским, Караобинским, Байтебетсайским, Тикбутакским и другими массивами, развитыми в пределах распространения пород южноугорской, талдыкской и узункайрактинской серий. Для всех массивов устанавливается двухфазное строение, но состав пород первой (главной) и второй фаз не для всех массивов одинаков. Тойманский, Карабутакский, Тасуткольский и другие массивы сложены породами, которые по классификации Д. С. Штейнберга (Штейнберг и др., 1971) могут быть отнесены к главной вариационной линии, а Балаталдыкский, Ащичилисайский, Джусинский и другие — к плагιοгранитной. Взаимоотношения между этими двумя группами массивов не устанавливаются из-за пространственной их разобщенности. Однако при дальнейших исследованиях не исключена возможность выделения двух самостоятельных комплексов, близких по времени формирования. Преимущественным развитием в массивах плагιοгранитной вариационной линии пользуются породы первой фазы, представленные биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми плагιοгранодиоритами, плагιοгранитами и кварцевыми диоритами. Переходы между ними постепенные, закономерности распределения в пространстве не устанавливаются. Породы второй фазы образуют дайкоподобные тела сложного строения, состоящие из лейкократовых плагιοгранитов со шлирами пегматоидного и аплитового строения. В массивах главной вариационной линии породы первой фазы представлены в основном биотитовыми гранитами (реже плагιοгранитами), а второй — аляскитами. Характерная особенность пород первой фазы обеих групп массивов — широкое развитие в них мирмекитов. Породы дайковых фаций, представленные плагιοгранит-порфирами, аплитами и пегматитами, в пределах отдельных массивов проявлены неравномерно. Во всех массивах комплекса резко выражены явления катаклаза, перекристаллизации и разгнейсования пород и зеленосланцевые преобразования.

Формирование массивов плагιοгранодиорит-гранитового комплекса характеризуется специфическими условиями консолидации магматического расплава в сложной тектонической обстановке. Наличие же групп массивов, сложенных породами главной и плагιοгранитной вариационных линий, позволяет предполагать существование двух глубинных

магматических очагов. Перемещение гетерогенного расплава происходило, по-видимому, на небольшие расстояния, что характерно для гранитоидов глубинного типа (Штейнберг и др., 1971).

Металлогения плагιοгранодиорит-гранитового комплекса изучена недостаточно. С ним связываются единичные проявления золота, а для отдельных массивов устанавливается геохимическая специализация на элементы группы железа и серебро.

Массивы комплекса располагаются в среднекембрийских и более древних образованиях, перекрываются вулканитами космоласайского вулканогенного комплекса (D<sub>3</sub>—C<sub>1</sub>) и прорываются более поздними гранитоидами. Значения абсолютного возраста 440—550 млн. лет (Гаррис и др., 1966; Миловский, Кнорре, 1965). По своему геологическому положению, вещественному составу и другим особенностям плагιοгранодиорит-гранитовый комплекс раннего палеозоя и особенно представители плагιοгранитной вариационной линии могут быть сопоставлены с ранне-среднедевонской сиалической плагιοгранитной формацией Урала (Самаркин, Самаркина, 1973).

**Комплекс биотитовых гранитов (есекжальский).** В Мугоджарах глубинные плутонические гранитоиды развиты так же широко, как и на всем восточном склоне Урала (Знаменский и др., 1971; Знаменский, Старков, 1972; Старков, Знаменский, 1973). По вещественному составу, структурному положению и формационной принадлежности глубинные синорогенные тела Восточных Мугоджар соответствуют гранитному формационному типу Г. Б. Ферштатера (1971), выделенному им на Урале. Но в отличие от варисийских плутонов Восточно-Уральского поднятия глубинные гранитоидные массивы Восточных Мугоджар располагаются в зоне каледонид Урала и по возрасту являются позднекаледонскими. Своим появлением они ознаменовали завершение геосинклинального развития этой части Урала, которая, по мнению Г. А. Смирнова (Смирнов, Черемных, 1973), в герцинский этап уже развивалась по квазиplatformенному режиму.

Комплексу глубинных биотитовых гранитов дано название есекжальского по р. Есекжал, где наблюдается наиболее хороший разрез гранитоидов этого типа. К массивам есекжальского комплекса относятся: Западно-Кайрактинский, Акпанский, Суллыкарагандинский, Нижне-, Средне- и Верхне-Ушкаттинский, Актастинский и, по-видимому, часть Ащисайского. Для большинства массивов характерна пластообразная форма залегания, подобная форме Верхисетской и Мурзинской интрузий на Урале.

Основными чертами структурно-геологической позиции этих образований являются: локализация среди пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации; приуроченность большинства плутонов к осевым или фланговым частям складчатых структур; конкордантное положение во вмещающих толщах и значительные ореолы мигматитов в экзоконтактах. Для гранитов этого типа характерны структуры просвечивания, обусловленные реликтами замещенных гнейсов и амфиболитов, не испытавших значительных перемещений в пространстве относительно материнской толщи метаморфических пород. Реликты, как правило, ориентированы согласно с направлением структур вмещающих толщ и представлены различной величины полосчатыми меланократовыми включениями, полосами, сложенными биотитом, либо биотитом и амфиболом. Перечисленные остатки замещенного субстрата наблюда-

ются чаще в периферической части тел гранитоидов. Они четко видны в обнажениях по рекам Кайракты, Есекжал и Ащи. Процессы гранитизации и анатексиса, по-видимому, протекали синхронно со складкообразованием во вмещающих породах, так как мобилизат всегда повторяет рисунок складок волочения.

Петрографическое изучение пород по разрезу р. Кайракты от экзоконтакта к центральной части Западно-Кайрактинского плутона показало, что в этом направлении происходит постепенное возрастание роли калиевого полевого шпата одновременно с увеличением содержания калия. Здесь можно видеть наличие всех переходных разностей от плагиогнейсов через диориты, плагиограниты до нормальных эвтектоидных гранитов, содержащих примерно равное количество плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Переходы между ними чаще всего постепенные как по простиранно, так и вкрест его. В участках, где метаморфический субстрат был неоднородный, можно встретить и резкие, но согласные границы между литологическими разностями гранитоидов.

Главную массу пород комплекса составляют биотитовые граниты. Однако доля гранитоидов повышенной основности в комплексе достаточно велика. Разности с содержанием  $\text{SiO}_2$  от 51 до 69% составляют по частоте встречаемости около 30%. Почти все гранитоиды по содержанию свободного кремнезема относятся к классу пород, пересыщенных кремниескислотой,  $Q = (+8,8) - (+44,9)$ . Наряду с породами, богатыми щелочами ( $a:c = 8,2 - 34,5$ ), присутствуют бедные и очень бедные ими ( $a:c = 6,6 - 2,3$ ). Широкие колебания обнаруживаются и в содержании анортитовой молекулы ( $c = 0,1 - 6,2$ ). Значение параметра  $n$  указывает на преобладание натрия над калием в породах комплекса ( $n = 51,0 - 74,8$ ). Лишь изредка величина  $n$  опускается ниже 50 (46,8). Среди гранитоидов рассматриваемой ассоциации в отличие от других, описываемых ниже, статически четко выделяются разности с содержанием кремнезема 72—73%, что соответствует данным Д. С. Штейнберга и Г. Б. Ферштатера (1968) для глубинных плутонических гранитоидов Урала.

Образованию глубинных гранитоидов есекжалского комплекса непосредственно предшествовали и сопутствовали процессы глубокого метаморфизма вмещающих толщ. Гистограмма распределения значений радиологического возраста, построенная для метаморфических пород гнейсовых ореолов вокруг плутонов, обнаруживает четкий максимум в интервале 380—400 млн. лет, коррелирующийся с максимумом глубинного гранитообразования, несколько сдвинутым вправо. Интенсивное гнейсообразование, предшествовавшее глубинному плутонизму конца каледонского времени, подтверждается и тем фактом, что в многочисленных реликтах вмещающих толщ, обнаруженных в гранитоидах есекжалского комплекса, встречены только породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Последнее обстоятельство весьма затрудняет точное определение возрастных рамок становления массивов этих гранитоидов по геологическим данным. Данные радиологических исследований свидетельствуют о формировании плутонов есекжалского комплекса в пределах раннего — среднего девона.

**Комплекс биотит-амфиболовых и биотитовых гранитов (космоласайский).** На наличие гипабиссальных гранитоидов в северной части Восточно-Мугоджарского поднятия указывали еще Г. И. Водорезов (1961) и А. А. Петренко (1953). Позднее Т. В. Билибина (1963, 1970) охарактери-

зовала магнитогорский комплекс Мугоджар как трещинные интрузии малых глубин, к которым она отнесла Борлинский, Бугетсайский массивы и Милысайскую группу малых интрузий.

Накопленный фактический материал подтверждает выводы Т. В. Билибиной о фациальной принадлежности массивов Борлинской и Милысайской групп. Кроме этих интрузий к космоласайскому комплексу относятся трещинные тела и штоки гранитоидов района балки Космоласай, Южно-Белькопинский, Шотинский массивы и, по-видимому, Малдыгулсайский.

Как известно, гранитоиды вулканической (Kennedy, Andersen, 1938) или вулкано-плутонической (Устнев, 1961, 1969) ассоциации, охарактеризованные Таттлом и Боуэном (Tuttle, Bowen, 1958) как гиперсолвус граниты, часто ассоциируют с дацитами, липаритами и гранитофирами, иногда составляя с ними непрерывный ряд. Не являясь исключением и гранитоиды космоласайского комплекса, для которых в последние годы (Знаменский и др., 1971; Старков и др., 1972; Карагодин, 1972) установлена комагматичность с вулканогенной наземной андезитовой формацией, впервые описанной для осевой части Мугоджарского антиклинория Т. В. Билибиной (1963). Указанные вулканы образуют генетически связанную ассоциацию с малыми гранитоидными телами, обнажающимися в районе среднего течения рек Балаталдык, Шебектысай, Милысай и Улыталдык. Небольшие поля подобных же вулканических, генетически связанных с Южно-Белькопинским, Борлинским и другими более малыми интрузиями, обнажаются по западному и южному побережью оз. Белькона и несколько севернее его, 8 км западнее могилы Султанбек, южнее зимовья Тикаша, в восточном экзоконтакте Борлинского массива и в некоторых других пунктах. Дацитовые порфиры экстрезивного облика зафиксированы в 3 км южнее аула Уйтас в пограничной зоне Шотинского массива со Старокарабутацким грабенном, но здесь пока генетическое родство вулканических и гранитов не доказано. Таким образом, почти все массивы гранитоидов космоласайского комплекса сопровождаются комагматичными вулканическими образованиями.

Большая часть интрузий космоласайского комплекса локализуется в пограничной зоне Восточно-Мугоджарского поднятия с соседними (Магнитогорским и Иргизским) погружениями, другая приурочена к наложенным структурам среди геантиклинального поднятия. Для Борлинской группы Т. В. Билибиной установлено, что это секущие трещинные тела с крутопадающими контактами, внедрившиеся по зонам разломов или межформационным поверхностям. Разрезы массивов, построенные по интерпретации геофизических данных, подтверждают это. Для интрузий Милысайской группы также свойственна трещинная форма залегания, реже встречаются штокообразные тела. Они размещаются на границе Талдыкского горста с соседними грабенами и как бы обрамляют самое крупное (Талдыкское) поле вулканических, которое также не случайно приурочено к зоне сочленения двух грабенов. К наложенным структурам Старокарабутацкого и Домбаровского грабенов тяготеют Шотинский и Малдыгулсайский массивы.

Контакты гранитоидов описываемой группы с вмещающими породами различного литологического состава и фациальной принадлежности всюду резкие, интрузивные. Судя по направлению контактовых поверхностей, последние не подчиняются направлению слонистости в осадочных



П 84166

породах, кристаллизационной сланцеватости в метаморфических либо полосчатости в гранитоидах есекжальского комплекса, т. е. гранитоидные массивы рассматриваемой ассоциации отчетливо дискордантны.

Контактные преобразования пород, примыкающих к гранитам, являются в формировании роговиков различного состава. Мощность ороговиков вмещающих пород в контакте с разными массивами неодинакова и зависит от величины массива и состава боковых пород. Так, контактное воздействие гранитов Борлинского массива выражается в преобразовании вулканогенно-осадочных пород в мощные, достигающие 0,5 км и более зоны роговиков, состоящие из кварца, биотита, магнетита и небольшого количества андалузита. Иногда роговики сохраняют сланцеватость первичных пород, но чаще преобразованы в монолитные серые пятнистые породы, рассеченные множеством мелких прожилков гранитного, сиенитового и другого состава, либо сложенных темно-серым кварцем. Зоны ороговиков гнейсов в контакте с Борлинским и другими массивами маломощные и не превышают 5—10 м.

Характер контактной зоны у малых интрузий Милысайской группы другой. Если контакты гранитов с порфиридами резкие, в порфиридах возникают сланцеватые роговики мощностью 3—5 см, состоящие на 80% из тонкочешуйчатого биотита и темно-серого кварца (20%). В случае контакта этих же гранитов с кварцитами роговик состоит на 100% из серого мозаичного кварца, а мощность его еще меньше (0,5—1 см). Подобные маломощные роговики были зафиксированы В. П. Петровым и Е. Д. Белянкиной (1972) в третичных интрузиях Аджарии и Большого Кавказа, где, по их описанию, мощность контактной зоны близка к карандашной линии. Эти авторы считают, что малая мощность зоны контактных роговиков — один из важнейших признаков гранитоидов малых глубин.

Большая часть интрузий космоласайского комплекса сложена лейкократовыми биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами, на отдельных участках переходящими в граносиениты, гранодиориты, сиениты и диориты различной структуры. Граносиениты и сиениты особенно развиты в малых интрузиях Милысайской группы и в Борлинском массиве. Спорадически они появляются в Бугетсайском и Шотинском массивах. Все перечисленные разновидности гранитоидов относятся к главной интрузивной фазе. К дополнительным интрузиям относятся мелкозернистые лейкократовые равнозернистые граниты и гранит-порфиры, широко развитые в Борлинском, Бугетсайском и Шотинском массивах. Они слагают небольшие штоки и дайкообразные тела размером в плане до 300 м. В Борлинском и Шотинском массивах к штокам гранит-порфиров тяготеет молибденовое и вольфрамовое оруденение.

Т. В. Билибина выделяет среди пород Борлинского массива производные двух фаз интрузивной деятельности, нечетко разграниченные между собой. Однако это не подтверждается геологическими наблюдениями, так как все литологические разновидности постепенно сменяют друг друга и, видимо, близки по времени формирования. В. И. Федоров (Федоров и др., 1970) относит к первой интрузивной фазе диориты, а ко второй — разнообразие граниты. Относительно диоритов мы склонны придерживаться точки зрения Т. В. Билибиной, которая не выделяет их в самостоятельную фазу, а объясняет возникновение диоритов путем ассимиляции гранитным расплавом вмещающих вулканогенно-осадочных пород.

Состав и структура апикальных и эндоконтактных частей интрузий, особенно на контакте с вулканогенно-осадочными толщами, крайне неоднородны. В этих участках происходит частая смена зернистости пород. Такситовый характер текстур можно видеть буквально в пределах одного небольшого выхода.

Несмотря на большую изменчивость литологического состава интрузий, породам комплекса свойственны определенные петрографические черты, рассмотренные ранее Т. В. Билибиной (1970) и Г. Б. Ферштатером (1971): 1) неравновесное состояние кали-натровых полевых шпатов, ведущее к развитию пертитов распада и замещения, 2) широкая распространенность структур обрастания и прежде всего оторочек кали-натрового полевого штата на плагиоклазе, 3) метасоматическое развитие кварца в завершающую стадию застывания интрузий с образованием микропегматитовых структур.

По содержанию свободной кремнекислоты все породы космоласайского комплекса принадлежат к классу пересыщенных ( $Q=16-45$ ) и реже слабо пересыщенных ( $Q=9-15$ ) кремнеземом. Отдельные анализы свидетельствуют о наличии пород насыщенных  $SiO_2$  ( $Q=4-5$ ). Большинство пород относится к плюмазитовому ряду, т. е. они пересыщены глиноземом. Однако удельный вес разностей, относящихся к нормальному ряду по содержанию глинозема, здесь гораздо выше, чем в предыдущем комплексе. Укажем к примеру, что в 30% анализов пород космоласайского комплекса не содержится свободного глинозема.

По содержанию щелочных окислов большинство гипабиссальных гранитоидов относится к богатым ( $a:c > 8$ ) и реже — к умеренно богатым. Согласно классификации Д. С. Штейнберга (1972), часть из них может быть отнесена к нормальным известково-щелочным разностям (анортитовое число 5—15), а другая — к субщелочным (анортитовое число меньше 5). Наличие значительного количества субщелочных пород — характернейшая черта космоласайского вулканогенно-интрузивного комплекса. В составе щелочей чаще натрия преобладает над калием ( $n > 50$ ). Однако в весовом отношении калия всегда значительно больше ( $K/Na=1,2-1,5$ ).

О возрасте вулканических, а следовательно, и комагматичных им интрузивных образований можно судить по следующим данным.

1. Гранитоиды и вулканы прорывают отложения шебектинской свиты, относимой одними исследователями к среднему кембрию (Абдулин, 1973), а другими — к силуру (Кориневский и др., 1972).

2. В последние годы работами Степной экспедиции в северной части зоны развития вулканических космоласайского комплекса были обнаружены прослои туфогенно-осадочных пород, в которых Т. В. Прониной была обнаружена фауна каменноугольного возраста: *Glomospira* sp. ind., *Plectogira* sp. ind. и водоросли *Komia*. В 1970 г. В. Д. Старковым был произведен повторный отбор образцов из этих же пород. Н. П. Малахова обнаружила в них фораминиферы *Litiotubella* sp. ind., *Plectogira* sp. ind., *Eostaffella* sp. ind., на основании которых дала заключение об отнесении этих пород к нижнему карбону.

3. В средней и южной частях Талдыкского поля вулканических обнаружены залегающие на последних остатках размывшихся отложений карбона, представленных известняками, полимиктовыми песчаниками, конгломератами с карбонатным цементом и углистыми сланцами. При просмотре керны скважины, пробуренной в 3 км восточнее зимовья Шиман, на



правобережье р. Улыталдык, было установлено, что все эти породы, переслаиваясь, лежат горизонтальными остатками перекристаллизованы. В известняках вместе с органическими остатками перекристаллизованы. В сохранившихся небольших участках с первичной органогенно-обломочной структурой Н. П. Малаховой обнаружены фораминиферы и трубки водорослей. Плохая сохранность фораминифер не позволяет определить их до вида, однако наличие родов *Pseudostaffella* и *Profusulinella* свидетельствует о среднекаменноугольном возрасте этих известняков.

4. На левобережье р. Милысай к западу от зимовья Эмбекту, вблизи западного контакта вулканитов Талдыкского поля, обнажаются конгломераты, лежащие в основании известняков визейского яруса. Гальки этих конгломератов на 90% представлены серыми порфирами липаритового и дацитового состава. Петрографическое и петрохимическое изучение этих галек, а также геохимические особенности содержащихся в них аксессуаров показывают полную идентичность их с вулканитами Талдыкского поля. В карбонатном цементе этих конгломератов по образцам И. А. Пелевина была обнаружена фауна визейского яруса. Абсолютный возраст пробы из гальки порфира  $343 \pm 11$  млн. лет (калий-аргоновый метод).

5. Вулканиты и гранитоиды космоласайского комплекса пересекаются гранитами балаталдыкского комплекса, что можно наблюдать в серии горных выработок в районе Султанбекского поля вулканитов.

6. В районе пос. Уйтас, 800 м на юг от его южной окраины, в обрывистом левом борту р. Шот обнажаются аркозовые конгломераты, гальки которых представлены лейкократовыми гранитами Шотинского массива и гнейсами.

7. Гистограмма, построенная по 20 результатам определения радиологического возраста различных минералов из пород рассматриваемой ассоциации, обнаруживает два четких максимума в интервале 315—345 млн. лет.

Таким образом, на основании изложенных фактов можно считать верхним пределом формирования вулкано-интрузивного комплекса границу турнейского и визейского времени (в визе комплекс уже размывался). Нижним возрастным пределом по данным абсолютного возраста можно считать поздний девон.

В качестве дополнительного возрастного критерия отметим, что гранитоиды космоласайского комплекса по многим признакам соответствуют среднегерцинской гранитной формации позднедевонско-турнейского возраста, выделенной Г. И. Самаркиным (1971) в Суундукско-Ушкаттинской зоне.

**Адамеллит-гранитовый комплекс (балаталдыкский).** Современное состояние изученности гранитоидных массивов Мугоджар дает основание предварительно выделить самый молодой комплекс порфиридных гранитоидов в составе Кайрактинского, Белькопинского и Акбулаксайского массивов.

Формирование плутонов этого комплекса произошло в две основные фазы. Представители первой фазы — среднезернистые порфиридные граниты, адамеллиты, гранодиориты и граносиениты — имеют между собой постепенные переходы. Во вторую фазу внедрились мелкозернистые алякитовые, мелкозернистые биотитовые и аплитовидные граниты, слагающие небольшие штоки. Важно отметить резкое количественное

преобладание адамеллитов в составе этих интрузий, откуда и произошло название комплекса.

Вмещающими породами этого комплекса являются докембрийские гнейсы, нижнепалеозойские толщи и гранитоиды предыдущих комплексов.

Текстура этих гранитоидов всегда массивная, а контакты с вмещающими породами всюду резкие, интрузивные. Характерно также обилие в них перемещенных ксенолитов различных пород, не имеющих закономерной ориентировки. Все это указывает на интрузивный характер этих тел.

Гранитоиды адамеллит-гранитного комплекса обладают характерными особенностями вещественного состава и структуры: постоянное присутствие в составе темноцветной части пород роговой обманки совместно с биотитом; некоторое преобладание калиевого полевого шпата (микроклин) над плагиоклазом; преобладание резко порфиридных структур, а в граносиенитах структур антирапакиви и рапакиви; наличие микропегматита; постоянное содержание калия и натрия для всех разновидностей; преобладание калия над натрием в весовых процентах  $K_2O/Na_2O=1,4$ ; цериевый состав редких земель в апатите; низкое содержание титана в магнетите.

Все эти особенности указывают на то, что в гранитоидах рассматриваемой ассоциации преобладают черты гипабиссальных гранитов. Возможно, они образовались в верхней части мезозоны, что подтверждается и реставрацией разреза кровли в момент их кристаллизации.

Гранитоиды балаталдыкского комплекса отличаются от всех других выше охарактеризованных повышенным содержанием  $TiO_2$  и  $MgO$ , а от гранитоидов космоласайского комплекса — и  $CaO$ . Все они принадлежат к классу пересыщенных кремнекислотой ( $Q=16,2-43,8$ ). В большинстве случаев в них присутствует нормативный корунд, т. е. они пересыщены глиноземом и лишь изредка относятся к нормальному ряду. Содержание аортитовой молекулы изменяется в небольших пределах ( $c=0,9-3,6$ , в единичных случаях до 4,6). По содержанию щелочных окислов гранитоиды относятся к группе умеренно богатых и богатых щелочами ( $a:c=4,3-40,2$ ). В составе щелочей калий всегда преобладает над натрием (вес. %). Весьма показательна небольшая вариация параметра  $n$ , которые, ввиду близкого соотношения молекулярных количеств  $K_2O$  и  $Na_2O$ , варьирует от 46 до 59, изредка поднимаясь до 66.

Нижний возрастной предел формирования комплекса проводится по прорыванию им гранитоидов и вулканитов космоласайского комплекса. Верхний возрастной предел неизвестен. Учитывая, однако, определения радиологического возраста, можно предположить, что данный комплекс формировался в интервале, отвечающем среднему — позднему карбону.

#### **Западная зеленокаменная зона Мугоджар**

Западная зеленокаменная зона Мугоджар (южное продолжение Магнитогорского мегасинклиория) представляет типичную эвгеосинклинальную структуру с широким развитием контрастных натровых серий эффузивных и интрузивных пород. Последние комагматичны вул-

канитам силура — нижнего девона и выделяются в составе единой **габбро-плагиогранитной формации** раннего — среднего девона (Русин, Тельгузиев; 1970). В составе этой формации выделяются **габброиды** и **плагиогранитоиды**, пространственно и генетически связанные между собой и составляющие единый комплементарный известково-щелочной ряд. **Кали-натровые гранитоиды** в зеленокаменном синклинории слагают единичные небольшие массивы, тяготеющие к зоне сочленения его с Восточно-Мугоджарским антиклинорием. По составу слагающих пород и возрасту указанные интрузивы гранитоидов аналогичны описанным гранитам космоласайского комплекса ( $D_3-C_1$ ) антиклинорной зоны.

Плагиогранитоиды — более поздние по времени образования, чем габброиды формации, и уступают им по объему проявления (в 4 раза). Массивы этих гранитоидов имеют форму относительно небольших штокообразных, дайкообразных, реже крупных пластовых тел, залегающих среди габброидов и вулканогенных пород зеленокаменной зоны. Наиболее крупные интрузии этих пород тяготеют к зоне Борлинского глубинного разлома. Плагиогранитоиды представлены преимущественно плагиогранитами, близкими ко второй группе гранитоидов габбровой формации Среднего Урала (Знаменский, 1966) с подчиненным количеством пироксен-амфиболовых плагиогранитоидов, диоритов, кварцевых диоритов, тоналитов, натровых сиенитов и габбро-диоритов. Последние встречаются в эндоконтактных частях плагиогранитных массивов и являются метасоматическими образованиями (метасоматоз магматической стадии). Амфиболовые плагиограниты с микрогранитовой, микропегматитовой и гипидиоморфнозернистой структурой преимущественно олигоклазовые и олигоклаз-андезиновые, редко альбитовые и альбит-олигоклазовые. Для них характерна рутил-гранат-ильменитовая (с участием сфена, турмалина и лейкоксена) ассоциация аксессуарных минералов.

Пироксен-амфиболовые плагиогранитоиды (плагиограниты, кварцевые диориты) переменного состава из эндоконтакта плагиогранитов с габбро-норитами характеризуются непостоянством состава плагиоклаза (25—80%), количества кварца (20—35%), наличием ортопироксена (22—30% Fs), составляющего 5—30% вместе с замещающими тремолитом и актинолитом. Текстура пород планпараллельная, структура гипидиоморфнозернистая. Для пород диоритового состава характерно наличие участков с микропегматитовой структурой и ильменит-лейкоксен-гематитовая ассоциация аксессуарных минералов. Натровые сиениты представляют собой альбитизированные кварцевые диориты.

С плагиогранитоидами связаны многочисленные петрографические типы даек. Среди них выделяются следующие возрастные группы, отдельные члены которых одновременны или близки по времени образования (в порядке возрастной последовательности): 1) диориты, кварцевые диориты и плагиограниты, 2) плагиоаплиты и пегматиты, 3) микродиориты, диорит-порфиры и их кварцевые разности, 4) плагиогранит-порфиры.

Повышенное содержание в плагиогранитоидах и их дайках Co, Ni, V, Ti, Sr наряду с высоким содержанием (относительно кларков) халькофильных элементов (Cu, Pb) подчеркивает их несомненное базальтоидное происхождение. Гипабиссальность плагиогранитов четко устанавливается на основании геологических данных и структурно-текстурных

особенностей пород. Таким образом, в отличие от Восточно-Мугоджарского поднятия в зеленокаменной зоне Мугоджар собственно гранитоидные комплексы отсутствуют. Гранитоиды синклинория входят в состав габбро-плагиогранитной формации, имея существенно натровый характер.

### Иргизская синклинорная зона

Иргизская зона Мугоджар характеризуется широким проявлением эффузивного и интрузивного магматизма в нижнем карбоне и незначительным развитием базальтоидных магматических пород в силуре. Последние приурочены к зоне Восточно-Мугоджарских разломов и представлены вулканитами основного состава базальт-диабазовой и интрузиями **габбро-плагиогранитной формации**. В составе этой формации гранитоиды (кварцевые диориты с подчиненным количеством плагиогранитов) очень незначительны и слагают небольшие штоки и дайкообразные тела среди габбро и габбро-норитов (Текелитауский массив). Плагиогранитоиды по возрасту, минеральному составу и петрогеохимическим особенностям близки к аналогичным породам Западной зеленокаменной зоны Мугоджар.

В Иргизской зоне широкое проявление эффузивного магматизма в раннем карбоне завершилось внедрением и становлением интрузий **габбро-гранитной** формации раннего и среднего карбона (Русин, Тельгузиев, 1970). Породы последней комагматичны вулканитам базальт-липаритовой формации раннего карбона. По возрасту, структурным, петрохимическим и металлогеническим особенностям габбро-гранитоиды сходны с аналогичными интрузивными образованиями Магнитогорского мегасинклинория, изученными В. М. Сергиевским (1958), Н. В. Струве (1959) и Г. Б. Ферштатером (1966).

Массивы пород формации залегают среди комагматичных вулканитов висте-намюра, приурочены к зонам тектонических нарушений и образуют поясы интрузивов. Гранитоиды составляют 80—90% от пород формации. Более ранние габброиды обычно встречаются в экзоконтактах гранитных массивов. Интрузии гранитоидов образуют трещинного типа тела с преобладанием крутопадающих штокообразных тел над пластообразными, дайкоподобными и лакколитообразными. Размеры штокообразных тел 1—35 км<sup>2</sup>, крутопадающих — до 8—27 км<sup>2</sup>. Гранитоиды формации являются гипабиссальными образованиями (глубина формирования 1—2 км). Об этом свидетельствует преобладание порфировидных и порфировых структур, микропегматит, зональный характер плагиоклазов, состав калиевых полевых шпатов, контактовые преобразования вмещающих пород и небольшая мощность осадочно-вулканогенных пород в кровле интрузивов. Среди гранитоидов преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые граниты лейкократового облика. Лейкократовые пертитовые граниты, аляскиты и граносиениты являются фациальными разновидностями указанных гранитов и встречаются в эндоконтактных частях массивов, реже слагают мелкие тела среди висте-намюрских вулканитов Иргизской зоны. Граниты подвержены альбитизации, а также локально проявленному окварцеванию. С процессами альбитизации связано образование метасоматических плагиогранитов, кварцевых альбититов и плагиограносиенитов.

Касаясь петрохимических особенностей гранитоидов среднего девона Иргизской зоны, следует в первую очередь отметить их бедность фемическими компонентами ( $s=2,4-5,5$ ), пониженное содержание полевошпатовой извести ( $c=0,6-2,6$ ), пониженную щелочность (в основном за счет калия) и магнезиальность, пересыщенность кремнеземом.

Геохимическая особенность гранитов формации — повышенное относительно кларков содержание Yb, Bi, Ga, Ni, Cr, Cu, Mo, Ba, Sr. В отличие от Магнитогорского комплекса с рассматриваемыми гранитоидами помимо контактово-метасоматических месторождений железа, возможно, связано редкометальное оруденение.

Гранитоиды среднего карбона Иргизской зоны не являются типичными представителями базальтоидных формаций. Образование их, по-видимому, связано с перемещением фронта магмообразования из базальтового в нижнюю часть сиалического слоя.

Таким образом, ранние гранитоиды Иргизской зоны относятся к существенно натровым, а поздние — к калиево-натровым ассоциациям.

## Литература

- Абдулин А. А. Стратиграфия и корреляция метаморфических толщ Мугоджар и Южного Урала.— Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1968, № 3.
- Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, «Наука», 1973.
- Билибина Т. В. Интрузивные комплексы Мугоджар и их металлоносность.— Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.
- Билибина Т. В. Интрузивные комплексы Мугоджар.— Труды Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР, 1970, вып. 85.
- Водорезов Г. И. Основные черты магматизма Мугоджар.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Гаррис М. А., Лозовая Л. С., Мудров И. А., Сагло В. В., Тесаловский М. Д. Геологическая позиция и возраст гранитоидных интрузий восточного склона Оренбургского Урала.— Второе Уральское петрографическое совещание. Тезисы докладов, т. 4. Свердловск, 1966.
- Знаменский Н. Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. Труды Ин-та геологии Урал. фил. АН СССР, 1966, вып. 71.
- Знаменский Н. Д., Старков В. П. О геологическом строении Ащисайского гранитоидного массива Южных Мугоджар.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1971 г. Свердловск, 1972.
- Знаменский Н. Д., Старков В. Д., Баранов В. В., Пелевин И. А. Некоторые данные о геологическом строении Кайрактинского гранитного массива в Восточных Мугоджарах.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Карагодин С. С. Позднекаледонская андезит-липарит-гранитовая формация Мугоджар.— Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1972.
- Кейльман Г. А. К вопросу о формировании гранитных массивов Урала.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Костик Г. А., Костик И. Е., Милецкий Б. Е., Миловский А. В., Сакинов В. В. Путеводитель Мугоджарской экскурсии. Второе Уральское петрографическое совещание. Актюбинск, 1966.
- Кориневский В. Г., Русин А. И., Булеев Ж. Т. О возрасте тойманской и шебектинской свит Мугоджар.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1971 г. Свердловск, 1972.
- Милецкий Б. Е. Некоторые закономерности развития палеозойского магматизма Мугоджар.— Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1963, № 4.
- Миловский А. В., Кнорре К. Г. Абсолютный возраст метаморфических пород и гранитоидов Мугоджар по данным калий-аргонового метода.— Вести. МГУ, сер. геол., 1965, № 5.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья.— Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. МГК, XXI сессия, докл. сов. геологов, проблема 3, 1960.
- Петренко А. А. Геологическое строение Северных Мугоджар.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1953, вып. 1.
- Петров В. П., Белянкина Е. Д. Признаки глубинности интрузивных горных пород.— Петрология. М., «Наука», 1972.
- Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисский цикл. М.— Л., «Наука», 1965.
- Русин А. И. Догерцинские гранитоидные комплексы Мугоджарского антиклинория. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1972.
- Русин А. И., Тельгузиев А. Т. Петрология гранитоидных формаций Восточно-Мугоджарского антиклинория.— Материалы II Республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов Каз. ССР. Усть-Каменогорск, 1970.
- Самаркин Г. И. Гранитоидные формации Южного Урала.— Ежегодник Института геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я. Каледонская плагиогранитная формация Южного Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 4.
- Смирнов Г. А., Черемных В. А. Основные черты развития Урала в каменноугольном периоде.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1972 г. Свердловск, 1973.
- Сергиевский В. М. Основные особенности металлогении и металлогенического районирования Урала.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Старков В. Д., Знаменский Н. Д. К вопросу об эволюции палеозойского гранитоидного магматизма Восточно-Мугоджарского поднятия.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1972 г. Свердловск, 1973.
- Старков В. Д., Пелевин И. А., Ярош В. А. Новые данные о вулканитах южной части восточных Мугоджар.— Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1972, № 3.
- Струве Н. В. Магматизм и история развития Магнитогорского краевого прогиба.— Информационный сборник № 16. Л., 1959 (ВСЕГЕИ).
- Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геохимические аспекты проблемы игнибригов.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 11.
- Устиев Е. К. Проблема отношений между вулканизмом и плутонизмом на разных стадиях тектоно-магматического цикла.— Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии, вып. 2. М., «Наука», 1969.
- Федоров В. И., Костик И. Е., Бурмин Ю. А. Борлинский гранитный комплекс и связь с ним молибденового оруденения.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 11.
- Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.
- Ферштатер Г. Б. Схема формационного и фациального расчленения гранитоидов Урала.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Штейнберг Д. С. Основы классификации гранитоидов Урала.— Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1972, вып. 93.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Малахова Л. В., Бушляков И. Н., Краснобаев А. А., Чашухина В. А. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов.— Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
- Kennedy W. Q., Andersen E. M. Grustal layers and the origin of magmas.— Bull. Volcanol., ser. II, 1938, vol. 3.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ .— Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74.

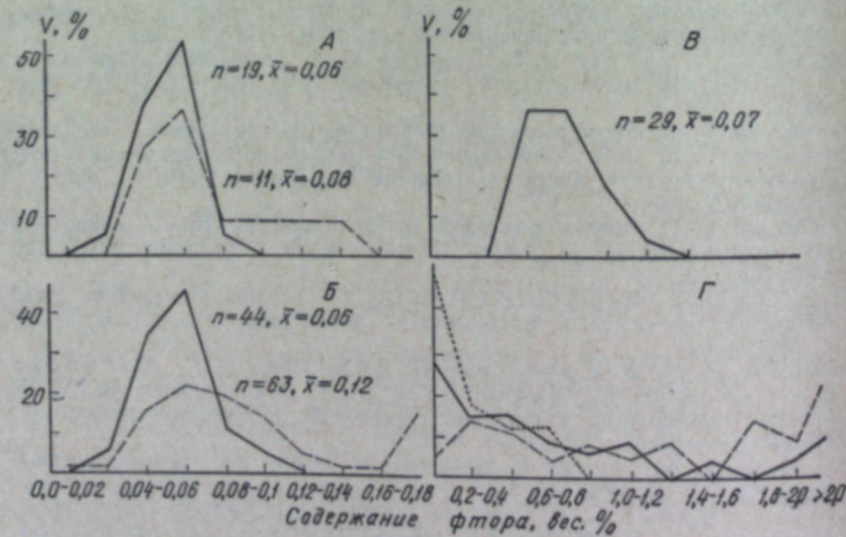
УДК 550.42:546.16+552.321(470.5)

А. И. Грабежев

### Поведение фтора при становлении рудноносных гранитоидных массивов Восточно-Уральского поднятия

Становление рудоносных гранитоидных массивов сопровождается отделением части летучих компонентов и их фиксацией в постмагматических месторождениях. Поэтому сравнительное изучение поведения летучих компонентов в гранитоидах и ассоциирующих месторождениях представляет несомненный интерес для познания геохимии фтора.

Если редкометалльные месторождения, ассоциирующие с гранитами, нередко характеризуются ярко проявленной фторной специализацией,



Распределение фтора в гранитоидах (сплошные линии) и метасоматитах (штриховые) уральских месторождений.

А — адамеллиты и березитизированные адамеллиты Шарташского массива; Б — гранитоиды и березиты по ним золоторудных месторождений; В — граниты Боевско-Биктиминской группы габброидных месторождений; Г — метасоматиты по ним (сплошная линия), мусковитовые и мусковит-альбитовые метасоматиты (штриховая), альбититы и микроклиниты (пунктирная).

Содержание фтора в гранитоидах и метасоматитах  
золоторудных и шеелит-кварцевых месторождений, %

Характеристика породы	n	x	Пределы колебаний
<b>Шарташский массив</b>			
Гранитоиды, S=0,016, V=0,27	21	0,06	0,02—0,12
Ранние микроклин-альбитовые метасоматиты	6	0,06	0,03—0,10
Березитизированные гранитоиды и микроклиниты около-трещинные, S=0,046, V=0,57	11	0,08	0,05—0,20
<b>Березовское месторождение</b>			
Плагиопорфиры	7	0,06	0,04—0,08
Березиты	9	0,11	0,08—0,20
Щелочные (существенно пирит-карбонат-мусковитовые) метасоматиты	9	0,20	0,12—0,33
<b>Благодатное месторождение</b>			
Плагиопорфиры	4	0,07	0,05—0,08
Березитизированные плагиопорфиры и березиты	10	0,20	0,01—0,35
Серпентиниты	3	0,01	0,01—0,02
Листвениты	5	0,21	0,05—0,52
<b>Быньговское месторождение</b>			
Порфириты	4	0,05	0,03—0,07
Листвениты	8	0,06	0,03—0,14
<b>Кочкарское месторождение</b>			
Плагиограниты	10	0,05	0,03—0,08
Березиты по ним	9	0,06	0,05—0,08
Лампрофиры, в том числе калишпатизированные и амфиболитизированные	6	0,13	0,04—0,38
Биотит-кварц-серцитовые околотрещинные метасоматиты по ним	3	0,06	0,05—0,07
<b>Кедровское месторождение</b>			
Гранодиориты	4	0,09	0,08—0,10
Гумбеиты по ним	8	0,12	0,07—0,29
<b>Среднее по золоторудным и шеелит-кварцевым месторождениям:</b>			
Гранитоиды, S=0,017; V=0,28	44	0,06	0,02—0,12
Березиты, гумбеиты и ранние метасоматиты по гранитоидам	63	0,12	0,03—0,35

равно как и изученные собственно флюоритовые месторождения (Грушкин, 1964, и др.), то для золоторудных и шеелит-кварцевых месторождений, связанных с гранитоидами тоналит-гранодиорит-плагиогранитного формационного типа, данные по поведению фтора крайне ограничены, а для уральских месторождений отсутствуют. Наибольший интерес представляет рассмотрение металлогенической специализации гранитов на фтор, связь между кремнекислотностью (и щелочностью) гранитов и концентрацией фтора в гранитоидах и месторождениях и, наконец, влияние условий кристаллизации гранитоидов на отделение фтора.

Таблица 2

Содержание фтора в гранитах и метасоматитах  
редкометалльных месторождений, %

Характеристика породы	n	x	Пределы колебаний
<b>Глубинные месторождения</b>			
Боевско-Биктимировская группа Мо—W месторождений	29	0,07	0,05—0,11
Граниты биотитовые мелко- и среднезернистые	34	0,65	0,07—1,50
Интенсивно мусковитизированные граниты внешних зон метасоматических колонок, S=0,67; V=0,97	37	1,30	0,1—2,4
Мусковитовые и альбит-мусковитовые метасоматиты внутренних зон колонок, S=0,90; V=0,69	17	0,43	0,06—1,95
Микроклины и альбититы внутренних зон колонок, S=0,54; V=1,30			
<b>Каменское молибденитовое месторождение</b>			
Гранодиориты	3	0,18	0,09—0,35
Мусковит-альбитовые метасоматиты по гранодиоритам	6	2,73	1,1—5,0
Мусковитовые метасоматиты по сланцам	4	1,20	0,9—1,4
<b>Ферберитовое месторождение «Красный Огородник»</b>			
Мусковит-альбитовые метасоматиты	3	0,18	0,14—0,25
<b>Адуйский массив</b>			
Равномернозернистые и порфиroidные биотитовые и двуслюдяные граниты	18	0,07	0,01—0,12
Пегматитсодержащие лейкократовые граниты	6	0,08	0,06—0,09
<b>Гипабиссальные месторождения</b>			
<b>Шамейское месторождение Мо</b>			
Двуслюдяные граниты	13	0,13	0,04—0,35
Ранние микроклин-альбитовые альбититы	7	0,81	0,03—1,93
Ранние мусковит-альбитовые альбититы	8	2,33	1,1—3,8
Площадно мусковитизированные граниты	5	0,17	0,1—0,2
Околотрещинные мусковитовые метасоматиты	7	0,84	0,5—1,3
<b>Зенковское рудопроявление Nb</b>			
Ниобиевые граниты	9	0,04	0,01—0,07
Ранние альбит-калишпатовые метасоматиты	4	0,02	0,01—0,02
<b>Хрустальногорское рудопроявление кварца</b>			
Микроклин-альбитовые, кварц-альбитовые редкометалльные граниты, альбититы, альбит-микроклиновые метасоматиты	38	0,01	0,01—0,02
Гнейс и метасоматит по нему	2	0,33	0,08—0,58
<b>Башкироводольское рудопроявление Sp</b>			
Аляскиты	10	0,04	0,02—0,05
Грейзенизированные аляскиты	14	0,07	0,02—0,14
Мусковит-кварцевые грейзены	11	0,09	0,05—0,16
<b>Месторождение «Восток»</b>			
Слабо грейзенизированные граниты	4	0,19	0,05—0,45
Сильно грейзенизированные граниты	8	0,46	0,06—1,40
Мусковит-кварцевые грейзены по гранитам	10	0,27	0,14—0,45
Гранит-порфиры рудного тела и метасоматиты по ним	11	0,30	0,08—0,80

Таблица 3

Содержание фтора в экзоконтактовых редкометалльных  
пегматитах Адуйского массива, %

Характеристика породы	n	x	Пределы колебаний
<b>Участок I</b>			
Пегматит аплитовой структуры, S=0,02; V=0,3	9	0,07	0,02—0,11
То же с замещенным альбитом кварцем	13	0,06	0,03—0,11
Пегматит неравномернозернистой структуры	3	0,08	0,07—0,08
Пегматит пегматоидной структуры, S=0,02; V=0,5	10	0,04	0,01—0,06
Мусковит-альбитовый замещающий комплекс	2	0,26	0,21—0,31
<b>Участок II</b>			
Пегматит аплитовой структуры, S=0,02; V=0,2	9	0,09	0,05—0,12
Околотрещинный альбитит по нему	3	0,03	0,02—0,03
Пегматит неравномернозернистой структуры	10	0,08	0,03—0,14
Пегматит пегматоидной структуры	11	0,06	0,02—0,20
Мусковит-альбитовый замещающий комплекс	2	0,38	0,34—0,45
<b>Участок III</b>			
Пегматит аплитовой структуры, S=0,03; V=0,5	11	0,06	0,01—0,12
Пегматит неравномернозернистой пегматоидной структуры, S=0,03; V=0,6	32	0,05	0,02—0,11

В целом находящиеся в пределах уральских рудных полей глубинные граниты гранитной формации и гранитоиды золотопродуктивной тоналит-гранодиорит-плагногранитной формации характеризуются близкими средними содержаниями фтора (см. рисунок), которые соответственно составляют 0,07% (S=0,027; V=0,39; n=53, здесь и далее распределение соответствует нормальному закону) и 0,06% (S=0,017; V=0,28; n=44).

В гранитоидах тоналит-гранодиорит-плагногранитного формационного типа содержание фтора (табл. 1) не зависит от состава пород и колеблется от 0,02 до 0,12%. В адамеллитах Шарташского массива, плагнопорфирах Березовского и плагногранитах Кочкарского месторождений среднее содержание фтора 0,05—0,06%, в гранодиоритах Благодатского месторождения — до 0,07%, а в гранодиоритах Кедровского — до 0,09%. Лампрофиры Кочкарского месторождения, как, по-видимому, мезократовые жильные породы и других месторождений, содержат повышенное количество фтора, 0,04—0,38%.

Гранитные массивы резко отличаются между собой по содержанию фтора (табл. 2). Граниты различных глубинных массивов близки по концентрации фтора (для Адуйского массива 0,07% по 24 пробам, для Коневско-Карасьевского — 0,07% по 29 пробам), в то время как мезоабиссальные и гипабиссальные гранитные массивы резко различаются. Так, в Шамейском массиве среднее содержание фтора и двуслюдяных лейкократовых гранитах 0,11%, в то время как в аляскитах Башкироводольского массива оно составляет всего 0,04%, в аляскитах Хрустальногорского рудопроявления 0,01—0,02%, а в аляскитах Зенковского рудопроявления 0,03—0,04%, что определяется низким содержанием в указанных гранитах слюд. Редкометалльные глубинные пегматиты характеризуются примерно тем же интервалом содержания фтора (табл. 3), что и материнские глубинные граниты. Количество



Таблица 4

Содержание фтора в слюдах из гранитов и метасоматитов, %

Характеристика породы	n	x	Пределы колебаний
Биотиты из глубинных гранитоидов	4	0,82	0,35—1,30
Граниты Коневско-Карасьевской интрузии	6	0,87	0,68—1,41
Граниты Адуйского массива:	2	1,39	0,92—1,85
Равномернозернистые и порфиоровидные			
Пегматоидные			
Гранитоиды Каменского массива:	2	0,34	0,18—0,50
Диориты и гранодиориты	2	0,70	0,41—0,98
Среднезернистые граниты	1	0,48	—
Плагииграниты Режикского массива			
Биотиты из мезоабиссальных и гипабиссальных гранитов	10	1,27	0,60—1,72
Малышевско-Аллакиозерского пояса			
Мусковиты из гранитов	2	0,55	0,35—0,80
Глубинные граниты Коневско-Карасьевской интрузии			
Глубинные граниты Адуйского массива:	5	0,68	0,42—1,05
Равномернозернистые и порфиоровидные	2	0,67	0,41—0,90
Пегматоидные			
Мезоабиссальные граниты Малышевского и Зенковского массивов	3	0,74	0,43—1,00
Мусковиты из пегматитов			
Пегматиты восточного эндоконтакта Адуйского массива	2	0,53	0,44—0,62
Зона аплитовой структуры			
Зона неравномернозернистой пегматоидной структуры	2	0,47	0,40—0,54
Пегматиты восточного эндоконтакта Адуйского массива	5	0,43	0,34—0,58
Зона аплитовой структуры	5	0,53	0,38—0,70
Зона неравномернозернистой структуры	7	0,61	0,40—1,00
Зона пегматоидной структуры			
Мусковит-серицит из метасоматитов золоторудных месторождений			
Березит, Кочкарское месторождение	3	0,22	0,15—0,27
Березит, Березовское месторождение	1	0,23	—
Парагонит, Березовское месторождение	2	0,12	0,11—0,13
Фуцит из лиственита Березовского месторождения	14	0,12	0,0—0,99
Фуцит из лиственита Благодатного месторождения (Лазаренко, 1955)	1	0,47	—
Мусковиты из метасоматитов гипабиссальных редкометалльных месторождений			
Месторождение «Восток»			
Ранние мусковит-альбитовые метасоматиты	3	1,12	1,0—1,2
Мусковит-кварцевые грейзены	3	1,58	1,5—1,6
Башкироводольское, кварц-мусковитовый грейзен	1	1,00	—
Еленовское, кварц-мусковитовый грейзен	1	0,73	—
Галочья Гора,			
Апогранит	1	0,53	—
Кварц-серицитовый грейзен	2	0,83	0,8—0,9
Среднее	11	1,09	—
Мусковиты из метасоматитов глубинных редкометалльных месторождений и рудопроявлений			
«Красный Огородник», альбит-муковитовый метасоматит	1	1,17	—
Каменское Мо, то же	3	1,76	1,6—2,0
Боевско-Биктимировская группа Мо—W месторождений			
Мусковитовые грейзены	4	1,75	1,1—2,2
Оторочки кварцевых жил	2	1,20	1,0—1,5
Среднее	11	1,54	—

фтора в аплитовой зоне составляет 0,06—0,09%, а в более поздней пегматоидной 0,04—0,06%. Альбит-мусковитовая ассоциация наиболее позднего замещающего комплекса содержит 0,26—0,38% фтора.

Систематические данные по распределению фтора в минералах-концентраторах отсутствуют. По немногочисленным данным, биотиты из глубинных двуслюдяных гранитов Коневско-Карасьевского и Адуйского массивов в среднем содержат 0,82—0,87% фтора (табл. 4), а из более поздних дифференциатов пегматитсодержащих лейкократовых гранитов — 1,39% фтора. Биотиты из мезобиссальных и гипобиссальных гранитов Малышевско-Аллакиозерского пояса в среднем содержат 1,27% фтора. Концентрация фтора в мусковитах из гранитов изученных массивов составляет 0,55—0,74%, а из сопровождающих редкометалльных пегматитов 0,43—0,61%. Биотиты из диоритов и гранодиоритов, относящихся к тоналит-гранодиоритовому формационному типу, содержат всего 0,34—0,40% фтора; пониженное содержание фтора — характерная особенность биотитов из гранитоидов повышенной основности (Ляхович, 1972), в то время как биотиты из адаметлитов и гранитов конечных дифференциатов этих серий уже содержат 0,40—0,70% фтора.

Рассмотрим поведение фтора при формировании гидротермальных месторождений. В целом золоторудные месторождения характеризуются очень небольшим его привнесом (см. табл. 1) — содержание фтора в метасоматитах составляет 0,12% по 63 пробам по сравнению с 0,06% по 44 пробам в сопровождающих гранитоидах. Наиболее низкими содержаниями фтора (0,06—0,08%), незначимо отличающимися от концентрации фтора в гранитах, характеризуются березиты и листвениты Шарташского массива, Быньговского и Кочкарского месторождений; причем и здесь метасоматиты систематически содержат на 0,01—0,03% больше фтора, чем гранитоиды. Об отсутствии значительных концентраций фтора в растворах свидетельствует его вынос из обогащенных фтором лампрофиров (0,13%, см. табл. 1) при замещении их биотит-кварц-серицитовыми метасоматитами, содержащими 0,06% фтора. Несколько больший привнос фтора, чем на перечисленных месторождениях, наблюдается на Березовском, Благодатном и Кедровском месторождениях, где метасоматиты в среднем содержат его 0,11—0,24%, а в отдельных пробах 0,52%. Характерна очень высокая вариация содержаний фтора в этих месторождениях, причина чего остается неясной, за исключением Березовского месторождения, где наиболее высокие концентрации фтора содержат пирит-кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты, более поздние по сравнению с нормальными березитами. Серицит, мусковит и фуцит золоторудных месторождений, судя по немногочисленным данным (см. табл. 4), содержат небольшое количество фтора (0,04—0,27); более высокие содержания его отмечаются в одном из образцов фуцита Березовского (0,99%) и Благодатного (0,47%, по Лазаренко, 1955) месторождений.

Редкометалльные месторождения характеризуются сильно варьирующими концентрациями фтора, которые составляют в среднем для глубинных месторождений 0,98% по 101 пробе, для гипабиссальных альбитит-грейзеновых 0,69% по 60 пробам и гипабиссальных альбититовых 0,03% по 53 пробам. При этом среди альбитит-грейзеновых месторождений выделяется грейзеновое Башкироводольское, характеризующееся крайне низкими концентрациями фтора (0,07% по 35 пробам).

Содержание фтора в метасоматитах редкометальных месторождений тесно связано с его концентрацией в материнских гранитах. Так, метасоматиты глубинных (Боевско-Биктимировская группа, «Красный Огородник» и др.) и альбитит-грейзеновых (Шамейское, «Восток») гипабиссальных месторождений, ассоциирующих с биотитовыми и лейкократовыми гранитами, содержащими 0,07—0,18% фтора, резко обогащены этим элементом (см. табл. 2), в то время как в метасоматитах альбититовых рудопоявлений (Зенковское, Хрустальногорское) и грейзеновского Башкироводольского рудопоявления, ассоциирующих с малофтористыми аляскитами (0,01—0,04% фтора), содержания фтора очень низки (0,01—0,09%).

Приведенные данные свидетельствуют об отсутствии принципиального различия по валовому содержанию фтора между редкометально продуктивными глубинными биотитовыми гранитами и золотопродуктивными мезоабиссальными—гипабиссальными тоналитами-адамеллитами-плагногранитами, среднее содержание фтора в которых 0,06—0,07%. Поскольку месторождения, ассоциирующие с этими двумя типами гранитоидов, резко различаются по фтороносности, степень отделения фтора в раствор в первую очередь зависит от состава гранитоидных расплавов, особенно от содержания кремнезема и щелочно-земельных элементов. Резкое усиление концентрации фтора во флюидной фазе по мере увеличения кремнекислотности расплава экспериментально показано (Евтюхина и др., 1967; Когарко и др., 1968) на примере изучения расплавов гранита и сненита. По-видимому, фиксируемые в гранитоидах концентрации фтора близки к их концентрации в расплаве (Бэрнем, 1970), ибо фтор, судя по экспериментальным данным, по сравнению с водой очень слабо переходит в раствор (Евтюхина и др., 1967). Особенно плохо фтор переходит в раствор по сравнению с хлором (Kilinc, Burnham, 1972). Резкое снижение температуры плавления гранита по мере увеличения в нем содержания фтора (Willie, Tuttle, 1961) также свидетельствует об ограниченной растворимости фтора в надкритической фазе. По-видимому, наиболее низкими концентрациями фтора обладали аляскиты рассмотренных мало-глубинных месторождений.

Вышеуказанная прямо пропорциональная связь между содержаниями фтора в гранитах и сопровождающих их редкометальных месторождениях и степенью его отделения из расплава—закономерность уже второго порядка, свидетельствующая о наличии металлогенической специализации гранитов на фтор. С малофтористыми аляскитами и лейкократовыми гранитами гипабиссальных массивов Урала ассоциируют месторождения со слабым развитием грейзенового процесса, характеризующимся отсутствием заметного привноса редких элементов. Следует отметить, что лейкократовые граниты других регионов могут характеризоваться очень высокими концентрациями фтора (Коплус, Пузанов, 1972), хотя нередко случаи ассоциации фтороносных редкометальных месторождений с гранитными массивами, обедненными фтором (Лугов, 1970, и др.), что может быть связано с их дегазацией при кристаллизации в очень неспокойной тектонической обстановке. Наоборот, при становлении массивов в условиях закрытых систем повышение содержания фтора в конечных дифференциатах очень характерно и отражает дифференциацию расплава на различных уровнях его эволюции. Это проявлено в Адуйском, Каменском, Верхисетском

массивах (Коплус, Пузанов, 1972; Галецкий, Зинченко, 1972, и др.) и выражается в увеличении валовых концентраций фтора как в породах, так и в минералах.

Особенно обогащены фтором лампрофиры конечных этапов становления золотопродуктивных гранитоидных комплексов (см. табл. 1), высокое содержание в которых железа, магния и низкое кремнезема приводит к связыванию фтора в породе, а соответственно, к обеднению им флюидной фазы, золоторудных месторождений и мусковитов из них (см. табл. 4). Повышенные концентрации фтора в некоторых золоторудных месторождениях и мусковитах-серицитах из них свидетельствует о местных благоприятных условиях для отделения фтора при кристаллизации гранитоидов или его концентрации при эволюции раствора. Низкие концентрации фтора в листовенитах Быньговского месторождения, ассоциирующего с ультракислыми (74—76% SiO<sub>2</sub>) плагипорфирами, свидетельствуют о существовании в тоналит-гранодиоритовом формационном типе устойчивой ветви дифференциации, не сопровождающейся увеличением концентрации фтора.

Глубинность формирования гранитного расплава, по-видимому, в известной степени определяет F/H<sub>2</sub>O в расплавах, о чем можно судить по отношению F/H<sub>2</sub>O в биотите, увеличивающемуся в гипабиссальных гранитах (Штейнберг и др., 1971), связанных с глубинными источниками. Однако по содержанию фтора принципиальных различий между грейзеновыми месторождениями, связанными с глубинными и гипабиссальными гранитными массивами, нет. Отсутствие фтора в ряде альбититовых и грейзеновых месторождений, связанных с гипабиссальными гранитами, можно объяснить их дегазацией или концентрацией фтора в обособленных ликватах.

Таким образом, условия концентрации фтора в постмагматическом растворе, отделяющемся от гранитоидов, определяются многими факторами. Наиболее общее и принципиальное значение имеет высокое содержание кремнезема и низкое щелочноземельных элементов в материнском расплаве. В гранитоидах тоналит-плагногранитного формационного типа, с которыми ассоциируют золоторудные месторождения, фтор крайне слабо концентрируется в растворе. Если специфические местные условия благоприятны для отделения фтора, то происходит его концентрация в золоторудных месторождениях (Березовское, Кедровское). Эволюция гранитоидных магм в глубинных источниках и в камерах кристаллизации приводит к накоплению фтора в конечных дифференциатах, хотя в тоналит-плагногранитном формационном типе существует ветвь, не сопровождающаяся накоплением фтора (ультракислые плагнограниты Быньговского месторождения). Намечается прямо пропорциональная связь между степенью фтороносности гранитных массивов и сопровождающих редкометальных месторождений. Глубины становления рудоносных массивов не играют решающей роли в степени фтороносности редкометальных месторождений, однако F/H<sub>2</sub>O должно быть выше в расплавах гипабиссальных гранитов, что должно определять более высокую степень экстракции редких элементов из гипабиссальных гранитов. По-видимому, в ряде случаев резкое обеднение малоглубинных месторождений фтором может быть связано с дегазацией магм, кристаллизующихся в неспокойных тектонических условиях, или с резким проявлением в них ликвационных процессов.

## Литература

- Бэрнем К. В. Гидротермальные флюиды магматической стадии.— *Геохимия гидротермальных рудных месторождений*. М., «Мир», 1970.
- Галецкий Л. С., Зинченко О. В. Фтор в породах северо-западной части Украинского щита.— *Сб. науч. работ. науч.-исслед. сектора Киевского гос. ун-та*, 1972, № 8.
- Грушкин Г. Г. Некоторые особенности формирования флюоритовых месторождений.— *Геология рудных месторождений*, 1964, № 1.
- Евтюхина И. А., Когарко Л. Н., Кунии Л. Л., Малкин В. И., Рудченко Л. Н. Кислотно-основные свойства некоторых алюмосиликатных расплавов — упрощенных аналогов горных пород.— *Докл. АН СССР*, 1967, т. 175, № 6.
- Когарко Л. Н., Кривман Л. Д., Шарудило Н. С. Экспериментальные исследования влияния щелочности силикатных расплавов на отделение фтора в газовую фазу.— *Геохимия*, 1968, № 8.
- Коплус А. В., Пузанов Л. С. Поведение фтора в природных процессах.— *Оценка месторождений при поисках и разведке*. М., «Недра», 1972.
- Лазаренко Е. К. Исследование хромсодержащих слюд.— *Исследование минерального сырья*. М., 1955.
- Лугов С. Ф. Фтор в магматических породах оловоносных структурно-формационных зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— *Материалы к геохимии фтора и его роли в процессах минералообразования*. М., 1970.
- Ляхович В. В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., «Недра», 1972.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Малахова Л. В., Бушляков И. Н., Краснобаев А. А., Чашухина В. А. Основные проблемы петрологии гранитоидов.— *Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов*. Свердловск, 1971.
- Kilinc J. A., Burnham C. W. Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kbar.— *Econ. Geol.*, 1972, vol. 67, N 2.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components, part II, The effect of  $NH_3$  and  $HF$ , in addition to  $H_2O$  on the melting temperatures of albite and granite.— *Amer. J. Sci.*, 1961, vol. 259.

УДК 550.42:553.641:552.321.1(470.5)

**В. В. Холоднов, В. Д. Старков, А. А. Краснобаев,  
Н. Д. Знаменский, Л. Г. Логинова**

## Редкоземельные элементы в акцессорных апатитах как индикаторы формационной принадлежности гранитоидов Урала

Широкое распространение апатита в породах различного состава и генезиса, значительный интервал температур и давлений, при которых он образуется в природных условиях, особенности состава и структуры, благоприятствующие широкому изоморфизму в катионной и анионной группах, позволяют рассматривать этот минерал в качестве важнейшего минералого-геохимического индикатора происхождения, фациальной и формационной принадлежности различных горных пород, в том числе и гранитоидов. Первые результаты, полученные по соотношению и содержанию редкоземельных элементов (РЗЭ) в апатитах из гранитоидов и метаморфических пород Урала (Краснобаев и др., 1972 а, б), показали, что апатиты несут ценную генетическую информацию, которая должна учитываться при решении многих геологических вопросов.

Материалом для настоящей статьи послужили апатиты из типичных гранитоидов различных формационных типов и некоторых метаморфических комплексов Урала и Мугоджар.

По современным представлениям, на Урале выделяются две крупные группы гранитоидов: плутоническая и вулканическая (Штейнберг, Ферштатер, 1968). К гранитоидам плутонической группы Г. Б. Ферштатер (1971) относит гранитный формационный тип, ранее охарактеризованный Д. С. Штейнбергом (1961) и И. Д. Соболевым (1961) под названием верхнепалеозойской сиалической гранитной формации. В Восточно-Мугоджарском поднятии к гранитному формационному типу можно отнести есекжальский комплекс глубинных кали-натровых сиалических гранитоидов каледонского ( $D_1$ — $D_2$ ) возраста (Знаменский и др., 1971; Старков и др., 1972; Старков, Знаменский, 1973). Кроме того, авторы данной работы считают правомерным выделение на Урале среди гранитоидов плутонической группы самостоятельного сиалического плагиигранитного формационного типа. Представители этих гранитоидов, формирующиеся, как правило, в начале орогенных этапов развития подвижных поясов, частично охарактеризованы в



№ п. п.	Порода, массив	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
43	Гранит биотитовый, Мурзинский	12,20	10,10	6,90	27,60	10,40	—	14,70
44	Гранит, там же	10,0	23,40	3,90	26,40	9,10	—	11,80
45	Гранодиорит, Верхисетский	7,93	16,44	8,93	25,10	8,60	2,51	14,30
46	Гранит амфибол-биотитовый, там же	10,30	20,90	8,90	20,60	6,80	2,96	13,60
47	Тоналит, Западно-Кайрактинский	9,18	—	—	13,26	11,20	—	22,80
48	Гранит биотитовый, там же	9,40	24,40	—	17,60	8,95	—	13,52
49	Кварцевый диорит, Ащисайский	8,85	27,70	—	20,96	9,90	1,04	10,40
50	Гранит биотитовый, Средне-Ушкаттинский	11,65	30,75	—	10,75	16,35	—	11,25
51	Гранит биотитовый, Актастинский	11,90	26,10	—	11,40	8,48	—	12,40
52	Гранит биотитовый, Бараусский	16,40	27,20	5,90	20,50	5,15	0,73	6,50
53	Граносенит биотитовый Тараташский	11,0	33,90	6,38	30,0	6,57	0,72	5,37
54	Гранодиорит, Челябинский	7,30	21,50	6,50	22,10	8,45	1,30	11,30
55	Плагногранит, Пластовский	13,25	26,20	8,76	18,50	6,25	—	8,76
56	Плагногранит, Урзубаевский	10,0	27,95	—	24,65	6,41	0,51	12,80
57	Кварцевый диорит, Мариновский	13,10	33,70	6,55	23,40	5,40	0,79	7,10
58	Кварцевый диорит, там же	9,40	31,20	—	26,50	11,18	—	11,76
59	Кварцевый диорит, там же	9,96	26,90	5,38	24,97	6,98	—	7,97
60	Гранодиорит, Нижне-Санарский	9,0	25,30	5,95	23,50	7,93	1,53	9,45
61	Гранодиорит, там же	9,94	29,30	5,86	25,80	6,62	1,04	8,25
62	Гранодиорит, Шигирский	10,10	34,30	6,33	24,80	7,57	0,84	7,50
63	Плагногранит, Коктюбинский	9,15	—	—	12,40	31,40	—	17,0
64	Гранодиорит, там же	—	—	—	—	—	—	76,90

## Метаморфические и гранитизированные

65	Гнейс амфиболовый, Александровский комплекс	7,67	16,50	—	11,80	—	—	12,20
66	Гнейс лейнократовый, там же	9,22	23,60	—	—	6,86	1,96	18,60
67	Гнейс биотитовый, там же	6,15	18,20	3,70	21,20	8,90	2,0	14,0
68	Гнейс биотитовый, там же	11,40	26,90	2,95	14,80	5,33	0,84	9,37
69	Гнейс, Тараташский комплекс	6,98	23,50	4,96	25,40	10,20	0,84	12,70
70	Гнейс биотитовый, Суундукский комплекс	7,31	13,15	—	10,25	5,85	1,75	11,55
71	То же, Мариновский комплекс	6,85	21,0	4,85	20,10	8,06	1,13	14,50
72	Гнейс, Нижне-Санарский	11,20	28,05	—	27,0	7,75	1,01	11,22
73	Гнейс биотитовый Ильменогорский комплекс	6,33	22,90	5,0	17,50	14,0	1,38	13,25
74	То же	6,92	26,56	—	21,27	8,36	0,53	14,68
75	Шлапогнейс, там же	8,80	21,57	—	21,57	8,97	0,52	14,12
76	Гранито-гнейс биотитовый, Варламовский комплекс	7,70	21,10	4,17	20,50	7,70	1,09	12,50
77	Гранито-гнейс двуслоидной, там же	6,62	20,60	4,17	20,10	7,37	1,05	14,70
78	Шлапомигматит Александровский комплекс	20,40	45,50	—	22,80	—	0,80	—
79	Мигматит, там же	12,40	33,0	6,45	22,70	7,45	1,36	8,05
80	Шлапомигматит, Мурзинский комплекс	17,40	35,40	7,10	24,40	5,51	—	5,20
81	Гранито-гнейс биотитовый, там же	13,40	37,40	6,70	23,90	6,80	—	5,75
82	Мигматит, там же	12,03	30,0	5,78	23,50	7,53	—	9,14

Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma(La-Nd)$	$\Sigma(Sm-Ho)$	$\Sigma(Er-Lu)$	$\frac{La+Ce}{Nd}$	$Y_2O_3$ вес. %	$\Sigma TR_2O_3$ вес. %
—	6,48	1,62	4,70	0,59	3,98	0,59	56,80	33,20	9,86	0,81	0,19	0,59
—	7,0	1,43	3,90	0,39	2,34	0,39	63,70	29,33	7,02	1,26	0,31	1,35
—	5,90	1,43	3,93	0,715	3,30	0,93	58,40	32,74	8,88	0,97	0,03	0,09
—	5,75	1,33	3,66	0,64	3,22	0,93	61,01	30,44	8,55	1,53	0,04	0,12
—	15,35	3,94	13,26	1,24	8,50	1,27	22,44	53,29	24,27	0,69	0,50	0,98
—	8,95	3,79	7,03	0,41	5,14	0,81	51,40	35,21	13,39	1,92	0,54	1,28
—	7,52	1,82	5,47	0,52	5,22	0,80	57,51	30,68	11,81	1,74	0,21	0,60
—	9,35	1,35	4,65	0,70	3,20	—	53,15	38,30	8,55	3,95	0,10	0,31
—	10,72	2,90	8,80	0,65	6,0	0,65	49,40	34,50	16,10	3,34	0,44	1,05
—	7,0	1,62	5,12	0,59	2,70	0,59	70,0	21,0	9,0	2,12	0,17	0,53
—	2,96	0,61	1,68	0,15	0,72	0,08	81,28	16,23	2,63	1,50	0,10	0,82
—	8,60	1,95	5,10	0,52	4,80	0,65	57,40	31,60	11,07	1,30	0,10	0,45
—	6,40	1,40	4,55	0,40	3,04	2,53	66,71	22,81	10,52	2,14	0,09	0,29
1,28	9,22	1,28	3,08	0,64	1,80	0,38	62,60	31,50	5,90	1,54	0,16	0,74
—	3,55	0,92	2,62	0,40	2,10	0,40	76,75	17,76	5,52	2,0	0,05	0,22
—	5,30	1,57	—	—	3,14	—	67,10	29,81	3,14	1,54	0,04	0,11
—	4,99	1,99	3,98	3,78	2,69	0,40	67,24	21,88	10,86	1,47	0,05	0,18
—	7,21	1,66	4,86	0,48	2,61	0,45	63,75	27,78	8,40	1,46	0,155	0,58
—	4,45	1,17	3,32	0,47	3,03	0,66	70,97	21,63	7,39	1,52	0,07	0,31
—	3,94	0,85	2,44	0,22	0,99	0,13	75,52	20,70	3,78	1,79	0,11	0,68
—	15,0	2,15	7,18	1,0	4,83	—	21,55	65,55	13,01	0,74	0,15	0,30
—	—	—	—	—	23,10	—	—	76,90	23,10	—	0,032	0,04

## породы амфиболитовой фации

—	15,70	4,72	13,37	1,77	13,73	2,56	35,97	32,62	31,43	2,05	0,07	0,15
—	13,32	3,66	10,79	1,57	10,40	—	32,82	44,42	22,76	—	0,066	0,135
—	9,22	2,62	6,15	0,92	5,85	1,08	49,25	36,74	14,0	1,14	0,05	0,14
1,54	11,0	2,24	8,40	1,26	3,08	0,84	56,05	30,32	13,58	2,58	0,115	0,42
—	7,43	1,27	4,34	0,43	1,67	0,28	60,84	32,44	6,72	1,20	0,09	0,32
—	14,60	5,42	14,21	2,04	13,15	0,73	30,71	39,18	30,14	2,0	0,11	0,22
—	11,30	2,42	5,90	0,645	2,75	0,485	52,80	37,41	9,78	1,38	0,095	0,285
1,0	6,40	1,0	1,90	0,34	1,11	2,02	66,25	28,38	5,37	1,45	0,04	0,34
2,75	10,40	1,25	3,0	0,37	1,75	0,12	51,73	43,03	5,24	1,67	0,16	0,80
1,99	12,50	1,73	3,46	0,53	1,20	0,27	54,75	39,79	5,46	1,57	0,19	0,76
1,72	12,05	0,88	4,16	0,84	4,16	0,66	51,94	38,26	9,80	1,40	0,33	0,79
—	9,30	1,63	7,06	1,03	4,33	0,96	54,47	32,22	13,38	1,45	0,16	0,40
—	11,10	1,62	6,15	0,96	4,80	0,69	51,49	35,84	12,60	1,35	0,20	0,46
—	4,35	—	3,26	0,80	1,63	0,40	88,70	5,15	6,10	2,89	0,04	0,20
—	3,96	0,78	2,48	0,20	1,01	0,41	74,35	21,61	4,10	2,0	0,03	0,17
—	1,65	0,97	1,47	0,10	0,79	—	84,30	13,33	2,36	2,17	0,03	0,25
—	2,78	0,54	1,82	0,15	0,93	—	81,40	15,87	2,80	2,12	0,08	0,62
—	4,70	1,08	3,26	0,39	2,42	0,36	71,31	22,35	6,43	1,79	0,155	0,74

№ п. п.	Порода, массив	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
83	Плагногранито-гнейс, там же	17,70	36,40	5,75	19,40	4,54	0,40	6,47
84	Мигматит, там же	11,30	38,40	4,60	25,10	5,85	0,17	7,10
85	Мигматит мусковитовый, Ильменогорский комплекс	10,20	21,50	4,30	27,20	10,60	—	10,80
86	Мигматит биотитовый, там же	13,20	33,0	5,93	19,15	6,06	1,12	7,25
87	Мигматит, там же	17,20	38,80	6,36	21,70	5,10	0,63	4,46
88	То же	15,90	38,60	5,15	22,10	5,15	—	4,64
89	»	24,80	44,50	5,63	17,80	2,66	0,52	2,03
90	»	22,40	14,10	10,60	32,10	6,40	1,28	5,50
91	»	14,80	36,30	6,70	28,60	5,0	—	3,60
92	Гранито-гнейс, там же	10,42	37,40	5,84	22,80	5,84	1,32	6,37
93	Мигматит, там же	11,60	52,30	4,20	17,80	4,26	—	3,29
94	Гранито-гнейс биотит-амфиболовый, Губенский массив	19,80	42,60	5,64	13,70	3,96	0,84	4,24
95	Кварцито-гнейс, гранитизированный, Мурзинский комплекс	18,20	35,20	6,25	20,10	4,81	—	5,47

\* 1—14 — габбро-гранитный формационный тип; 15—22 — тоналит-гранодиоритовый формационный тип; 23—33 — то же, балаталдыкский комплекс; 34—53 — кали-натровый ряд (гранитный формационный тип); 54—64 — натровый ряд (плагногранитный формационный тип); 65—75 — гнейсы; 76—95 — гранито-гнейсы.

Восточно-Уральском поднятии Б. К. Львовым (Львов и др., 1971) — существенно плагиоклазовые гранитоиды пластового комплекса, В. Я. Левиным, И. А. Левиной (1973) — плагногранитовая сиалическая субформация и Г. И. Самаркиным, Е. Я. Самаркиной (1973) — сиалическая плагногранитная формация ранне-среднедевонского возраста. В Мугоджарах гранитоиды этого типа раннепалеозойские (Русин, Тельгузиев, 1970; Абдулин, 1973).

Гранитоиды вулканической группы включают (Ферштатер, 1971) три формационных типа, соответствующие разным по составу исходным магмам: габбро-гранитный, тоналит-гранодиоритовый и адемит-гранитный. В отличие от гранитоидов плутонической группы они формируются в гип- и мезоабиссальных условиях глубинности.

Габбро-гранитный формационный тип соответствует гранитоидам габбровой формации (Овчинников, Знаменский, 1958; Штейнберг, 1961; Знаменский, 1963, 1966). Тоналит-гранодиоритовый формационный тип гранитоидов в данной работе рассматривается по Г. Б. Ферштатеру (1971) за исключением массивов пластового комплекса. Адемит-гранитному формационному типу в приводимой схеме соответствуют два комплекса гип- и мезоабиссальных гранитоидов Восточно-Мугоджарского поднятия: космоласайский и балаталдыкский (Знаменский и др., 1971; Старков и др., 1972; Старков, Знаменский, 1973).

Результаты исследований показали, что апатиты из выделяемых на Урале двух основных групп гранитоидов обнаруживают принципиальные различия как по содержанию, так и по соотношению РЗЭ (см. таблицу). Первые характеризуются комплексными составами с существенной долей иттриевых РЗЭ ( $\Sigma Ce/\Sigma Y=0,29—2,83$ , реже до 8,8 в

Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	$\Sigma(La-Nd)$	$\Sigma(Sm-Ho)$	$\Sigma(Er-Lu)$	$\frac{La+Ce}{Nd}$	$f_{TR_2O_3}$ вес. %	$\Sigma TR_2O_3$ вес. %
—	3,24	0,82	2,51	0,38	2,02	0,40	79,25	15,48	5,30	2,78	0,045	0,20
—	3,62	0,59	2,10	0,22	0,88	0,125	79,40	17,32	3,33	1,98	0,15	0,99
—	6,70	1,44	3,84	0,36	2,40	0,48	63,20	29,54	7,08	1,16	0,14	0,54
—	6,52	1,65	4,30	0,55	0,38	0,92	71,30	22,60	6,15	2,41	0,185	0,63
—	2,36	0,56	1,53	0,16	0,99	0,21	84,04	13,11	2,88	2,58	0,06	0,44
—	3,70	0,87	2,16	0,26	1,23	0,31	81,74	14,36	3,96	2,47	0,14	0,72
—	0,62	0,17	0,78	0,08	0,36	0,08	92,73	6,0	1,30	3,89	0,03	0,68
—	3,06	0,73	2,05	0,21	1,34	0,23	79,20	16,97	3,83	1,14	0,06	0,32
—	2,0	0,51	1,44	0,14	0,80	0,16	86,40	11,10	2,54	1,78	0,06	0,50
—	3,72	0,74	2,40	0,39	2,34	0,41	76,46	17,99	5,54	2,09	0,11	0,50
—	2,48	0,62	1,82	0,23	1,16	0,27	85,90	10,65	3,46	3,60	0,16	1,34
—	4,27	0,10	2,42	0,38	1,53	0,46	81,74	13,41	4,79	4,56	0,02	0,08
—	3,39	0,86	2,61	0,35	2,34	0,40	79,75	14,54	5,70	2,65	0,10	0,57

онный тип; 23—28 — адемит-гранитный формационный тип, космоласайский комплекс; тип); 54—64 — натровый ряд (плагногранитный формационный тип); 65—75 — гнейсы; 76—95 — гранито-гнейсы.

apatитах гранитного и  $\Sigma Ce/\Sigma Y=0,27—3,30$  в апатитах плагногранитного формационных типов) и сравнительно низкими содержаниями  $\Sigma TR_2O_3$  (0,70% в апатитах гранитного и 0,36% в апатитах плагногранитного формационных типов), тогда как вторые — значительными концентрациями цериевых РЗЭ ( $\Sigma Ce/\Sigma Y=3,8—9,8$  в апатитах габбро-гранитного, 3,15—15,3 в апатитах тоналит-гранодиоритового и 3,5—18,2 в апатитах адемит-гранитного формационных типов) и более высокими содержаниями суммы  $TR_2O_3$  (1,08; 0,77 и 1,06% соответственно). На тройной вариационной диаграмме (La—Nd) — (Sm—Ho) — (Er—Lu), построенной по методу Л. С. Бородин и Д. А. Минеева (1965), поля фигуративных точек состава РЗЭ в апатитах из этих гранитоидов четко обособляется (рис. 1). Сильная вытянутость полей параллельно левой стороне треугольника свидетельствует об исключительно широких вариациях в содержании промежуточных и легких лантаноидов как в апатитах глубинных, так и гипабиссальных гранитоидов. В первых наблюдаются довольно значительные вариации и в содержаниях наиболее тяжелых иттриевых РЗЭ: туллия, эрбия, иттербия и лютеция, тогда как апатиты гипабиссальных гранитоидов имеют низкие и в целом строго выдержанные концентрации их. В апатитах из субщелочных пород Тагильского и Кушвинского массивов, а также из сиенитов и диоритов Бриентского и гранодиоритов Ново-Бурановского массивов концентрации этих лантаноидов минимальны. На вариационной диаграмме наблюдается их четкое обособление от апатитов из нормальных гранитоидов. Обусловлено это, по-видимому, различием составов РЗЭ в исходных магмах, т. е. более низкими концентратами тяжелых лантаноидов в субщелочных расплавах и более высокими — в нормальных гранитных.

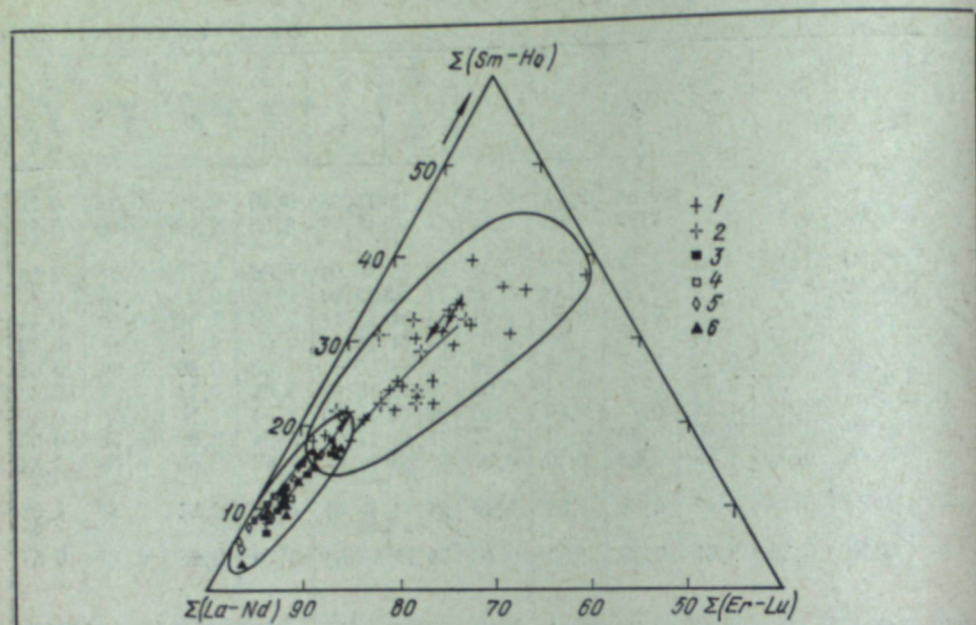


Рис. 1. Диаграмма (La—Nd) — (Sm—Ho) — (Er—Lu) для составов РЗЭ в акцессорных апатитах гранитоидов плутонической и вулканической ассоциации.

1—6 — гранитоиды формационных типов: 1 — гранитного, 2 — плагногранитного, 3 и 4 — габбро-гранитного (3 — гранитоиды, 4 — сиениты), 5 — тоналит-гранодиоритового, 6 — адамеллит-гранитного.

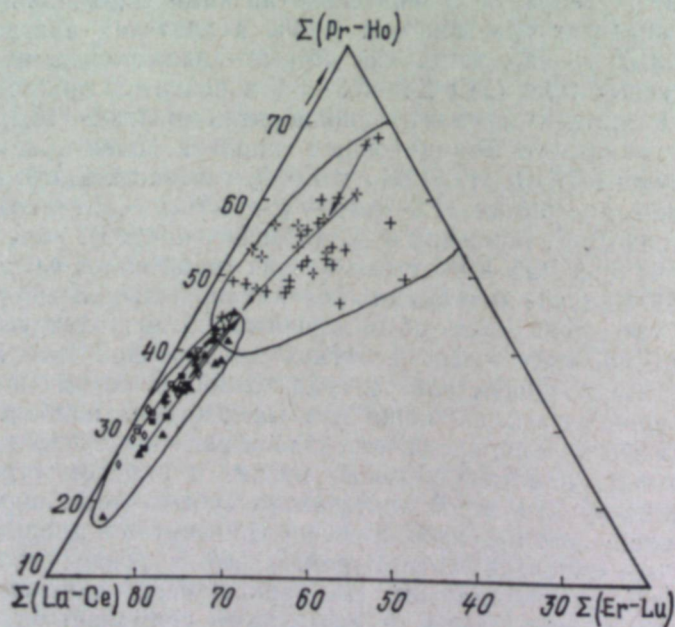


Рис. 2. Диаграмма (La—Ce) — (Pr—Ho) — (Er—Lu) для составов РЗЭ в акцессорных апатитах гранитоидов плутонической и вулканической ассоциаций.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

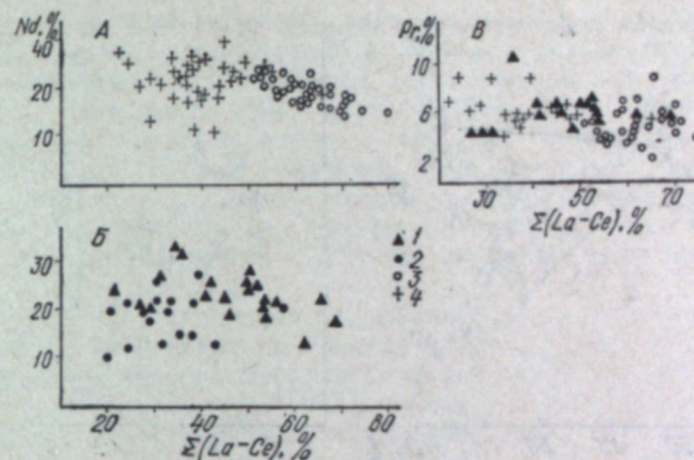


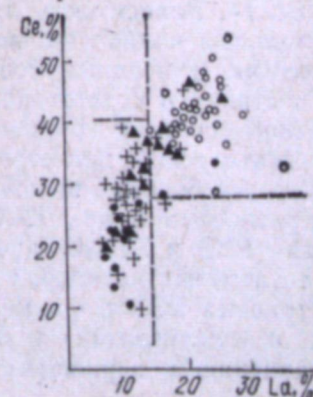
Рис. 3. Графики соотношения  $\Sigma(\text{La—Ce})$  с Nd (A, B), Pr (B) в апатитах гранитоидов и метаморфических пород Урала.

1 — гранито-гнейсы и мигматиты; 2 — гнейсы; 3 — гранитоиды вулканической ассоциации; 4 — гранитоиды плутонической ассоциации.

Для изучения характера распределения РЗЭ в акцессорных апатитах гранитоидов рассмотрена диаграмма (La—Ce) — (Pr—Ho) — (Er—Lu), которая более отчетливо передает главные особенности поведения РЗЭ в условиях гранитного процесса, поскольку наблюдается разделение по основности между лантаном и церием (более основные элементы), с одной стороны, и празеодимом и неодимом (более кислотные элементы) — с другой (рис. 2). Различие в основности редкоземельных элементов, закономерно убывающей от лантана к лютецию (Щербина, 1956; Бородин, 1960; Минеев, 1969, и др.), является важнейшим фактором, обуславливающим разделение РЗЭ в природных процессах. Это подтверждается и обратным соотношением между суммой лантана и церия и относительными содержаниями Pr и Nd в апатитах гранитоидов (особенно, в апатитах гипабиссальных гранитоидов) и метаморфических пород (гранито-гнейсов и мигматитов) Урала (рис. 3), а также прямолинейной корреляционной зависимостью между относительными количествами лантана и церия в этих же пробах (рис. 4). По содержанию лантана апатиты глубинных и гипабиссальных гранитоидов Урала четко обособляются: для первых характерны относительно низкие его содержания и небольшие вариации (6,06—15,0%), а для вторых — значительные содержания и большой диапазон концентраций (14,0—35,9%). В связи с тем, что последние геохимические наблюдения свидетельствуют о подвижности границы между цериевой и иттриевой группами в реальных геохимических процессах (Минеев, 1969), можно утверждать, что цериевая груп-

Рис. 4. Бинарная диаграмма La—Ce для акцессорных апатитов гранитоидов и метаморфических пород Урала.

Условные обозначения те же, что и на рис. 3.



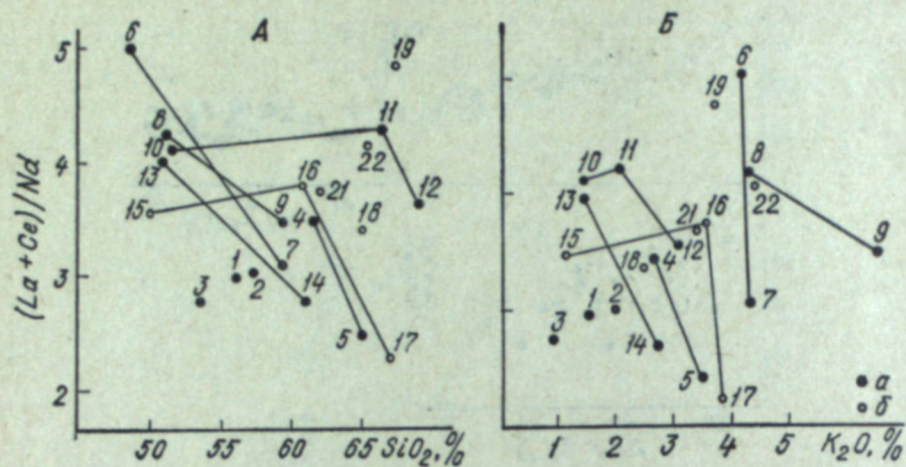


Рис. 5. Зависимость  $(La+Ce)/Nd$  отношения апатитов от количества  $SiO_2$  (А) и  $K_2O$  (Б) в гранитоидах габбро-гранитного (а) и тоналит-гранодиоритового (б) формационных типов.

Цифры на кривых — номера проб.

па в апатитах гранитоидов, мигматитов и гранито-гнейсов Урала состоит только из лантана и церия, а празеодим и неодим группируются с промежуточными РЗЭ.

Особенности, наблюдаемые в составах и содержаниях РЗЭ в апатитах глубинных и гипабиссальных гранитоидов Урала, объясняются не только различием в условиях их образования, но и влиянием состава горных пород. Составы РЗЭ в апатитах из наиболее кислых разновидностей гипабиссальных гранитоидов значительно более иттриевые, чем в апатитах из более основных пород. Кроме того в первых отмечаются и более высокие содержания суммы  $TR_2O_3$  (на вариационных диаграммах эволюция состава РЗЭ в апатитах гипабиссальных гранитоидов показана стрелками, направленными от основных пород к кислым). Это проявляется и в изменении (уменьшении) относительных содержаний суммы  $(La+Ce)$ , а также величины  $(La+Ce)/Nd$  в зависимости от увеличения в гранитоидах содержания кремнезема и калия (рис. 5). Зависимость от кремнезема выражена наиболее четко. Относительные количества всех последующих лантаноидов начиная с празеодима и неодима соответственно возрастают. Подобные изменения в составах и содержаниях РЗЭ апатитов в связи с изменением химического состава горных пород, по-видимому, обусловлены явлениями магматической дифференциации, так как в остаточных продуктах, наиболее богатых щелочами, кремнеземом и летучими, особенно фтором (Краснобаев и др., 1972 а, б), появляются наиболее богатые иттриевыми РЗЭ и  $\Sigma TR_2O_3$  апатиты. Высокое содержание щелочей и летучих в остаточных расплавах и растворах способствует удержанию тяжелых иттриевых РЗЭ в форме комплексных соединений со фтором (возможно, и углекислотой) и щелочами в силу большей их устойчивости по сравнению с цериевыми РЗЭ (Синькова, Туранская, 1968). На важ-

ность и возможность переноса редкоземельных элементов и иттрия в форме комплексных соединений со фтором, углекислотой и щелочами в эндогенных процессах обращают внимание многие исследователи (Тугаринов, Вайнштейн, 1960; Минеева, 1969, и др.). В целом приведенные данные свидетельствуют о том, что степень относительной концентрации La и Ce в апатитах гипабиссальных базальтоидных гранитоидов Урала, с одной стороны, и промежуточных иттриевых РЗЭ подгруппы (Pr—Ho) — с другой, является чувствительным индикатором кремнекислотности среды и отражает поведение  $SiO_2$  в породах.

В апатитах из гранитоидов адалелит-гранитного формационного типа состав РЗЭ также достаточно хорошо коррелирует с химическим составом пород, однако в отличие от апатитов габбро-гранитного и тоналит-гранодиоритового формационных типов отношение  $(La+Ce)/Nd$  с ростом кремнекислотности пород не уменьшается, а сильно увеличивается, особенно в апатитах балаталдыкского комплекса гранитоидов Мугоджар (рис. 6). Параллельно этому возрастают и содержания  $\Sigma TR_2O_3$ . Обратная эволюция состава РЗЭ и их содержаний в апатитах адалелит-гранитного формационного типа является, по-видимому, достаточно надежным свидетельством в пользу различной генетической принадлежности сравниваемых групп гипабиссальных гранитоидов Урала, что согласуется с данными других исследователей (Бушляков, Вилисов, 1973). Явления магматической дифференциации в том виде, в каком они проявляются в составах РЗЭ апатитов гипабиссальных базальтоидных гранитоидов Урала, для гранитоидов адалелит-гранитного формационного типа не характерны. Изменение состава РЗЭ в апатитах данного формационного типа определяется иными причинами (возможно, различием механизма становления интрузий и, в частности, ассимиляцией высокотемпературными сиалическими гранитными расплавами вмещающих эффузивов базальтоидного состава).

Составы РЗЭ в апатитах из глубинных кали-натровых гранитоидов гранитного формационного типа также обнаруживают четкую зависимость от состава пород, что выражается в увеличении относительных содержаний  $\Sigma(La+Ce)$  и величины  $(La+Ce)/Nd$  в апатитах по мере увеличения в гранитоидах содержания щелочей, особенно калия, и кремнезема (рис. 7). Связь с калием и суммой щелочей здесь четкая, а с кремнеземом значительно слабее, что отличает их от апатитов из гипабиссальных гранитоидов. Степень относительной концентрации лантана и церия в апатитах гранитного формационного типа является чувствительным индикатором щелочности среды и отражает поведение щелочей (калия!) в породах. Наблюдаемая тенденция (см. рис. 1 и 2) противоположна той, что установлена для апатитов габбро-гранитного

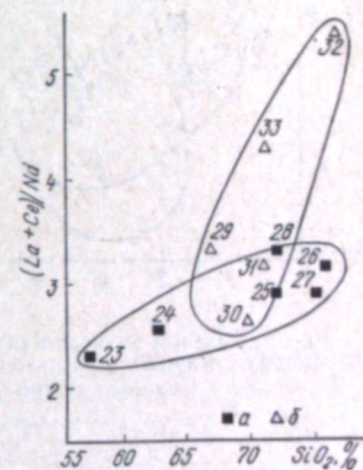


Рис. 6. Зависимость  $(La+Ce)/Nd$  отношения апатитов от количества  $SiO_2$  в гранитоидах адалелит-гранитного формационного типа.

а — космоласайский комплекс; б — балаталдыкский комплекс. Цифры на кривых — номера проб.



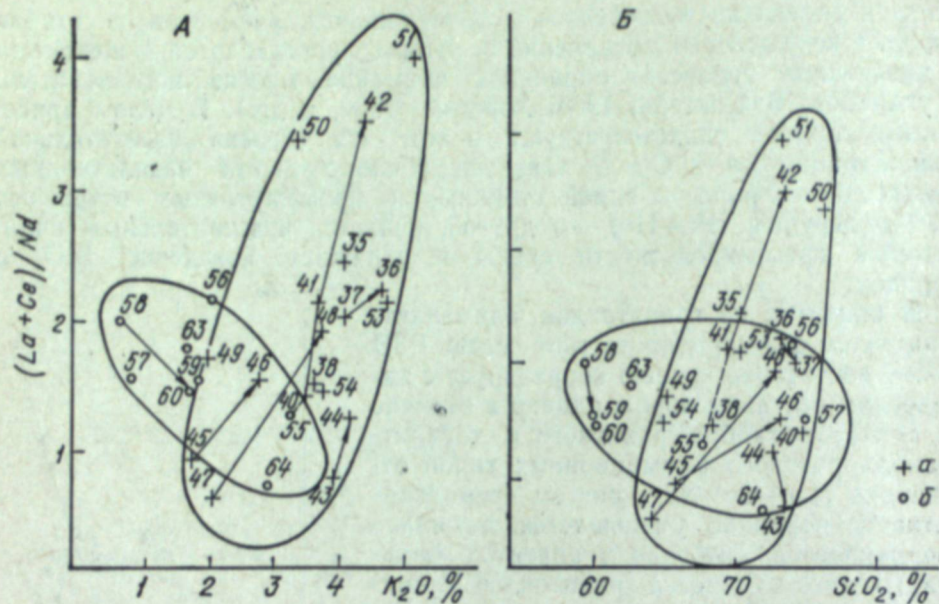


Рис. 7. Графики зависимости  $(La+Ce)/Nd$  отношения апатитов от количества  $K_2O$  (А) и  $SiO_2$  (Б) в гранитоидах гранитного (а) и плагиигранитного (б) формационных типов. Цифры на кривых — номера проб.

и тоналит-гранодиоритового формационных типов. В то же время она соответствует фракционированию РЗЭ в апатитах из гранитоидов адамеллит-гранитного формационного типа, что, по-видимому, обусловлено коренными геохимическими отличиями глубинных сиалических кали-натровых гранитоидов от гранитоидов базальтоидного происхождения и подчеркивает определенную общность их происхождения с сиалическими гранитоидами адамеллит-гранитного формационного типа.

Содержание  $\Sigma TR_2O_3$  в апатитах гранитного формационного типа также достаточно хорошо коррелирует с количеством щелочей, особенно калия, в породах (рис. 8).

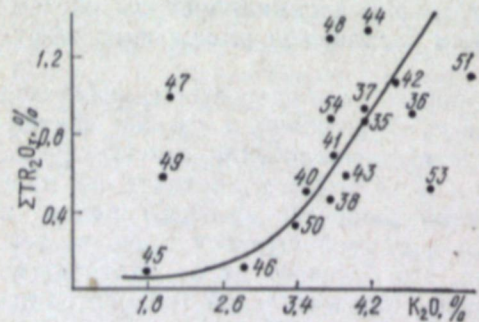
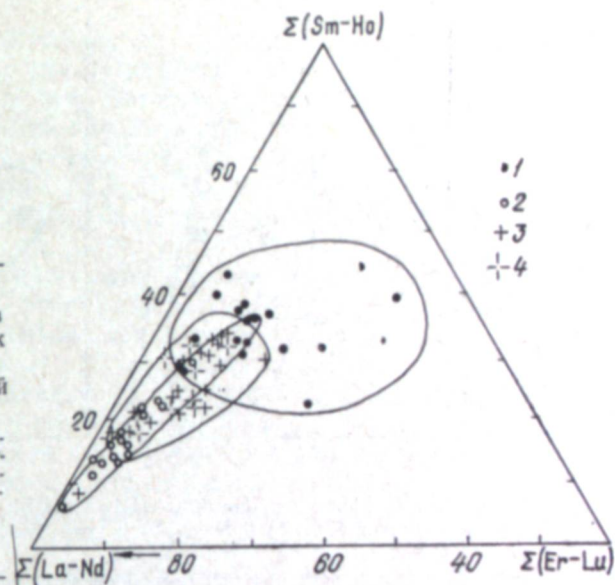


Рис. 8. Диаграмма зависимости  $\Sigma TR_2O_3$  в апатитах от количества  $K_2O$  в гранитоидах гранитного формационного типа. Цифры на рисунке — номера проб.

По составу и содержанию РЗЭ к апатитам глубинных гранитоидов очень близки апатиты метаморфических пород амфиболитовой фации (см. таблицу), о чем свидетельствует совмещение на вариационной диаграмме (рис. 9) большого числа фигуративных точек апатитов из наиболее типичных глубинных кали-натровых гранитоидов с точками составов РЗЭ в апатитах из гнейсов Ильменогорского, Нижне-Санарского, Мурзинского и некоторых других

Рис. 9. Диаграмма составов РЗЭ в аксессуарных апатитах метаморфических пород Урала и гранитоидов плутонической ассоциации.

1 — гнейсы; 2 — магматиты и гранито-гнейсы; 3 — гранитоиды гранитного формационного типа; 4 — гранитоиды плагиигранитного формационного типа.



комплексов. Однако в целом апатиты гнейсов имеют более иттриевый состав  $\Sigma Ce/\Sigma Y=0,44-1,96$ , отличаясь к тому же исключительно высокими концентрациями эрбия, тулия, иттербия и лютеция. Характерны для них и низкие содержания суммы  $TR_2O_3$  (0,40%).

Составы РЗЭ в апатитах из гранито-гнейсов и мигматитов на вариационной диаграмме (см. рис. 9) попадают в область составов РЗЭ апатитов глубинных кали-натровых гранитоидов. Для них характерен большой диапазон содержаний цериевых и промежуточных РЗЭ и в то же время значительно более выдержанные концентрации РЗЭ подгруппы (Er—Lu), но полного совпадения составов РЗЭ в апатитах из этих групп пород не наблюдается, так как по составу РЗЭ основная масса апатитов из гранито-гнейсов и мигматитов довольно четко обособляется от апатитов из глубинных кали-натровых гранитоидов. Первые характеризуются более высокими концентрациями цериевых РЗЭ ( $\Sigma Ce/\Sigma Y=1,06-12,07$ ), тогда как вторые — иттриевых. Сумма  $TR_2O_3$  в апатитах мигматитов и гранито-гнейсов несколько выше (0,54%), чем в апатитах гнейсов. На примере апатитов Губенского, Александро-Ахтенского и некоторых других гнейсово-мигматитовых комплексов Урала установлено, что в процессе гранитизации метаморфических пород РЗЭ в апатитах испытывают значительное фракционирование в сторону увеличения относительных содержаний лантана и церия (особенно в начальные стадии гранитизации) на фоне сравнительно небольшого увеличения содержаний  $\Sigma TR_2O_3$ . Подобное изменение состава РЗЭ в апатитах характеризует гранитизацию как щелочной процесс. Повышение содержаний  $\Sigma TR_2O_3$  при одновременном увеличении величины  $\Sigma Ce/\Sigma Y$  в апатитах при процессах гранитизации наблюдали и некоторые другие исследователи (Покровский и др., 1971).

Широкая вариация составов РЗЭ в апатитах гранито-гнейсов и мигматитов обусловлена в значительной мере химическим составом

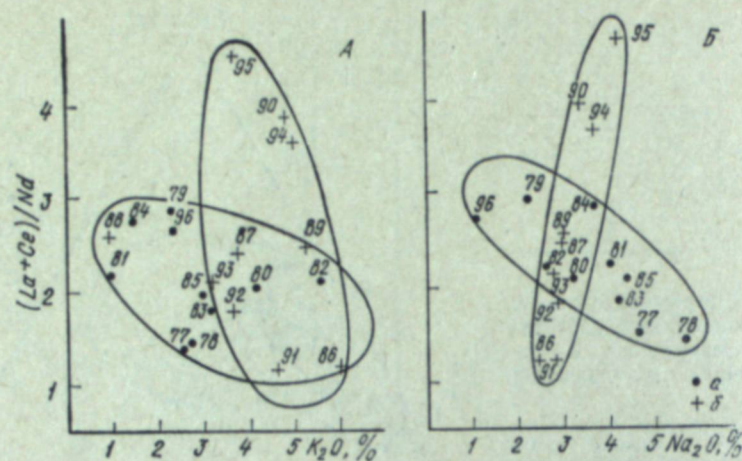


Рис. 10. Графики зависимости  $(La+Ce)/Nd$  отношения апатитов от количества  $K_2O$  (А) и  $Na_2O$  (Б) в гранито-гнейсах и мигматитах Урала.

а — мурзинский, варламовский, александро-ахтенский комплексы; б — ильменогорский и губенский комплексы. Цифры на кривых — номера проб.

данных пород (в гнейсах подобная корреляция не наблюдается), в первую очередь количеством в них щелочей: калия и натрия (рис. 10); содержание кремнезема заметного влияния на состав РЗЭ апатитов не оказывает. Зависимость  $(La+Ce)/Nd$  отношения апатитов от содержания  $K_2O$  в породах противоположна той, что установлена для апатитов гранитного формационного типа. Она довольно сложная и проявляется в виде двух обратных корреляционных зависимостей, одна из которых характеризует апатиты Мурзинского, Варламовского и Александро-Ахтенского комплексов, а другая — Ильменогорского и Губенского. Влияние содержания  $Na_2O$  в породах на состав РЗЭ апатитов этих групп различное. Для первой группы связь  $(La+Ce)/Nd$  отношения с  $Na_2O$  четкая отрицательная, для второй установлена прямолинейная корреляционная зависимость, противоположная зависимости  $(La+Ce)/Nd$  отношения от содержания  $K_2O$  в данной группе пород. Данные диаграммы кроме того свидетельствуют о том, что продукты относительно ранних стадий мигматизации и гранитообразования, представленные более бедными щелочами (и калием) существенно плагиоклазовыми разновидностями мигматитов и гранито-гнейсов первой и второй групп, содержат апатиты, в составе которых резко преобладают элементы цериевой подгруппы (лантан и церий), тогда как в апатитах гнейсов иттриевые земли резко преобладают над цериевыми. Относительные концентрации иттриевых РЗЭ вновь существенно возрастают в апатитах из наиболее калиевых (и щелочных) мигматитов и гранито-гнейсов Урала.

В апатитах гранитоидов плагиогранитного и гранитного формационных типов состав РЗЭ аналогичен. На вариационных диаграммах (см. рис. 1, 2 и 9) поля фигуративных точек состава апатитов из этих групп гранитоидов совпадают. В то же время по составу и содержаниям РЗЭ апатиты глубинных сиалических плагиоклазовых гранитоидов

дов достаточно резко отличаются от апатитов из плагиогранитоидов базальтоидного происхождения (Павдинского, Княсьпинского и Верхнетагильского массивов), для которых характерен цериевый тип распределения РЗЭ и высокие концентрации  $\Sigma TR_2O_3$ , тогда как первые имеют низкие содержания суммы  $TR_2O_3$  (в среднем 0,35%) и комплексный (иттриевый) состав РЗЭ. Последний меняется в очень широких пределах, причем наиболее сильно варьируют содержания цериевых и промежуточных РЗЭ.

Наблюдается обратно пропорциональная зависимость содержаний  $\Sigma(La-Ce)$  и  $(La+Ce)/Nd$  отношения апатитов от суммарного количества щелочей и калия в составе гранитоидов; корреляция с кремнеземом очень слабая (см. рис. 7). По направленности эта тенденция аналогична описанной для апатитов из гранито-гнейсов и мигматитов первой группы и указывает на общность происхождения тех и других, свидетельствуя о сиалическом происхождении гранитоидов плагиогранитного формационного типа. Существенное геохимическое отличие, наблюдаемое в эволюции РЗЭ апатитов гранитного и плагиогранитного формационных типов, обусловлено, по-видимому, спецификой условий их образования и в первую очередь различной природой главного щелочного металла в этих группах гранитоидов. Примечательно, что в тех случаях, когда гранитоиды плагиогранитного и гранитного формационных типов пространственно сближены, как например, в Челябинском и Ильменогорском комплексах, апатиты первых имеют более иттриевый состав РЗЭ (близко соответствующий составу РЗЭ в апатитах гнейсов), чем вторых (пробы 55, 40, 41, 57—53 и др.).

В целом проведенные исследования показали, что РЗЭ в аксессуарных апатитах являются надежными индикаторами происхождения и условий образования гранитоидов, связанных в первую очередь с их глубиной (фациальностью), температурой кристаллизации и некоторыми другими факторами, и могут быть с успехом использованы при их формационном расчленении. В то же время судить об условиях образования гранитоидов по составу и содержаниям РЗЭ в аксессуарных апатитах довольно трудно, так как помимо интенсивных параметров системы ( $T$ ,  $P_{общ}$ ,  $P_{H_2O}$  и др.) соотношение и содержание РЗЭ в апатитах в значительной степени определяются и другими факторами: щелочностью-кислотностью расплавов, валовым составом пород и др.

## Литература

- Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, «Наука», 1973.  
 Бородин Л. С. О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторых особенностях разделения редких земель в процессах эндогенного минералообразования. — Геохимия, 1960, № 6.  
 Бородин Л. С., Минеев Д. А. Новый метод исследования эволюции состава редких земель в геохимических процессах на основе тройной диаграммы  $(La-Nd)-(Sm-Ho)-(Er-Lu)$ . — Информационное сообщение ОНТИ ВИЭМС, 1965, вып. 76, № 5.  
 Бушляков И. Н., Вилисов В. А. Фтор и хлор в биотитах из гранитоидов Урала. — Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1972 г. Свердловск, 1973.  
 Знаменский Н. Д. Гранитоидные массивы габбровой формации Среднего Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Первого Урал. петрогр. совещ., т. 1. Свердловск, 1963.

- Знаменский Н. Д. Гранитоиды габбровой формации Среднего Урала. Труды Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР, 1966, вып. 71.
- Знаменский Н. Д., Старков В. Д., Баранов В. В., Пелевин И. А. Некоторые данные о геологическом строении Кайрактинского гранитного массива в Восточных Мугоджарах.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Краснобаев А. А., Бородина Н. С., Холоднов В. В., Логинова Л. Г., Меттих Л. И. О различии составов редкоземельных элементов в апатитах из глубинных гранитов, гранито-гнейсов и гнейсов Урала.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1971 г. Свердловск, 1972а.
- Краснобаев А. А., Холоднов В. В., Фоминых В. Г., Дурнева Н. Н. Фтор, хлор, гидроксил в акцессорных апатитах из изверженных и метаморфических пород Урала. Там же, 1972б.
- Левин В. Я., Левина И. А. К вопросу о выделении на Урале позднепалеозойской сиалической субформации плагиогранитов.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1972 г. Свердловск, 1973.
- Львов Б. К., Кеттрис М. Г., Петрова Н. И. Позднепалеозойские гранитоидные комплексы Урала.— Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Урал. петрогр. совещ., т. 4. Свердловск, 1971.
- Минеев Д. А. Лантаноиды в минералах. М., «Недра», 1969.
- Овчинников Л. Н., Знаменский Н. Д. О гранитоидных интрузиях Урала, сопровождающихся контактово-метасоматическим оруденением.— Материалы ко второму Всесоюзному петрографическому совещанию. Ташкент, 1958.
- Покровский П. В., Чашухина В. А., Червяковская В. В. Редкоземельные элементы в гранитоидах и акцессорных апатитах Шилово-Конеvских массивов на Среднем Урале.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Русин А. И., Тельгузиев А. Т. Петрология гранитоидных формаций Восточно-Мугоджарского антиклинория.— Материалы 2 Республиканской научно-теоретической конференции молодых геологов Каз. ССР. Усть-Каменогорск, 1970.
- Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я. Каледонская плагиогранитная формация Южного Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 4.
- Синькова Л. А., Туранская Н. В. О различном влиянии калия и натрия на миграционную способность редкоземельных элементов.— Геохимия, 1968, № 5.
- Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Старков В. Д., Знаменский Н. Д. К вопросу об эволюции палеозойского гранитоидного магматизма Восточно-Мугоджарского поднятия.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1972 г. Свердловск, 1973.
- Старков В. Д., Пелевин И. А., Ярош В. А. Новые данные о вулканитах южной части Восточных Мугоджар.— Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1972, № 3.
- Тугаринов А. И., Вайнштейн Э. Е. Редкие земли в горных породах.— Геохимические циклы. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Ферштатер Г. Б. Схема формационного и фациального расчленения гранитоидов Урала.— Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Штейнберг Д. С. Интрузивные формации Урала.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Об особенностях химического состава гранитоидов вулканических и плутонических ассоциаций.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4.
- Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации.— Вопросы геохимии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1956.

**В. А. Чашухина**

## Акцессорные минералы гранитоидов Мурзинско-Адуйского плутона

Мурзинско-Адуйский гнейсо-гранитный плутон — один из наиболее крупных на Среднем Урале в пределах Восточно-Уральского поднятия. На современном уровне эрозионного среза он представлен семью массивами, различающимися по размеру, морфологии и составу гранитоидов (рис. 1): Мурзинским, Соколовским, Адуйским, Шамейским, Каменским, Курманским и Зенковским.

Как показали многочисленные исследования, акцессорные минералы являются важным коррелятивным признаком (Туровский, 1960; Ляхович, 1968; Львов, 1965; Львов, Петрова, 1968; Норре, 1962, 1965, и др.) и индикатором условий формирования гранитоидов (Чашухина, 1973) и могут быть успешно использованы при формационном расчленении гранитоидов. Нами изучены акцессорные минералы в Адуйском, Шамейском, Зенковском, Каменском и Курманском массивах.

Курманский массив сложен гранитоидами повышенной основности; по составу они варьируют от кварцевых диоритов до плагиогранитов с жилами плагиоаплитов и кварца. Некоторые исследователи считают их краевой фацией, гибридизированными разностями нормальных гранитов (Аринштейн, Лисицын, 1971), другие относят к плагиогранитной серии базальтоидной среднепалеозойской формации (Комарова, 1966). Породы массива содержат ксенолиты габбро, диоритов, амфиболитов и скарнированных пород.

Гранитоиды характеризуются бедностью видового состава акцессориев, представленных главным образом железо-титановыми минералами: магнетитом (0,19—0,80%), ильменитом (0,23—0,79%), пиритом (0,04—0,23%), гранатом (0,004—0,03%) и эпидотом (0,11—2,74%). Кроме того, присутствуют апатит (0,02—0,21%) и циркон (0,001—0,033%). В нормальных биотитовых и лейкократовых плагиогранитах появляется сфен (0,04—0,65%) при одновременном уменьшении содержания ильменита вплоть до его полного исчезновения. От кварцевых диоритов к плагиогранодиоритам и плагиогранитам уменьшаются содержания магнетита, ильменита, апатита и возрастает количество сфена, пирита и граната. В плагиогранодиоритах и плагиогранитах в небольших количествах встречаются ортит и кианит.

По типоморфной ассоциации акцессорных минералов гранитоиды Курманского массива аналогичны среднедевонским плагиогранитам Аверинского и Абрамовского массивов, расположенных южнее, в Шиловско-Коневском районе.

**Каменский массив** сложен гранитоидами тоналит-гранодиоритового ряда (по классификации Г. Б. Ферштатера и др., 1968): гнейсовидными тоналитами, гранодиоритами с подчиненным количеством собственно гранитов. Граниты биотитовые, двуслюдяные и аляскитовые образуют многочисленные дайки и изометричные тела среди гранитоидов повышенной основности. Среди гранитов по ассоциациям акцессорных минералов выделяются два самостоятельных типа: одни близки каменским гранитам, а другие — адуйским, хотя по химическому и минеральному составу они аналогичны (табл. 1). Б. К. Львов и Н. И. Петрова (1968) описывают такие граниты как вторую фазу гранитоидов «степнинско-неплюевского типа»; широко развиты они и в сложенноустроенных массивах Шиловско-Коневского района (Рапопорт, 1971; Чащухина, 1973). Гранитоиды массива, от тоналитов до биотитовых гранитов, аляскитов и пегматитов включительно, относящиеся к каменскому типу, характеризуются единой ассоциацией акцессорных минералов, включающих магнетит (0,02—0,20%), сфен (0,02—0,89%), апатит (0,03—0,28%), циркон (0,001—0,039%), эпидот (0,005—0,13) и пирит (0,006—0,048). Ильменит встречен только в диоритах и в незначительном количестве. Кроме типоморфных минералов в гранитах присутствует ортит (0—0,004%), в аляскитах и пегматитах — гранат и флюорит (знаки — 0,001%).

Рис. 1. Схема расположения массивов гранитоидов Мурзинско-Адуйского плутона.

Массивы: 1 — Мурзинский, 2 — Соколовский, 3 — Адуйский, 4 — Шамейский, 5 — Каменский, 6 — Курманский, 7 — Зенковский.

**Адуйский массив** является представителем гранитов гранитного формационного типа. В пределах массива выделены две основные разновидности: биотитовые и двуслюдяные порфиroidные среднезернистые граниты и лейкократовые пегматоидные неравнозернистые граниты. Переходы между ними постепенные. Пегматоидные граниты занимают апикальное положение в массиве, с ними пространственно совмещены пегматиты. Гранитоиды этого массива характеризуются специфической ассоциацией акцессорных минералов, резко отличающейся от выше описанных. Адуйские граниты богаты редкоземельными и редкометальными акцессорными минералами и характеризуются богатым видовым составом их. Характерная ассоциация — магнетит (0,05—0,28%), ильменит (0,001—0,35%), апатит (0,003—0,10%), циркон (0,004—0,02%), монацит (0,007—0,032%), ксенотим (знаки — 0,004%) и гранат (знаки — 0,40%). В гранитоидах массива присутствуют колумбит (0—0,004%), ильменорутил (0—0,001%), синхизит (0—0,003%), циртолит (0 — знаки), эвксенит (0—0,012%),

Средний состав гранитоидов плутона, вес. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	72,55	71,74	73,19	70,14	72,32	74,76	74,30	73,10
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,21	0,11	0,34	0,15	0,08	0,04	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,95	14,68	14,54	14,92	14,47	13,75	14,27	13,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,79	0,48	0,20	0,14	0,30	0,24	0,31	0,74
FeO	2,04	2,13	1,86	2,67	1,89	1,15	0,47	1,51
MnO	—	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,08	0,03
MgO	1,53	0,34	0,26	0,76	0,29	0,43	0,28	1,08
CaO	1,46	1,30	0,88	1,86	1,38	1,06	0,77	0,82
Na <sub>2</sub> O	4,50	3,81	4,14	4,82	3,88	3,87	4,82	4,08
K <sub>2</sub> O	1,46	4,26	3,92	3,18	4,22	4,07	3,79	4,31
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,07	0,18	0,09	0,04	0,06	0,05
Сумма	98,64	99,00	99,23	99,05	99,04	99,48	99,19	99,55
Колич. анализов	4	21	7	3	4	5	6	4

\* 1 — плагиограниты амфибол-биотитовые, биотитовые, Курманский массив (Комарова, 1966); 2 — граниты биотитовые порфиroidные, Адуйский массив; 3 — граниты пегматоидные лейкократовые, там же; 4 — гранодиориты амфибол-биотитовые и биотитовые, Каменский массив; 5 — граниты биотитовые и двуслюдяные, там же; 6 — граниты лейкократовые, там же; 7 — аляскиты серые, мелкозернистые, Зенковский массив; 8 — граниты двуслюдяные, Шамейский массив.

муассанит (0—0,0003%), ганит (0—0,0003%), рабдофанит (0—0,001%) и другие редкие минералы. Биотитовые порфиroidные граниты главной фазы характеризуются повышенными содержаниями магнетита, ильменита, апатита, монацита и циркона. Эти минералы в адуйских гранитах первичные, собственно магматические.

Пегматоидные граниты лейкократового облика и двуслюдяные граниты характеризуются более низкими содержаниями ильменита, апатита, циркона и монацита. Кроме того, магнетит в них окислен до маггемита и лимонита, часть железа вынесена. Одновременно в этих гранитах повышаются содержания и вновь появляются гранат, колумбит, эвксенит, ксенотим, ганит, муассанит. Такой же набор акцессориев в пегматитах и аплитах массива. Содержание всех акцессорных минералов, кроме граната, в аплитах и пегматитах много ниже, чем в пегматоидных гранитах. При анализе количественного состава акцессорных минералов видно, что содержание всех типоморфных минералов, кроме граната, закономерно уменьшается от биотитовых порфиroidных гранитов к двуслюдяным и далее к пегматоидным гранитам, пегматитам и аплитам. По видовому составу и содержанию акцессорных минералов пегматоидные граниты занимают промежуточное положение между нормальными биотитовыми гранитами и пегматитами, что может служить одним из признаков их автометасоматического генезиса. Формирование их связано с процессами пегматитообразования, широко развитыми в восточной и юго-восточной частях массива.

**Зенковский массив** представляет собой небольшое тело, сложенное серыми мелкозернистыми и розоватыми среднезернистыми аляскитовыми

ми гранитами. Залегают среди гранитоидов Каменского массива, контакты резкие, интрузивные. Граниты массива характеризуются богатым видовым составом акцессорных минералов, особенно редкоземельных и редкометалльных. По ассоциации главных акцессориев граниты близки к адуйским пегматоидным гранитам. Кроме типоморфных — магнетита (0,003—0,04%), апатита (0,0002—0,002%), циркона (0,0003—0,008%), монацита (0,003—0,012%), ксенотима (0,001—0,011%) и граната (0,2—0,6%) — почти постоянно присутствуют флюорит, пирит, молибденит колумбит, эвксенит, циртолит, рабдофанит, пирролизит, маггемит. Ассоциации акцессорных минералов в серых мелкозернистых и розовых среднезернистых аляскитах близки, но не тождественны. Среднезернистые граниты богаче флюоритом, пиритом и рабдофанитом, и только для них характерны эвксенит, синхизит и молибденит. В процессе метасоматической перекристаллизации мелкозернистых аляскитов до среднезернистых происходит частичное замещение колумбита эвксенитом с одновременным уменьшением количества ксенотима. В то же время колумбиты из среднезернистых гранитов богаче танталом, чем колумбиты из мелкозернистых гранитов.

До сих пор возрастное взаимоотношение этих двух типов аляскитов оставалось неясным. Между ними наблюдались как резкие прямолинейные контакты, так и постепенные переходы. Анализ акцессорной минерализации — появление синхизита, эвксенита, молибденита, увеличение содержания флюорита, пирита, повышенное Ta/Nb отношение в колумбитах — все это свидетельствует об относительно молодом возрасте розовых среднезернистых аляскитов по сравнению с серыми мелкозернистыми.

**Шамейский массив** сложен розовыми биотитовыми гранодиоритами, гранитами и аляскитами с редкими кварц-полевошпатовыми жилами и аплитами. Вопрос о природе этих гранитов дискуссионный. Одни исследователи считают их метасоматическими, образовавшимися по адуйским гранитам (Аринштейн, Лисицын, 1971), другие — апофизой Адуйского массива, третьи — подчеркивают генетическую самостоятельность розовых гранитов (Лучинин и др., 1970). По данным геологосъемочных работ, проводившихся под руководством М. С. Рапопорта, Шамейский массив — типично трещинный интрузив с резкими контактами.

Все гранитоиды массива от гранодиоритов до аляскитов включительно характеризуются специфической ассоциацией акцессорных минералов, представленной магнетитом (0,07—0,50%), сфеном (0,001—0,97%), апатитом (0,001—0,08%), цирконом (0,002—0,01%), пиритом (0,001—0,65%), флюоритом (0,001—0,15%) и молибденитом (0,001—0,14%). В биотитовых гранитах присутствуют шеелит (0—0,069%) и сфалерит (0—0,006%). В мусковитизированных и альбитизированных разностях появляются монацит и ильменорутит, сфен замещается рутилом и анатазом. Типоморфная ассоциация акцессориев в шамейских гранитоидах резко отличается от таковой в адуйских гранитоидах, что не позволяет нам считать Шамейский массив апофизой Адуйского. По типу акцессорной минерализации шамейские гранитоиды отличаются от других гранитоидов района своей редкометальной цинк-вольфрам-молибденовой специализацией и по этому признаку аналогичны гранитоидам расположенного южнее Юго-Коневского массива. Подобная ассоциация типична для позднеорогенных трещинных интрузивов (Чашухина, 1973).

Различие гранитоидов из описанных массивов, выявленное по ассоциациям акцессорных минералов, дополнительно проявляется в составе отдельных акцессорных минералов, например граната и апатита.

Гранат в гранитоидах района представлен гроссуляр-андрадитом и альмандин-спессартином (табл. 2). Гроссуляр-андрадит присутствует в курманских плагиогранитах. В гранитоидах этого массива отмечены эпидот-гранатовые скарны; вероятно, с этими процессами и связано появление андрадита в лейкократовых, метасоматически измененных плагиогранитах. В каменных, адуйских, зенковских и шамейских гранитоидах гранат представлен альмандин-спессартином с незначительным со-

Таблица 2

Состав гранатов, вес. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	39,90	37,72	36,14	37,96	37,54	37,52	37,68	37,05	37,02
TiO <sub>2</sub>	0,44	0,60	0,20	0,15	0,13	0,13	0,17	0,14	0,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,82	18,48	19,51	20,91	20,45	20,45	19,82	19,98	19,00
MnO	0,46	21,94	20,51	15,00	15,91	17,59	20,96	22,75	27,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,80	7,97	11,02	12,30	13,79	14,37	12,76	14,49	10,25
FeO	1,22	7,55	11,10	12,55	10,76	9,34	7,46	4,74	4,58
MgO	0,20	1,06	0,70	0,38	0,46	0,38	0,14	0,18	0,40
CaO	30,89	4,40	0,44	0,56	0,44	0,64	0,57	0,44	1,26
Сумма	99,80	99,68	99,62	99,89	99,48	100,42	99,56	99,77	100,48
Альмандин	6,00	22,70	43,60	60,90	58,2	54,90	45,40	42,10	24,10
Спессартин	1,30	51,100	48,40	34,70	38,0	41,00	49,70	54,10	64,40
Гроссуляр	38,50	13,00	1,30	1,60	1,30	2,00	1,60	1,30	3,70
Андрадит	52,50	7,00	2,70	0,70	—	—	1,60	1,00	4,70
Пироп	0,70	4,30	3,00	1,60	2,00	1,60	0,70	1,00	1,60
Милерит	1,00	2,00	1,00	0,50	0,50	0,50	1,00	0,50	1,50

\* 1 — плагиогранит, Курманский массив; 2 — пегматит, Каменский массив; 3—6 — Адуйский массив: 3 — гранит биотитовый среднезернистый; 4 — гранит пегматоидный; 5 — пегматит; 6 — аплит; 7—9 — аляскит: 7 — розовый среднезернистый, Шамейский массив, 8 — серый мелкозернистый, Зенковский массив, 9 — розовый среднезернистый, там же.  
Анализ выполнены в Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР Т. А. Амелиной.

держанием пироповой, гроссуляровой и андрадитовой составляющих.

Гранат из пегматита Каменского массива в отличие от адуйских и зенковских характеризуется высоким содержанием пироповой и гроссуляровой молекул. Гранат в гранитоидах Адуйского и Зенковского массивов является типоморфным минералом. Представлен он альмандин-спессартином с очень низкими содержаниями других составляющих. Граната зенковских аляскитов богаче спессартиновой молекулой, чем адуйские. Содержание марганца в гранитах закономерно возрастает от биотитовых гранитов к двуслюдяным и пегматоидным и далее к пегматитам и аплитам в Адуйском массиве и от серых мелкозернистых к розовым среднезернистым аляскитам — в Зенковском.

Таблица 3

Состав и содержание РЗЭ в апатитах, %

Элемент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
La	10,57	1,74	3,75	2,63	1,38	3,14	2,20	2,45	6,91	5,75	2,09	9,21	11,79	9,27
Ca	33,95	9,81	11,89	8,63	10,24	9,93	10,47	9,86	24,91	17,89	9,55	24,67	33,46	31,44
Pr	4,80	1,82	1,83	1,10	1,09	1,64	0,57	1,54	2,12	3,00	0,36	0,37	4,66	4,38
Nd	21,82	9,00	10,85	7,63	10,01	7,01	9,39	9,14	11,34	11,23	8,63	10,60	21,40	23,39
Sm	2,95	4,97	4,01	2,25	4,07	5,60	3,83	4,20	4,35	4,45	3,35	4,92	5,65	3,58
Eu+Gd	5,06	5,12	6,89	6,98	5,27	5,18	5,77	7,59	6,73	4,95	5,37	5,46	5,82	5,09
Tb+Y	12,26	47,39	42,55	51,89	45,92	53,37	54,20	49,10	34,11	41,92	55,20	34,82	14,87	14,27
Dy	3,16	7,66	5,45	7,86	7,53	4,19	5,68	6,76	4,66	4,39	7,18	3,65	0,97	3,16
No	1,06	0,67	1,73	0,61	1,20	0,60	0,32	0,57	0,23	1,10	0,40	0,41	0,47	1,06
Er	2,16	4,78	4,71	4,96	4,42	4,30	3,90	4,04	1,92	2,25	4,52	2,49	0,96	2,16
Tu	0,54	0,69	1,78	0,62	1,64	0,61	0,32	0,58	0,24	0,76	0,82	0,83	—	0,54
Yb	1,67	5,62	4,24	5,11	4,19	4,43	3,35	4,17	2,46	2,32	2,52	2,57	—	1,67
Lu	—	0,71	0,31	—	2,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—
$\Sigma TR$	0,066	0,53	0,72	0,34	0,67	0,43	0,58	0,43	0,60	0,49	0,40	0,37	0,24	0,07
$\Sigma TR_Y / \Sigma TR_{Ce}$	0,26	2,08	1,55	2,45	2,07	2,08	2,10	1,84	0,78	1,12	2,41	0,81	0,21	0,29

\*1 — гранит биотитовый среднезернистый, Каменский массив; 2—12 — Адуйский массив; 2—4 — гранит биотитовый среднезернистый, 5—7 — гранит дауслоидной среднезернистый, 8, 9 — гранит пегматитовый крупнозернистый, 10—12 — пегматит; 13, 14 — гранит биотитовый среднезернистый, Шамейский массив.

Анализ выполнен методом хроматографии в Институте геологии и геохимии УНЦ СССР в. в. Червяковской.

Гранат из шамейских аляски-товых гранитов характеризуется самым высоким содержанием спессартиновой и низким альмандиновой молекул.

Таким образом, химический состав гранатов характеризует определенный тип гранитоидов: в курманских — гроссуляр-андрадит, в остальных — альмандин-спессартин, причем в каменных повышено содержание пироповой составляющей, в остальных гранитоидах отмечается четкая картина увеличения спессартиновой молекулы в гранатах в возрастной последовательности гранитов — от биотитовых гранитов Адуйского массива до аляски-тов Шамейского.

Апатит в гранитоидах представлен фторапатитом с незначительным содержанием хлора (0,02%). Исследовались редкоземельные элементы из апатитов каменных, адуйских и шамейских гранитов. Содержание суммы редкоземельных элементов (РЗЭ) в апатитах колеблется от 0,037 до 0,72% (табл. 3). В апатитах из каменных и шамейских гранитов содержания суммы РЗЭ близки и в 3—10 раз ниже, чем из адуйских гранитоидов. Различие апатитов из гранитоидов разных массивов отчетливо проявляется также в составе лантаноидов (рис. 2) и в соотношении легких и тяжелых редких земель (см. табл. 3). В апатитах из адуйских гранитов и пегматитов отношение содержаний тяжелых редких земель к легким составляет 0,9—2,45, из каменных и шамейских 0,2—0,3. На диаграмме состава лантаноидов в апатитах четко обособляются поля адуйских гранитоидов от каменных и шамейских; в последних состав лантаноидов селективно цериевый ( $\Sigma TR_{La} 80\%$ ). В апатитах из адуйских гранитоидов состав лантаноидов комплексный с преобладанием тяжелых элементов. Следует отметить, что в альбитизированных разностях адуйских гранитоидов, расположенных в зоне эндоконтакта, в составе апатитов несколько преобладают легкие земли.

Таким образом, содержание и состав РЗЭ в апатитах подчеркивают отличие адуйских гранитоидов от каменных и шамейских. Повышенные содержания РЗЭ и  $\Sigma TR_Y / \Sigma TR_{Ce}$  отношение в апатитах — характерный признак всех монацитсодержащих гранитов в отличие от сфенсодержащих, что отмечено и в других районах Урала (Покровский и др., 1971).

## Литература

- Аринштейн М. Б., Лисицын А. И. Некоторые особенности метасоматически измененных гранитов восточной части Мурзинско-Адуйской интрузии. — Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды Второго Урал. петрогр. совещ., т. 4. Свердловск, 1971.
- Комарова З. И. Адуйский гранитный массив. — Путеводитель Свердловской экскурсии. Второе Уральское петрографическое совещание, ч. 2. Свердловск, 1966.

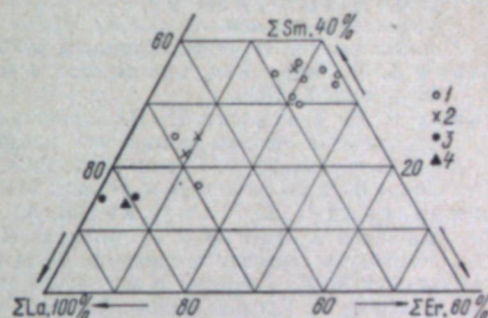


Рис. 2. Состав лантаноидов в апатитах из гранитов (1) и пегматитов (2) Адуйского массива, из гранитов Шамейского (3) и Каменского (4) массивов.

- Лучинин И. Л., Еремеев С. П., Шагалова Г. А. Позднеорогенный герцинский магматизм восточного склона Урала и Зауралья. — Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья. Кустанай, 1970.
- Львов Б. К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района. Изд-во ЛГУ, 1965.
- Львов Б. К., Петрова Н. И. Характерные ассоциации акцессорных минералов и расчленение верхнепалеозойских гранитоидов Урала. — Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 3. Изд-во ЛГУ, 1968.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968.
- Покровский П. В., Чашухина В. А., Червяковская В. В. Редкоземельные элементы в апатитах и гранитоидах Шиловско-Коневского района. — Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Рапорт М. С. Геология и магматизм Шиловско-Коневской группы гранитоидных массивов на Среднем Урале. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1971.
- Туровский С. Д. О методике и значении изучения акцессорных минералов и химических элементов из изверженных горных пород. Фрунзе, Изд-во АН СССР, 1960.
- Ферштатер Г. Б., Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, вторая сер., 1968, ч. 97, вып. 4.
- Чашухина В. А. Акцессорные минералы гранитоидов Шиловско-Коневского района. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1973.
- Норре G. Petrogenetisch Auswertbare morphologische Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen. — N. Jb. Miner., 1962, Bd 93, H. 1.
- Норре G. Morfologische Untersuchungen als Beiträge zu Zirkon — Albertstimmungen. — N. Jb. Miner., 1965, Bd 103, H. 3.

**В. Г. Вигорова, Н. А. Ярош**

## **Элементы семейства железа в гранитоидах Приполярного Урала**

На Приполярном Урале выделяются два типа гранитоидных массивов, отличающихся по генезису (Вигорова, 1972). Одни из них, приуроченные к региональному разлому в центральной (водораздельной) части района (см. рисунок), обладают признаками магматических гранитоидов, в различной степени измененных постмагматическими процессами. Гранитоиды этого типа М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным (Фишман, Голдин, 1965; Голдин, Фишман, 1967) подразделяются на два разновозрастных комплекса: доордовикский Сальнерско-Маньхамбовский гранит-гранодиоритовый и послеордовикский Кожимский гранитоидный. По геологическим, петрологическим и петрохимическим признакам они относятся к вулканической формации гранитоидов (Штейнберг, Ферштатер, 1968).

Второй тип массивов, расположенных в пределах Хобеизской мегантиклинали (см. рисунок), представлен гранитоидами, образовавшимися за счет гранитизации рифейских (?) кристаллических сланцев, гнейсов и слюдяно-полевошпатовых кварцитов (Лавкашорский, Балашовский и ряд безымянных тел), а также гравелитов и эффузивов различного состава (Тынаготский массив и группа Хаймер-Ю).

Массивы восточной зоны разнообразны по форме и невелики по размеру. Одни из них не имеют четких контактов с вмещающими породами, другие секут их. Последние тела, вероятно, являются перемещенными в тектонически ослабленные зоны выплавками, возникшими в процессе гранитизации.

По петрохимическим данным гранитоиды Лавкашорского, Балашовского и безымянных массивов относятся к субщелочным (Вигорова, 1969). Гранитоиды Тынаготского массива отличаются от них преобладанием окиси калия в сумме щелочей (Вигорова, Покровский, 1971). По условиям образования гранитоиды восточной зоны приближаются к глубинным низкотемпературным (Вигорова, 1972), за исключением реоморфических гранитоидов Тынаготского массива (Вигорова, 1971).

В гранитоидах обеих зон для выяснения их геохимической специализации изучалось поведение ряда элементов-примесей, в том числе и элементов группы железа. Содержание их определяли количественным спектральным анализом по методике, разработанной Н. А. Ярош (1967).

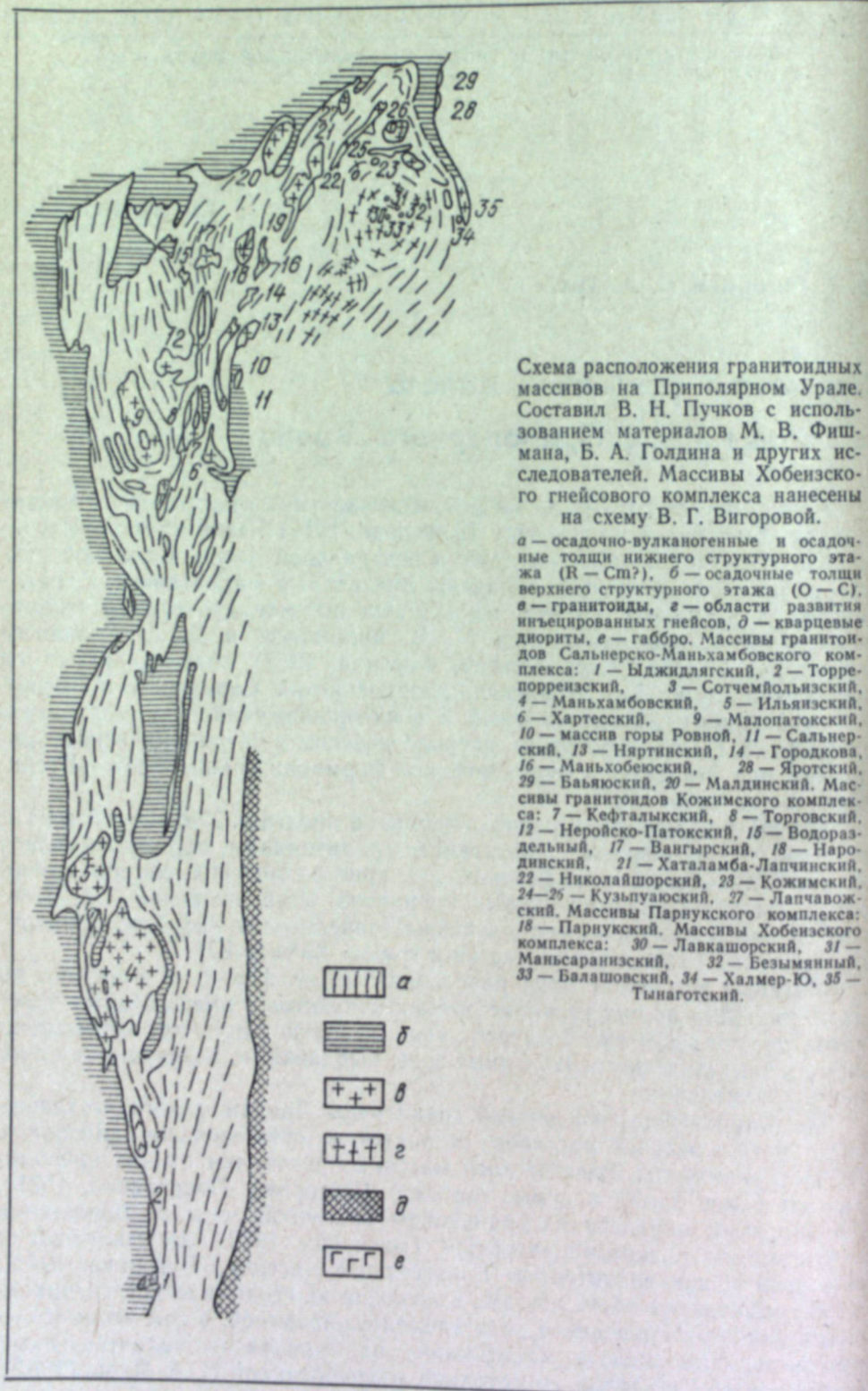


Схема расположения гранитоидных массивов на Приполярном Урале. Составил В. Н. Пучков с использованием материалов М. В. Фишмана, Б. А. Голдина и других исследователей. Массивы Хобейзского гнейсового комплекса нанесены на схему В. Г. Вигоровой.

а — осадочно-вулканогенные и осадочные толщи нижнего структурного этажа (R — Ст?), б — осадочные толщи верхнего структурного этажа (О — С), в — гранитоиды, з — области развития инфицированных гнейсов, д — кварцевые диориты, е — габбро. Массивы гранитоидов Сальнерско-Маньхамбовского комплекса: 1 — Ыждидлягский, 2 — Торрепорреизский, 3 — Сотчемюльзский, 4 — Маньхамбовский, 5 — Ильязский, 6 — Хартесский, 9 — Малопатокский, 10 — массив горы Ровной, 11 — Сальнерский, 13 — Няртинский, 14 — Городкова, 16 — Маньхобейский, 28 — Яротский, 29 — Баяюский, 20 — Малдинский. Массивы гранитоидов Кожимского комплекса: 7 — Кефталякский, 8 — Торговский, 12 — Неройско-Патокский, 15 — Водораздельный, 17 — Вангырский, 18 — Народянский, 21 — Хатамба-Лапчинский, 22 — Николайшорский, 23 — Кожимский, 24—25 — Кузпузюский, 27 — Лапчавожский. Массивы Парнуцкого комплекса: 18 — Парнуцкий. Массивы Хобейзского комплекса: 30 — Лавкашорский, 31 — Маньсаранзский, 32 — Безмянный, 33 — Балашовский, 34 — Халмер-Ю, 35 — Тынаготский.

- а
- б
- в
- з
- д
- е

Содержание элементов семейства железа в гранитоидах и вмещающих породах Приполярного Урала,  $\epsilon/m$

Породы и колич. проб	Ti	V	Co	Ni	Cr	Mn
Кларки для кислых пород по А. П. Виноградову (1962)	2300	40	5	8	25	600
Восточная зона						
Лавкашорский						
Кварциты, 9	Не опр.	100* 100—200 130	100 10—20 15	100 10—50 27	78 0—100 40	100 1000—5000 2200
Граниты, 18	93 0—1080 715	5 0—10 Следы	—	100 10—100 20	83 0—20 10	100 100—500 220
Пегматит, 1	300	—	—	10	—	100
Балашовский						
Гнейсо-гранит, 11	100 600—2040 1332	91 0—30 10	9 0—следы Следы	82 0—20 10	65 0—10 6	100 100—1000 340
Граниты, 5	100 180—2100 1152	80 0—100 30	— — —	40 0—30 8	40 0—10 3	100 30—300 110
Тынаготский						
Эффузивы и сланцы, 10	100 600—10000 7500	100 100—1000 330	90 0—300 70	100 Следы— —300 90	90 0—300 100	100 100—3000 800
Габбро, 1	10800	1000	100	100	100	3000
Гнейсо-граниты мусковит-биотитроговообманковые, 23	100 540—3300 1750	83 0—300 75	17 0—30 2,5	48 0—30 5	26 0—10 1,7	100 100—1000 290
Граниты, 11	100 1200—1320 1260	91 0—100 33	9 0—следы Следы	64 0—30 5,5	64 0—30 9	100 30—300 115
Грейзенированные граниты, 15	100 600—2100 1430	100 10—100 33	— — —	100 10—20 11	100 10—200 30	100 50—200 80



Продолжение таблицы

Породы и колич. проб	Ti	V	Co	Ni	Cr	Mn
Группа Хаймер-Ю						
Пегматит, 1	1000	3	—	Следы	—	100
Гранит-аплиты, 5	100 480—660 610	20 0—10 2	— — —	20 0—10 2	60 0—100 22	100 30—300 126
Гнейсо-граниты, 17	100 300—6000 1600	65 0—300 35	— — —	70 0—10 6	23 0—100 7	100 100—1000 300
Граниты, 4	100 1000—3000 2000	75 0—30 11	— — —	25 0—следы —	— — —	100 30—1000 410
Гранит-порфиры, 6	100 1000—3000 1300	50 0—100 18	— — —	17 0—10 Следы	17 — —	100 30—300 120
Центральная зона						
Мань-Хамбо						
Биотитовые граниты, 3	100 1000—3000 2330	66 0—10 7	— — —	— — —	100 Следы— 30 20	100 10—300 110
Двуслюдяные граниты, 37	100 96—4200 2500	87 0—60 15	25 0—30 2	79 0—30 5	92 0—1000 150	100 0—1000 300
Жильные граниты, 3	100 1000—6000 3300	67 20 —	— — —	— — —	67 0—100 35	100 100—1000 570
Сальнерский						
Гранитизированные сланцы, мигматиты, 4	100 1000—10000 5750	100 6—100 56	50 0—60 17	75 0—60 32	75 0—300 125	75 1000—3000 1250
Граниты, 13	89 0—3600 1080	82 0—40 20	15 0—10 Следы	77 0—100 15	46 0—100 15	100 100—300 240

Продолжение таблицы

Породы и колич. проб	Ti	V	Co	Ni	Cr	Mn
Торговский						
Конгломераты, 2	100 1000—3000 2000	100 3—6 4,5	— — —	100 10—30 20	50 0—30 15	100 30 —
Габбро и гранодиориты, 2	100 1—3 1,5	100 — 60	100 — 30	100 — 30	100 60—100 80	100 — 1000
Граниты, 9	100 480—1860 1250	10 0—6 —	— — —	22 0—10 Следы	22 0—10 Следы	100 30—300 130
Хартесвожский						
Песчанники и сланцы, 2	100 600—30000 10300	100 30—300 165	— — —	100 6—100 80	100 30—100 65	100 600—1000 800
Граниты, 5	100 — 1380	80 0—60 14	— — —	13 0—Следы —	40 0—Следы —	100 30—600 190
Нярта-Ю						
Граниты, 2	100 1380—1850 1615	— — —	50 0—следы —	— — —	— — —	100 — 300
Парнукский						
Габбро, 3	100 3000 —	100 30—300 210	67 0—300 200	100 10—100 140	100 30—300 1350	100 300—1000 1450
Диориты, 5	100 3000—10000 8600	100 100—300 180	100 10—100 50	100 10—30 14	100 10—100 36	100 5—100 300
Гранодиориты, 4	100 3000—10000 5150	100 100 —	100 10 —	75 0—30 12	75 0—30 17,5	100 100—1000 420
Гранит-аплиты, 2	100 3000 —	100 100 —	100 10 —	100 Следы— 10 5	100 30 —	100 100—300 200

Породы и колич. проб	Ti	V	Co	Ni	Cr	Mn
Народинский						
Порфирировидные крупно- и среднезернистые граниты, 12	100	100	50	92	75	100
	1900—4600 2800	0—300 100	0—30 5	0—30 10	0—100 15	100—1000 50
Аплитовидные граниты, 6	100	100	50	83	100	100
	1200—1600 1400	3—10 8	0—30 7,5	0—10 5	Следы— 100 20	100—300 170

\* Верхний ряд цифр — процент встречаемости элемента, средний — колебания содержания, нижний — среднее содержание.

Титан — характерный элемент гранитоидов обеих зон, но содержание его в гранитоидах центральной зоны выше, чем в гранитоидах восточной (см. таблицу). В гранитах массивов Мань-Хамбо и Сальнерского содержания достигают кларковых, в Народинском и Парнукском — превышают их, в Торговской группе массивов — ниже кларковых.

Во всех массивах центральной зоны содержание титана уменьшается от более основных разностей к кислым и их жильным образованиям. Содержание титана в массивах восточной зоны уменьшается от менее гранитизированных разностей пород к гранитам.

Основными концентраторами титана служат ильменит и сфен, в которых соответственно содержание его 32 и 24%. При наличии указанных титановых минералов в породе они же являются основными носителями элемента, беря на свою долю от 30 до 97% всего количества титана породы. Значительное место в балансе титана занимает биотит (10—31%), а также замещающие его хлорит и мусковит.

Магнетит гранитов центральной зоны содержит больше титана, чем магнетит гранитоидов восточной зоны, но в том и другом случае доля магнетита в балансе элемента незначительна. По содержанию титана в магнетите описываемые гранитоиды Приполярного Урала относятся к сиалическому ряду (Штейнберг, Фоминых, 1961).

Ванадий практически не характерен для гранитоидов восточной части Приполярного Урала. Он встречается в содержаниях значительно ниже кларковых либо отсутствует (см. таблицу). Вмещающие породы и слабо гранитизированные их разности содержат ванадий в количествах, превышающих кларковые от 2 до 6 раз. В процессе гранитизации ванадий выносится. В центральной зоне в гранитах содержания ванадия также незначительны по сравнению с более основными их разностями и вмещающими породами (см. таблицу). Высокие содержания ванадия характерны только для пород Парнукского и Народинского массивов (100—210 г/т), относящихся к гранит-гранодиоритовому интрузивному комплексу (Голдин, Фишман, 1967).

Концентратором ванадия является ильменит (1000 г/т), но в связи с незначительными содержаниями его в гранитах восточной зоны в

балансе ванадия он не играет существенной роли. Магнетиты являются концентраторами и одновременно носителями ванадия в гранитоидах центральной зоны, в породах среднего состава на Польинской площади восточной зоны и гранит-аплитах Тынаготского массива. В гранитах Лавкашорского и Балашовского массивов содержания ванадия в магнетитах на порядок ниже, чем в перечисленных разновидностях, и доля магнетита в балансе ванадия незначительна. Носителями ванадия в этих массивах служат биотит и плагиоклазы. В ильмените, магнетите и биотите ванадий, по-видимому, замещает трехвалентное железо и титан, а в полевых шпатах — алюминий.

В восточной зоне значительные содержания кобальта отмечены только во вмещающих массивных породах. В гнейсо-гранитах он встречается весьма редко (9—17% проб) в количествах от следов до 30 г/т. В гранитах кобальт отсутствует.

В центральной зоне в массивах Торговском, Хартесвожском, Сальнерском и Няртаюсском отмечается в количествах 10 г/т. Граниты массивов Парнукского и Народинского отличаются от перечисленных. Содержания кобальта закономерно уменьшаются от габбро к гранит-аплитам (см. таблицу), подтверждая генетическую связь гранитов этих массивов с породами основного ряда.

Минералами-концентраторами и носителями кобальта являются ильменит (50—60 г/т), магнетит (10—100 г/т), биотит (10—130 г/т), пирит (следы—1000 г/т). Минимальные содержания кобальта или его полное отсутствие в перечисленных минералах характерно для гранитоидов восточной зоны и тех массивов гранитоидов центральной зоны, для которых кобальт не характерен.

Никель встречается почти во всех массивах гранитоидов как восточной, так и центральной зон. Содержания уменьшаются от менее гранитизированных разностей пород к гранитам в восточной зоне и от основных разностей пород к кислым — в массивах центральной зоны. Количество никеля в гранитах в основном близко к кларковым или ниже их. Исключение составляют граниты Лавкашорского массива, в которых оно колеблется от 10 до 100 г/т, в среднем 20 г/т. В центральной зоне никелем обогащены более основные разности пород, что является общей закономерностью (Нокколдс, Митчелл, 1952; Сандели, Голдич, 1952; Унксов, Лодочникова, 1961).

Одним из концентраторов никеля является магнетит, в котором содержания его колеблются от 30 до 300 г/т. Биотиты содержат от 0 до 60 г/т никеля. Доля биотита в балансе никеля от 0 до 30% в зависимости от содержания минерала в породе и количества никеля в нем. Вхождение никеля в решетку биотита объясняется близостью его ионного радиуса к ионным радиусам закисного железа и магния.

Хром аналогично ванадию, кобальту и никелю в гранитоидах восточной зоны встречается в небольшом количестве проб в содержаниях значительно ниже кларковых. Вмещающие породы обогащены хромом по сравнению с гранитами (см. таблицу). Повышенные содержания хрома в грейзенизированных разностях гранитов Тынаготского массива объясняются наличием в них до 5—10% гематита, содержащего 0,003% хрома.

Среди массивов центральной части Приполярного Урала высоким содержанием хрома (в 4—7 раз выше кларкового для кислых пород) отличаются двуслюдяные и мусковитовые граниты Мань-Хамбо. В осталь-

ных массивах содержания хрома уменьшаются от основных разностей к кислым, причем в гранитах Торговского, Хартесвожского и Няртинского массивов содержания не превышают знаков — 10 г/т, т. е. в 2,5 раза ниже кларкового. Несколько выше, но в среднем также меньше кларкового содержания хрома в гранитах Народинского и Парнукского массивов.

Концентратором хрома является магнетит, содержащий его от 100 до 1400 г/т. В ильменитах содержания хрома ниже — 70—310 г/т. Указанные минералы являются носителями хрома только в породах с высоким их содержанием. Носителями хрома в приполярноуральских гранитоидах служат плагиоклазы и микроклины, на долю которых в сумме приходится от 50 до 90% хрома, что отличает их от гранитоидов Среднего Урала, в частности Верхисетского массива (Бушляков, 1969), где минералы-носители хрома — биотит и роговая обманка (80% Cr). Биотиты же гранитоидов Приполярного Урала, особенно его восточной части, в большинстве своем характеризуются очень низкими концентрациями хрома, что и ранее отмечалось для постордовикских гранитов центральной зоны Е. П. Калининным, Б. А. Голдиным (1967). Некоторое накопление хрома отмечено в биотитах доордовикских гранитов М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным (1965).

Из изученных нами массивов хром содержат в основном биотиты Народинского и Парнукского массивов (в среднем 50 г/т). По концепции Гольдшмидта (Goldschmidt, 1954), двухвалентный хром в биотите замещает трехвалентный титан, при этом недостающие заряды уравновешиваются другими элементами. Количество хрома в биотите увеличивается с ростом степени метаморфизма (А. Е. Engel, С. G. Engel, 1960) или с нарастанием основности при магматической кристаллизации (Дир и др., 1966).

Марганец встречается во всех разновидностях гранитоидов в незначительных количествах. Средние содержания марганца по массивам ниже кларковых (см. таблицу). Вмещающие породы по сравнению с гранитоидами обогащены им. Более основные разности пород (габбро, диориты) содержат марганец в количествах, превышающих содержания в гранитах, но близких к кларковым для этого типа пород (Виноградов, 1962).

Концентраторы марганца — биотит и магнетит. Полевые шпаты марганца не содержат. В биотитах и магнетитах содержания неравномерны и колеблются от 2000 до 9600 г/т и от 260 до 10 000 г/т соответственно.

В балансе элемента биотит занимает ведущее место. Вторым по значению в распределении марганца является магнетит. Остальная часть марганца входит, по-видимому, в сосуществующие с биотитом и магнетитом гранаты и эпидоты.

Таким образом изучение поведения элементов семейства железа показало:

1. По содержанию их гранитоиды Приполярного Урала относятся к сиалическому ряду, за исключением гранитоидов Народинского и Парнукского массивов, являющихся, по-видимому, дифференциатами основных магм.

2. При общих пониженных содержаниях элементов группы железа содержания их выше в гранитоидах и минералах восточной, чем в гранитоидах и минералах центральной зоны, что свидетельствует о различных условиях их формирования.

3. Основные концентраторы элементов группы железа — акцессорные минералы железа и титана: ильменит, магнетит, сфен; из породообразующих минералов — биотит. Перечисленные минералы являются и носителями Ti, V, Co, Ni, Mn.

4. Особенностью гранитоидов Приполярного Урала является то, что минералы-носители хрома в них — полевые шпаты, в отличие от гранитоидов других регионов, где носителями этого элемента служат магнетит и биотит.

## Литература

- Бушляков И. Н. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива на Урале. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1969.
- Вигорова В. Г. Петрохимические и минералогические особенности Лавкашорского гранитоидного массива на Приполярном Урале. — Геология и полезные ископаемые Урала. Материалы ко 2 Урал. конференции молодых геологов и геофизиков, ч. 1. Свердловск, 1969.
- Вигорова В. Г. Кали-натровые полевые шпаты гранитоидов Приполярного Урала как индикаторы условий их формирования. — Материалы к 3 Уральской конференции молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1971.
- Вигорова В. Г. К петрологии гранитоидов Приполярного Урала. — Магматизм, метаморфизм, металлогения Севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972.
- Вигорова В. Г., Покровский П. В. Поведение породообразующих и акцессорных минералов в процессах гранитизации и грейзенизации (на примере Тынаготского массива на Приполярном Урале). — Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Голдин Б. А., Фишман М. В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Л., «Наука», 1967.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 3. М., «Мир», 1966.
- Калинин Е. П., Голдин Б. А. Некоторые закономерности физико-химических свойств биотитов из гранитоидов Приполярного Урала и связь их с генезисом и химизмом пород. — Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1967, вып. 7.
- Нокколде С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов. — Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Сандели Э. Б., Голдич С. С. Редкие металлы некоторых американских изверженных пород. — Там же, 1952.
- Унксов В. А., Лодочникова Н. В. О распространенности кобальта и никеля в изверженных горных породах и земной коре. — Геохимия, 1961, № 9.
- Фишман М. В., Голдин Б. А. Доордовикские гранитоиды центральной части Приполярного Урала (гранит-гранодиоритовый интрузивный комплекс). — Труды Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, 1965, вып. 5.
- Штейнберг Д. С., Фоминных В. Г. Состав акцессорного титано-магнетита в различных типах гранитоидов Урала. — Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 5.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Об особенностях химического состава гранитоидов вулканических и плутонических ассоциаций. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4.
- Ярош Н. А. Определение элементов-примесей группы железа в магнетитах в основных и ультраосновных породах Урала. — Спектральный анализ в геологии и геохимии. М., «Наука», 1967.
- Engel A. E. J., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragenesis, northwest Adirondack mountains, New-York. Part II. — Miner. Bull. Soc. Amer., 1960, vol. 71, N 1.
- Goldschmidt. Geochemistry Oxford, Clarendon Press, 1954.

УДК (549.623.54+549.643.25):552.321.1(470.5)

Г. Б. Ферштатер

### Биотиты и роговые обманки из гранитоидов Урала

В результате многолетних исследований гранитоидов Урала получен обширный материал по составам породообразующих минералов. Настоящая статья посвящена описанию фемических минералов из гранитоидов главных уральских формационных типов. Рассмотрены гранитоиды плутонической группы, производные богатой водой палингенной магмы, принадлежащие к гранитному формационному типу и абиссальной фации глубинности, и гранитоиды вулканической группы, производные бедных водой магм разного состава: базальтовой (габбро-гранитный формационный тип), андезито-дацитовый (тоналит-гранодиоритовый тип), дацито-липаритовой (адамеллит-гранитный тип). Гранитоиды габбро-гранитного формационного типа являются гипабиссальными, тоналит-гранодиоритового и адамеллит-гранитного — преимущественно мезоабиссальными (Ферштатер, 1971).

Составы минералов из четырех перечисленных формационных типов приведены в табл. 1—5. Почти все анализы выполнены в химической лаборатории Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР под руководством Л. И. Меттих, а монофракции выделены В. Ф. Орловой и Л. Д. Ведерниковой.

Каждому формационному типу гранитоидов Урала свойственны свои фемические силикаты. Для гранитов гранитного формационного типа характерен биотит, а роговая обманка появляется в качестве дополнительного минерала либо в адамеллитах, либо в гибридных гранитоидах повышенной основности. Гранитоиды габбро-гранитного типа представлены существенно роговообманковыми разностями, тоналит-гранодиоритового — биотит-роговообманковыми, а адамеллит-гранитного — либо биотитовыми, либо роговообманковыми, часто в зависимости от степени диагенеза.

Фемические силикаты из гранитоидов разных формационных типов вулканической группы характеризуются рядом общих особенностей, отличающих их от соответствующих минералов из плутонических гранитоидов (рис. 1—4). Последние отличаются пониженным содержанием титана, низкой натровостью и более высоким содержанием глинозема, особенно в октаэдрической позиции. Наиболее четко эти различия выражены в сосуществующих биотитах и амфиболах (см. рис. 4). По со-

Таблица 1

Химический состав фемических силикатов из гранитоидов габбро-гранитного формационного типа, вес. %

Компо- нент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	SiO <sub>2</sub>	39,08	48,60	45,58	43,12	48,82	46,25	38,70	38,85	36,90	50,00	50,44	47,10	50,48	50,44	49,16	32,92
TiO <sub>2</sub>	3,10	1,11	1,23	3,48	1,50	1,31	4,46	4,50	4,56	1,15	1,25	2,42	0,92	2,30	2,16	3,60	5,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,58	6,43	8,58	9,59	6,34	4,77	14,04	14,79	13,85	4,57	4,27	6,85	3,88	1,53	2,02	13,42	6,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,20	3,59	3,39	4,39	4,79	12,21	1,05	0,80	—	1,40	0,60	3,45	8,98	28,55	26,85	5,59	5,78
FeO	10,95	8,98	14,73	9,70	8,26	4,79	11,42	11,67	13,79	10,77	11,13	11,70	14,91	2,87	4,67	22,27	19,94
MnO	0,58	0,81	0,61	0,51	0,56	2,45	0,06	0,05	0,05	0,53	0,50	0,47	1,91	0,83	0,68	0,64	0,72
MgO	13,91	14,89	10,93	13,69	15,67	13,61	17,14	17,21	17,74	17,13	17,11	13,10	7,01	0,53	0,45	7,47	6,34
CaO	2,27	12,06	12,39	11,91	10,93	10,86	0,16	0,28	0,05	12,00	12,06	11,95	6,19	1,68	1,79	2,41	9,67
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,87	1,01	2,00	0,99	1,92	1,10	0,91	0,81	0,76	0,68	1,11	3,88	11,15	9,74	0,37	1,39
K <sub>2</sub> O	5,11	0,52	0,68	0,46	0,46	0,53	7,78	7,60	7,95	0,27	0,21	0,52	0,75	0,07	0,40	4,28	0,58
H <sub>2</sub> O+	4,72	1,75	1,14	1,91	2,03	—	2,99	3,42	3,61	2,10	1,78	1,44	1,67	0,15	1,67	6,50	1,66
H <sub>2</sub> O-	0,92	0,08	0,04	—	—	—	0,07	0,18	0,46	0,04	0,06	—	0,12	He отр.	0,36	—	—
Сумма	99,56	99,69	100,31	100,76	100,35	98,70	98,97	100,26	99,77	100,72	100,09	100,11	100,70	100,10	99,95	99,47	98,77

\* 1—7 — Ащэбутакский комплекс; 1, 2 — гранодиорит, 3 — роговообманково-плагноклазовый роговик, ксенолит в граните, 4, 5 — кварцевые диориты, 6 — гранит микропегматитовый; 8—16 — Магнитогорский комплекс; 7, 10, 11 — габбро-диабаз биотит-роговообманковый с реликтовым пироксеном, 8 — габбро-диабаз биотит-пироксеновый, 9, 13 — микродиорит, 14, 15 — граниты микропегматитовые; 16, 17 — то же, Иртышский комплекс.

Химический состав биотитов и роговых обманок из гранодиоритов и тоналитов, вес. %

Компо- нент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	39,88	37,38	35,70	36,08	35,32	34,26	35,26	34,30	35,61	36,40	35,55	35,76	45,28	45,60	45,60
TiO <sub>2</sub>	1,90	1,95	3,05	2,42	3,05	3,03	3,66	3,25	3,14	3,14	3,46	3,38	1,24	1,23	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,87	16,46	16,49	17,09	17,49	14,78	14,12	14,11	15,34	13,85	15,19	13,55	7,59	7,44	7,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,39	1,83	2,99	3,07	4,35	3,39	4,68	4,49	3,96	5,45	6,09	6,39	5,67	4,56	4,64
FeO	14,37	15,23	18,32	17,89	17,82	20,12	18,96	19,72	18,94	17,24	15,88	15,99	13,22	14,22	15,06
MnO	0,53	0,27	0,49	0,95	0,53	0,34	0,39	0,40	0,35	0,25	0,29	0,32	0,62	0,67	0,50
MgO	11,87	13,37	9,97	9,03	9,08	11,03	10,58	10,84	10,34	10,04	10,12	10,20	11,47	11,67	11,32
CaO	4,82	1,46	0,21	0,87	0,01	0,70	0,48	1,04	1,28	0,94	0,89	1,33	11,41	11,24	11,25
Na <sub>2</sub> O	0,56	0,14	0,18	0,23	0,21	0,24	0,19	0,30	0,22	0,11	0,25	0,30	1,20	1,07	1,34
K <sub>2</sub> O	5,62	7,49	8,74	8,42	8,74	6,55	7,73	7,34	6,92	8,39	8,60	8,48	0,58	0,51	0,70
H <sub>2</sub> O-	0,07	0,09	He опр.	0,02	0,02	He опр.	He опр.	0,12	сл.	0,02	0,68	0,52	He опр.	He опр.	0,02
H <sub>2</sub> O+	3,76	4,66	3,86	3,85	3,48	4,33	3,54	3,84	3,65	3,98	2,77	3,48	1,79	2,13	1,91
CO <sub>2</sub>	0,16	0,09	0,22	0,24	0,07	0,38	0,04	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,20	0,16	He опр.
F	He опр.	0,07	0,30	0,14	0,52	He опр.	He опр.	0,16	—	—	0,20	0,17	He опр.	He опр.	—
Сумма	100,80	100,49	100,52	100,30	100,69	99,15	99,63	99,91	99,75	99,81	99,97	99,87	100,27	100,50	100,49

Компо- нент	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO <sub>2</sub>	45,10	45,52	44,40	45,30	45,10	43,90	35,88	35,76	37,14	37,28	47,70	45,64	48,44	49,60	52,68
TiO <sub>2</sub>	1,60	0,94	1,38	0,90	1,30	1,58	4,20	4,88	3,26	2,93	1,07	1,35	1,23	0,96	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,90	5,65	9,56	7,81	9,32	8,95	14,21	13,25	13,60	13,50	6,00	6,34	5,69	5,18	3,38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,33	4,55	5,38	5,38	5,68	5,95	3,79	4,79	3,99	3,19	2,39	4,60	3,99	3,19	2,99
FeO	14,69	13,96	13,25	13,70	13,68	13,73	17,60	19,04	14,37	13,65	14,01	15,08	9,34	9,34	8,62
MnO	0,60	He опр.	0,38	0,42	0,51	0,48	0,34	0,35	0,28	0,30	0,60	0,70	0,48	0,44	0,46
MgO	10,83	11,73	9,94	10,85	9,08	9,65	11,40	10,02	14,91	15,17	12,79	11,47	15,51	16,08	16,09
CaO	10,50	11,93	9,74	11,97	10,85	11,26	2,13	0,33	1,50	2,13	11,70	11,38	11,70	12,28	11,21
Na <sub>2</sub> O	1,40	1,12	1,08	1,00	1,14	1,43	0,21	0,19	0,35	0,46	0,84	1,03	1,30	1,14	0,99
K <sub>2</sub> O	0,70	0,60	2,10	0,58	0,75	0,83	6,32	8,19	6,99	6,81	0,50	0,65	0,52	0,48	0,55
H <sub>2</sub> O-	0,10	0,04	0,02	0,03	—	0,06	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,10
H <sub>2</sub> O+	2,25	3,49	2,79	2,16	2,31	2,10	4,55	3,24	4,25	4,15	2,24	1,67	1,83	1,84	1,59
CO <sub>2</sub>	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,17	0,35	0,21	0,32	0,17	0,26	0,21	0,23	0,12
F	—	—	—	—	—	—	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,58
Сумма	100,0	99,53	100,02	100,10	99,72	99,92	100,80	100,39	100,85	99,89	100,01	100,17	100,24	100,76	99,87

\* 1 — Осиновский массив, гранодиорит; 2 — Челябинский массив, гранодиорит; 3—6, 13 — Пластовский массив, гранодиориты; Владимирско-Кузнецкий массив; 7—9, 14—16 — тоналиты; 17 — гранодиорит; Городищенский массив; 10, 11 — тоналиты; 12, 21 — гранодиориты; 18—20 — тоналиты; Красильский массив; 22, 23, 26, 27 — тоналиты; Ново-Бурановский массив; 24, 28 — гранодиорит; 25, 29 — Дворитовидная порода из кварцеволыга; 30 — роговая обманка из кварцевой жылы.

Таблица 3

Химический состав биотитов и амфиболов из гранитоидов Борлинского и Кайрактинского комплексов, вес. %

Компонент	1*	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	40,92	43,38	42,50	35,20	35,06	36,32
TiO <sub>2</sub>	4,36	3,50	1,70	3,58	3,93	4,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,50	2,96	11,23	15,23	14,83	13,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,44	10,34	21,95	6,87	9,38	4,00
FeO	23,85	25,34		14,65	15,63	15,80
MnO	0,94	1,04	0,99	0,52	0,86	0,50
MgO	4,27	0,04	6,20	10,40	8,12	9,76
CaO	9,42	4,88	11,58	1,20	0,29	2,38
Na <sub>2</sub> O	1,86	3,72	2,02	0,37	0,18	0,30
K <sub>2</sub> O	0,94	0,82	1,68	6,86	8,42	8,11
H <sub>2</sub> O	1,54	1,70	—	4,30	3,43	3,77
Сумма	101,04	97,72	99,85	99,18	100,13	98,86

\* 1 — гранит амфиболовый однополевошпатовый, Борлинский массив, северная часть, гора Сары-Оба; 2 — гранит амфиболовый однополевошпатовый, Борлинский массив, центральная часть; 3 — порфиридный биотит-роговообманковый адамеллит, Кайрактинский массив, центральная часть, окраина Кайрактинского совхоза; 4 — гранит биотитовый, Кайрактинский массив, устье Акпанса; 5 — гранит биотитовый, Ащисайский массив, восточный эндоконтакт; 6 — гранит биотитовый, Ащисайский массив, центральная часть.

Анализ выполнены в химической лаборатории Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР М. И. Цап.

держанию TiO<sub>2</sub>, общей глиноземистости и содержанию алюминия в шестерной координации поля фигуративных точек минералов из гранитоидов этих двух групп почти не перекрываются.

Небольшие вариации химического состава гранитоидов вулканической и плутонической групп не объясняют резких систематических различий в составе феррических силикатов, и причину следует искать в специфике условий формирования гранитоидов, т. е. в их фаціальности. Более высокая температура и меньшее давление, бедность водой, быстрое охлаждение и высокий кислородный потенциал — вот основные характерные особенности условий формирования гранитоидов, производных бедных водой магм. Для парагенетического анализа феррических силикатов особое значение имеет постоянное присутствие магнетита в маловодных высокотемпературных гранитоидах, тогда как для плутонических гранитоидов характерны безмагнетитовые ассоциации (Штейнберг и др., 1968). Близкие физико-химические условия формирования гранитоидов разных формационных типов вулканической группы обусловили известное сходство составов феррических и резкие отличия от соответствующих минералов гранитоидов плутонической группы. С этой точки зрения показательно, что биотиты из гранодиоритов и плагиогранитов наиболее глубинных массивов Пластовского комплекса тоналит-гранодиоритового формационного типа (см. табл. 2) и из гранитоидов самого глубинного массива адамеллит-гранитного типа — Акбулаксайского (см. табл. 4) — по составу близки биотитам из глубинных гранитов плутонической группы и ими обусловлено некоторое перекрытие полей составов минералов из обеих групп на диаграммах. В этих породах не только биотит, но и другие минералы приобретают черты, свой-

Таблица 4  
Химический состав биотита и роговых обманок из гранитоидов Степнинского и Акбулаксайского массивов, вес. %

Компонент	Роговые обманки																		
	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	36,78	37,96	37,52	37,66	37,56	38,50	39,30	35,92	36,58	34,60	37,56	38,10	38,52	45,78	46,38	44,06	45,76	38,66	45,11
TiO <sub>2</sub>	2,80	2,54	2,44	2,86	2,38	2,15	2,40	2,50	2,15	3,20	2,07	1,80	2,53	1,41	1,27	0,96	1,60	1,97	1,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,80	14,39	14,88	14,59	15,20	13,46	13,33	14,90	14,11	16,12	15,69	15,92	15,92	8,44	7,26	10,54	12,40	14,24	8,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,32	3,99	6,39	3,79	1,80	6,63	6,00	5,11	5,52	7,02	5,36	5,62	5,04	4,69	3,19	5,79	1,00	5,79	7,03
FeO	13,91	13,83	12,57	14,55	17,60	12,32	13,76	14,59	13,41	13,68	13,14	12,00	12,35	11,40	12,75	12,93	11,13	12,57	9,21
MnO	0,20	0,49	0,56	0,36	0,15	0,31	0,27	0,32	0,34	0,29	0,56	0,45	0,69	0,78	0,63	0,42	0,33	0,42	0,38
MgO	13,07	13,22	13,10	12,78	11,21	11,87	12,26	11,85	12,26	10,20	11,44	11,40	12,50	11,50	12,66	9,66	16,13	9,47	11,20
CaO	0,42	0,57	0,56	0,35	3,00	2,73	2,08	0,82	1,05	0,66	0,62	0,63	0,19	11,89	12,00	12,22	7,91	12,62	12,90
Na <sub>2</sub> O	0,36	0,34	0,11	0,14	0,38	0,40	0,32	0,12	0,25	0,25	0,27	0,37	0,27	1,14	1,39	1,38	1,18	1,74	0,86
K <sub>2</sub> O	8,45	8,71	9,13	9,18	7,11	6,90	6,88	9,85	9,70	10,5	8,74	8,11	9,05	0,79	0,75	1,16	0,40	1,53	1,30
H <sub>2</sub> O+	3,50	2,98	3,43	3,83	2,96	2,90	—	—	—	—	3,59	4,00	2,50	1,85	2,10	1,58	1,58	1,53	2,18
H <sub>2</sub> O-	0,16	0,20	Не обн.	0,23	Не обн.	4,26	3,28	4,06	5,21	3,96	—	—	—	—	0,11	Не обн.	0,08	0,03	Не обн.
O <sub>2</sub>	Не обн.	—	0,24	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	—	0,50	Не обн.	0,29	0,07	Не обн.	Не обн.	0,21	0,11	0,19
Сумма	100,77	99,22	100,93	100,32	99,35	102,99	99,88	100,04	100,58	100,48	99,54	98,40	99,85	99,74	100,49	100,70	99,71	100,68	100,20

\* Степнинский массив: 1 — биотитовый гранит; 2, 3, 4 — биотит-роговообманковые граносениты; 5, 15, 16 — биотит-роговообманковые кварцевые сениито-диориты; 6 — гнейсовидная порода очковой структуры из центральной части массива; 7 — порфиридный кварцевый биотит-роговообманковый сениито-диорит; 8, 9 — кварцевые биотит-роговообманковые сениито-диориты из зоны эндоконтакта с роговиками; 10 — биотит-роговообманковый граносенит; 11 — амфибол-плагиоклазово-меланократное обособление в граносените; 12 — амфибол-плагиоклазовый кварцевый диорит; 13 — адамеллит биотитовый, северная часть массива; 14 — адамеллит биотитовый, правый берег р. Кайракты; 15 — адамеллит биотитовый, центральный, центральная часть массива; 16 — биотит-роговообманковые кварцевые сениито-диориты; 17 — амфибол-плагиоклазово-меланократное обособление в граносените; 18 — амфиболовая кайма вокруг ксенолита роговика в граносените; 19 — роговообманковый кварцевый диорит, Акбулаксайский массив; 20 — биотит биотитовый, крупнозернистый, южная часть массива; 21 — адамеллит биотитовый, гнейсовидный, центральная часть массива.

Химический состав биотитов и роговых обманок из гранитов плутонической группы и ассоциированных с ними гранитоидов повышенной основности, вес %.

Таблица 5

Компо- нент	1*	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	36,66	36,23	34,40	37,98	36,78	38,42	38,70	37,50	37,22	34,56	34,16	38,00	36,30	45,20	43,42
TiO <sub>2</sub>	1,77	1,77	2,33	2,12	2,34	1,60	1,94	1,66	1,96	2,72	3,36	2,33	3,11	0,80	1,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,60	15,90	16,70	16,00	16,38	17,31	15,77	16,95	17,09	18,20	15,28	14,91	14,75	10,14	10,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,56	5,64	5,71	2,99	3,99	4,68	5,40	4,33	3,89	7,84	7,21	8,06	7,51	5,39	5,18
FeO	15,27	14,80	16,03	13,65	17,60	10,59	13,26	14,21	14,73	14,67	17,23	9,64	11,65	9,79	12,28
MnO	0,41	0,45	0,40	0,25	0,55	0,17	0,29	0,41	0,40	0,60	0,65	1,20	0,62	0,40	0,36
MgO	10,95	11,24	11,00	13,83	9,44	12,98	11,37	11,55	13,20	8,05	8,35	11,59	10,28	12,25	10,25
CaO	0,61	0,89	0,84	0,56	0,89	0,46	0,57	0,42	0,77	0,14	1,96	0,84	2,02	12,00	11,25
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,20	0,21	0,22	0,22	0,27	0,34	0,27	0,02	0,10	0,10	0,17	0,24	1,32	1,55
K <sub>2</sub> O	9,55	8,70	8,70	9,26	8,90	8,56	8,34	8,47	7,22	0,60	8,42	9,25	9,00	1,00	1,28
H <sub>2</sub> O+	2,60	2,80	2,60	0,09	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	4,00	3,30	He опр.	2,04
H <sub>2</sub> O-	He опр.	He опр.	He опр.	3,79	2,82	2,06	3,10	3,19	3,12	3,98	3,50	He опр.	He опр.	1,76	He опр.
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,16	He опр.	He опр.	He опр.	0,05	He опр.	0,23	He опр.	He опр.	—	He опр.
F	—	—	—	He опр.	0,20	—	—	—	He опр.	—	He опр.	—	—	—	—
Сумма	99,17	98,62	98,92	100,74	100,27	97,10	99,08	98,96	99,67	100,46	100,45	99,99	98,78	100,05	99,41

Компо- нент	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO <sub>2</sub>	45,80	43,28	36,08	37,56	36,76	37,22	37,62	37,84	31,34	37,96	44,46	47,74	43,93	42,67	34,20	32,56
TiO <sub>2</sub>	0,86	0,64	2,84	2,00	2,40	1,58	2,00	0,78	4,00	2,40	0,96	0,42	1,12	0,91	3,00	2,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,33	10,70	15,99	15,80	16,39	15,84	16,45	16,86	17,34	15,79	9,49	8,03	9,51	11,19	16,77	15,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,99	6,46	2,99	2,40	4,58	4,09	4,18	4,58	5,99	3,00	4,43	3,93	6,32	5,57	3,59	22,95
FeO	11,85	11,86	17,96	17,06	14,73	11,63	14,37	15,16	16,88	15,80	13,25	9,38	12,17	13,92	20,48	22,95
MnO	0,32	0,65	0,29	0,35	0,25	0,23	0,27	0,29	0,51	0,69	0,37	0,34	0,51	0,48	1,48	0,86
MgO	12,22	10,36	10,13	11,85	11,61	16,12	11,37	10,96	7,84	11,79	11,43	17,48	10,41	9,71	8,62	8,70
CaO	11,67	11,37	0,80	0,79	0,51	0,57	0,22	0,86	4,26	0,38	11,42	12,07	11,14	11,22	0,74	4,42
Na <sub>2</sub> O	1,08	1,58	0,20	0,18	0,27	0,32	0,23	0,34	0,14	0,21	1,00	0,99	1,38	1,15	0,12	0,21
K <sub>2</sub> O	0,82	1,14	9,41	8,54	8,40	7,19	8,32	8,14	8,48	9,36	1,10	0,50	1,07	1,26	8,90	8,19
H <sub>2</sub> O+	2,02	1,68	0,24	0,27	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,07	0,04	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	0,12	0,15
H <sub>2</sub> O-	He опр.	He опр.	3,36	3,90	3,06	4,08	3,94	3,10	3,37	2,89	1,70	1,60	2,30	1,85	2,51	2,35
CO <sub>2</sub>	—	—	0,37	—	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	—	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	—	He опр.
F	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	0,69	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,96	99,72	100,71	100,70	98,96	98,87	98,97	98,91	100,22	101,00	99,61	102,48	99,86	99,93	100,53	98,36

\* 1—3 — биотитовые адамеллиты; 4, 6—8, 14—17, 30 — биотит роговообманковые адамеллиты; 5, 9—13 — биотитовые граниты; 18, 19 — эпидот-плагиоклаз-биотитовая порода из гнейсовидного ксенолита; 20 — биотит-роговообманковый кварцевый дворит; 21, 27 — биотит-роговообманковый гнейс (ксенолит в граните); 22, 23, 28, 29 — биотит-роговообманковые гранодiorиты; 24, 25 — меланократовые обособления в гранитах, существенно биотитовые; 26, 31 — кварц-микроклинковые пегматиты с «ножевидными» биотитами.

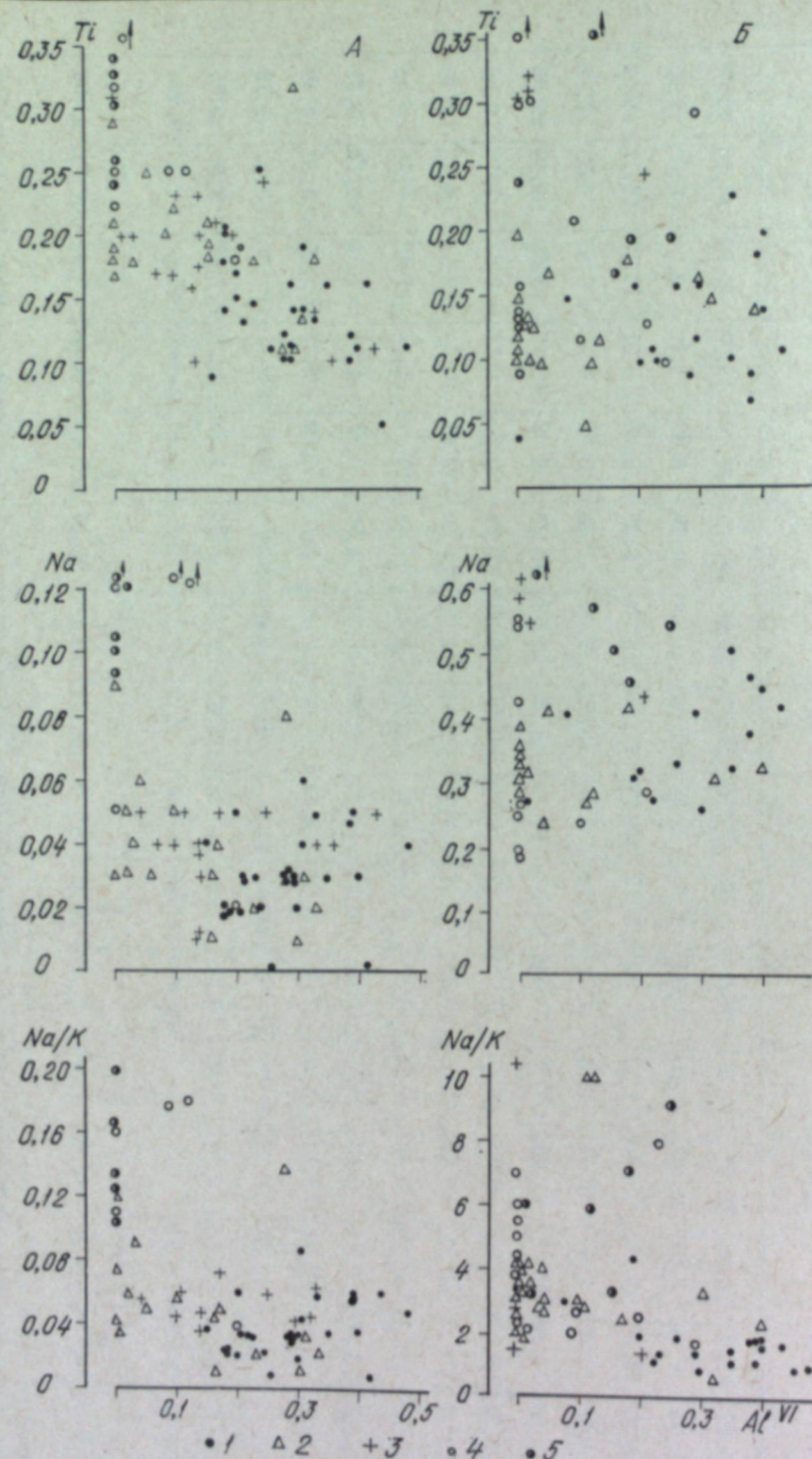


Рис. 1. Соотношение некоторых компонентов в биотитах (А) и роговых обманках (Б). Минералы из гранитоидов разных формационных типов и фаций глубинности: 1 — гранитного, абиссальная фация; 2 — тоналит-гранодиоритового, мезоабиссальная фация; 3 — адалелит-гранитного, мезо- и гипабиссальная фация; 4 — габбро-гранитного, гипабиссальная фация; 5 — из кислых эффузивов. Помимо анализов, приведенных в табл. 1—5, использованы данные других исследователей (Монич, 1957; Свириденко, 1968; Buddington, Leonard, 1953; Larsen, Draisin, 1950).

ственные абиссальной фации. В частности, щелочной полевой шпат в них представлен микроклином: магнетита очень мало, и он беден титаном.

Таким образом, даже предварительный анализ значительного фактического материала убеждает, что некоторые существенные особенности состава биотита и роговой обманки обусловлены спецификой формирования гранитоидов. Рассмотрим это подробнее.

Наиболее высоким содержанием титана характеризуются биотиты из гипабиссальных пород габбро-гранитного формационного типа, а самым низким — минералы из абиссальных гранитоидов гранитного формационного типа. Преимущественно мезоабиссальные гранитоиды тоналит-гранодиоритового и адалелит-гранитного типов содержат биотиты с промежуточным содержанием  $TiO_2$  (см. рис. 1 и 2, А). Роговые обманки из разных формационных типов слабо различаются по содержанию  $TiO_2$ , хотя в минералах из абиссальных гранитоидов оно несколько ниже (см. рис. 2, Б). Распределение титана между сосуществующими биотитами и роговыми обманками (см. рис. 4) в первом приближении соответствует закону Нернста. Значение коэффициента распределения  $K_{Ti}^{Bl-Am}$  для вулканических и plutonic гранитоидов равно соответственно 2,6 и 2,0

$$\left( K_{Ti}^{Bl-Am} = \frac{X^{Bl}}{X^{Am}}, \text{ где } X - \text{отношение} \right.$$

$Ti$  к сумме октаэдрических ионов в биотите и роговой обманке).

Содержание алюминия заметно увеличивается от минералов высокотемпературных гранитоидов габбро-гранитного формационного типа к минералам низкотемпературных абиссальных гранитоидов (см. рис. 1 и 2). Еще более четко это различие выражено для содержаний алюминия в шестерной координации. Биотиты и роговые обманки гранитоидов габбро-гранитного и тоналит-гранодиоритового типов почти не содержат алюминия в шестерной координации. Распределение глинозема между сосуществующими биотитами и роговыми обманками гранитоидов вулканической группы характеризуется следующим ко-

эффициентом распределения  $K_{Al}^{Bl-Am} = \frac{a_{Bl}}{a_{Am}} = 2,2 \left( a_{Bl} = \frac{Al}{7}, a_{Am} = \frac{Al}{13} \right)$ , а между теми же минералами plutonic гранитоидов — 1,78.

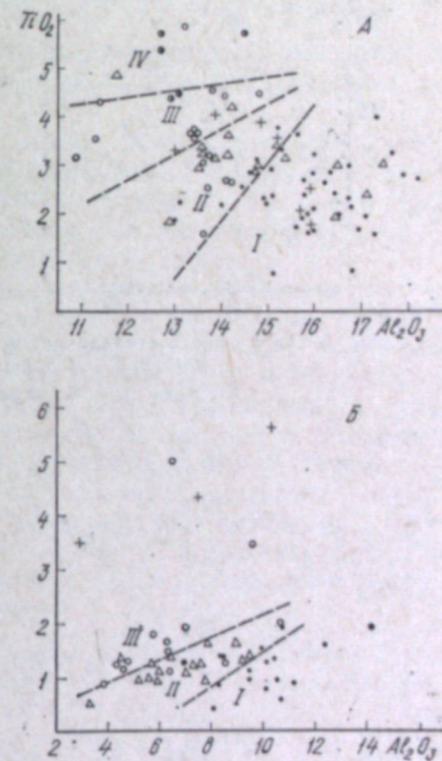


Рис. 2. Зависимость содержания  $TiO_2$  от количества  $Al_2O_3$  в биотитах (А) и роговых обманках (Б) гранитоидов.

Примерные поля пород разных фаций: I — абиссальной, II — мезоабиссальной, III — гипабиссальной, IV — субвулканической. Условные обозначения те же, что на рис. 1.



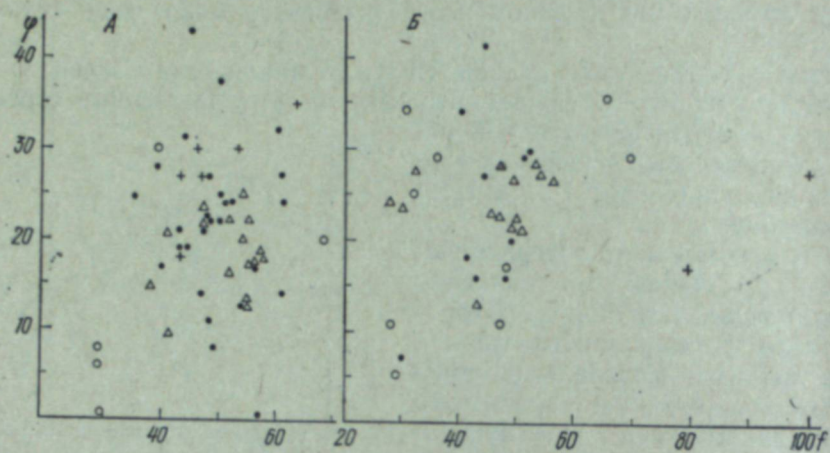


Рис. 3. Зависимость степени окисления железа в биотитах (А) и роговых обманках (Б) гранитоидов от железистости. Условные обозначения те же, что на рис. 1.

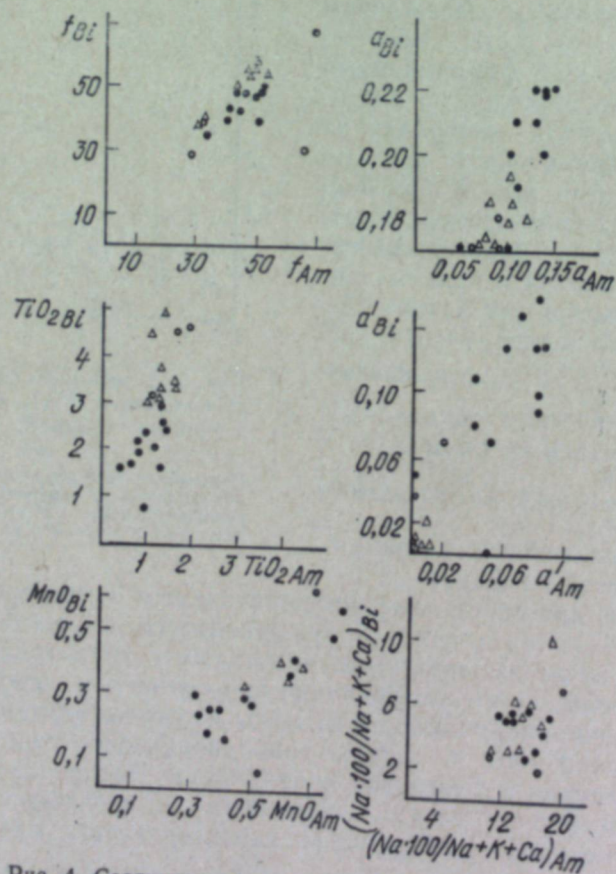


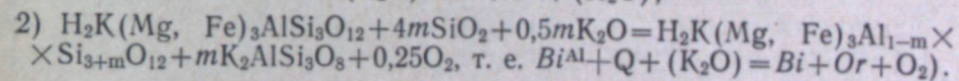
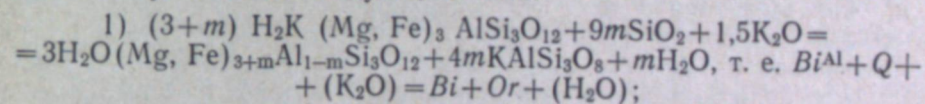
Рис. 4. Соотношение некоторых компонентов в сосуществующих биотитах и роговых обманках гранитоидов Урала. Условные обозначения те же, что на рис. 1.

При этом и внутри вулканической группы наблюдаются различия в коэффициенте распределения глинозема между наиболее высокотемпературными гипабиссальными гранитоидами габбро-гранитного формационного типа и существенно мезоабиссальными породами тоналит-гранодиоритового типа. Первые имеют  $K_{Al}^{Bi-Am} = 2,5$ , а вторые 2,0.

Распределение  $Al_{VI}$  в высокотемпературных гранитоидах соответствует коэффициенту 1,4, а в низкотемпературных — 0,4 (Ферштатер и др., 1970).

А. А. Маракушев и И. А. Таранин (1965) показали, что повышение температуры и щелочности ведет к образованию бедных глиноземом биотитов. Позднее А. А. Маракушев (1966) установил, что с понижением степени метаморфизма в глиноземистых породах биотит обогащается алюминием. Наши данные подтверждают этот вывод.

В гранитоидах с повышенным содержанием щелочей глиноземистость биотита уменьшается. Примером могут служить биотиты из гранитоидов Степнинского массива (гранитный формационный тип) и Бурановского (тоналит-гранодиоритовый тип). В этих массивах широко распространены породы, приближающиеся по составу к граносиенитам, кварцевым сиенитам, сиенито-диоритам, и биотит в них беден глиноземом по сравнению с другими массивами соответствующих формационных типов (см. табл. 2 и 4). В отношении влияния температуры следует заметить, что снижение ее способствует вхождению алюминия в октаэдрические слои, а в случае изоморфизма  $Al \rightleftharpoons Si$  глиноземистость биотита не зависит от температуры. Иллюстрацией могут служить реакции смещенного равновесия следующего типа:



В первом случае реакция образования малоглиноземистого биотита имеет эндотермический характер и, следовательно, с повышением температуры будет смещаться вправо. Из второй реакции следует, что в случае изоморфизма  $Al \rightleftharpoons Si$  глиноземистость биотита не зависит от температуры и определяется только щелочностью. В гранитоидах нормальной щелочности, т. е. в кварцсодержащих породах, пересыщенных глиноземом, аналогичные соотношения устанавливаются и для роговой обманки. В качестве примера следует обратиться к тому же Степнинскому или Бурановскому массивам, роговые обманки в которых заметно обеднены глиноземом (см. табл. 1 и 2).

По-видимому, именно влиянием температуры можно объяснить резко повышенное содержание октаэдрического алюминия в биотите и роговой обманке из низкотемпературных глубинных плутонических гранитоидов по сравнению с этими минералами из более высокотемпературных пород. Аналогичные вариации состава биотита с изменением температуры установлены для метаморфических пород (Великославинский, 1965; Щербаков, 1965; Ушакова, 1971; А. Е. Engel, С. G. Engel, 1958, и др.).

Коэффициент распределения алюминия между биотитом и роговой обманкой слабо зависит от температуры, хотя наблюдается некоторое

уменьшение величины  $K_{Al}^{Bi-Am}$  от высокотемпературных к низкотемпературным парагенезисам.  $K_{AlVI}^{Bi-Am}$  варьирует в больших пределах, но в связи с частым отсутствием октаэдрического алюминия в минералах из высокотемпературных гранитоидов возможности использования  $K_{AlVI}^{Bi-Am}$  для определения условий формирования гранитоидов ограничены.

Важная особенность состава биотита и роговой обманки — их натровость, выраженная через отношение Na/K (см. рис. 1). Среди высокотемпературных гранитоидов высокой натровостью выделяются минералы из габбро-гранитного формационного типа. Биотиты из остальных гранитоидов близки по величине Na/K, а роговые обманки из плутонических гранитоидов в большинстве случаев имеют меньшее отношение Na/K по сравнению с минералами из гранитоидов вулканической группы. Отсюда можно заключить, что замещение калия натрием в роговой обманке усиливается с повышением температуры.

Четкие различия в содержании Ti, Al, Al<sub>VI</sub> в минералах из гранитоидов разных формационных типов позволяют наметить поля составов, характерных для каждого формационного типа и соответствующих их фаций глубинности (см. рис. 2). Наиболее высокие содержания TiO<sub>2</sub> и самые низкие Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отмечаются в биотитах из эффузивных пород (поле IV, см. рис. 2, А). С переходом к более низкотемпературным и глубинным фациям наклон линий, разделяющих поля, становится более крутым, свидетельствуя о том, что содержание глинозема — более чувствительный индикатор фациальности (в первую очередь температуры) по сравнению с TiO<sub>2</sub>. На диаграммах Ti—Al<sub>VI</sub> и Na/K—Al<sub>VI</sub> четко разделяют поля составов биотитов и роговых обманок из плутонической и вулканической групп. Все эти диаграммы могут быть использованы при фациальном анализе гранитоидов по составам фемических силикатов.

Содержание марганца в биотитах и амфиболах из разных групп гранитоидов близко. Распределение его между роговой обманкой и биотитом подчиняется закону Нернста с коэффициентом распределения

$$K_{Mn}^{Bi-Am} = \frac{X^{Bi}}{X^{Am}} \left( X - \text{отношение Mn к сумме октаэдрических ионов в} \right.$$

биотите и роговой обманке), равным 1,7. Это значение совпадает с определенным для метаморфических (Saxena, 1968) и изверженных (Greenland и др., 1968) пород.

Особое значение в составе рассматриваемых минералов имеют железо и магний. Обладая неограниченной смесимостью, эти элементы определяют важнейшие особенности минералов, их классификацию. Минералы из разных формационных типов гранитоидов Урала не обладают систематическими различиями в железистости. В этом отношении характерен габбро-гранитный формационный тип. В гранитоидах Магнитогорского комплекса биотиты и амфиболы имеют низкую железистость, а в гранитоидах Иргизского — значительно более высокую (см. табл. 1). Даже в пределах Тагило-Магнитогорской зоны в Тагильском прогибе железистость фемических силикатов заметно выше, чем

в гранитоидах Магнитогорского комплекса (Малахова, 1966; Жуйкова, 1965). В гранитоидах адамеллит-гранитного формационного типа железистость биотитов колеблется от 43 до 65% (см. табл. 3), не обнаруживая заметной систематической зависимости от состава пород, меняющегося от гранитного до гранодиоритового.

Более устойчива железистость биотита и роговой обманки в гранитоидах тоналит-гранодиоритового формационного типа, которые характеризуются обычным сосуществованием этих двух минералов. Для биотита она составляет 50—56%, для роговой обманки 46—53%. Однако и здесь гранитоиды Гумбейской группы массивов Магнитогорского пояса (например, Ново-Бурановского) содержат биотиты и роговые обманки более низкой железистости: 38—40 и 28—32% соответственно.

Железистость минералов из гранитного формационного типа также довольно устойчива и колеблется от 44 до 60% для биотита и от 40 до 50% — для роговой обманки.

В парагенезисе с магнетитом железистость биотита и роговой обманки не коррелируется с железистостью породы. Чем больше содержание магнетита (и ильменита), тем больше железистость породы отличается от железистости минералов, будучи, естественно, всегда больше ее. В безмагнетитовых парагенезисах величина железистости породы и фемических силикатов одинакова. Следовательно, в этом случае должна наблюдаться корреляция железистости пород и минералов. Повидимому, такая зависимость характерна для многих плутонических гранитоидов (Баратов и др., 1965; Лобач-Жученко, Яскевич, 1966; Никитина и др., 1967). В то же время в большинстве массивов, которые можно рассматривать как производные бедных водой магм, корреляции между составом пород и железистостью фемических силикатов нет (Василенко, Литвинов, 1966; Ферштатер, 1966; Коренбаум и др., 1970).

Железистость сосуществующих биотитов и амфиболов из гранитоидов Урала подробно рассмотрена нами ранее (Ферштатер и др., 1970).

Степень окисления железа в минералах из гранитоидов разных формационных типов близка (см. рис. 3). Лишь биотиты из глубинных плутонических гранитоидов имеют большее значение  $f$  по сравнению с гранитоидами вулканической группы, но и здесь наблюдается сильное перекрытие полей фигуративных точек. Отсюда следует вывод о том, что степень окисления железа в фемических силикатах гранитоидов не зависит от глубины их становления. Возрастание кислородного потенциала от абиссальной к гипабиссальной фации ведет к обособлению магнетита, а степень окисления железа в силикатах изменяется слабо, обнаруживая тенденцию к уменьшению в магнетитсодержащих парагенезисах.

Приведенные материалы показывают, что состав биотитов и роговых обманок гранитоидов является чутким индикатором условий формирования пород. Изучение закономерностей распределения некоторых компонентов (титана, натрия, марганца) между фемическими силикатами и другими минералами гранитоидов — магнетитом, полевым шпатом — показывает, что наблюдаемый состав биотитов и роговых обманок отвечает равновесиям постмагматической стадии и фиксирует, таким образом, условия постмагматического преобразования пород — температуру и скорость охлаждения. Эти условия резко отличны в разных фациях глубинности, чем и обусловлена специфика состава минералов в рассмотренных разнофациальных гранитоидах Урала.

## Литература

- Баратов Р. Б., Мельниченко А. К., Кривошекова Н. И., Клочкова Г. Н. О биотитах гранитоидных пород Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань). — Труды Тадж. гос. ун-та, 1965, т. 29, № 2.
- Василенко В. Б., Литвинов В. Л. Некоторые особенности биотитов гибридных пород. — Геология и геофизика, 1966, № 7.
- Великославинский Д. А. Изменение соотношений в группе катионов шестерной координации в биотитах при региональном метаморфизме. — Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР. М., «Наука», 1965.
- Жуйкова М. П. О составе биотита в гранитоидах Урала. — Труды Ин-та геологии Урал. фил. АН СССР, 1965, вып. 70.
- Коренбаум С. А., Валуй Г. А., Лаговская Е. А., Макарова Ж. А. Минеральный состав и некоторые особенности кристаллизации шлировых выделений в гранитоидах Прибрежной зоны Приморья. — Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
- Лобач-Жученко С. Б., Яскевич Н. И. О составе биотита из гранитов Южной Западной Карелии как одного из критериев генезиса гранитов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 3.
- Малахова Л. В. Петрология Тагильского сиенитового массива. Свердловск, 1966.
- Маракушев А. А. Влияние температуры на состав биотита в метаморфических породах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 3.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 3.
- Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1957.
- Никитина Л. П., Зевелева Е. Е., Марчак В. П. Изоморфизм железа в сосуществующих железо-магнезиальных минералах основных гранулитов Восточного Саяна. — Геохимия, 1967, № 8.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Петрозаводск, Карел. кн. изд-во, 1968.
- Ушакова Е. И. Биотиты метаморфических пород. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1971, вып. 87.
- Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.
- Ферштатер Г. Б. Схема формационного и фациального расчленения гранитоидов Урала. — Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Ферштатер Г. Б. Распределение титана и натрия между минералами гранитоидов как геологический термометр. — Геохимия, 1973, № 1.
- Ферштатер Г. Б., Бушляков И. Н., Бородина Н. С. Распределение петрогенных элементов между сосуществующими биотитами и роговыми обманками гранитоидов Урала. — Геохимия, 1970, № 9.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Фоминых В. Г. Фации глубинности гранитоидов Урала. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, т. 97, № 4.
- Щербаков И. Б. Про глинозёмистость биотитів из метаморфічних пород. — Геологічний ж., 1965, т. 25, вип. 1.
- Buddington A. F., Leonard V. F. Chemical petrology and mineralogy of hornblende in northwest Adirondack granitic rocks. — Amer. Miner., 1953, vol. 38.
- Engel A. E., Engel C. G. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneisses, northwest Adirondack Mountains, New York. P. I. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, vol. 69, N 11.
- Greenland L. P., Gottfried D., Tilling R. I. Distribution of manganese between coexisting biotite and hornblende in plutonic rocks. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1968, vol. 32, N 11.
- Larsen E. S., Draisin W. M. Composition of the minerals in the rocks of the Southern California batholith. — Int. Geol. Congr. (18 session), pt. 2, 1950.
- Saxena S. K. Distribution of elements between coexisting biotite and hornblende in metamorphic Caledonides, lying to the west and northwest of Trondheim, Norway. — Neues Jb. Miner., Monatsh., 1968, N 8.

Л. В. Малахова

## Породообразующие минералы гранитоидов габбро-гранитных серий (Средний Урал)

Значению породообразующих минералов, связи оптических констант и структуры минералов с их химическим составом и условиям образования посвящено большое количество работ. По Среднему Уралу сведения о породообразующих минералах гранитоидов имеются в работах Л. Н. Овчинникова (1960) и Н. Д. Знаменского (1966). Данная статья посвящена описанию главных породообразующих минералов габбро-плагиогранитной и тоналит-гранодиоритовой серий Среднего Урала на примере Тагильского, Верхне-Лобвинского и Барашинского массивов. Краткие сведения о геологии и петрографии изученных формаций приведены ниже, более подробно формации освещены в работах многочисленных исследователей, ссылки на которые даны в нашей работе «Базальтоидные гранитоиды и их комагматы в Тагильском прогибе» (Малахова, Чурилин, 1972).

Интрузивные образования габбро-плагиогранитной формации ( $S_2-D_1$ ) слагают протяженную полосу сопряженных габбро-плагиогранитных массивов, входящих в Платиноносный пояс Среднего Урала и представлены с юга на север массивами: Тагильским, Верхне-Баранчинским, Кабанским, Исаковско-Башеневским и Княсьпинским. Самым крупным и хорошо изученным является Тагильский габбро-плагиогранитный массив, описание породообразующих минералов которого мы и приводим.

Тагильский массив — пример двухфазовой интрузии, залегающей среди комагматичных эффузивных образований силурийского возраста. Залегание массива в общем согласное субмеридиональное от широты ручья Баранчи на севере до г. Верхнего Тагила на юге. Более 2/3 площади массива занято породами основного состава, составляющими первую фазу, пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми габбро и габбро-диоритами. Вторая фаза представлена, с одной стороны, биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогранитами, а с другой — кварцевыми диоритами, гранодиоритами и адамеллитами. Последние три типа пород связаны постепенными переходами. Возрастных взаимоотношений между плагиогранитами, с одной стороны, и гранодиоритами и адамеллитами — с другой, к сожалению, не обнаружено. Те и другие образуют разобщенные выходы.

В целом Тагильский массив имеет зональное строение: основные породы располагаются на западе, кислые — на востоке, а между ними залегают породы среднего состава. Как плагиограниты, так и гранодиориты и адалелиты — самые молодые породы в массиве, секущие габброиды и содержащие их ксенолиты. Жильные образования представлены плагиогранит-порфирами, адалелит-порфирами и многочисленными дайками и жилами диоритовых, диабазовых авгитовых порфиритов.

Кислые дифференциаты габбро — плагиограниты — типичные гипабиссальные образования, дающие в апикальных частях массива гигантопорфиновые фации кварцевых порфиров на горе Косогор (Язева, Маляхова, 1974).

В эволюции магматических образований Тагильского массива проявилось два направления дифференциации: контрастное натровое — габбро-плагиогранитное и непрерывное кали-натровое — габбро — кварцевое габбро — кварцевый диорит — гранодиорит — адалелит.

Тоналит-гранодиоритовая формация ( $D_2-D_3$ ) отчетливо проявлена в восточном обрамлении эвгеосинклиальной зеленокаменной полосы Среднего Урала и включает с юга на север Барашинский габбро-тоналитовый, Верхне-Лобвинский и Ауэрбаховский массивы. Время формирования полифазных интрузий формации — посленижнедевонское, для Ауэрбаховского массива — средневерхнедевонское.

Описание породообразующих минералов из магматических пород формации дается на примере Верхне-Лобвинского и Барашинского массивов. Верхне-Лобвинский массив сложен в западной части меланократовыми порфиroidными диоритами, к востоку сменяемыми лейкократовыми тоналитами. В юго-восточной части массива встречаются небольшие тела габбро. Массив с запада обрамляется породами спилит-альбитофировой формации венлокского возраста, с востока — по тектоническому контакту граничит с Верхне-Лобвинской субвулканической плагиогранитной интрузией раннелудловского возраста и в жильной фации сечет ее. По имеющимся геологическим данным, возраст диорит-тоналитового Верхне-Лобвинского массива принимается послевенлокско-верхнесилурийским, однако петрологические особенности пород этого массива сближают его с породами тоналит-гранодиоритовой формации ( $D_2-D_3$ ).

Барашинский массив располагается на широте пос. Левиха, к востоку от основной зеленокаменной полосы. С запада массив контактирует с породами шуралинской порфиритовой свиты с прослоями известняков верхнелудловско-нижнедевонского возраста, с севера и северо-востока — с метаморфизованными осадочно-эффузивными образованиями диабаз-альбитофирового состава нижнего силура; на востоке и юго-востоке — с серпентинитами и габбро Тагило-Невьянского массива. О характере контактов данных нет. Возраст массива на основании контакта с верхнелудловско-нижнедевонскими известняками определяется как посленижнедевонский, тем более что абсолютный возраст интрузии, определенный калий-аргоновым методом, составляет 317 млн. лет, что соответствует верхнему девону — нижнему карбону.

Северо-западная часть массива сложена крупно- и среднезернистыми меланократовыми ортоклазовыми кварцсодержащими габбро, не дающими постепенных переходов к более лейкократовым разновидностям. Юго-западная часть массива сложена более лейкократовыми неравно-

мернозернистыми порфиroidными ортоклазовыми габбро-диоритами, среди которых четко обособляются узкие, по-видимому, жильные тела мелкозернистых лейкократовых тоналитов. И, наконец, большая часть массива собственно горы Барышинской и ее отрогов сложена мелко- и тонкозернистыми порфиroidными тоналитами, с четко ориентированными призмочками амфибола и беспорядочно распределенными более крупными зернами идиоморфного плагиоклаза. Породы содержат, особенно в восточной части массива, значительное количество мелких, реже относительно крупных ксенолитов разнообразных пород: перидотитов, пироксенитов, габбро, слюдисто-хлоритовых сланцев, кварцевых альбитофиров, диабазов.

Среди тоналитов отмечается постепенное увеличение крупности зерна с одновременным возрастанием количества амфибола от восточного контакта к западному. Судя по этим данным, эрозионный срез углубляется с востока на запад. В целом же по геолого-петрографическим признакам породы массива имеют гипабиссальный облик; на юго-западном отроге среди тоналитов встречается секущее тело, по-видимому, дайка лейкократовых среднезернистых порфиroidных пород — гранодиоритов.

Барашинский массив формировался в несколько фаз: первыми внедрились ортоклазовые кварцсодержащие габбро и габбро-диориты. Последние, возможно, образуют самостоятельную фазу. Тоналиты, секущие габбро-диориты и составляющие в основном массив горы Барышинской, внедрились в третью, основную фазу. В заключение гранодиориты образовали среди тоналитов дайковые тела.

**Плагиоклаз** является самым распространенным породообразующим минералом изученных магматических формаций. Широкая распространенность, сравнительно быстрая и удобная методика определения состава, повсеместно развитая прямая зональность, позволяющая установить последовательные этапы кристаллизации магматического расплава, детально разработанная методика определения степени упорядоченности — все это делает плагиоклаз очень удобным объектом изучения, позволяя определить не только его состав, но и условия кристаллизации и последующие постмагматические изменения.

При исследовании были рассмотрены сотни шлифов из пород Тагильского габбро-плагиогранитного, Верхне-Лобвинского и Барашинского габбро-тоналитовых массивов. Были изучены структурные особенности и парагенетические ассоциации плагиоклаза во всех породах этих и других массивов.

Количественные содержания плагиоклаза были получены при подсчетах в шлифах  $25 \times 20$  мм для средне- и мелкозернистых пород и в пришлифованных образцах площадью не менее  $30-35$  см для крупнозернистых.

Состав минерала для наименее измененных зерен определяли на столике Федорова и иммерсионным методом в порошках; степень упорядоченности — ортоскопическим методом на столике Федорова с помощью диаграмм А. С. Марфунина (1962).

В основном изучен плагиоклаз из плагиогранитов и плагиогранодиоритов. Для сопоставления исследовали плагиоклазы и из пород более основного состава: кварцевых диоритов, диоритов и габбро-диоритов. Кроме того, исследовали плагиоклазы из пород кали-натровой ветви дифференциации — гранодиоритов и адалелитов.

Плагиоклаз — главный породообразующий минерал плагиогранитов, по объему составляет 41—56%; преобладают плагиограниты с 47—52% плагиоклаза; биотитовые плагиограниты содержат плагиоклаза не менее 47%. Величина зерен плагиоклаза сильно колеблется: 0,01—0,02 мм до 2—3 и даже до 5 мм по длинной оси. Присутствие в породе таких разных по величине зерен обуславливает появление нерав-

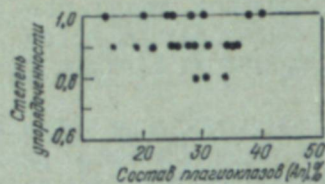
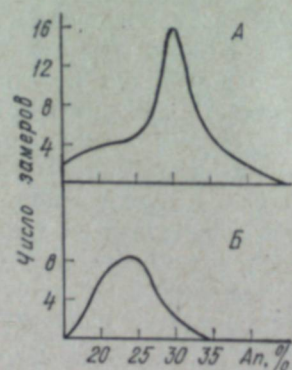


Рис. 1. Диаграмма «степень упорядоченности — состав плагиоклаза» в плагиогранитах Тагильского массива.

номернозернистых и порфиридных структур. Правда, количество мелких зерен обычно невелико (менее 10—15% объема породы), и потому порода выглядит средне- и крупнозернистой.

Форма выделения плагиоклаза — широкотаблитчатая (отношение длины к ширине 2:1, 3:2). Мелкие зерна часто не имеют четких границ, крупные же идиоморфны, уступая по степени идиоморфизма только амфиболу. Крупные зерна всегда с заметной зональностью с небольшим (2—4) количеством зон; большую часть зерна занимает ядро.

Рис. 2. Вариационные кривые составов плагиоклаза в амфибол-биотитовых (А) и биотитовых (Б) плагиогранитах Тагильского массива.

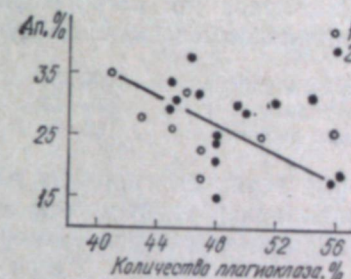


Плагиоклаз сильно разложен, и зональность подчеркивается продуктами разложения: ядро обычно сосюритизировано или эпидотизировано, более ранняя наружная зона — серицитизирована, а поздняя — альбитизирована. В наименее разложенных плагиоклазах определены законы двойникования и состав. Законы двойникования разнообразны, наиболее распространены альбитовый и периклиновый, реже встречаются альбит-эстерельский и альбит-карлсбадский. Довольно часто, особенно в биотитовых плагиогранитах наружная кайма представлена слегка мутноватым калишпатом, местами замещенным шахматным альбитом. В эндоконтактной зоне в плагиогранитах отмечается небольшое окварцевание (3—5% объемного веса); первым минералом, замещаемым кварцем, оказывается плагиоклаз.

Степень упорядоченности плагиоклаза (рис. 1) колеблется от 0,7 до 1,0, причем максимум отмечает (16 из 23) 0,9—1,0.

В зональных плагиоклазах ядра содержат обычно от 20 до 40% анортита, чаще 34—35%, наружные же зоны 10—11%. Зональность всегда прямая. На кривых распределения составов (рис. 2) плагиоклаза в амфибол-биотитовых плагиогранитах выделяется четкий максимум 30% анортитовой составляющей, для биотитовых плагиогранитов — максимум более пологий и соответствует 25% анортита.

Рис. 3. Увеличение количества плагиоклаза с возрастанием натровости его в плагиогранитах. 1, 2 — формации: 1 — тоналит-гранодиоритовая, 2 — габбро-плагиогранитная.



При количественно-минеральных подсчетах в шлифах и образцах плагиогранитов выявилась зависимость между количеством плагиоклаза и его составом, а также составом темноцветных минералов. Так, биотитовые разности содержат не менее 46,8% плагиоклаза № 18—28, амфибол-биотитовые с плагиоклазом № 35—30 содержат его 41—45,5%, а с № 25—30 соответственно 46—52%. Отчетливо намечена тенденция возрастания количества плагиоклаза с увеличением его натровости (рис. 3).

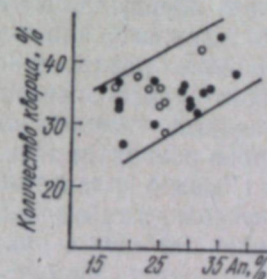


Рис. 4. Возрастание содержания кварца в плагиогранитах с увеличением основности плагиоклаза. Условные обозначения те же, что на рис. 3.

При сопоставлении содержания кварца и плагиоклаза в породе (рис. 4) установлено, что большинство плагиогранитов содержит от 30 до 40% кварца. Очень наглядно проявилась (см. рис. 4) характерная особенность гранитоидов натровых серий — прямо пропорциональная зависимость между количеством кварца и основностью плагиоклаза, в противоположность поведению этих составляющих в кали-натровых сериях, где с увеличением основности плагиоклаза количество кварца уменьшается.

В тоналит-гранодиоритовой формации были изучены плагиоклазы двух интрузивных массивов — Верхне-Лобвинского и Барашинского, причем для Барашинской интрузии изучены детально лишь плагиоклазы последней фазы — лейкократовых гранодиоритов, представленных дайковой фацией, ввиду ее относительной свежести, в то время как плагиоклазы всех предыдущих фаз (ортоклазового габбро, габбро-диори-

Характерные особенности плагиоклазов габбро-плагиогранитной и тоналит-гранодиоритовой формаций

Формация	Оптический тип	Распространенный максимальный состав	Количество генераций	Инtratеллурическая генерация	Зональность	Законы двойничкования
Габбро-плагиогранитная	Низкотемпературный (степень упорядоченности 0,9—1,0)	25 и 30% анортита	Одна, редко две	Нет	Слабо проявлена, две-три зоны	Альбитовый периклиновый, редко альбит-эстерельский
Тоналит-гранодиоритовая	Промежуточный (степень упорядоченности 0,7—0,8, в ядрах — 0,3—0,4)	20, 30, 45% анортита	Три, четыре	Одна, четко проявлена	Проявлена интенсивно. От 5—7 до 30—35 зон. Коррозия ядра	Альбитовый, альбит-карлсбадский, периклиновый, манебахский; комплексные «висячие» двойники

тов и тоналитов) разложены в непрозрачную сосюрит-серицитовую массу и не поддаются изучению ни на столике Федорова, ни в иммерсионных жидкостях. Поэтому в указанных разновидностях пород произведены лишь количественные подсчеты и описаны морфологические особенности плагиоклазов.

Содержание плагиоклаза в породах формации довольно высоко и варьирует от 47 до 62% (в среднем 50—60%). Распределение содержания плагиоклаза по петрографическим типам в Барашинском и Верхне-Лобвинском массивах следующее, %:

Ортоклазовое габбро . . . . .	46—50	Тоналиты . . . . .	55—62
Габбро-диориты . . . . .	49—53	Гранодиориты . . . . .	46—50
Кварцевые диориты . . . . .	50—55		

По форме зерна плагиоклаза длиннотаблитчатые и только в крупных порфириовидных выделениях широкотаблитчатые. Преобладающие в Верхне-Лобвинском массиве кварцсодержащие и кварцевые диориты, а в Барашинском массиве тоналиты — преимущественно порфириовидные породы, в которых по размерам длинной оси выделяются две группы зерен: 1,5—2,5 мм (изредка до 3,0—4,0 мм) и 0,8—0,3 до 1,0 мм. Более основные разновидности — габбро-диориты и габбро в Барашинском массиве — породы средне- и даже крупнозернистые, в которых размеры зерен плагиоклаза по длинной оси достигают 5—6 мм, до 1,0 см. Большинство зерен сдвойничено, часто образуют сростки, двойники нередко сложные, «висячие», комплексные. Наиболее распространены альбитовый, альбит-карлсбадский, карлсбадский периклиновый и манебахский. Необычайно широко развита и очень типична зональность. Нередко количество зон, особенно в порфириовидных выделениях, достигает порядка 30—35, характерна рекуррентная зональность. Однако границы между отдельными зонами чаще всего неясны, а сами зоны исчезающе тонкие. Отчетливая граница намечается между основным (№ 50—45) ядром и зоной с составом 35—30% анортита, следующий скачок — на границе 25% анортита и наружной прозрачной альбит-олигоклазовой каймой № 10—12. Нередко наружная кайма имеет калишпатовый состав (особенно распространена в тоналитах, гранодиоритах и реже в кварцевых диоритах). Вариации составов плагиоклазов приведены на рис. 5.

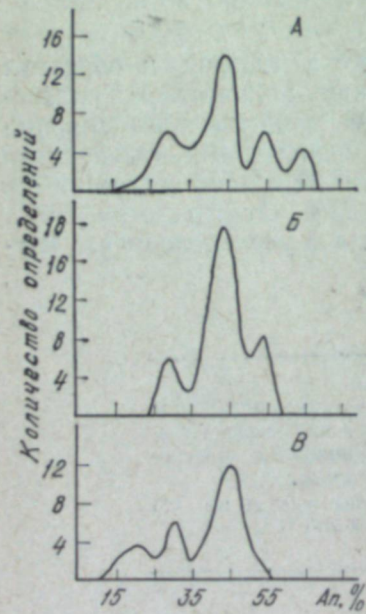


Рис. 5. Вариации составов плагиоклаза в тоналит-гранодиоритовой формации.

А — ортоклазовое кварцсодержащее габбро; Б — кварцевые диориты и тоналиты; В — гранодиориты.

Обилие пиков на вариационных кривых составов плагиоклазов указывает на присутствие нескольких генераций плагиоклазов, что действительно подтверждается наблюдениями в шлифах.

В ядрах плагиоклазов нередко включения пироксена, амфибола и рудного минерала, а в ортоклазовых габбро ядра часто запылены руд-

ным веществом и отделены от более поздних оболочек каймой, содержащей мельчайшие включения амфибола.

Выдержанный преобладающий состав (№ 45—50) ядер плагиоклаза, частая коррозионная граница с соседней зоной, нередко иное направление двойниковых полос в ядрах, высокотемпературный облик (степень упорядоченности 0,3—0,4), ассоциация с высокотемпературными минералами позволяют считать эту генерацию плагиоклаза инtratеллурической. На коррозионную границу между ядром и облегающей зоной как диагностический признак инtratеллурического образования указывал Вансе (Vance, 1965).

Сравнительные данные для плагиоклазов габбро-плагиогранитной и тоналит-гранодиоритовой формации помещены в табл. 1.

**Калиевый полевой шпат** — очень незначительная, но довольно постоянная составная часть породообразующих минералов в плагиогранитах и довольно обильная в породах тоналит-гранодиоритовой формации. Изучение структурно-оптических типов, характера распределения и взаимоотношений с другими минералами, исследование химического состава калиевых полевых шпатов позволяют получить дополнительные характеристики выделенных формаций и критерии для их отличий.

С 1962 г. известна разработанная А. С. Марфуниным методика оптического изучения калиевых полевых шпатов в ориентированных шлифах. Однако при массовых определениях в средне- и мелкозернистых породах (преобладающих в изученных нами формациях) приходится пользоваться обычным методом исследования на столике Федорова. Ввиду малых количеств калиевого полевого шпата в плагиогранитах, число замеров было ограничено имеющимся материалом. Калиевые полевые шпаты из пород тоналит-гранодиоритовой формации и из адамеллитов и гранодиоритов Тагильского габбро-плагиогранитного массива, благодаря их более широкой распространенности, лучше

№ обр.	Оптический тип	Р вкл В			Слаивость или направление пертитов	—2V, град	Np	Ng
		Ng	Nm	Np				
Плаггиограниты								
3	Микроклин-пертит	64	81	26	(100)	79	—	—
5	Максимальный микроклин	83	13	82	(001)	86	—	—
12	Микроклин-пертит	77	19	80	(001)	82	1,516	1,522
14	Ортоклаз-пертит	72	50	47	(111)	64	1,520	1,526
14	Na-ортоклаз-пертит	62	80	32	(110)	76	—	—
74	Ортоклаз (кайма)	57	74	33	110	76	1,521	1,528
75	Na-ортоклаз-пертит	90	12	78	(001)	74	1,521	1,528
76	Ортоклаз-пертит	88	80	10	(1502)	78	1,521	1,528
76	Na-ортоклаз	90	11	89	001	»	—	—
Габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты								
23	Микроклин	78	12	88	(100)	86	1,518	1,524
23	Na-ортоклаз	90	8	82	001	72	1,524	1,531
26	Микроклин	92	11	82	001	82	1,519	1,525
26	Na-ортоклаз	90	9	82	001	70	1,525	1,531
17	Микроклин	82	8	87	001	87	1,518	1,525
21	Na-ортоклаз	90	9	81	(100)	70	1,524	1,530
22	Микроклин	79	11	87	001	80	1,517	1,523
22	То же	73	18	88	001	87	1,547	1,523
17	Ортоклаз-пертит	28	82	64	(130)	74	1,523	1,530
17	То же	88	48	42	(101)	82	—	—
92	Na-ортоклаз	59	48	56	(111)	76	—	—
92	То же	89	12	82	001	59	—	—
92	Ортоклаз	»	41	49	(001)	66	—	—
92	Микроклин	90	23	78	(001)	58	—	—
93	Ортоклаз	80	10	84	(001)	80	—	—
93	Микроклин	60	85	30	(110)	72	—	—
91	Na-ортоклаз	80	18	76	001	70	—	—
90	Na-ортоклаз	90	87	3	(100)	64,68	1,523	1,531
90	Ортоклаз-пертит	65	77	28	(001)	65	—	—
850	Микроклин-пертит	89	43	47	(101)	64	—	—
850	Микроклин	81	15	81	(101)	80	1,518	1,524
852	Ортоклаз-пертит	76	17	75	(101)	80	—	—
852	Микроклин-пертит	18	85	73	(1502)	66	1,523	1,530
852	Микроклин-пертит	87	16	75	(001)	72	1,519	1,524

изучены. Количество замеров в породах габбро-плаггиогранитной формации около 30, а в породах тоналит-гранодиоритовой — около 100. Приведено три полных химических анализа и один анализ калиевых полевых шпатов на содержание  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$ . На основании этих анализов рассчитаны формулы минерала, и данные пересчетов нанесены на тройную диаграмму альбит — анортит — ортоклаз Тернера и Ферхугена (1961).

Калиевый полевой шпат очень незначительная (до 5—7%), но довольно постоянная примесь в плаггиогранитах, правда, во многих случаях не сохраняющаяся вследствие замещения шахматным альбитом. В биотитовых разностях в незамещенном виде калиевый полевой шпат встречается чаще, чем в биотит-амфиболовых.

Форма выделения — мелкие неправильные зерна, очень часто — оболочки вокруг зерен плагиоклаза. Размеры зерен обычно 0,1—0,3 мм, редко встречаются до 1—1,2 мм, чаще всего в породах калиево-натриевой ветви дифференциации — гранодиоритах и адамеллитах. Во многих зернах встречаются точечные неравномерно распределенные пертиты.

Большая часть исследованных из плаггиогранитов калишпатов имеет ориентировку промежуточных ортоклаз-пертитов (табл. 2). Преобладают значения угла  $-2V = 75-78^\circ$  (рис. 6). Часто сохраняющаяся ориентировка ортоклаза и относительная свежесть облика калиевого полевого шпата наряду со значительным зеленокаменным изменением плагиоклазов и биотитов говорит об избирательном характере процессов замещения, на что обращал внимание еще В. Н. Лодочников (1955). Следует отметить, что пертитовые разности калишпата имеют углы  $2V$  на  $8-10^\circ$  меньше, чем гомогенные.

Анализ взаимоотношений калиевого полевого шпата с другими минералами указывает на его позднемагматическое происхождение: после выделения амфибола, плагиоклаза в крупных зернах, биотита и одновременно или чуть позднее мелкозернистого плагиоклаза № 10—14 и периферической части крупных зерен, но до кристаллизации основной массы кварца.

В породах калиево-натриевой ветви дифференциации Тагильского массива, начиная от габбро-диоритов через кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты до адамеллитов, калиевый полевой шпат — постоянная, все возрастающая составная часть породообразующих минералов. Представлен он промежуточным ортоклазом с редкими и неравномерными пертитами по  $(\bar{1}01)$ ,  $(1502)$ ,  $(\bar{1}00)$ ,  $(\bar{2}01)$ ,  $(\bar{1}30)$ . Оптические свойства приведены в табл. 2. Преобладают  $-2V = 66$  и  $80^\circ$ . В отличие от плаггиогранитов калиевый полевой шпат часто образует в этом ряду от пород крупные ксеноморфные «лапчатые» зерна с включениями плагиоклаза, реже амфибола, нередко корродируя первый из включенных минералов.

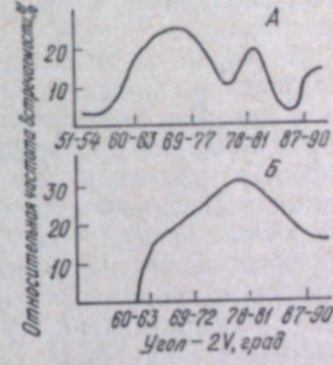


Рис. 6. Вариации углов  $2V$  калишпата в породах натриевой и калиево-натриевой ветвей дифференциации Тагильского массива.

А — габбро-диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и адамеллиты; Б — плаггиограниты.

Калиевые полевые шпаты тоналит-гранодиоритовой формации изучены на примере диорит-тоналитового Верхне-Лобвинского и габбро-тоналит-гранодиоритового Барашинского массивов.

В габбро и габбро-диоритах Барашинского массива калишпат присутствует от единичных зерен до 15—18%, так что некоторые разности имеют почти сиенитовый уклон. Калишпат встречается в виде ксеноморфных выделений размером от 0,3—0,5 до 1,2 мм в интерстициях между зернами плагиоклаза. Пертиты редки и немногочисленны. Калишпат представлен нерешетчатым микроклином или ортоклазом пертитом.

В кварцевых диоритах, тоналитах и гранодиоритах обоих массивов содержание калишпата колеблется от 10—15 до 25—30%. Встречается он в диоритах и тоналитах в виде ксеноморфных образований размером 0,2—0,3 мм до порфиридных идиоморфных выделений (в гранодиоритах) размером по длинной оси до 3—4 мм с ромбическими сечениями и зональной структурой. Часто, особенно в тоналитах и гранодиоритах, образует оболочки вокруг зерен плагиоклаза. Мелкие ксеноморфные зерна пертитизированы и имеют оптику ортоклаза. Для кварцевых диоритов и тоналитов Верхне-Лобвинского массива на границе калишпата и альбитизированного плагиоклаза характерны мirmekитовые прослойки. Нередки, особенно в гранодиоритах, простые двойники по карлсбадскому и бавенскому законам.

Таблица 3

Характеристика калиевого полевого шпата из пород тоналит-гранодиоритовой формации

№ обр.	Ориентировка	P или B			-2V, град	Ng	Np	Порода
		Ng	Nm	Np				
Барашинский массив								
268	Микроклин . . . .	82	14	7	88	1,524	1,517	Тоналит
2686	Ортоклаз . . . . .	89	14	79	73	1,528	1,522	»
284	То же . . . . .	88	16	74	74	1,530	1,524	»
285	Микроклин . . . . .	81	12	75	89	1,523	1,516	»
261	Ортоклаз . . . . .	90	8	82	69	1,528	1,522	»
263	Микроклин . . . . .	88	16	74	87	1,524	1,517	»
265	Ортоклаз . . . . .	89	15	75	70	1,527	1,523	Гранодиорит
265	То же . . . . .	89	16	76	73	1,528	1,522	»
288	» . . . . .	89	13	77	74	1,527	1,523	»
»	Анортоклаз . . . . .	87	13	78	66	1,533	1,526	»
292	Ортоклаз . . . . .	89	15	75	69	1,528	1,524	Габбро
Верхне-Лобвинский массив								
150	Ортоклаз . . . . .	89	9	82	73	1,527	1,520	Кварцевый диорит
151	Микроклин . . . . .	78	12	88	66	1,524	1,517	»
153	Ортоклаз . . . . .	87	5	86	70	1,528	1,521	Тоналит
176	То же . . . . .	89	78	12	67	1,527	1,520	»
183	Микроклин . . . . .	82	13	80	88	1,525	1,518	Кварцевый диорит
184	То же . . . . .	72	19,5	82,5	87	1,524	1,517	Тоналит
189	Ортоклаз . . . . .	89	14	76	75	1,528	1,521	»
217	То же . . . . .	90	6	86	69	1,529	1,522	»

Оптическая характеристика калишпата дана в табл. 3. Характер распределения углов 2V приведен на рис. 7. Четко выраженные два максимума характеризуют два структурных типа калиевого полевого шпата: сохранившийся промежуточный ортоклаз с углами  $-2V = 69-72^\circ$  и максимальный нерешетчатый микроклин — пертит с углами  $-2V = 87-89^\circ$ . Последний, вероятно, представляет результат упорядочения первичного ортоклаза. Очень характерно присутствие в дайковой фации гранодиоритов Барашинского массива анортоклаза, образующего порфиридные идиоморфные зональные кристаллы с ромбическим сечением.

Калишпаты изученных формаций проанализированы химически и сопоставлены по всем параметрам друг с другом и с калишпатами подобных формаций Урала и других регионов.

Сопоставление с калишпатами из массивов Южно-Уральской тоналит-гранодиоритовой формации (Ферштатер, Бородина, 1975) обнаруживает следующие черты сходства: один и тот же оптический тип, близкие интервалы значений углов 2V, отчетливые реакционные взаимоотношения с плагиоклазами, низкое содержание альбитового компонента в химическом составе.

Данные химического анализа калиевых полевых шпатов из исследованных формаций — из адамеллитов Тагильского габбро-плагиогранитного массива (два анализа) и из гранодиорита Барашинского массива (один полный и один частный) — помещены в табл. 4. Результаты

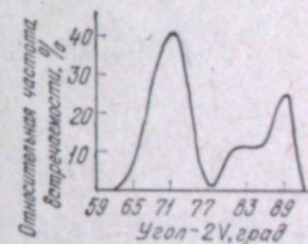


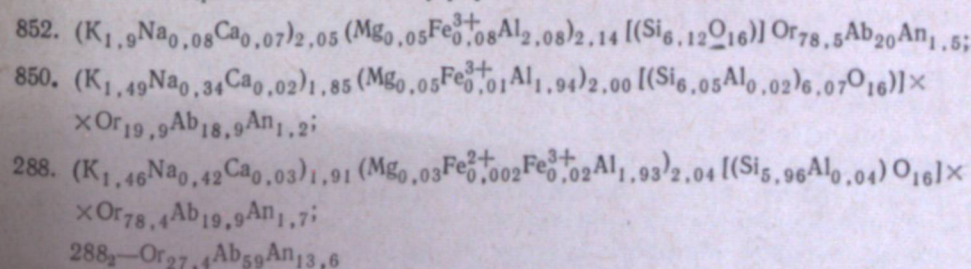
Рис. 7. Вариации углов 2V калишпата в породах тоналит-гранодиоритовой формации.

Таблица 4

Химический состав калиевых полевых шпатов из пород габбро-плагиогранитной и тоналит-гранодиоритовой формаций, вес. %

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма	-2V, град
850	65,52	0,01	18,07	0,16	0,09	0,40	0,26	1,93	12,32	0,40	0,02	99,86	76
852	66,20	0,01	18,00	0,16	0,04	0,08	0,26	2,24	12,00	0,42	0,02	99,41	80
288	64,68	0,02	18,69	0,25	0,04	0,20	0,33	2,08	12,40	0,46	0,01	99,15	74
288	—	—	—	—	—	—	2,40	6,16	4,32	—	—	—	—

Кристаллохимические формулы калиевого полевого шпата:





пересчетов нанесены на тройную диаграмму  $Ab - Or - An$  (рис. 8). Три анализа калишпатов попали в поле одного полевого шпата, выделенного авторами диаграммы гипабиссальных образований, один анализ (анортотклаза) попал в поле двух полевых шпатов.

При сравнении калишпатов из пород габбро-плагиогранитной формации отмечается некоторое увеличение калиевой составляющей в более кислой породе. Наблюдения в шлифах над гранодиоритами позволяют сделать вывод о том, что анортотклаз (см. рис. 8) находится

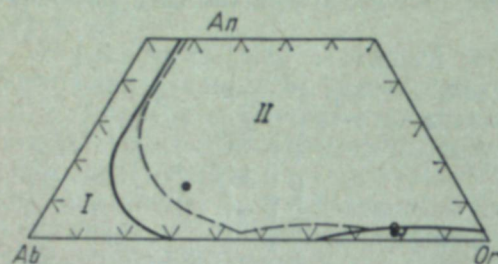


Рис. 8. Положение фигуративных точек калиевых полевых шпатов габбро-плагиогранитной (I) и тоналит-гранодиоритовой (II) формации на диаграмме  $Ab - An - Or$ .

в состоянии распада на чистый калишпат и олигоклаз № 18—20. Прямая, соединяющая составы анортотклаза и сосуществующего с ним калишпата, при продолжении до стороны альбит-анортит лежит в области одного полевого шпата, варьирующего по составу в тех же пределах.

Сопоставление с калишпатами габбро-гранодиоритовой формации неогенового возраста Центральной Камчатки (Волюнец и др., 1967) показывает, что составы последних более натровые и структурно-оптический тип отличается большей неупорядоченностью и меньшими значениями углов  $2V$ . Это и понятно, так как в молодых интрузивных образованиях естественно нахождение слабо или совсем неизменных калишпатов, в то время как в уральских условиях эти черты сходства со временем исчезли.

**Амфибол** — основной темноокрашенный минерал в породах изученных формаций. Методика исследования его с помощью столика Федорова и иммерсионного метода хорошо разработана, позволяет успешно диагностировать различные виды этого минерала и дает дополнительные критерии для отнесения пород к определенной формации.

Нами изучено и описано около 250 шлифов, в которых попутно изучались парагенетические ассоциации минералов. Проведено 50 определений показателя минерала в иммерсии. Учитывая, что показатели преломления отражают колебания в составе амфибола, мы вели наблюдения за эволюцией этих составов в ходе дифференциации пород. Сделано около 30 определений оптической ориентировки на столике Федорова и 80 замеров угла  $2V$ .

В Институте геологии и геохимии УНЦ АН СССР Т. В. Амелиной проанализированы две пробы мономинеральных фракций амфибола. Результаты анализов, пересчитанные на кристаллохимические формулы по катионному методу (Борнеман-Старынкевич, 1964), нанесены для диагностики на диаграммы  $(Al)^{IV} - Na + K$  и  $(Al)^{IV} - [(Al)^{VI} + Fe^{3+} + Ti]$ , предложенные Диром (Дир и др., 1965).

По оптическим свойствам и данным химического анализа изученные амфиболы относятся к кальциевым из ряда обыкновенной роговой обманки. Кроме того, в Тагильском массиве в габбро-диоритах и диоритах обыкновенная роговая обманка замещается, судя по оптическим данным, роговой обманкой из ряда актинолит-тремолит.

## Оптические свойства амфиболов

№ обр.	Ng	Np	cNg	-2V	f	Цвет по осям	Железистость породы
Габбро-плагиогранитная формация							
Габбро-диориты и диориты, кварцевые диориты и гранодиориты							
6	1,673	1,649	16	73,75	30	Буро-зеленый; светло-зеленый	57
7	1,679	1,654	18	72,70	36	То же	53
16	1,696	1,673	18	65,67	62	Темно-зеленый; светло-зеленый	»
17	1,696	1,673	»	65,66	62	То же	66
18	»	»	»	»	»	»	62
19	1,692	1,672	18	65	61	»	—
20	1,692	1,672	19	65,66	61	»	—
22	1,691	1,673	17	65	62	»	—
23	1,691	1,673	18	64	62	»	—
24	1,690	1,673	19	65	62	»	—
Плагиограниты							
1	1,669	1,647	19	74,76	54	Серо-зеленая; зеленоватая	58
3	1,670	1,648	19	68,76	54	То же	54
10	1,672	1,653	20	74,75	62	Бледно-зеленая; бесцветная	62
11	1,661	1,640	15	81,82	43	Бесцветная	62
11	1,672	1,649	20	69, 73, 75	59	Серо-зеленая; зеленоватая	»
12	1,670	1,649	19	69	59	Светло-зеленая; бесцветная	61
»	1,666	1,645	13	78,80	54	Бесцветная	—
13	1,672	1,647	20	76,75	»	Светло-зеленая, бесцветная	—
14	»	1,650	18	70,72	56	То же	60
15	1,668	1,646	19	74,76	53	Буровато-зеленая; светло-зеленая	»
69	1,674	1,649	18	73,74	55	Голубовато-зеленая; светло-зеленая	61
70	1,670	1,648	19	70,74	»	Серо-зеленая; светло-зеленая	—
374	1,672	1,650	20	72,74	57	Буровато-зеленая; светло-зеленая	—
Тоналит-гранодиоритовая формация							
261	1,662	1,637	15	72,74	30	Зеленая; светло-зеленоватая	65
292	1,664	1,637	17	70,73	32	То же	71
289	1,663	1,636	16	73	31	»	77
288	1,662	1,636	18	73, 74, 75	30	»	—
287	1,662	1,636	17	71,72	30	»	71
278	1,663	1,637	19	73,74	31	»	—
150	1,663	»	18	70,72	31	»	—
190	1,662	1,636	17	73,74	30	»	—

В плагиогранитах габбро-плагиогранитной формации амфибол — один из основных темноокрашенных минералов, встречающихся в незначительном количестве (4—6%), обычно в ассоциации с разложенным биотитом; в основных и средних породах — от габбро до гранодиорита — это главный темноцветный минерал, где количество его варьирует от 35—40 до 10—15%. Степень идиоморфизма самая высокая в плагиогранитах, где амфибол обнаруживает в шлифах правильные ромбические и таблитчатые разрезы. Размеры зерен по длинной оси в плагиогранитах 0,2—0,5 мм, в породах габбро-диоритовой группы 1,0—3,0 мм, иногда до 10 мм в порфиридных разностях. Окраска амфибола в плагиогранитах светло-зеленая, в габбро-диоритах, диоритах и гранодиоритах — буровато-зеленая, часто обесцвечивающаяся в ходе замещения актинолитом.

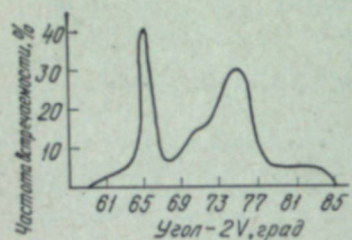


Рис. 9. Вариации углов  $2V$  амфиболов в породах габбро-плагиогранитной формации.

Плеохроизм амфибола в плагиогранитах слабый, в остальных породах — резкий, в буровато-зеленых тонах, иногда с голубоватым оттенком; характерны двойники с двумя-тремя двойниковыми полосками.

В плагиогранитах амфибол обычно свободен от включений, в породах же габбро-диоритовой группы в виде включений встречаются сфен, магнетит, призмочки апатита, иголки рутила, иногда плагиоклаз № 40—45. Кроме того, при замещении обыкновенной роговой обманки светлым голубовато-зеленым актино-

литом отмечено появление заметного количества мелких пойкилитовых включений кварца. В породах от габбро до гранодиорита почти всегда внутри зерен обыкновенной роговой обманки содержатся ядра бесцветного или зеленоватого пироксена, части при постмагматических изменениях замещающегося бесцветным уралитом. В плагиогранитах случаи замещения амфибола хлоритом, эпидотом и актинолитом очень редки.

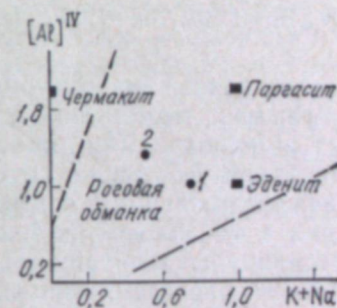
Оптические константы амфиболов, отражающие химический состав, приведены в табл. 5, вариационные кривые значений углов  $2V$  — на рис. 9. Анализ характера распределения углов  $2V$  показывает, что в плагиогранитах самый высокий максимум соответствует  $74^\circ$ , а в амфиболах ряда габбро-гранодиорит  $64—65^\circ$ . Показатели преломления для амфибола плагиогранитов  $N_p = 1,650 + 0,003$ ,  $N_g = 1,671 + 0,003$ , а из ряда габбро-диорит-гранодиорит —  $N_g = 1,696 + 0,003$  и  $N_p = 1,673 + 0,003$  при соответствующей железистости  $f = 38—43$  и  $53—58\%$ .

Обращает на себя внимание необычное снижение железистости амфибола в плагиогранитах — породах второй фазы, по сравнению с железистостью в габбро-диоритах — породах первой фазы. Общая железистость пород сохраняется примерно на одном уровне, 62%.

Во всех типах пород Барашинского и Верхне-Лобвинского массивов обыкновенная роговая обманка — один из главных породообразующих минералов и составляет до 30—35% в амфиболовых и биотит-амфиболовых габбро и габбро-диоритах, до 20—26% — в кварцевых диоритах и тоналитах и до 8—10% — в гранодиоритах. Цвет минерала буровато-зеленый, нередко с голубоватым оттенком, часты двойники с двумя-тремя двойниковыми полосками.

В основных породах амфибол образует резко ксеноморфные зерна, содержащие обильные включения хорошо образованных зерен плагиоклаза № 40, а также апатита, сфена, титаномагнетита; нередко включения ядер пироксена (ортоклазовое габбро). В тоналитах и гранодиоритах степень идиоморфизма повышается вплоть до выделения порфиридных зерен. Отмечена коррозия кварцем и калишпатом и сростание с биотитом. Преобладают углы  $2V = 71—73^\circ$ , средние показатели преломления  $N_p = 1,637 \pm 0,002$ ,  $N_g = 1,664 \pm 0,002$ , что свидетельствует о довольно невысокой железистости  $f = 28—32\%$  (Дир и др., 1965), совпадающей с железистостью, определенной по химическому анализу — 31,8% (для амфибола из тоналита, Верхне-Лобвинский массив).

Рис. 10. Фигуративные точки роговых обманок тоналит-гранодиоритовой (1) и габбро-плагиогранитной (2) формаций на диаграмме  $Al^{IV} - K+Na$



В отличие от пород габбро-плагиогранитной формации, где железистость амфибола резко меняется от пород первой фазы ко второй, а общая железистость остается постоянной, здесь обратная картина: железистость роговой обманки сохраняется на одном уровне от начальных фаз до конечных, а железистость породы возрастает к конечным членам ряда (см. табл. 5).

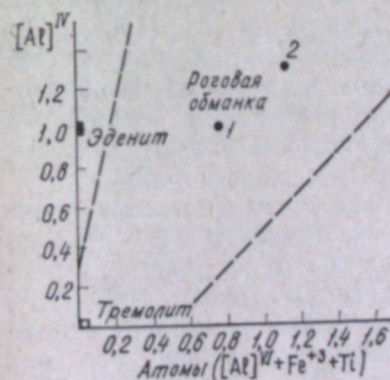


Рис. 11. Фигуративные точки роговых обманок на диаграмме  $Al^{IV} - Al^{IV} + Fe^{+3} + Ti$ . Условные обозначения те же, что и на рис. 10.

По данным химических анализов и результатам их пересчетов, нанесенным на диаграммы, предложенные Диром и другими (1956), исследованные амфиболы относятся к подгруппе кальциевых, к ряду обыкновенной роговой обманки (рис. 10 и 11):

SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,00	46,34
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1,27	1,78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	6,55	8,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,59	4,37
FeO . . . . .	11,31	8,62
MgO . . . . .	13,26	15,28

CaO . . . . .	11,68	11,48
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,53	0,53
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,92	1,47
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	2,42	2,02
F . . . . .	0,51	0,16
Сумма . . . . .	100,83	100,00

54.  $[\text{Ca}_{1,85}\text{Na}_{0,29}\text{K}_{0,45}(\text{H}_3\text{O})_{0,41}]_{3,00}(\text{Fe}_{1,38}^{2+}\text{Mg}_{2,86}\text{Fe}_{0,51}^{3+}\text{Al}_{0,11}\text{Ti}_{0,14})_{5,00} \times$   
 $\times (\text{Si}_{6,99}\text{Al}_{1,01})_{8,00}\text{O}_{22}\text{O}_{0,33}\text{F}_{0,23}\text{OH}_{1,44})_{2,0}$   
 $f=39,6\%$ ,  $\text{Ng}=1,672$ ,  $\text{Np}=1,653$ ,  $-2V=74^\circ$ ,  $c\text{Ng}=21^\circ$ ,  $\text{Уд. вес}=3,18$ ,  $a=10,2$

217.  $(\text{Ca}_{1,76}\text{Na}_{0,41}\text{K}_{0,08})_{2,25}(\text{Fe}_{1,03}^{2+}\text{Mg}_{3,26}\text{Fe}_{0,47}^{3+}\text{Ti}_{0,19}\text{Al}_{0,05})_{5,00} \times$   
 $\times (\text{Si}_{6,67}\text{Al}_{1,33})_{8,00}\text{O}_{22}(\text{F}_{0,06}\text{OH}_{1,94})_{2,00}$   
 $f=31,8\%$ ,  $\text{Np}=1,637$ ,  $\text{Nm}=1,647$ ,  $\text{Ng}=1,662$ ,  $-2V=76^\circ$ ,  $c\text{Ng}=17^\circ$ ,  $\text{Уд. вес}=3,61$   
 $a=12,1$

Исходя из положения фигуративных точек амфиболов на прилагаемых диаграммах, можно говорить о некоторых особенностях состава изученных амфиболов. Так, роговая обманка из плагногранита габбро-плагногранитной формации содержит меньше щелочей и алюминия в четверной координации и соответственно большее количество кремния в сравнении с амфиболом из тоналита более поздней по времени проявления тоналит-гранодиоритовой формации.

Важным показателем, отражающим характер изоморфных замещений в составе амфиболов типа  $\text{Al}$ ,  $\text{Al} \rightleftharpoons \text{Si}$ ,  $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})$ , является глиноземистость  $a = \frac{100 \cdot \text{Al}}{\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + \text{Mn} + \text{Al} + \text{Si}}$ . Из двух проанализированных

амфиболов повышенной глиноземистостью обладает роговая обманка из тоналита тоналит-гранодиоритовой формации.

В анализе 54 при пересчете обнаружен избыток (ОН), вызвавший необходимость введения в кристаллохимическую формулу иона оксония. Избыток (ОН) иона подтвержден инфракрасной спектроскопией.

Следует отметить, что железистость амфиболов по химическому анализу практически совпадает с железистостью, определенной по показателям преломления на диаграмме Дира и других (1965). По уровню железистости выше стоит амфибол из плагногранитов. Это хорошо объяснимо при сопоставлении составов: в амфиболе из плагногранитов выше содержание  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Al}^{\text{VI}}$  по сравнению с амфиболом из тоналитов, т. е. именно тех составляющих, которые влияют на повышение показателей преломления и тем самым на железистость.

Сравнение максимумов углов  $2V$  для пород обеих формаций показывает, что они довольно близки, но все же сдвинуты относительно друг друга; для плагногранитов это интервал  $73-76^\circ$ , а для тоналитов-гранодиоритов —  $70-73^\circ$ . Очень четкий максимум (около 50% всех замеров)  $2V=65^\circ$  отмечается для пород габбро-диорит-гранодиоритового ряда Тагильского массива. Это весьма показательно, так как видны четкие различия по углу  $2V$  близких петрографических типов пород двух разновозрастных формаций. Это еще раз подчеркивает возможность использования значений углов  $2V$  для корреляции магматических образований.

Изученные амфиболы тоналит-гранодиоритовой формации отличаются как от амфиболов подобной формации Южного Урала (Ферштатер,

Бородина, 1975), так и от роговых обманок габбро-гранодиоритовой формации неогенового возраста Центральной Камчатки (Волынец и др., 1967). От первых они отличаются низкой и устойчивой железистостью во всем ряду — от основных пород до кислых —  $f=28-32$  против  $43-50\%$ . Одинаковой железистостью обладают лишь амфиболы Ново-Бурановского массива (Гумбейский комплекс), хотя Г. Б. Ферштатер и Н. С. Бородина полагают, что пониженная железистость и глиноземистость амфиболов Ново-Бурановского массива вызвана наложенным щелочным метасоматозом. Изученные нами амфиболы не несут следов подобных изменений.

Существенно отличаются от изученных и амфиболы из габбро-гранодиоритовой формации Центральной Камчатки. При близкой, но несколько более высокой железистости в последних (33—50%) отмечается постепенное ее повышение от основных членов ряда к кислым.

Таким образом, приведенные данные о главных породообразующих минералах из двух разновозрастных формаций Среднего Урала дают возможность для корреляций магматических пород как внутри одной формации, так и для сопоставления разных магматических формаций. Все это способствует расширению познания в области формационного анализа и условий кристаллизации магматических расплавов, а также тех преобразований, которым подвергаются уже закристаллизовавшиеся породы в последующую историю существования.

## Литература

- Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., «Наука», 1964.
- Волынец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б., Шилин Н. Л. Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М., «Наука», 1967.
- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. II. Цепочечные силикаты. М., «Мир», 1965.
- Знаменский Н. Д. Гранитоидные массивы габбровой формации Среднего Урала. Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1966, вып. 71.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Малахова Л. В., Чурилин Н. С. Базальтоидные гранитоиды и их комагматы в Тагильском прогибе (Средний Урал). — Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1972, вып. 93.
- Марфуин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 78.
- Овчинников Л. Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1960, вып. 39.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
- Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., «Наука», 1975.
- Язева Р. Г., Малахова Л. В. Меганорфировые кварцевые альбитофиры, как апи-кальная фация дифференцированных габброидных интрузий. — Тезисы ко 2 Уральскому палеовулканологическому симпозиуму. Миасс, 1974.
- Vance Joseph A. Zoning in igneous plagioclase patchy Zoning. — J. Geol., 1965, vol. 73, N 4.

УДК 549.651:552.31(470.56)

И. А. Смирнова, В. Л. Черкасов,  
А. М. Ченцов

## Опыт корреляции интрузивных пород Орского Зауралья по кали-натровым полевым шпатам

На восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория, в его южной половине, интрузивные породы занимают значительные площади. Наиболее крупные массивы этого района: Домбаровский, Кошенсайский, Ащепутакский, Мазарский, Можаровский, Иссыргужинский, Ново-Орский, Базарбайский, Бриентский. Массивы сложены или гранодиоритами и плагиогранитами, или граносиенитами, кварцевыми сиенитами, гранитами, или теми и другими вместе. Габбро и диориты играют подчиненную роль.

Авторы настоящей статьи на протяжении многих лет занимались геологическим картированием восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория в пределах Оренбургской области. Нами проводилось комплексное изучение всех магматических образований в вулканических, субвулканических и плутонических фациях. Детальное изучение возраста, петрографии, внутреннего строения, взаимоотношения жильных дериватов и вторичных изменений пород различных массивов позволили нам выделить в пределах восточной части мегасинклинория три магматических комплекса: 1) среднедевонско-франский габбро-диорит-плагиогранитный; 2) нижнекаменноугольный габбро-гранитный с субщелочным уклоном; 3) посленижекаменноугольный (верхнепалеозойский?) — гранитоидный.

Для изучения особенностей минерального состава пород каждого комплекса, помимо ряда других, был использован метод корреляции по кали-натровым полевым шпатам, предложенный А. С. Марфуниным (1962). В том виде, в каком метод был изложен самим автором, он не мог быть применен у нас, в связи с микроскопическими размерами зерен калишпатов. Поэтому нами был использован упрощенный вариант этого метода, предложенный В. В. Смирным (1962).

Исследовались зерна калишпатов в обычных петрографических шлифах. Техника исследования сводилась к следующим операциям. В каждом зерне обычным ортоскопическим способом на столике Федорова замерялись две величины: угол  $2V$  и степень оптической триклинности —

Таблица 1

Определение триклинности кали-натровых полевых шпатов по координатам главных кристаллографических направлений, град

Кристаллографические направления	Величина триклинности и соответствующая ей координата			Диапазон изменения триклинности
	$\Delta=0,0$	$\Delta=0,5$	$\Delta=1,0$	
$\perp 010$	0	9	18	18
$[010]$	0	9	18	18
$\perp 130$	29,5	20,5	11,5	18
$\perp \bar{1}\bar{3}0$	29,5	38,5	47,5	18
$\perp 1\bar{1}0$	59,5	50,5	41,5	18
$\perp 100$	90	81	72	18
$\perp \bar{1}502$	90	81	72,5	17,5
$[100]$	90	83	75,5	14,5
$\top 201$	90	83,5	77	13
$\perp 0\bar{2}1$	46	51	56,5	10,5
$\perp 001$	90	85	80,5	9,5
$\perp 021$	46	41,5	37	9
$\perp \bar{1}01$	90	87,5	85	5
$[001]$	90	88,5	87	3

$\Delta$  (дельта). Последняя величина определялась по углу, образуемому осью  $Ng$  с тем или иным кристаллографическим элементом. Зависимость изменения величины этого угла от степени триклинности минерала приведена в табл. 1.

По полученным двум константам, каждый исследуемый образец выносился на диаграмму структурно-оптических типов калишпатов, предложенную А. С. Марфуниным (рис. 1). Исследовано около 300 зерен калишпатов, причем в одном шлифе определялось два-четыре зерна. Из этих 300 замеров часть была отбракована из-за малого диапазона триклинности, получаемого по некоторым кристаллографическим элементам.

Для определения степени триклинности использовались следующие элементы:  $\perp 010$ ,  $\perp 130$  и  $\perp 110$ .

После вынесения замеров на диаграмму А. С. Марфунина (рис. 2) выявилась следующая закономерность. Все точки распределялись в три группы, занимающие определенное место на диаграмме.

Первая группа. В нее входят полевые шпаты из галек гранитоидов фамен-нижнетурнейских конгломератов и из тел, прорывающих среднедевонские отложения. В эту же группу вошли немногочисленные замеры полевых шпатов из обломков плагиогранитов в туфах улутауской свиты ( $D_{2gv}$ ).

Щелочные полевые шпаты этой группы имеют большие значения угла  $2V$  от  $-76^\circ$  до  $\pm 90^\circ$  с переходом в область положительных значений. Степень оптической триклинности у них 0,5—1,0. По диаграмме А. С. Марфунина, они соответствуют крипторешетчатому и максимальному микроклину.

В шлифах видно, что полевые шпаты этого типа имеют буровато-серый, бурый цвет за счет сильных вторичных изменений. Для них

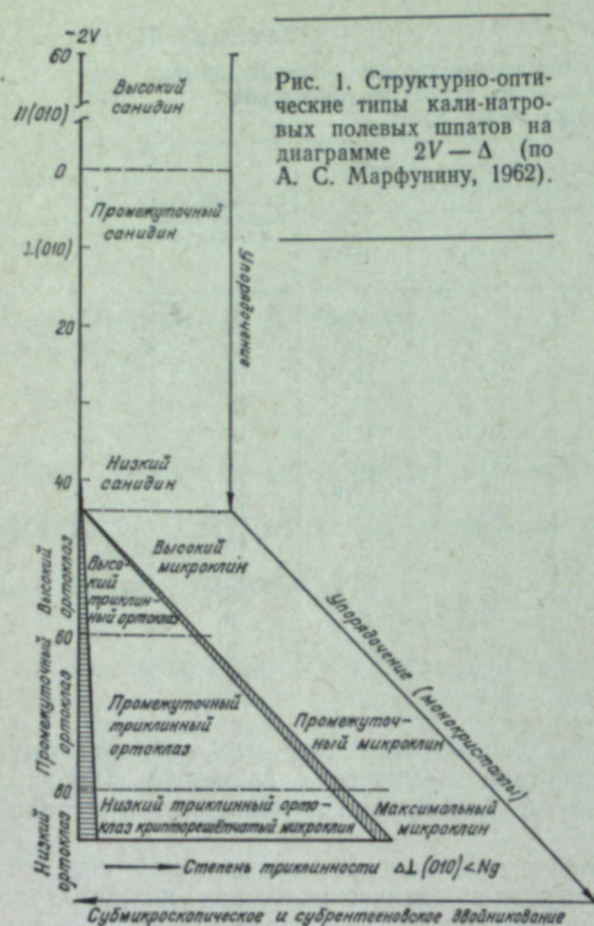


Рис. 1. Структурно-оптические типы кали-натровых полевых шпатов на диаграмме  $2V-\Delta$  (по А. С. Марфунину, 1962).

характерны тонкие веретенообразные, гребешкообразные, зубчатые двойники, придающие им сходство с занозистым альбитом. Характерна форма выделения в виде тонких кайм, обрастающих призмами плагиоклазов.

Состав полевых шпатов этой группы существенно натровый. Содержание  $K_2O$  в гранитоидах не превышает 1,3—1,5%, а кали-натровые полевые шпаты составляют в них 10—15%. Простейший расчет позволяет определить их состав как  $Or_{30}Ab_{70}$  (при содержании биотита 3—5%). Такая особенность состава определяет форму выделения калиевой составляющей в виде расплывчатых пятнистых антипертитов среди альбитовой фазы, сдвойникованной по типу занозистого альбита. Обогащение фаз происходит при распаде изоморфной смеси, которая становится неустойчивой в условиях

понижения температуры и давления. Незначительное обогащение раствора калиевой составляющей происходило, очевидно, в конце процесса кристаллизации гранитной эвтектики. На это указывает форма выделения калия в виде антипертитов распада, обогащающих лишь самую внешнюю зону зерен альбита, альбит-олигоклаза.

Щелочные полевые шпаты, входящие в описанную группу, выделяются нами в первый тип кали-натровых полевых шпатов.

Вторая группа. Самая многочисленная и сложная. В нее входят полевые шпаты интрузивных пород нижнекаменноугольного и посленижнекаменноугольного (верхнепалеозойского?) возраста. Несмотря на разницу в возрасте, эти гранитоиды характеризуются близким структурно-оптическим типом калишпатов, что, скорее всего, объясняется сходными условиями формирования на близких глубинах.

На диаграмме А. С. Марфунина они занимают область высоких и промежуточных разностей ортоклаза, триклинного ортоклаза и микроклина. Величина  $2V$  изменяется от  $-51^\circ$  до  $-75^\circ$ , степень триклинности — от 0 до 1. По последней константе намечается различие пород упомянутых комплексов, позволяющее разделить вторую группу на две подгруппы, отличающиеся кроме того оптически и по химизму.

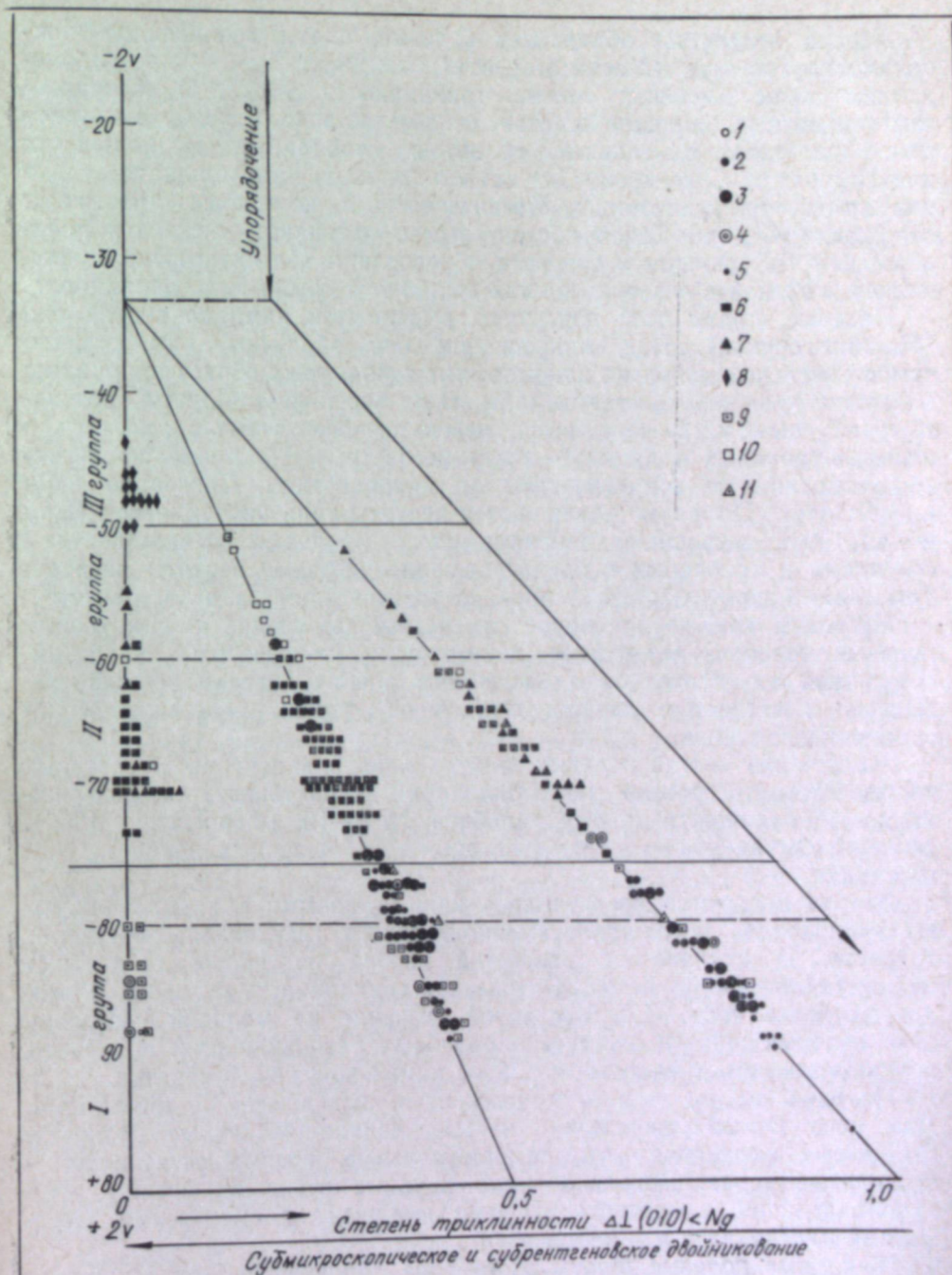


Рис. 2. Распределение разновидностей  $K-Na$  полевых шпатов на диаграмме  $2V-\Delta$ . 1—7 — щелочные полевые шпаты гранитоидов: 1 — из обломков в туфах  $D_2gv$ ; 2 — из галек туфо-конгломератов  $D_2-fm-C_1t_1$ ; 3 — из галек базальных конгломератов  $C_1t_2-V_1$ ; 4 — из галек конгломератов  $C_1n$ ; 5 — Ащевутакского комплекса (первый тип) в Можаровском, Иссыргужинском, Ново-Орском массивах; 6 — Магнитогорского комплекса (второй тип) в Базарбайском, Нижне-Гуси-Бриентхинском, Домбаровском массивах; 7 — верхнепалеозойского (?) комплекса (третий тип) в Бриентхинском, Домбаровском, Адамовском, Домбаровском массивах; 8 — щелочные полевые шпаты роговиковском, Акжарском, Адамовском, Домбаровском массивах; 9 — реликты полевых шпатов первого типа в породах Магнитогорского комплекса; 10 — полевые шпаты второго типа в породах Ащевутакского комплекса; 11 — реликты полевых шпатов первого типа в породах верхнепалеозойского (?) комплекса.

Первая подгруппа объединяет полевые шпаты гранитоидов нижнекаменноугольного (Магнитогорского) комплекса, с явным преобладанием зерен, имеющих степень триклинности  $\Delta=0,5$ . О «возрасте» этих щелочных полевых шпатов свидетельствует нахождение зерен того же типа в гальках гранитов, отобранных в базальных конгломератах  $C_1t_2-v_1$  и  $C_{1p}$  на юге описываемой площади, тогда как на севере гранитоиды Магнитогорского комплекса прорывают отложения  $St_2-v_1$ . Такое обстоятельство позволяет высказать предположение о различном возрасте образований Магнитогорского комплекса в южной и северной частях восточного крыла мегасинклиория.

Полевые шпаты этой подгруппы выделяются нами во второй тип (Магнитогорский). Под микроскопом они образуют, как правило самостоятельные довольно идиоморфные зерна, реже образуют призматические плагиоклазы в виде широких кайм. Цвет зерен светло-бурый, розовато-серый, дымчатый, реже встречаются разности темно-бурые сильно пелитизированные и чистые — почти бесцветные. По размерам пертитов выделяются криптопертиты и микропертиты. Последние явно преобладают. По форме различаются пертиты типа иголок, четок (Дир и др., 1966), ветвящихся неправильных прожилков. Нередки пертиты срастания и прорастания, представляющие обычные пертиты распада. Гомогенный полевой шпат в породах этого комплекса не встречается.

Иногда в этой группе пород отмечается замещение кали-натровых полевых шпатов вторичным шахматным (занозистым) альбитом. Последний отличается от аналогичного альбита первой группы свежестью и четкостью двойниковых швов тонких веретенообразных зубчатых двойников.

Химический состав полевых шпатов первой подгруппы в северных частях Магнитогорского мегасинклиория характеризуется содержанием 55% калишпата и 45% альбита № 8—10 (Ферштатер, 1966). Близкий состав имеют и полевые шпаты субщелочных пород на юге площадки.

Вторая подгруппа представлена кали-натровыми полевыми шпатами гранитоидов посленижнекаменноугольного (верхнепалеозойского?) возраста. В отличие от разностей первой подгруппы среди них не встречено зерен с  $\Delta=0,5$ . Оптическая триклинность их равна 0 или, что наиболее часто, 1,0. Косвенное указание на молодой «возраст» этих полевых шпатов отсутствие подобных разновидностей в гальках гранитоидов самых молодых в районе намюрских конгломератов.

Полевые шпаты этой подгруппы нами выделяются в третий тип. Для него характерны свежие чистые, водяно-прозрачные разности. По форме выделения — это самостоятельные, преимущественно ксеноморфные зерна. Довольно часто крупные зерна их играют роль ойкокристаллов, проросших частыми мелкими идиоморфными индивидами плагиоклаза и темноцветов.

Щелочные полевые шпаты этого типа характеризуются развитием криптопертитов и микропертитов, наряду с которыми встречаются и субмикроскопические разности. По форме выделения здесь преобладают пертиты типа очень тонких прожилков и неветвящихся жилок. Нередки в этом типе гомогенные полевые шпаты, в которых даже при самых больших увеличениях поляризованного микроскопа не удается обнаружить две фазы. Представлены гомогенные полевые шпаты чистыми ортоклазами и микроклинами с четкой решеткой.

Щелочные полевые шпаты третьего типа имеют, по сравнению с первым и вторым, наиболее высокое содержание калия. Оно изменяется от  $Or_{60}Ab_{40}$  до  $Or_{100}$ .

Третья группа. Эта группа объединяет полевые шпаты роговиков, образовавшихся по диоритам Ащebutакского комплекса в контакте с массивами верхнепалеозойских (?) гранитов.

На диаграмме (см. рис. 2) они занимают самое высокое положение. Угол  $2V$  в полевых шпатах этой группы изменяется от  $-40^\circ$  до  $-50^\circ$ , степень триклинности их равна 0. По классификации А. С. Марфунина, они относятся к высокому ортоклазу и образуют четвертый тип кали-натровых полевых шпатов района.

В шлифах они очень похожи на полевые шпаты посленижнекаменноугольных (верхнепалеозойских?) гранитов. Это такие же водяно-прозрачные чистые зерна. Отличает их почти полное отсутствие пертитов. Лишь изредка в отдельных зернах при больших увеличениях видны тонкие редкие червеобразные вроски альбита (?). Иначе говоря, для этого типа характерен гомогенный полевой шпат состава ортоклаза или нерешетчатого микроклина.

Таким образом, в интрузивных породах Орского Зауралья удается выделить четыре типа кали-натровых полевых шпатов.

Первый тип — полевые шпаты гранитоидов Ащebutакского комплекса, прорывающие среднедевонские (живетские) образования и встречающиеся в гальках конгломератов основания фаменского яруса верхнего девона. Полевые шпаты — крипторешетчатый и максимальный микроклин, реже низкий ортоклаз. Угол  $2V$  их изменяется от  $-76^\circ$  до  $\pm 90^\circ$ , степень триклинности  $\Delta$  также изменяется от 0,0 до 1,0 с преобладанием  $\Delta=0,5$ .

Второй тип — полевые шпаты интрузивных пород, прорывающих на юге фамен-нижнетурнейские, на севере — визейские отложения (Магнитогорский комплекс), а также гранитоиды из галек базальных конгломератов  $C_1t_2-v_1$  и  $C_{1p}$  в южной части мегасинклиория. Состав полевых шпатов соответствует промежуточным разностям ортоклаза и микроклина. Угол  $2V$  их изменяется от  $-50^\circ$  до  $-76^\circ$ , степень триклинности от 0,0 до 1,0 с явным преобладанием  $\Delta=0,5$ .

Третий тип — полевые шпаты гранитоидов, прорывающих осадочные отложения  $C_1t_2-v_1$  в Джусинско-Акжарском грабене и известняки  $C_1v_3-p$  в Джарлинско-Домбаровском грабене. Полевые шпаты относятся к промежуточному микроклину и промежуточному ортоклазу. Угол  $2V$  их изменяется от  $-50^\circ$  до  $-71^\circ$ , степень триклинности  $\Delta=0,0$  и 1,0.

Четвертый тип — полевые шпаты роговиков, связанных с гранитами верхнепалеозойского (?) возраста. Состав полевого шпата — высокий ортоклаз с  $2V=-40^\circ$  до  $-50^\circ$  и  $\Delta=0$ .

Каждый из описанных четырех типов полевых шпатов отдельно встречается редко. Их мы находим в роговиках, в гранитоидах из мелких тел, прорывающих отложения  $C_1v_3-p$  в Джарлинско-Домбаровском грабене, и в субщелочных гранитах и граносиенитах Магнитогорского комплекса, залегающих среди нижнекаменноугольных образований (в Балашовском синклиории).

Чаще в пределах одного и того же массива развиты интрузивные породы с разным типом кали-натровых полевых шпатов. Причем в шлифах можно увидеть различные стадии замещения одного типа

другим. Особенно сильно изменены полевые шпаты первого типа. От них в ряде массивов (Можаровский, Иссыргужинский, Ново-Орский) зачастую остаются лишь реликты среди массы более молодых полевых шпатов второго типа. Точно так же внутри сложно построенного Домбаровского плутона полевые шпаты третьего типа развиваются в гранитоидах с первым типом полевых шпатов. Там, где изменения наиболее интенсивны, от этих «древних» полевых шпатов остаются лишь редкие изъеденные «ксенолиты». Такое тесное сосуществование разных типов кали-натровых полевых шпатов находит отражение и на диаграмме (см. рис. 2).

Для проверки достоверности выделения групп и типов полевых шпатов, полученные замеры углов  $2V$  с учетом качественного признака триклинности были подвергнуты статистическому анализу. При этом были сделаны следующие допущения. Истинное значение угла  $2V$  является функцией физико-химических условий становления массива. Допускаемая однородность физико-химических условий при становлении единого массива, можно представить, что значение  $2V$  в каждой точке массива будет зависеть от случайных изменений второстепенных причин, количество которых достаточно велико и ни одна из них не играет ведущей роли. В связи с этим распределение истинных значений должно быть нормальным, а сами значения должны колебаться вокруг одного, величина которого определяется конкретными условиями становления исследуемого интрузивного тела.

Эта гипотеза о нормальном распределении значений угла  $2V$  была проверена по каждой группе (табл. 2).

Таблица 2

Статистические данные о распределении значений угла  $2V$

Группа пород	$\bar{X}$ *	$S^2$	$S$	$V$	$\lambda$
III, роговики . . . . .	-47,71	1,57	1,25	0,026	0,7
II, вторая подгруппа, $Pz_3$ (?) . . . . .	-65,91	44,63	6,68	0,101	0,895
первая подгруппа, $C_1$ . . . . .	-64,13	38,266	6,186	0,096	0,373
I, $D_2gv - D_3fr$ . . . . .	-83,389	68,244	8,261	0,099	0,622

\*  $\bar{X}$  — среднее значение  $2V$ ;  $S^2$  — дисперсия;  $S$  — стандартное отклонение;  $V$  — коэффициент вариации;  $\lambda$  — критерий Колмогорова.

Проверка согласованности эмпирического распределения с теоретическим осуществлялась с помощью критерия Колмогорова. При уровне значимости  $P(\lambda) = 0,05$  критерий Колмогорова  $\lambda = 1,35$ . Значения  $\lambda$  для всех групп  $< 1,35$ . В связи с этим гипотеза о нормальном распределении значений угла  $2V$  может быть принята. Иначе говоря, предположение о внутренней однородности выделенных групп не лишено оснований.

Используя критерий Стьюдента, мы определили доверительные интервалы истинных значений средних величин  $2V$  при уровне значимости  $q = 0,05$ :

Группа пород	Пределы среднего значения $2V$
III, роговики . . . . .	(-46,74) — (-48,68)
II, вторая подгруппа, $Pz_3$ (?) . . . . .	(-63,19) — (-68,63)
первая подгруппа, $C_1$ . . . . .	(-62,24) — (-66,02)
I, $D_2gv - D_3fr$ . . . . .	(-80,69) — (-86,09)

Доверительные интервалы среднего значения  $2V$  не перекрываются по группам пород, т. е. генеральные средние выделения трех групп значимо различаются.

Определим области значений  $2V$ , принадлежащие каждой выделенной группе при уровне значимости  $q = 0,05$  из выражения  $X_1 - USX_1$  и  $X_1 + USX_1$  (Хальд, 1956), где  $U$  — критерий значимости (для  $n \geq 25$  это аргумент нормированной функции Лапласа; для  $n < 25$  — критерий Стьюдента):

Группа пород	$X_1 - USX_1$	$X_1 + USX_1$
III, роговики . . . . .	-44,75	-50,67
II, вторая подгруппа, $Pz_3$ (?) . . . . .	-52,8	-72,0
первая подгруппа, $C_1$ . . . . .	-52,0	-76,0
I, $D_2gv - D_3fr$ . . . . .	-76,2	+80,4

Распределение значений  $2V$  первой и третьей групп не имеет общих точек с распределением значений других групп, тогда как распределение значений  $2V$  в первой подгруппе второй группы почти полностью перекрывает область распределения значений  $2V$  во второй подгруппе. Для оценки каждой подгруппы здесь может быть привлечен качественный признак триклинности, по которому они различаются.

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы:

1. Полученные значения  $2V$  могут служить критерием для отнесения изучаемых интрузивных тел к той или иной возрастной группе.
2. Если значения  $2V$  не превышают  $-50^\circ$  или их средние значимо не отличаются от  $-47,71$ , соответствующие интрузивные породы следует уверенно относить к третьей группе.
3. Если значения  $2V$  находятся в пределах от  $-52$  до  $-76^\circ$ , породы должны быть отнесены ко второй группе.

Для разделения внутри группы используется дополнительная константа — степень триклинности, качественные оптические и количественные химические параметры.

4. Значения  $2V$  ниже  $-76^\circ$  принадлежат породам третьей группы.

Проведенные исследования убеждают нас в том, что большинство массивов Орского Зауралья сложнопостроенные и полихронные. Это усложняет задачу расчленения и корреляции интрузивных образований данного района Южного Урала. Однако с учетом всей совокупности геолого-петрографических данных для предварительного расчленения отдельных массивов и в целом магматических комплексов вполне применим даже тот упрощенный вариант метода А. С. Марфунина, который был использован нами. Несомненно, что для более надежного и уверенного разделения и корреляции различных плутонических образований объекты должны изучаться стереоконоскопическим методом с использованием рентгенограмм.

## Литература

- Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., «Мир», 1966.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирный В. В. Некоторые замечания по поводу оптического определения структурно-оптических типов кали-натровых полевых шпатов. — Вести. ЛГУ, 1962, № 24.
- Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.
- Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. М., Изд-во иностр. лит., 1956.

Л. В. Анфимов, Н. Д. Знаменский,  
В. Д. Старков

### Связь плотности кварца из некоторых гранитоидов Урала с глубиной их формирования

При массовых и точных измерениях плотности минералов ( $\pm 0,001 \text{ г/см}^3$ ) это свойство может принять характер типоморфного признака, отражающего условия образования кристаллических пород (Кац, 1973). Мы исследовали кварц гранитоидов Уральской геосинклинали, сформировавшихся на неодинаковых глубинах и в различное геологическое время.

Гранитоиды гипабиссальной фации глубинности взяты из массивов космоласайского комплекса Мугоджар (Знаменский и др., 1971; Старков и др., 1972; Старков, Знаменский, 1973) и Бердяушского плутона в Башкирском мегантиклинории на Южном Урале (Штейнберг, 1969). Абиссальные массивы представлены гранитоидами есекжальского комплекса Мугоджар (Знаменский и др., 1971; Старков, Знаменский, 1973), тараташского комплекса в Башкирском мегантиклинории (Штейнберг, 1969) и позднегерцинской гранитной формации восточного склона Среднего Урала (Штейнберг, Ферштатер, 1968; Ферштатер, 1971). Массивы гранитоидов мезоабиссальной фации глубинности относятся к балаталдыкскому комплексу Мугоджар (Знаменский и др., 1971; Старков, Знаменский, 1973).

Исследовалась плотность кварца в 164 пробах гранитоидов различной глубинности (81 — гип-; 20 мезо- и 63 абиссальные). В каждой пробе измерялась плотность примерно 70 зерен кварца. Таким образом, наши выводы базируются на результатах измерения плотности более чем 12 000 кварцевых зерен. Изучаемые гранитоиды петрографически представлены различными гранитами, аляскитами, плагиогранитами, адамеллитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами. По исходному веществу все исследованные нами гранитоиды относятся к сиалическому ряду.

Кварцевые зерна из гранитоидов извлекались для измерения плотности после механической дезинтеграции породы на составляющие ее минеральные компоненты. Во всех пробах исследовалась фракция зерен 0,25—0,20 мм. Из нее под бинокулярной лупой выбирались



кварцевые зерна без сростков с другими минералами. Измерение плотности зерен производилось в градиентной гравиметрической трубке конструкции М. Я. Каца (Геологический институт АН СССР) с термостатированием прибора кипящими жидкостями. Методика работы на этом приборе нами не рассматривается, так как она описана в соответствующих работах (Кац, 1966). Характеристики нашего прибора следующие: температурный градиент  $0,65 \text{ град/см}$ ; плотностной градиент  $0,0016 \text{ г/см}^3$  на один линейный сантиметр шкалы. Измерения выполнялись в присутствии двух реперов:  $P_4=2,6440$  и  $P_3=2,6371 \text{ г/см}^3$ . Это позволило воспроизводить и надежно контролировать ход эксперимента, обеспечивая точность измерения плотности  $\pm 0,001 \text{ г/см}^3$ .

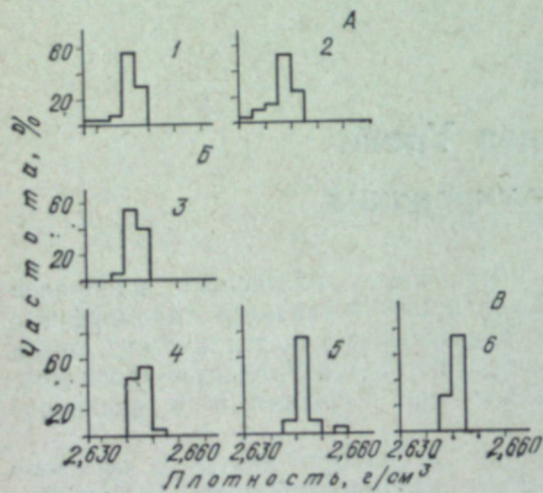


Рис. 1. Разброс мод распределения плотности кварцевых зерен из гранитоидов различной глубинности.

А — В — массивы: А — гипабиссальные, В — мезоабиссальные, В — абиссальные. 1 — космоласайский герцинский комплекс Мугоджар (34 пробы); 2 — Бердяушский докембрийский плутон (47 пробы); 3 — балаталдыкский герцинский комплекс Мугоджар (20 пробы); 4 — ессекжальский каледонский комплекс Мугоджар (30 пробы); 5 — герцинские массивы Среднего Урала (22 пробы); 6 — тараташский докембрийский комплекс (11 пробы).

Напротив, здесь могут встречаться гранитоиды, содержащие кварц с высокими значениями (более  $2,648 \text{ г/см}^3$ ) мод распределения плотности.

Очень своеобразно распределение кварца с модальными значениями плотности  $2,639-2,642$  и  $2,642-2,645 \text{ г/см}^3$  в породах абиссальных и гипабиссальных массивов. В породах гипабиссальных массивов кварц с модой распределения плотности  $2,639-2,642 \text{ г/см}^3$  преобладает над кварцем с модой  $2,642-2,645 \text{ г/см}^3$ , а в породах абиссальных массивов это соотношение обратное.

Для кварца гранитоидов мезоабиссальных массивов (балаталдыкский комплекс Мугоджар) разброс мод распределения плотности носит промежуточный характер (см. рис. 1, В).

Интересный результат дало изучение разброса вычислительных харак-

Результаты измерений плотности кварцевых зерен в каждой пробе изображали в виде гистограмм. Затем сравнивали плотности кварцевых зерен из гранитоидов различной глубинности (рис. 1). Кварц гранитоидов гипабиссальных массивов (см. рис. 1, А) характеризуется широким разбросом мод распределения плотности ( $2,630-2,645 \text{ г/см}^3$ ), для него характерно присутствие низких значений данного показателя ( $2,630-2,639 \text{ г/см}^3$ ). Кварц с такими низкими значениями мод распределения плотностей в гранитоидах большей глубинности не встречается.

Гранитоиды абиссальных массивов содержат кварц с разбросом мод распределения плотности менее широким, чем в предыдущей группе ( $2,639-2,648 \text{ г/см}^3$ ). Кроме того, моды со значениями менее  $2,639 \text{ г/см}^3$  для кварца пород этой группы не характерны (см. рис. 1, В).

теристик гистограмм плотностей кварца из гранитоидов докембрийского Бердяушского плутона (гипабиссальный) и герцинских массивов (абиссальных) Среднего Урала (рис. 2). Разброс средних значений плотности кварца ( $\rho$ ) показывает, что от гипабиссальных (Бердяушский плутон) к абиссальным (герцинские массивы Среднего Урала) количество повышенных значений этого параметра возрастает. Разброс мод распределения ( $M_0$ ) нами уже рассматривался, и он тоже указывает на увеличение высоких значений в глубинных породах. Разброс коэффициентов асимметрии (А) и эксцесса (Е) свидетельствует, что доля отрицательных значений этих величин так же, как  $\rho$  и  $M_0$ , возрастает от гипабиссальных к абиссальным гранитоидам (см. рис. 2).

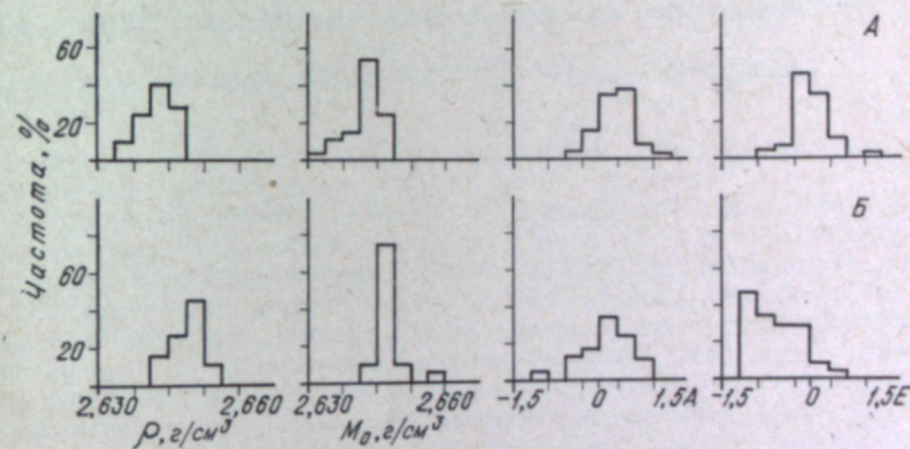


Рис. 2. Разброс статистических параметров гистограмм плотности. А — гипабиссальный Бердяушский докембрийский плутон (42 пробы); В — абиссальные герцинские массивы Среднего Урала.  $\rho$  — средняя арифметическая плотность;  $M_0$  — мода распределения плотности; А — коэффициент асимметрии; Е — коэффициент эксцесса.

Таким образом, плотность кварца из гранитоидов определенно связана с глубинностью формирования массивов. Анализ измеренных результатов плотностей кварца (более 12 000 зерен) показал, что существует тенденция к возрастанию этого параметра с увеличением глубинности формирования гранитных массивов. Коэффициенты асимметрии и эксцесса гистограмм плотности, по-видимому, наряду со средними арифметическими значениями и модой распределения плотности могут являться коррелятивами кварца из гранитоидов различной глубинности.

## Литература

- Знаменский Н. Д., Старков В. Д., Баранов В. В., Пелевин И. А. Некоторые данные о геологическом строении Кайрактинского гранитного массива в Восточных Мугоджарах. — Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.  
Кац М. Я. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1966, вып. 158.

- Кац М. Я. Новый подход в минералогических исследованиях «мономинеральных» образцов. — Третье совещание по физическим методам исследования осадочных пород. Тезисы докладов. Александров, 1973.
- Старков В. Д., Знаменский Н. Д. К вопросу об эволюции палеозойского гранитоидного магматизма Восточно-Мугоджарского поднятия. — Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1972 г. Свердловск, 1973.
- Старков В. Д., Пелевин И. А., Ярош В. А. Новые данные о вулканитах южной части Восточных Мугоджар. — Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. 1972, № 3.
- Ферштатер Г. Б. Схема формационного и фациального расчленения гранитоидов Урала. — Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
- Штейнберг Д. С. Гранитовые формации. — Геология СССР, т. XII, ч. 1. М., «Недра», 1969.
- Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б. Об особенностях химического состава гранитоидов вулканических и плутонических ассоциаций. — Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 4.

**В. М. Бирюков**

## **Петрологические и геохимические особенности дискордантных интрузий Южных Мугоджар**

Наряду с линейновытянутыми интрузиями субмеридионального направления, характерными для уральской складчатости, в Южных Мугоджарах встречены две интрузии с дискордантностью по отношению к складчатым структурам вмещающих пород и с некоторыми особенностями внутреннего строения. К их числу относятся Тастысайская кольцевая структура и Ащисайский массив, которые расположены в пределах жесткой консолидированной глыбы — Талдыкского горстантиклинория, на стыке с двумя геосинклинальными прогибами (рис. 1). В отличие от субмеридиональных интрузий они обладают изометричной или приближающейся к ней формой и отчетливо выраженной дифференцированностью. Границы между отдельными разновидностями пород носят отчетливый фазовый облик. Петроструктурный анализ позволяет наметить некоторые черты преемственности в истории их формирования, а также металлогенической специализации.

**Тастысайская интрузия** расположена в южном окончании Талдыкского антиклинория, на водоразделе балки Батак и рек Ортакарасай и Нижний Карасай в их верхнем течении. Размеры ее  $10 \times 15$  км. Она разбита серией тангенциальных и радиальных разломов на ряд полигональных блоков, часто со значительными (первые сотни метров) вертикальными и горизонтальными перемещениями. Контакты с докембрийскими кристаллическими породами тектонические. Из-за обилия разломов нарушается близкая к изометричной форма и симметричное поясное строение интрузии.

От центра интрузии к периферии наблюдается частое чередование средних и основных пород с участием гибридных разновидностей. В центральной части преобладают габбро, габбро-диориты и диориты, в краевой — кварцевые диориты и гранодиориты, реже плагиограниты (рис. 2). Диориты и габбро-диориты образуют незначительные по мощности (не более 15—20 м) линзовидные и штироподобные тела. Переходы одних разновидностей в другие большей частью нерезкие. Породы характеризуются отчетливой полосчатостью, обусловленной ориентированным расположением пластинок биотита и призматических зерен роговой обманки. Направление падения первичной полосчатости преимущественно от центра интрузии к периферии (периклинальное)

Химический состав породообразующих минералов, вес. %

Компонент	1*	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49,60	49,10	45,03	36,87	36,50
TiO <sub>2</sub>	0,76	0,77	1,73	10,15	5,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,06	7,40	14,01	8,17	14,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,75	4,09	2,77	5,48	4,20
FeO	6,67	8,50	9,92	18,68	14,60
MnO	0,28	0,36	0,22	0,60	0,44
MgO	16,95	14,63	9,50	7,03	10,02
CaO	12,03	11,18	11,40	8,86	4,01
Na <sub>2</sub> O	0,73	0,92	1,72	0,96	0,60
K <sub>2</sub> O	0,15	0,55	1,22	0,07	5,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,11	0,14	0,07	0,32
SO <sub>3</sub>	—	0,04	—	0,82	—
CO <sub>2</sub>	0,04	0,04	0,04	0,11	0,13
H <sub>2</sub> O	1,60	2,23	1,37	2,52	3,44
Сумма . . . . .	98,69	99,95	99,07	100,39	99,52

\* 1 — роговая обманка из биотит-роговообманкового диорита центральной части Тастысайской интрузии; 2 — роговая обманка из диорита Ащисайского массива; 3, 4 — роговая обманка из амфиболитов южномугоджарской серии; 5 — биотит из биотит-роговообманкового диорита центральной части Тастысайской интрузии. Анализы выполнены в лаборатории Уральского территориального геологического управления Г. Ф. Вьюновой.

под углом от 65 до 75—80°, реже центроклинальное под углом 60—70°. Габбро, габбро-диориты и диориты обладают повышенными магнитными свойствами в отличие от гранодиоритов, плагногранитов и аляскитов жильной фации. При качественной интерпретации породы с повышенной магнитной восприимчивостью образуют отчетливые системы замкнутых или полузамкнутых колец.

Породы, слагающие интрузию, рвутся серией кольцевых, полукольцевых и дуговидных даек аляскитов и аляскитовых гранитов с центроклинальным падением. Углы падения контактов даек, а также тонкоплитчатой отдельности слагающих их пород меняются от 55—60° в центре интрузии до 70—75° в зоне эндоконтакта. Диаграмма полюсов трещин и плоскостей разрыва имеет замкнутое поясное строение, сходное с R-тектонитовым узором (рис. 3).

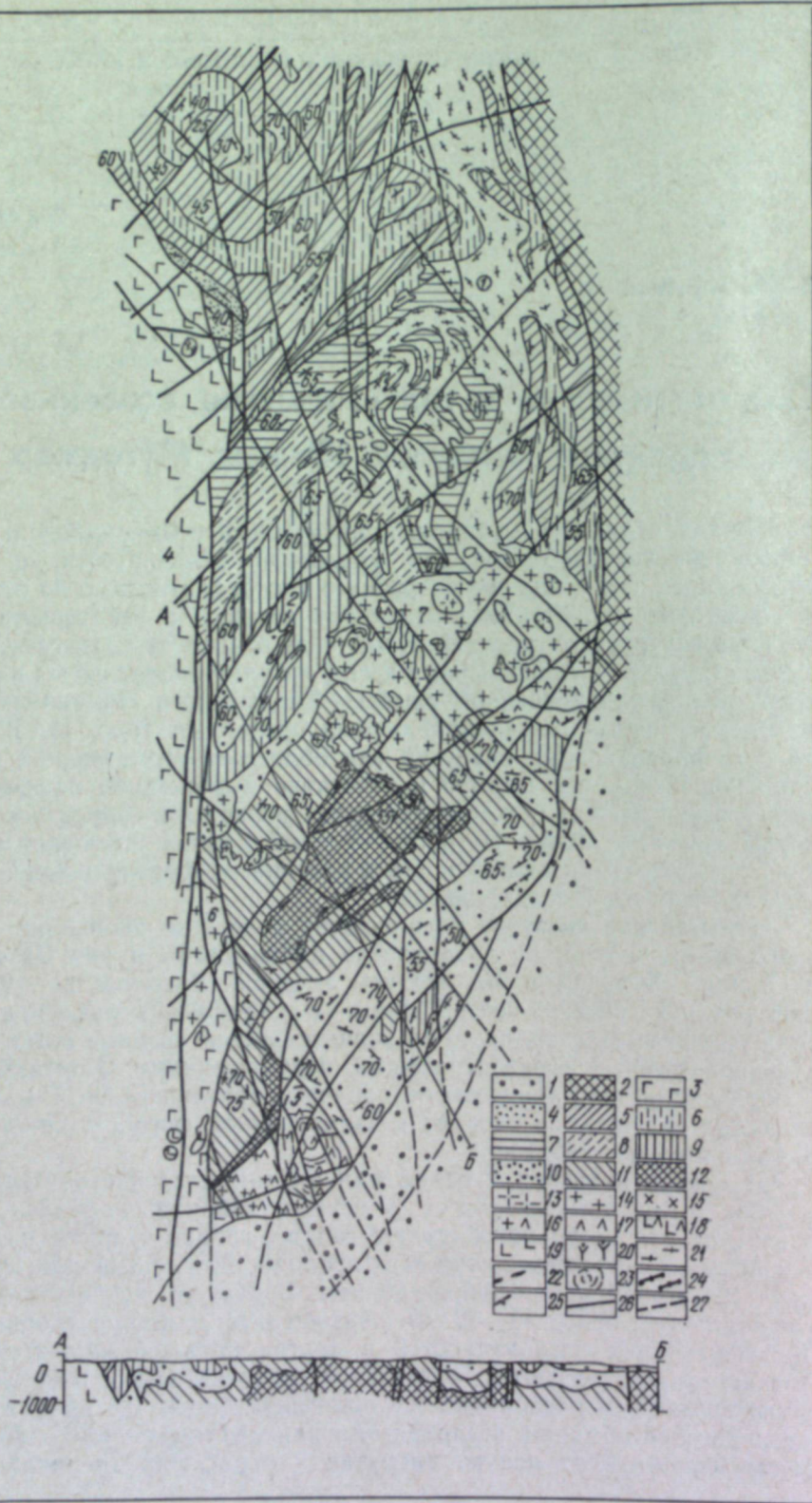


Рис. 1. Схематическая геологоструктурная карта южной части Мугоджарского мегаантиклинория.

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — нерасчлененные палеозойские отложения; 3 — силурийские эффузивы основного состава; 4—6 — верхнепротерозойские отложения, талдыкская серия; 4 — есек-жалская свита, 5 — бординская свита, 6 — кандыкаринская свита; 7—12 — южномугоджарская серия; 7 — удьталдыкская свита, 8 — чилисайская свита, 9 — тулеспайская свита, 10 — батакская свита, 11 — новгородинская свита, 12 — жартассайская свита; 13—21 — интрузивные породы: 13 — аляскиты, 14 — граниты, 15 — плагнограниты, 16 — гранодиориты, 17 — диориты, 18 — габбро-диориты, 19 — габбро, 20 — ультрабазиты, 21 — гнейсограниты; 22 — линзы конгломератовидных пород; 23 — кольцевые дайки гранитного состава; 24 — пегматиты; 25 — элементы залегания пород; 26 — разломы; 27 — разломы под мезо-кайнозойским чехлом. Цифры на рисунке — массивы: 1 — Мильсайский, 2 — Булек-ломый под мезо-кайнозойским чехлом, 4 — Канидинский, 5 — Тастысайская кольцевая структура, 6 — Борлинский, 3 — Верхне-Канидинский (южное окончание); 7 — Ащисайский.



Рис. 2. Схема геологического строения Тастысайской кольцевой структуры.

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские отложения; 3 — вмещающие интрузию докембрийские кристаллические породы южнотуркестанской серии; 4 — дайки сиецит-порфириров; 5 — дайки гранит-порфириров и фельзит-порфириров; 6 — кольцевые, полукольцевые и дугообразные дайки порфиридных гранитов и аляскитов; 7 — плагиограниты; 8 — гранодиориты; 9 — диориты, кварцевые и кварцсодержащие диориты; 10 — габбро-диориты, габбро роговообманковые; 11 — габбро Каяндинского массива; 12 — границы преимущественного распространения петрографических разновидностей пород, слагающих интрузию; 13 — границы несогласного налегания кайнозойского осадочного чехла; 14 — тектонические нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 15 — элементы залегания сланцеватой отдельности жильных гранитов, плоскостей контакта с вмещающими породами; 16 — элементы залегания полосчатости, гнейсоватости.

Габбро и габбро-диориты характеризуются гипидиоморфнозернистой и призматическизернистой структурами. Размер таблечек плагиоклаза и призматических зерен роговой обманки колеблется от  $0,6 \times 0,9$  до  $1,5 \times 2,5$  мм. Плагиоклаз (60—70%) соответствует лабрадору и битовниту № 51—73; замещается соссуритом, кальцитом. Характерны простые двойники, зональные кристаллы. Роговая обманка (15—35%) также неустойчива и замещается синезеленой роговой обманкой с двупреломлением 0,016 и  $cNg=12-14^\circ$ , а также биотитом, хлоритом и эпидотом. Двупреломление ее 0,024—0,026; плеохроизм: Ng — травяно-зеленый; Nr — светло-зеленый с желтым оттенком. По химическому составу (табл. 1) она относится к ряду гастингсит-паргасита с повышенным содержанием титана. При замещении ее биотитом и более

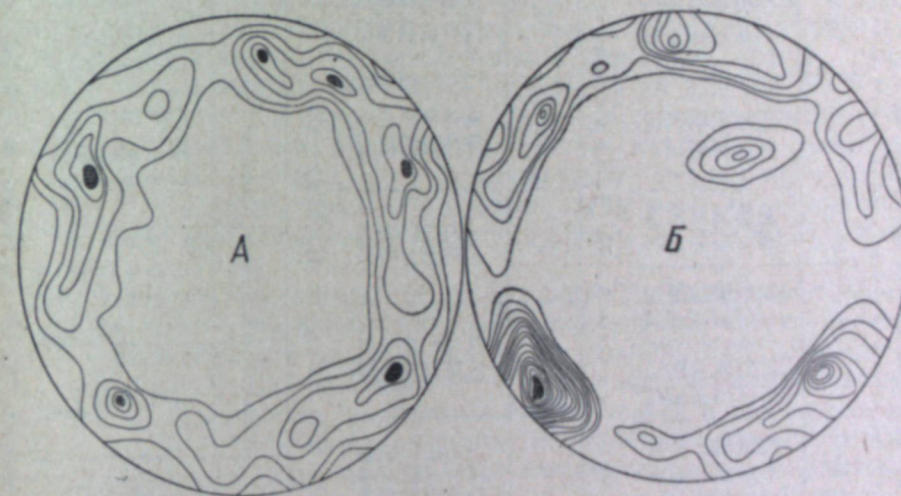


Рис. 3. Диаграммы трещиноватости по Тастысайской интрузии (А) и Ащисайскому гранитному массиву (Б).

низкотемпературной кали-натровой роговой обманкой выделяются зерна титаномагнетита и лейкоксенизированного ильменита. Кварц (1—3%) имеет ксеноморфные зерна размером до 0,6—0,7 мм. Из аксессуаров характерны сфен, магнетит, титаномагнетит, лейкоксен, пирит, апатит. Сфен образует сравнительно крупные (до 0,35—0,45 мм в поперечнике) конвертообразной формы кристаллы. Он является постоянным аксессуарным минералом в породах Тастысайской интрузии; содержание его в среднем 0,5—0,8%, в некоторых разностях доходит до 1,5%.

Диориты и кварцевые диориты широко распространены. В зависимости от количественных соотношений между биотитом и роговой обманкой различаются роговообманковые, биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые разности. Структуры гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая, аллотриоморфнозернистая. Они обусловлены наличием частично или полностью выраженных кристаллографических очертаний у плагиоклаза, роговой обманки и биотита. Характерны более четкая линейная ориентировка пластинок биотита и зерен роговой обманки. Размер зерен кварца и полевого шпата варьирует

Химический состав пород Тастысайской интрузии, вес. %

№ п. п.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	П. п. п.	Сумма
1*	51,02	1,36	16,45	2,49	5,38	0,11	7,79	7,41	2,85	1,53	0,30	—	2,49	99,18
2	51,72	2,05	18,00	4,72	5,90	0,15	3,77	6,53	4,00	2,18	0,67	0,14	0,55	100,38
3	56,02	1,50	17,11	3,71	4,38	0,12	2,95	5,86	4,00	2,20	0,46	0,18	0,77	99,26
4	56,26	1,43	17,14	3,21	4,74	0,10	3,03	5,51	4,00	2,28	0,42	0,09	0,72	98,94
5	75,28	0,19	13,15	0,88	0,93	0,03	0,27	0,82	3,00	5,39	0,04	—	6,23	100,21
6	73,66	0,27	13,10	1,13	0,84	0,02	0,43	1,51	3,04	4,63	0,07	0,04	0,95	99,69

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п. п.	a	c	b	S	a'	f'	m'	φ	п	Q	a/c
1	13,2	1,8	2,8	82,2	14,3	59,5	26,2	33,3	50,0	+36,2	6,9
2	8,7	7,0	23,5	60,8	—	32,3	58,1	9,6	74,2	-2,8	1,2
3	12,3	6,2	18,5	63,0	—	53,6	35,1	11,3	73,9	-4,8	2,0
4	12,4	5,6	14,4	67,6	—	52,7	35,6	11,7	73,9	+4,8	2,2
5	12,5	5,6	14,1	67,8	—	53,5	37,5	9,0	73,0	+5,0	2,2
6	13,7	0,9	3,2	82,2	38,8	49,0	12,2	—	45,7	+36,1	15,2

Нормативные составы по П. Ниггли

№ п. п.	Плагиоклаз	Ортоклаз	Кварц	Роговая обманка	Бiotит	Мусковит	Ильменит	Магнетит	Апатит	Рутил	Номер плагиоклаза	Экстатит
1	54,8	5,6	1,7	12,3	5,6	—	2,0	2,7	0,6	—	52	—
2	61,1	6,3	5,4	6,4	10,1	—	4,6	4,8	1,3	—	40	—
3	59,5	9,7	10,5	6,7	5,3	—	3,4	3,9	1,0	—	38	—
4	59,3	8,0	10,4	5,9	7,8	—	3,2	4,5	0,9	—	38	—
5	35,3	22,7	34,2	—	1,8	4,6	—	1,0	0,2	0,2	9	—
6	34,8	20,5	31,4	—	9,1	2,5	—	1,2	0,3	0,2	20	—

\* 1 — амфиболовое габбро; 2 — роговообманково-биотитовый габбро-диорит; 3, 4 — биотит-роговообманковый диорит; 5, 6 — биотитовый аляски-товый гранит, порфиривидный.

от 0,3—0,65 до 1,5—1,8 мм, чешуй биотита и зерен роговой обманки — от 1,5—2,2 до 4,5 мм, сфена — от 0,15—0,2 до 0,65—0,85 мм. Минеральный состав: плагиоклаз № 32—38 55—65%; роговая обманка 6—22%; биотит 0—17%; кварц 5—18%; ортоклаз 2—5%; акцессории — 2—4% (сфен, лейкоксен, ильменит, магнетит, апатит, рутил, циркон, пирит). Биотит плеохроирует: Ng — густо-коричневый; Np — светло-коричневый; по химическому составу — повышено содержание железа и титана (см. табл. 1).

При замещении биотита пеннином и эпидотом выделяются зерна титаномагнетита и рутила. Ортоклаз образует крупные (до 1,5×2,5 мм) зерна, более ксеноморфные по отношению к табличкам плагиоклаза, нередко с включениями последнего.

Гранодиориты и плагиограниты — лейкократовые породы, сходные с биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами. Характерны более четкие полосчатые и «гнейсоватые» текстуры. Размер зерен кварца и полевого шпата колеблется от 0,6—0,9 до 2,5—3,0 мм в порфировидных разностях, чешуй биотита и призм роговой обманки — от 0,9—1,2 до 2,8—3,7 мм. Минеральный состав: плагиоклаз № 29—34 60—70%; кварц 15—25%; роговая обманка 0—18%; биотит 5—15; ортоклаз 2—8%; акцессории 2—4% (сфен, лейкоксен, титаномагнетит, часто с каемками лейкоксенизированного сфена, пирит, рутил, апатит, циркон).

Граниты жильного комплекса характеризуются наличием порфировидных структур и зональных кристаллов плагиоклаза, свидетельствующих о гипабиссальных условиях их формирования. Для плагиоклаза (25—50%) характерны таблички с четкими кристаллографическими очертаниями. Содержание анортитовой составляющей в нем колеблется от 8—9 до 17—20%. В катаклазированных разностях отмечается замещение плагиоклаза микроклином; этот процесс проходит параллельно

Таблица 3

Химический состав вмещающих докембрийских кристаллических пород (южномугоджарская серия), вес. %

Компонент	1*	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	50,84	55,90	58,12	66,80	68,83
TiO <sub>2</sub>	2,10	1,26	0,76	0,44	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,91	13,97	15,13	15,76	14,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,26	3,74	3,52	2,12	1,16
FeO	6,89	5,97	5,50	2,56	2,27
MnO	0,21	0,17	0,11	0,06	0,05
MgO	5,31	5,62	5,81	2,63	1,38
CaO	8,44	8,41	5,93	3,03	2,87
Na <sub>2</sub> O	3,02	3,30	3,80	4,20	3,57
K <sub>2</sub> O	0,55	1,30	1,11	2,08	3,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,13	0,23	0,09	0,15
SO <sub>3</sub>	0,05	0,05	0,06	0,03	—
П. п. п.	0,87	0,55	0,55	0,68	0,60
Сумма . . .	99,66	100,37	100,63	100,36	99,17

\* 1 — амфиболит; 2, 4, 5 — роговообманковый гнейс; 3 — биотит-роговообманковый гнейс. Анализы выполнены в Западно-Казахстанском геологическом управлении Г. Л. Аркус.

с окварцеванием. Для микроклина (от 20—25 до 45—55%) и кварца (18—30%) характерны более ксеноморфные зерна с угловатыми краями. Обычно присутствует микроклин-микрпертит. Более поздний кварц образует линзовидные и гнездообразные скопления с мозаичным погасанием. Содержание биотита колеблется от 1—3% в аляскитах до 4—5% в лейкократовых гранитах. Распределение его в породе довольно равномерное, без определенной ориентировки чешуй. Плеохроизм: Ng — густо-коричневый; Np — светло-коричневый. Из вторичных минералов — пеннин, эпидот, лейкоксен; акцессории — сфен, апатит, циркон, магнетит, рутил, пирит.

Анализ химического и модалного составов образцов из разных частей интрузии (табл. 2) показывает следующее: 1) от габбро к гранодиоритам намечаются постепенные переходы с последовательным уменьшением темноцветных минералов в породе; 2) в этом направлении возрастает роль биотита; 3) резкие различия между гранитами и аляскитами жильной фации и плагиогранитами Тастысайской интрузии свидетельствуют о качественно новом этапе тектоно-магматической деятельности со времени формирования кольцевых конических даек.

Анализ химического и модалного составов образцов из разных частей интрузии (табл. 2) показывает следующее: 1) от габбро к гранодиоритам намечаются постепенные переходы с последовательным уменьшением темноцветных минералов в породе; 2) в этом направлении возрастает роль биотита; 3) резкие различия между гранитами и аляскитами жильной фации и плагиогранитами Тастысайской интрузии свидетельствуют о качественно новом этапе тектоно-магматической деятельности со времени формирования кольцевых конических даек.

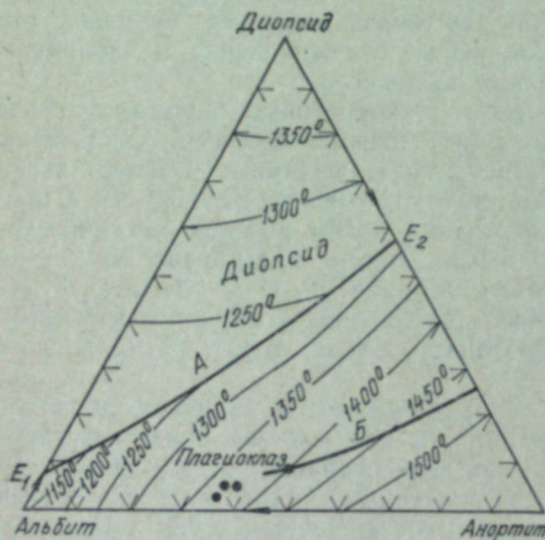


Рис. 4. Диаграмма альбит-анортит-диопсид с нормативными составами изверженных пород Тастысайской интрузии.

А — котектическая линия для 1 атм (Bowen, 1915);  
Б — то же для 5000 атм (Yoder, 1965).

Многообразие пород, слагающих интрузию (кроме жильной фации), на наш взгляд, можно объяснить: 1) взаимодействием базальтового расплава с кристаллическими породами фундамента с постепенным выравниванием химического состава вмещающих пород и пород интрузии, а также химического состава породообразующих минералов, в частности роговой обманки (табл. 1, 2 и 3); 2) эволюцией или дифференциацией магматического расплава во времени. При формировании Тастысайской интрузии, возможно, имели место оба фактора. Анализ фактического материала, в частности частое чередование различных пород даже в пределах разреза одной скважины глубиной менее 70 м, позволяет нам отдать предпочтение первому фактору.

Кристаллизация пород Тастысайской интрузии в целом происходила при сравнительно узком интервале температур — от 1350 до 1400° и при давлении водяного пара до 5 кбар (рис. 4). Специфичностью физико-химических условий кристаллизации можно объяснить своеобразие минерального состава пород, слагающих интрузию, в частности присутствие в них вместо пироксенов и оливина роговой обманки и биотита.

В соответствии с изложенным Тастысайскую интрузию можно отнести к группе кольцевых структур, сложенных плутоническими порода-

ми, лишенных комагматических вулканитов (Перекалина, 1973); по Ю. А. Кузнецову (1964) — к габбро-гранитовой формации центральных интрузий устойчивых областей. Сходные структуры и механизм их образования описаны в отечественной литературе (Авдеев, 1965; Свешникова, 1968; Невский, 1971, 1973, и др.). Возникновение ее обусловлено воздействием глыбовых вертикальных перемещений. Образование кольцевых конических разломов связывается с локальными радиальными дислокациями в процессе формирования кольцевых магматических комплексов (Невский, 1973). Для Тастысайской интрузии в целом остается справедливым принцип Кюри-Шафранского: кольцевые структуры обладают симметрией конуса или приближаются к ней (Перекалина, 1973).

Ащисайский гранитный массив расположен в средней части Талдыкского горстантиклинория, на водоразделе рек Олыталдык и Ащисай в их верхнем течении. Он вытянут в широтном направлении, вкрест простирания складчатых структур. Размеры его по длинной оси 22—23 км, по короткой 8—9 км. С докембрийскими кристаллическими породами гранитоиды имеют рвущие контакты.

Массив сложен преимущественно биотитовыми лейкократовыми гранитами, реже роговообманково-биотитовыми гранитами, аляскитами, гранодиоритами. Последние образуют небольшие тела неправильной формы с максимальными размерами 0,8×1,0 км. В юго-восточной части массива отмечаются диориты и гранодиориты, образующие пояс шириной от 0,5—0,8 до 5 км. Для этих пород характерны четкие полосчатые текстуры с падением под углом 65—75° к центру массива. Между диоритами и гранодиоритами отмечаются интрузивные контакты с небольшими по мощности зонами гибридных пород. Контакты гранодиоритов с биотитовыми гранитами в большинстве случаев четкие, интрузивные, реже тектонические. В пределах массива выявлен ряд небольших (не более 3×4 км) куполовидных структур, которые подчеркиваются телами аляскитов кольцевой или полукольцевой формы. Центральные части таких структур сложены биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гранитами и гранодиоритами с тонкоплитчатой отдельностью, обычно с периклинальным падением под углом 10—15° в центральных и до 30—40° в краевых частях.

Анализ качественной и количественной интерпретаций результатов магнитных и гравиметрических съемок показывает постепенное погружение кровли Ащисайского массива в северо-восточном и юго-западном направлениях, что доказывается также геологическими наблюдениями.

Биотитовые граниты и аляскиты слабо различаются по характеру магнитного и гравитационного поля. Значения магнитной восприимчивости для них колеблются от 0 до 330·10<sup>-6</sup> ед. СГС, плотности — от 2,39 до 2,62 г/см<sup>3</sup>. При этом аляскиты характеризуются меньшими средними значениями магнитной восприимчивости и плотности. Гранодиориты и диориты резко отличаются более высокими магнитными свойствами и характером гравитационного поля. Средние значения плотности для них 2,75—2,87 г/см<sup>3</sup>.

Диориты и гранодиориты по петрофизическим свойствам, геохимической специализации, особенностям химического и минерального состава практически тождественны ранее рассмотренным. Химический состав (см. табл. 4) роговой обманки также сопоставим с химическим составом роговых обманок из сходных пород Тастысайской интрузии.

Таблица 4

## Химический состав гранитоидов Ачисайского массива, вес. %

№ п. п.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	П. п. п.	Сумма
1*	73,39	0,25	14,18	0,68	1,31	0,03	0,51	0,91	3,80	3,80	0,11	0,01	0,79	99,64
2	73,60	0,21	13,44	0,57	0,68	0,03	0,42	1,44	3,57	3,90	0,08	0,13	1,34	99,41
3	71,25	0,27	14,00	0,83	1,87	0,05	0,46	1,49	3,60	3,52	0,13	0,17	1,74	99,38
4	72,08	0,31	14,11	0,81	1,72	0,05	0,70	1,70	3,75	3,40	0,12	0,10	0,78	99,62
5	73,33	0,15	13,14	0,76	0,50	0,02	0,18	0,76	3,25	4,40	0,03	—	0,21	99,73
6	72,89	0,35	14,43	1,80	0,45	0,04	0,47	1,72	3,56	3,50	0,07	—	0,51	99,76
7	70,51	0,44	15,22	2,30	0,54	0,04	0,61	2,06	3,62	3,00	0,10	—	1,01	99,45
8	63,37	0,40	20,31	2,10	0,31	0,02	0,75	0,59	4,80	5,55	0,08	—	1,66	99,94
9	72,01	0,34	14,43	2,27	0,43	0,06	0,57	2,00	5,50	3,10	0,09	—	0,92	99,92
10	75,98	0,36	14,14	0,88	0,41	0,02	0,37	0,14	2,95	3,36	0,05	—	1,21	99,87
11	63,09	0,43	20,30	1,95	0,27	0,02	0,65	0,59	4,90	5,70	0,08	—	1,81	99,79
12	63,13	0,35	18,94	3,39	0,31	0,02	0,57	1,21	4,36	5,60	0,10	—	1,99	100,06
13	75,24	0,29	14,18	1,52	0,34	0,06	0,37	0,73	3,10	3,40	0,05	—	1,00	100,28
14	73,97	0,29	14,18	1,52	0,32	0,03	0,47	1,27	3,30	3,80	0,06	—	0,76	99,97
15	74,29	0,36	14,71	1,16	0,31	0,01	0,37	0,54	4,10	3,00	0,07	—	1,26	100,11
16	73,63	0,40	14,53	1,60	0,41	0,01	0,35	0,56	3,80	3,00	0,07	—	1,20	99,56
17	71,17	0,60	15,96	2,44	0,57	0,03	0,49	0,48	2,90	3,54	0,10	—	2,17	100,45
18	72,92	0,36	14,57	1,90	0,97	0,01	0,49	0,54	3,46	3,50	0,15	—	1,54	100,41
19	65,42	0,48	18,15	2,38	1,13	0,04	0,61	1,13	5,48	2,76	0,25	—	1,94	99,77
20	71,80	0,27	14,57	1,26	1,54	0,05	0,63	2,18	3,55	3,20	0,15	0,01	0,04	99,35
21	72,52	0,36	14,25	1,33	1,17	0,03	0,49	1,45	3,30	3,56	0,11	—	1,20	99,77

Окончание табл. 4

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п. п.	a	c	v	S	a'	f'	m'	n	φ	t	Q	a/c
1	13,2	1,1	5,4	80,3	53,7	31,7	14,6	60,4	9,5	0,3	+33,1	12,0
2	13,2	1,7	2,8	82,3	34,1	41,5	24,4	58,4	17,1	0,2	+36,5	8,0
3	12,8	1,8	5,3	80,1	38,0	48,1	13,9	61,1	14,0	0,3	+38,1	7,0
4	12,9	2,0	5,0	80,1	30,7	46,7	22,6	62,7	13,3	0,3	+32,4	64,5
5	13,0	0,9	3,3	82,8	58,8	31,4	9,8	52,8	17,6	0,2	+38,7	14,4
6	12,4	2,0	4,9	80,7	45,9	39,2	14,9	60,6	29,8	0,4	+34,6	62,0
7	12,1	2,5	6,3	79,1	46,8	37,2	16,0	64,4	30,0	0,4	+31,5	4,8
8	18,1	0,7	10,3	70,9	68,6	19,6	11,8	56,8	17,0	0,5	+4,3	26,0
9	11,9	2,4	5,4	80,3	39,5	43,2	17,3	62,9	34,6	0,3	+34,4	5,0
10	10,6	0,2	8,4	80,8	79,6	13,6	6,8	57,2	9,1	0,4	+40,2	58,0
11	18,8	0,7	9,5	71,0	68,6	20,0	11,4	56,4	17,1	0,5	+3,7	26,9
12	17,6	1,4	8,9	72,1	54,2	35,1	10,7	54,3	32,8	0,5	+7,6	12,6
13	11,1	0,9	7,1	80,9	72,1	19,8	8,1	58,1	16,2	0,3	+38,7	12,3
14	12,2	1,4	5,3	81,1	59,3	27,1	13,6	57,0	22,2	0,3	+36,4	8,7
15	12,7	0,7	6,2	80,4	72,3	18,3	9,4	67,3	14,4	0,4	+34,7	18,1
16	12,1	0,7	7,2	80,0	70,3	21,6	8,1	65,6	25,6	0,4	+35,1	17,3
17	10,9	0,6	11,4	77,1	71,2	22,0	6,8	55,6	24,6	0,7	+31,8	18,2
18	12,0	0,6	8,5	78,9	61,8	29,0	9,2	60,0	18,3	0,4	+33,2	20,0
19	15,9	1,3	9,3	73,5	32,4	56,8	10,8	75,1	21,6	0,5	+13,9	12,2
20	12,1	2,6	5,2	80,1	33,4	47,4	19,2	62,6	19,2	0,4	+33,4	4,5
21	12,0	1,7	5,9	80,4	51,1	35,6	13,3	58,6	17,8	0,4	+35,1	7,1

\* 1 — биотитовый гранит, порфировидный; 2, 3 — грейзенизированный гранит; 4 — биотитовый гранит катаклазированный; 5 — гранит-аплит; 6, 7, 9, 20 — биотитовый гранит; 8, 10, 15, 16 — аляскит; 11, 12 — грейзенизированный аляскит, выщелоченный; 13 — аляскитовый гранит; 14 — биотитовый лейкократовый гранит; 17, 18 — грейзенизированный гранит с флюоритом; 19 — аляскит катаклазированный; 21 — биотитовый гранит, окварцованный.

Геохимические особенности различных гранитоидов, %

Порода	Молибден	Вольфрам	Висмут	Серебро	Прочие элементы
Биотитовый гранит . . . . .	0,00224	0,0025	0,00017	0,00023	Олово до 0,003; свинец до 0,01; ниобий до 0,003; бериллий до 0,001
То же измененный . . . . .	0,00391	0,0764	0,00235	0,00097	Олово до 0,001; кобальт до 0,015; свинец до 0,02; ниобий до 0,008
Аляскит . . . . .	0,0166	0,01936	0,0025	0,00075	
То же слабо измененный . . . . .	0,0012	0,045	0,0008	0,00012	Свинец до 0,010; ниобий до 0,003; бериллий до 0,001
То же с флюоритом . . . . .	0,00077	0,020	0,00033	0,00017	Олово до 0,002; ниобий до 0,003; бериллий до 0,001
Аляскит интесивно окварцованный . . . . .	0,0055	0,1083	0,00303	0,0027	Олово до 0,005; свинец до 0,015
Аляскит катаклазированный . . . . .	0,0002	0,015	0,0001	0,00001	—

Биотитовые граниты под микроскопом имеют гранитную, реже призматическисзернистую структуру. Плагноклаз (45—60%) образует лейстовидные и таблитчатой формы кристаллы размером от 0,3—0,9 до 3,5—4,5 мм в длину в порфиroidных разностях. По составу — олигоклаз № 12—22. Двойники простые, полисинтетические и зональные, с более кислым ядром — до альбита. Замещается серицитом, мусковитом и микроклином, реже эпидотом. Для микроклин-микрпертита (20—30%) характерны более ксеноморфные зерна, нередко с мирмекитами в пограничной области с плагноклазом. Зерна кварца (18—25%) всегда ксеноморфные, с зубчатыми ограничениями. Содержание биотита колеблется от 3—6 до 8%; размер пластинок — от 0,6—1,5 до 2,5—3,0 мм в порфиroidных разностях. Плеохроизм: Ng — темно-коричневый; Np — светло-коричневый. Замещается пеннином, реже эпидотом, титаномагнетитом. Значительно реже биотита и в довольно ограниченном количестве — до 1,0—1,5%, встречаются призматические зерна роговой обманки (типа баркевикита) с плеохроизмом: Ng — коричневатогусто-зеленый; Np — светло-коричневый с зеленоватым оттенком. Замещается биотитом или хлоритом в совокупности с титаномагнетитом и эпидотом. Из аксессуариев наиболее характерны сфен, образующий крупные (до 0,3—0,35 мм в поперечнике) конвертики, а также циркон, апатит, титаномагнетит и рутил (сагенит).

Аляскиты чаще всего с отчетливым порфиroidным обликом, реже массивные; структура гранитная. По химизму и минеральному составу они практически неотличимы от аляскитов жильной фации Тастысайской интрузии. В них содержится примерно равное количество плагноклаза и микроклина, 18—25% кварца, 1—2% биотита и до 0,5—1,0% аксессуариев (сфен, апатит, циркон, рутил, титаномагнетит, пирит и значительно реже — молибденит).

Спектральным анализом в диоритах и гранодиоритах Тастысайской и Ащисайской интрузий установлены сходные микрокомпоненты в равных концентрациях: свинец 0,0007—0,0035; медь 0,0025—0,025; кобальт 0,001—0,04; никель 0,0003—0,004, в единичных случаях — до 0,1; молибден 0,0001—0,0012%. По распределению микрокомпонентов жильные граниты Тастысайской интрузии сходны с ащисайскими. В грейзенизированных и окварцованных разностях установлен одинаковый набор аксессуариев, включая и флюорит, весьма характерный для аналогичных пород Ащисайского массива; спектральным анализом в этих породах устанавливаются молибден (до 0,007%) и вольфрам (до 0,03—0,07%).

С пневматолито-гидротермальной стадией становления гранитов и аляскитов Ащисайского массива связываются промышленные концентрации молибдена и вольфрама (табл. 5).

Максимальные содержания их устанавливаются в биотитовых гранитах и аляскитах, подвергнутых гидротермальной проработке. Минеральные формы молибдена — молибденит; вольфрама — шеелит; висмута — базовисмутит; свинца — галенит; олова — касситерит.

Обобщая вышеизложенное, приходим к выводу о сопоставимости в отношении редкометальной специализации гранитов жильной фации Тастысайской интрузии и гранитов Ащисайского массива с гранитами Борлинского массива.

Абсолютный возраст пород перечисленных интрузий, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории Уральского территориального геологического управления А. П. Гревцовой, колеблется в следующих

пределах: биотит-роговообманковый кварцевый диорит из центральной части Тастысайской интрузии  $452 \pm 2$  млн. лет; аляскит из юго-западной части Ащисайского массива —  $353 \pm 2$  млн. лет; более поздний микроклин из пегматитовой жилы Тулепсайского поля  $353—366$  млн. лет. Сходные значения получены для биотитовых и аляскитовых гранитов Ащисайского массива В. Б. Лекухом и О. С. Карагодиным:  $361 \pm 18$  млн. лет и  $362 \pm 11$  млн. лет.

Таким образом, результаты проведенных петрологических, минералогических, геохимических и радиологических исследований позволяют наметить два тектоно-магматических этапа в формировании Тастысайской интрузии, Борлинского и Ащисайского массивов, значительно разорванных во времени: 1) каледонский — образование габбро, диоритов, гранодиоритов, плагногранитов; 2) герцинский — образование биотитовых гранитов и аляскитов с однозначной редкометальной специализацией.

## Литература

- Авдеев А. А. О кольцевых структурах магматических комплексов. — Сов. геология, 1965, № 10.  
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.  
Невский В. А. Кольцевые структуры и некоторые данные о механизме их формирования. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 5.



- Невский В. А. Кольцевые разрывы и их роль в процессе формирования эндогенных месторождений. — Геология рудных месторождений, 1973, т. 15, № 5.
- Перекалина Т. В. О роли кольцевых форм в строении земной коры. — Вестн. ЛГУ, 1973, вып. № 2, № 12.
- Свешникова Е. В. Структурные особенности магматических комплексов центрального типа, связанных с кольцевыми разломами. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 10.
- Bowen N. L. System diopside — anorthite — albite. — Amer. J. Sci., 4 ser., 1915, vol. 40.
- Yoder H. S. Diopside — anorthite — water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. — Ann. Rep. Director Geophysical Laboratory, Carnegie Institution Year Book, 1965, N 64.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Д. С. Штейнберг. О классификации гранитоидов и гранитов . . . . .	3
А. А. Абдулин, Н. Д. Знаменский, В. Д. Старков, А. И. Русин, А. Т. Тельгузинов. Гранитоиды Мугоджар . . . . .	11
А. И. Грабежев. Поведение фтора при становлении рудоносных гранитоидных массивов Восточно-Уральского поднятия . . . . .	26
В. В. Холоднов, В. Д. Старков, А. А. Краснобаев, Н. Д. Знаменский, Л. Г. Логинова. Редкоземельные элементы в акцессорных апатитах как индикаторы формационной принадлежности гранитоидов Урала . . . . .	35
В. А. Чашухина. Акцессорные минералы гранитоидов Мурзинско-Адуйского плутона . . . . .	51
В. Г. Вигорова, Н. А. Ярош. Элементы семейства железа в гранитоидах Приполярного Урала . . . . .	59
Г. Б. Ферштатер. Биотиты и роговые обманки из гранитоидов Урала . . . . .	64
Л. В. Малахова. Породообразующие минералы гранитоидов габбро-гранитных серий (Средний Урал) . . . . .	83
И. А. Смирнова, В. Л. Черкасов, А. М. Ченцов. Опыт корреляции интрузивных пород Орского Зауралья по кали-натровым полевым шпатам . . . . .	100
Л. В. Анфимов, Н. Д. Знаменский, В. Д. Старков. Связь плотности кварца из некоторых гранитоидов Урала с глубиной их формирования . . . . .	109
В. М. Бирюков. Петрологические и геохимические особенности дискордантных интрузий Южных Мугоджар . . . . .	113

УДК 552.321.1 (470.5)

**О классификации гранитоидов и гранитов.** Штейнберг Д. С. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

В статье рассматриваются вопросы количественной химико-минералогической классификации гранитов и гранитоидов на основе сопоставления их с экспериментально изученными котектиками в системе анортит — альбит — ортоклаз — кремнезем. Предлагается схема границ между гранитами, адамеллитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и их эффузивными аналогами в координатах нормативный кварц — анортитовое число и анортит — альбит — ортоклаз. Предлагается также подразделение гранитов по соотношению калия и натрия, калиевого полевого шпата и плагиоклаза на нормальные плагиограниты с различным номером плагиоклаза от олигоклаза до лабрадора и щелочные.

Иллюстраций 5. Библиогр. 3 назв.

УДК 552.321.1 (570.4)

**Гранитоиды Мугоджар.** Абдулин А. А., Знаменский Н. Д., Старков В. Д., Русин А. И., Тельгузиев А. Т. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

Приводится геологоструктурная позиция, петрологическая характеристика и возраст докембрийских и палеозойских гранитоидных комплексов Мугоджар, массивы которых локализуются в трех структурно-фациальных зонах.

Библиогр. 38 назв.

УДК 550.42 : 546.16 + 552.321 (470.5)

**Поведение фтора при становлении рудоносных гранитоидных массивов Восточно-Уральского поднятия.** Грабежев А. И. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

Условия концентрации фтора в постмагматическом растворе, отделяющемся от гранитоидов, определяются многими факторами. Наиболее общее и принципиальное значение имеет высокое содержание кремнезема и низкое щелочноземельных элементов в материнском расплаве. В гранитоидах повышенной основности тоналит-гранодиоритового формационного типа, с которыми ассоциируют золоторудные месторождения, фтор крайне слабо концентрируется в растворе, только в специфических благоприятных условиях (Березовское, Благодатное месторождение). Для гранитных магм намечается прямо пропорциональная связь фтороносности гранитов и месторождений. Глубины становления рудоносных массивов не играют решающей роли в фтороносности месторождений.

Таблиц 4. Иллюстраций 1. Библиогр. 12 назв.

УДК 550.42 : 553.641 : 552.321.1 (470.5)

**Редкоземельные элементы в акцессорных апатитах как индикаторы формационной принадлежности гранитоидов Урала.** Холоднов В. В., Старков В. Д., Краснобаев А. А., Знаменский Н. Д., Логинова Л. Г. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

Апатиты из двух основных ассоциаций гранитоидов Урала (глубинных плутонических и гипабиссальных вулканических) обнаруживают принципиальные различия как по содержаниям, так и по соотношению РЗЭ. Первые характеризуются комплексными составами  $\Sigma Ce/\Sigma Y = 0,29 - 2,83$  в апатитах гранитного и  $\Sigma Ce/\Sigma Y = 0,27 - 3,30$  в апатитах плагиогранитного формационных типов и сравнительно низкими содержаниями  $\Sigma TR_2O_3$ , тогда как вторые значительными концентрациями цериевых РЗЭ —  $\Sigma Ce/\Sigma Y = 3,8 - 9,8$  в апатитах габбро-гранитного;  $3,15 - 15,3$  в апатитах тоналит-гранодиоритового и  $3,5 - 18,2$  в апатитах адамеллит-гранитного формационных типов и более высокими содержаниями  $\Sigma TR_2O_3$ . Показана зависи-

мость состава и содержаний РЗЭ апатитов от валового состава пород и условий образования гранитоидов различных формационно-фациальных типов.

Таблиц 1. Иллюстраций 10. Библиогр. 25 назв.

УДК 552.321 : 549 (470.5)

**Акцессорные минералы гранитоидов Мурзинско-Адуйского плутона.** Чашухина В. А. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

В статье изложены результаты изучения акцессорных минералов Адуйского, Шамейского, Зенковского, Каменского и Курманского массивов. Показано, что типоморфные ассоциации акцессориев являются существенным дополнительным критерием при расчленении гранитоидов. Характерным является как видовой состав акцессориев, так и вариации в содержании отдельных акцессорных минералов. Различия гранитоидов, выявленное по ассоциациям акцессорных минералов, проявляется и в колебаниях отдельных минералов, например, граната и апатита.

Таблиц 3. Иллюстраций 2. Библиогр. 13 назв.

УДК 546.72.552.321.1 (470.5)

**Элементы семейства железа в гранитоидах Приполярного Урала.** Вигорова В. Г., Ярош Н. А. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

В статье изложены результаты изучения методом количественного спектрального анализа распределения элементов-примесей семейства железа в гранитоидах Приполярного Урала. Установлено, что по содержанию этих элементов гранитоиды относятся к сиалическому ряду, за исключением Народинского и Парнуковского массивов, являющихся, по-видимому, дифференциатами основных магм.

Основными концентраторами изучаемых элементов являются акцессорные минералы железа и титана: ильменит, магнетит, сфен; из породообразующих минералов — биотит. Особенностью гранитоидов Приполярного Урала является то, что минералами-носителями хрома в них являются полевые шпаты.

Таблиц 1. Иллюстраций 1. Библиогр. 18 назв.

УДК (549.623.54 + 549.643.25) : 552.321.1 (470.5)

**Биотиты и роговые обманки из гранитоидов Урала.** Ферштатер Г. Б. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

Рассмотрены составы биотитов и роговых обманок из различных гранитоидов, относящихся к четырем главным формационным типам: габбро-гранитному, тоналит-гранодиоритовому, адамеллит-гранитному и гранитному. Показано, что составы минералов в гранитоидах являются чувствительными индикаторами условий формирования пород. Закономерности распределения некоторых компонентов (титана, натрия, марганца) между фермическими силикатами и другими минералами гранитоидов — магнетитом, полевым шпатом — показывают, что наблюдаемый состав биотита и роговой обманки отвечает постмагматической стадии и фиксирует, таким образом, условия постмагматического преобразования пород — температуру и скорость охлаждения. Эти условия различны для больших и малых глубин, чем и обусловлена специфика составов и минералов в рассмотренных разнофациальных гранитоидах Урала.

Таблиц 5. Иллюстраций 4. Библиогр. 24 назв.

УДК 552.321.1 : 549 (470.5)

**Породообразующие минералы гранитоидов габбро-гранитных серий (Средний Урал).** Малахова Л. В. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

В статье дано описание главных породообразующих минералов — плагиоклазов, калиевых полевых шпатов и роговых обманок из магматических образований габбро-плагиогранитной и тоналит-гранодиоритовой формаций Среднего Урала на примере Тагильского, Верхне-Лобвинского и Барашинского массивов. Рассматриваются оптические свойства, химиче-

ский состав отдельных минералов и типоморфные признаки, позволяющие различать породы близкого химического состава разных формаций и сопоставлять друг с другом породы одной формации. Все это способствует расширению познаний в области формационного анализа и условий кристаллизации магматических расплавов, а также тех преобразований, которым подвергаются уже закристаллизовавшиеся породы в последующую историю существования.

Таблиц 5. Иллюстраций 11. Библиогр. 12 назв.

УДК 549.651 : 552.31 (470.56)

**Опыт корреляции интрузивных пород Орского Зауралья по кали-натровым полевым шпатам.** Смирнова И. А., Черкасов В. Л., Ченцов А. М. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

В статье излагаются результаты оптического изучения щелочных полевых шпатов в интрузивных породах Орского Зауралья. На основании применения упрощенного варианта метода А. С. Марфунина произведено расчленение интрузивных пород на три возрастные группы: средне-верхнедевонскую, нижнекаменноугольную и верхнепалеозойскую (?). Выделяются и кратко описываются четыре типа кали-натровых полевых шпатов, развитых в районе. На основании применения статистического анализа подтверждена достоверность выделения трех групп интрузивных пород.

Таблиц 2. Иллюстраций 2. Библиогр. 5 назв.

УДК 549.5 : 552.321.1 (470.5)

**Связь плотности кварца из некоторых гранитоидов Урала с глубиной их формирования.** Анфимов Л. В., Знаменский Н. Д., Старков В. Д. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

Приводятся результаты исследования плотности кварца из гранитоидов Урала, различающихся по глубине становления и возрасту. Предлагается использовать средние арифметические значения и моду распределения плотности, а также коэффициенты асимметрии и эксцесса гистограмм для корреляции кварца из гранитоидов различной глубинности.

Иллюстраций 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 552.311/312 (574)

**Петрологические и геохимические особенности дискордантных интрузий Южных Мугоджар.** Бирюков В. М. «Вопросы петрологии и геохимии гранитоидов Урала». Свердловск, 1975.

В статье рассматриваются вопросы геологоструктурной позиции дискордантных интрузий Южных Мугоджар, петрологическая и геохимическая характеристика слагающих интрузий пород, их минеральный и химический состав. Приводятся петрографические и химические характеристики породообразующих минералов. На основании изученного материала охарактеризованы условия образования интрузий и взаимоотношения пород.

Таблиц 5. Иллюстраций 4. Библиогр. 8 назв.

**ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ  
И ГЕОХИМИИ ГРАНИТОИДОВ  
УРАЛА**

Труды Института геологии и геохимии  
УНЦ АН СССР, вып. 122

*Утверждено к печати  
Редакционно-издательским советом  
Уральского научного центра АН СССР*

Редактор В. Е. Кашкова  
Техн. редактор А. С. Асс  
Корректор Г. Н. Лебаченко

РИСО УНЦ № 683—34(75). Сдано в набор 23/11 1975 г. НС 15234. Пожелано к печати 29/11 1975 г.  
Формат 79×102/16. Тираж 800. Усл.-печ. л. 11,55. Уч.-изд. л. 11,19. Заказ 181. Цена 1 р. 25 к.

Типография изд-ва «Уральский рабочий», г. Свердловск, пр. Ленина, 49.

РИСО УНЦ АН СССР, Свердловск, К-49, Первомайская, 91.

1 р. 20 к.