

В.В.ЛЯХОВИЧ

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГОРНЫХ ПОРОД



В. В. Ляхович

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Допущено Министерством
высшего и среднего специаль-
ного образования СССР
в качестве учебного посо-
бия для студентов геологи-
ческих специальностей
вузов



«НЕДРА»
МОСКВА 1979



2859

Ляхович В. В. Акцессорные минералы горных пород. Учебное пособие. М., «Недра», 1979. 296 с.

В книге изложена методика выделения акцессорных минералов. Охарактеризованы особенности формы, состава и содержания минералов рудных и редких элементов в различных типах изверженных, эффузивных и осадочно-метаморфических пород. Показана возможность использования отдельных признаков акцессорных минералов при выяснении генезиса пород и выявлении степени проявления их рудогенерирующей способности.

Книга является учебным пособием для студентов геологических факультетов вузов, а также будет полезна специалистам по петрологии, минералогии и рудоносности изверженных пород.

Табл. 37, ил. 35, список лит. — 50 назв.

Рецензенты: кафедра петрографии Московского государственного университета, А. И. Гинзбург

Л $\frac{20805-019}{043(01)-79}$ 5-79 1904020000

© Издательство «Недра», 1979

ИБ № 1109

ВАЛЕРИЙ ВЛАДИМИРОВИЧ ЛЯХОВИЧ

Акцессорные минералы горных пород

Редактор издательства А. М. Антокольская

Переплет художника К. В. Голикова

Художественный редактор В. В. Евдокимов

Технические редакторы: О. Н. Ласточкина, Б. А. Илясова

Корректор Е. И. Микрякова

Сдано в набор 02.06.78. Подписано в печать 19.12.78. Т-22156
Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая
Печ. л. 18,05 Уч.-изд. л. 20,46 Тираж 2800 экз. Заказ 981/6927-14. Цена 85 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 6 Ленинградского производственного объединения «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
193144, Ленинград, С-144, ул. Моисеенко, 10

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия получил сравнительно широкое распространение ряд принципиально новых направлений в изучении горных пород. Среди них особое место занимает изучение аксессуарных минералов.

Возникновение и развитие этих новых направлений не случайно. Сильно возросшая за последние десятилетия дифференциация наших знаний в области геологии позволяет считать, что решение многих проблем, связанных с происхождением пород и рудных месторождений, станет более успешным только в том случае, если оно будет основываться на выводах ряда смежных дисциплин: петрографии, минералогии, геохимии, кристаллохимии и др. Поэтому естественно, что на смену описательной петрографии пришли петрология, изучающая причины и законы возникновения пород, кристаллохимия, выясняющая законы внутреннего строения вещества и особенности парагенеза атомов и ионов в минералах, геохимия, вскрывающая особенности распределения и концентрации элементов, в том числе и редких, в породах и минералах.

Иные цели и задачи современной петрологии определили и новые методы, применяемые ею при изучении горных пород и слагающих их минералов. Спектральный, рентгеновский, рентгено-структурный, термический, изотопный, магнитометрический, люминесцентный, радиометрический методы и метод тяжелых фракций широко используются в современной петрологии.

Как в петрологии, так и в области других геологических дисциплин современная аналитическая техника способна показать весьма тонкие различия минерального и химического составов исследуемых пород. Эти данные, сведенные воедино, дают более полное и совершенное представление об изучаемых породах. Поэтому не удивительно, что последние десятилетия в области геологии характеризуются все более усиленным изучением мельчайших составных частей горных пород, на которые раньше обращалось очень мало внимания. Это относится к изучению спор и пыльцы, а также тяжелых минералов и микроэлементов в осадочных породах, позволившему решить ряд вопросов, связанных с расчленением и корреляцией немых толщ, выяснением генезиса почв, областей питания и путей миграции кластического материала, установлением периодичности и эволюции процессов осадконакопления и т. п.

В изверженных и метаморфических породах усиленному изучению подвергаются редкие элементы и аксессуарные минералы,

газово-жидкие включения и изотопы, что позволило в ряде случаев по-новому подойти к решению очень важных проблем петрогенезиса и рудообразования.

Среди этих новых методов, проникающих в практику петрографических исследований, особое место занимает метод «искусственных шлихов» или, как его еще называют, «метод тяжелых фракций». Он позволяет выделять из изверженных пород концентраты очень редких, содержащихся в сотых и тысячных долях процента, минералов. Последние в силу своей крайне незначительной распространенности получили название аксессуарных.

Что же такое аксессуарные минералы? Ранее, со времен А. Холмса, под аксессуарными подразумевали такие минералы, которые встречаются в породе в столь незначительных количествах, что их присутствие или отсутствие не влияет на определение типа породы. Позднее Дж. Рид и вслед за ним и И. А. Преображенский отнесли к аксессуарным такие минералы, которые благодаря своему незначительному содержанию в породе могут быть изучены скорее с помощью методов концентрации, нежели в шлифах.

Последующие определения в большей мере учитывают уже не столько особенности содержания аксессуарных минералов, сколько своеобразие их химического состава. И. Х. Хамрабаев, например, называет аксессуарными редкие минералы магматической или позднематматической стадий формирования горных пород, образованные малыми элементами или избыточной порцией главных породообразующих элементов. С. Д. Туровский обратил внимание на то, что аксессуарные минералы аккумулируют в себе большую часть аксессуарных химических элементов пород: редких, рассеянных, радиоактивных и летучих. Аналогичного мнения придерживается и Г. Хоппе, отметивший, что в основной группе аксессуарных минералов находится остаток (избыток) имеющихся в породе редких элементов, которые не вошли в виде изоморфной примеси в решетки породообразующих силикатов. О. И. Матковский относит к аксессуарным минералы, содержащие в своем составе аксессуарные химические элементы (ZrO_2 , TiO_2 , TR_2O_3 , P_2O_5 и др.), которые не рассеиваются в решетках главных породообразующих минералов, а при их незначительном количестве в минералообразующей среде становятся насыщающими компонентами и кристаллизуются в виде самостоятельных аксессуарных минералов.

Под аксессуарными минералами следует понимать минералы-концентраторы редких элементов горных пород, так как они образованы ими нацело или концентрируют их в преобладающем по сравнению с породообразующими минералами количестве. Учитывая характерные особенности аксессуарных минералов в породах, а именно весьма незначительные размеры (обычно менее 0,2 мм) и низкие содержания (обычно суммарно менее 0,5%), для их изучения необходимо предварительное применение специальных методов сепарации и обогащения.

Многие годы акцессорные минералы не привлекали внимания исследователей. Однако в последние десятилетия интерес к их изучению значительно повысился. Это пристальное внимание к таким, казалось бы, незначительным составным частям горных пород, какими являются акцессорные минералы, вызвано рядом причин.

Во-первых, при расшифровке сложных процессов петрогенезиса и рудообразования использование обычных химических анализов пород или оптических констант породообразующих минералов не всегда дает однозначные результаты. В то же время большую помощь могут оказать рассеянные в породе редкие элементы и образуемые ими акцессорные минералы. Поэтому важно знать, какие признаки акцессорных минералов могут указывать на особенности генезиса пород или их рудоносности. Действительно, акцессорные минералы весьма разнообразны по видовому составу и содержанию и несут обильную информацию о своеобразии генезиса, условий формирования и последующего преобразования включающих их пород. Кроме того, один и тот же элемент может образовать различные акцессорные минералы (например, фтор — флюорит или топаз; редкие земли — ортит, монацит, ксенотим, бастнезит; титан — сфен, ильменит, рутил и т. п.), тем самым указывая на своеобразие химической обстановки в среде минералообразования. Подобная информация значительно более разнообразна, чем получаемая от породообразующих минералов. Поскольку большая часть акцессорных минералов полностью образована рудными и редкими элементами или концентрирует их в себе в значительной степени, постольку эти минералы могут являться и хорошим индикатором рудоносности интрузивов.

Поэтому ни одно современное исследование горных пород, не использующее результатов изучения содержащихся в них акцессорных минералов, нельзя признать полноценным.

Во-вторых, возросший за последние десятилетия спрос современной промышленности и техники на редкие элементы заставляет искать новые источники сырья, и взор исследователей обращается к горным породам, которые подобно водам океанов являются вмещателем огромного количества редких элементов и в ряде случаев представляют практически неисчерпаемый их источник. Поэтому крайне важно знать средние содержания акцессорных минералов в различных типах пород, выявить отдельные разновидности последних, содержащие повышенные количества минералов редких элементов, а также установить причины, приводящие к появлению промышленно интересных концентраций этих минералов. Говоря об изверженных породах как о возможном источнике редких элементов, необходимо отметить большое значение акцессорных минералов при поисках экзогенных концентраций редкометалльных минералов в корях выветривания и в россыпях.

В-третьих, изучение аксессуарных минералов изверженных пород проливает свет на характер поведения редких элементов и форму их нахождения в процессе становления пород различного генезиса и состава. Широкое распространение в изверженных породах минералов редких элементов, выделившихся в собственно магматическую стадию, показывает, что помимо изоморфного рассеяния для редких элементов может быть характерна и другая форма нахождения — форма минерального концентрирования, т. е. нахождение редких элементов в виде рассеянных в породе микроскопических и субмикроскопических минералов. В связи с этим большой интерес представляет выяснение причин, приводящих к появлению аксессуарных минералов, большая часть которых образована элементами с весьма низкими значениями кларков. При выяснении причин, приводящих к проявлению рудогенерирующей способности кристаллизующейся магмы, с помощью аксессуарных минералов представляется возможность установить зависимости, существующие между содержанием рудного элемента в породообразующем минерале-носителе и содержанием собственного (аксессуарного) минерала этого элемента в породе.

Краткая история исследования

История изучения акцессорных минералов в изверженных породах довольно сложна и сопровождалась большими надеждами и большими разочарованиями в этом методе. Несколько схематизируя, можно выделить три основных периода в этих исследованиях.

В начальный период (1880—1900 гг.), когда основное внимание уделялось описательной стороне петрографии и каждый год описывались новые типы или разновидности изверженных пород, акцессорные минералы не привлекали к себе должного внимания. Одной из самых ранних работ этого периода является, по-видимому, работа Тюраха (1884 г.), отметившего широкое распространение циркона в осадочных и кристаллических породах, и К. Хруцова (1886 г.), показавшего большое значение циркона для установления генезиса пород. Далее следуют работы Дерби (1891 г.), изучавшего монацит и ксенотим в мусковитовых гранитах Бразилии, и Солласа, определившего апатит и циркон в гранитах Ирландии.

В противоположность фрагментальному характеру работ этих лет особое значение приобретало замечание Е. С. Федорова, сделанное им в 1897 г.: «В виде примесей в гранитах разных местностей находится множество самых разнообразных минералов. Можно сказать даже, что никакая другая горная порода не превосходит в этом отношении гранитов...». И несколько позже (1899 г.) он писал: «Особый интерес возбуждает присутствие в породе редких минералов, хотя бы в виде весьма ничтожной примеси...».

В последующий период (1910—1940 гг.) по мере накопления сведений о количественно-минеральном составе изверженных пород, об особенностях состава и оптических свойств породообразующих минералов, химизме пород внимание исследователей вновь обращается к акцессорным минералам. С их помощью пытаются определить форму интрузий или установить связь с последними рудных месторождений. Особенно широко пытаются использовать акцессорные минералы как коррелятивный признак.

К этому времени вполне определенно выясняется, что для изучения акцессорных минералов одних наблюдений в шлифах совершенно недостаточно. Разрабатываются и применяются самые разнообразные варианты для их выделения из массивных пород.

Изучению подвергаются главным образом граниты. Работы ведутся в разных странах: в Англии, Австралии, Франции, Германии, Польше, Финляндии.

Весьма популярной идеей этого времени у зарубежных исследователей является попытка применения акцессорных минералов в целях корреляции — сопоставления — интрузивных тел. Для этого, однако, используется только видовой состав акцессорных минералов, а не особенности их состава или содержания в породе, что, естественно, привело к весьма противоречивым данным.

В Советском Союзе работы этого периода посвящены преимущественно изучению акцессорных минералов в различных типах гранитоидов. К. И. Матвеев изучал, например, граниты Борщовочного хребта, В. П. Казаринов — граниты Таракской интрузии. С. Д. Попов впервые установил, что появление редкоземельных акцессорных минералов в гранитах обусловлено определенным соотношением калия, натрия и кальция. И. А. Преображенский, С. Д. Попов, И. Е. Сморгчов исследовали акцессорные минералы оловоносных гранитов Восточного Забайкалья, а И. А. Островский — Средней Азии. П. И. Спассибко выявил возможность по окатанности циркона судить о природе гнейсов. Б. З. Коленко и П. Н. Червинский установили широкое распространение ортита в кристаллических породах Восточного Забайкалья и Кольского полуострова. А. П. Лебедев описывает первичный эпидот из диоритов Восточной Сибири.

В общем работы этого периода подобно первым исследованиям в области петрографии в значительной мере были чисто описательными. Незначительными были и масштабы работ. Однако, если в 1930—1935 гг. было очень мало известно о распространенности акцессорных минералов (например, ортита, монацита) в гранитах, то после проведенных исследований стало ясно, что они представлены большой и разнообразной в видовом отношении группой минералов. Отсюда естественны попытки сравнивать между собой граниты по содержанию в них акцессорных минералов. Однако отсутствие разработанной единой схемы опробования и последующего обогащения (разнообразная масса проб и различные способы промывки, квартования и последующего подсчета) привело к крайне пестрым и несопоставимым результатам.

Следует, однако, отметить, что в отличие от зарубежных исследователей в Советском Союзе работы по изучению акцессорных минералов имели своей целью не столько выяснить возможность их применения для целей корреляции, сколько установить с их помощью признаки рудоносных интрузий, своеобразие их генезиса и т. п. Для этого использовались и более представительные пробы и более совершенные методы их обработки.

Однако имевшие место неудачи привели к спаду исследований в этой области и скептическому взгляду на возможности использования акцессорных минералов при решении ряда генетических вопросов. И только 10 лет спустя в связи с необходимостью более

обоснованного решения ряда петрографо-геохимических и металлогенических проблем интерес к аксессуарным минералам усиливается вновь и эти исследования, особенно в Советском Союзе, достигают большого размаха.

В период с 1950 по 1970 г. по сравнению с предыдущим как характерную черту исследований следует отметить более совершенную методику, связанную с изучением более представительных проб горных пород, результатом чего явился резко увеличившийся видовой состав аксессуарных минералов. Были открыты, в частности, ранее не отмечавшиеся в гранитоидах или считавшиеся очень редкими минералы урана, тория, редких земель, вольфрама, цинка, тантала, ниобия и др. Характерно при этом, что изучаются аксессуарные минералы не только в гранитоидах, но и в основных и щелочных породах, а также эффузивах и метаморфических породах. Больше внимания уделяется изучению морфологии отдельных аксессуарных минералов и особенностей их состава. Последний усиленно изучается в связи с выяснением распределения отдельных элементов по минералам пород и с определением абсолютного возраста пород свинцовым методом. Возникает предположение о возможности концентрации в породах аксессуарных минералов в отдельных случаях в промышленно интересных количествах. Характерно при этом, что аксессуарные минералы начинают энергично изучаться в странах Азии и Африки: Индии, Японии, Турции, Египте, Индонезии, Заире, Монголии и КНДР.

Из числа проблем, которые пытались разрешить в исследованиях этого периода, можно упомянуть следующие: 1) аксессуарные минералы в породах различных тектоно-магматических эпох или в породах одной эпохи, но разных фаз; 2) аксессуарные минералы отдельных массивов изверженных пород; 3) аксессуарные минералы как признак рудоносности интрузий; 4) аксессуарные минералы как корреляционный признак при расчленении магматических пород; 5) время выделения аксессуарных минералов; 6) особенности состава аксессуарных минералов; 7) характер распределения аксессуарных минералов в пределах отдельных массивов изверженных пород; 8) влияние поздних процессов на состав и содержание аксессуарных минералов в изверженных породах; 9) описание морфологии отдельных аксессуарных минералов.

Среди многочисленных исследований этого периода особо следует упомянуть работы С. Д. Туровского, В. С. Коптева-Дворникова, М. Г. Руб, О. П. Елисеевой, И. Е. Сморгчова, Н. Н. Батыревой, Б. М. Меликсетяна, И. Х. Хамрабаева, Г. Н. Гогель, Р. В. Путаловой, Е. И. Никитиной, А. А. Амшинского, Г. В. Мустафаева и др., выявивших много интересных особенностей в составе, содержании и характере распространения аксессуарных минералов.

Известным итогом работ последнего периода является широкое признание того, что аксессуарные минералы заслуживают такого

же тщательного изучения, как и породообразующие минералы. Очевидным становится и то обстоятельство, что прежде чем использовать акцессорные минералы для корреляции интрузивных тел, выявления в связи с ними оруденения, установления глубины эрозионного среза массивов или иных целей, необходимо выяснить, какое влияние на их форму, окраску, состав и содержание в породе оказывают те многочисленные и своеобразные изменения физико-химических условий, которые обычно сопровождают формирование интрузивных, эффузивных или метаморфических пород. Без знания этого использование акцессорных минералов в перечисленных выше целях крайне затруднено. Известным следствием такой постановки проблемы явился переход к детальному изучению формы и состава акцессорных минералов. Результат работы большого коллектива геологов позволил также установить, что очень многие акцессорные минералы, ранее считавшиеся редкими, постоянно встречаются в породах, но в разных количествах. Отсюда естественно следует заключение о необходимости количественного изучения акцессорных минералов в изверженных породах.

Генезис и время образования

В отличие от породообразующих минералов, представленных исключительно силикатами, большая группа акцессорных минералов образована разнообразными соединениями. В гранитоидах, например, установлено присутствие около 80 акцессорных минералов, представленных окислами, сульфидами, силикатами, фторидами, ниобатами, молибдатами, фосфатами, вольфраматами, самородными элементами и т. п. Особенности содержания, формы, окраски и состава этих минералов отражают как геохимические особенности, так и своеобразие условий формирования магмы, при кристаллизации которой образовались и они, и вмещающая их порода. Однако для подобных заключений необходимо быть уверенным, что образование акцессорного минерала совпадает по времени с формированием включающей его породы.

В настоящее время крайние представления о том, что акцессорные минералы являются или образованиями ранних этапов кристаллизации, или в большинстве своем выделяются в заключительные стадии формирования породы, нередко за счет разложения цветных минералов, не пользуются признанием.

Специальные исследования советских петрографов и минералогов (С. Д. Туровский, В. К. Мониц, О. П. Елисеева, Б. М. Меликсетян) показали, что акцессорные минералы кристаллизуются на протяжении всего процесса формирования изверженной горной породы. При этом выяснено, что многие из них способны выделяться в различные стадии минералообразования, но преобладающая их масса, особенно радиоактивных и редкоземельных мине-

ралов, образуется преимущественно в позднемагматическую стадию формирования массивов изверженных пород.

Для того чтобы получить правильное представление о генезисе акцессорных минералов, следует использовать ряд признаков, однозначно указывающих на время их образования. К числу таких признаков можно отнести следующие.

С о д е р ж а н и е. Известным указанием на время выделения, а следовательно, и генезис акцессорных минералов могут служить особенности распределения их содержаний в породе. Равномерное или закономерно изменяющееся распределение содержаний свидетельствует скорее всего о первичной природе этих минералов, в то время как для минералов, появление которых связано с поздними, наложенными, процессами, характерно неравномерное распределение их содержаний. Выражением последнего является наличие наряду с низкими и очень высоких значений, значительно превышающих среднее содержание того или иного минерала в породе. Подобная неравномерность весьма характерна для пород, измененных постмагматическими процессами: альбитизацией, грейзенизацией или окварцеванием.

Г а з о в о - ж и д к и е в к л ю ч е н и я могут быть также использованы для суждения о времени выделения акцессорных минералов. Определение различных температур гомогенизации газовой-жидких включений в эпидоте указывает, например, на то, что он может выделяться в широком интервале температур. Отсюда становится и более вероятным допущение существования наряду со вторичными и первичных эпидотов. Температура растрескивания газовой-жидких включений в тантало-ниобатах, почти полностью совпадающая с температурами растрескивания включений в альбитах, возможно, свидетельствует об их генетической связи с альбитизацией.

Н а х о ж д е н и е в с в е ж и х и и з м е н е н н ы х п о р о д а х. Сам по себе факт нахождения акцессорных минералов в неизменных и слабо раскристаллизованных породах, таких, как эффузивы, подтверждает возможность существования магматической в широком смысле этого слова генерации ряда акцессорных минералов. Об этом говорят находки в неизменном вулканическом стекле порфиристых кристаллов циркона, ортита и чевкинита, наличие вкрапленников пироклора в андезитовых лавах. В практически неизменной стекловатой, фельзитовой или мелкозернистой основной массе гранит-порфиров, кварцевых порфиров, липаритов и фельзитов обнаружены касситерит, ильменит, циркон, ортит, магнетит, апатит, сфен, назгит, монацит, ураноторит, торит, фергюсонит. Хотя видовой состав акцессорных минералов кислых эффузивов сравнительно разнообразен, но наибольшие их содержания наблюдаются в более раскристаллизованных породах типа гранит-порфиров. Наибольшие количества акцессорных минералов отмечались и в крупнозернистых породах по сравнению с мелкозернистыми. Таким образом, опти-

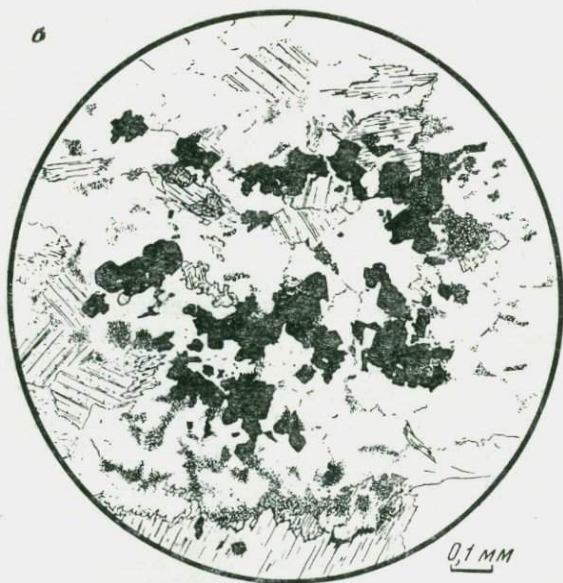
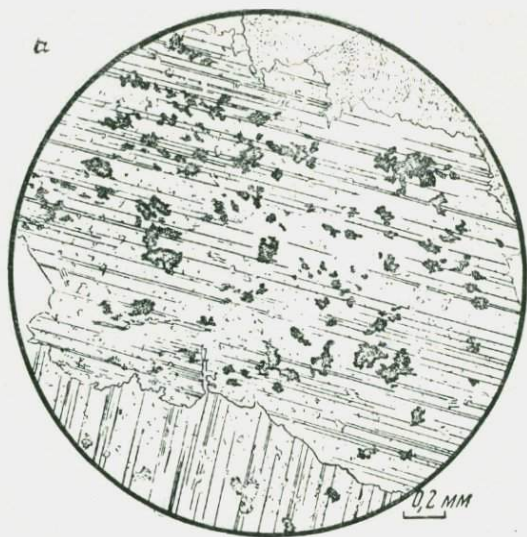
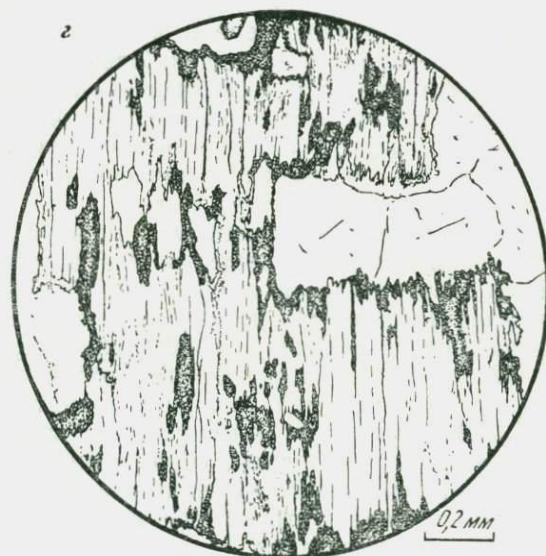
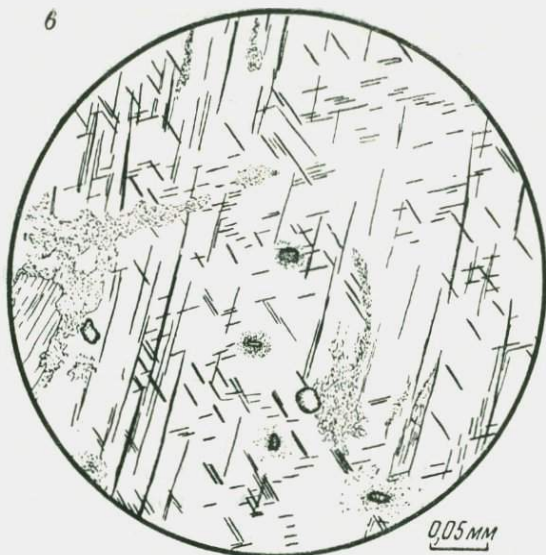


Рис. 1. Время выделения аксессуарных минералов в гранитах.

а — многочисленные выделения эпидота, приуроченные к серицитизированному плагиоклазу. Биотитовый катаклазированный гранит. Эртайгинский массив. Западная Тува; **б** — многочисленные выделения магнетита и эпидота, приуроченные к участкам хлоритизированного биотита и серицитизированного плагиоклаза. Гибридный гранит. Тонгульский массив. Западная Тува; **в** — многочисленные выделения рутила в хлоритизированном биотите; **г** — многочисленные веретеновидные выделения сфена в хлоритизированном биотите. Биотитовый гранит. Талицкий массив. Горный Алтай



мальные условия для массового образования акцессорных минералов наблюдаются в условиях медленного охлаждения, когда концентрации редких элементов по мере кристаллизации породы относительно возрастают. Такие минералы по времени своего выделения будут уже близки к позднемагматическим.

В то же время имеется много примеров, показывающих тесную связь появления ряда минералов с изменением отдельных

породообразующих минералов или всей породы в целом. При хлоритизации биотита обычно образуются вторичные рутил, сфен или магнетит за счет высвобождающихся титана и железа. Серицитизация плагиоклаза сопровождается выделением кальцийсодержащих минералов: эпидота, флюорита, апатита, реже граната или шеелита (рис. 1).

Появление берилла, микролита, амблигонита, топаза в грейзенизированных гранитах указывает на их генетическую связь с постмагматическими растворами. В то же время увеличение в постмагматически измененных гранитах содержания таких минералов, как гранат, апатит, флюорит, касситерит, притрит, встречающихся и в неизмененных гранитах, указывает на появление в них более поздней генерации этих минералов, отличающихся от минералов более ранней генерации особенностями состава или формы.

С о с т а в. Одним из наиболее достоверных признаков, позволяющих выделять различные по времени образования акцессорные минералы, являются особенности их состава. Например, тенденция U и Y накапливаться в конечных дифференциатах в больших количествах по сравнению с Th и Ce позволяет отличать минералы поздних генераций, характеризующихся высоким содержанием иттриевых редких земель и U, от одноименных минералов ранних генераций, содержащих больше Th и цериевых редких земель. И действительно, по сравнению с гранитами в пегматитах наблюдается увеличение содержания иттриевых редких земель и урана в цирконах, гранатах, флюоритах, эпидотах (рис. 2) и, кроме того, тантала — в сфенах и ильменитах, марганца — в гранатах, ильменитах и магнетитах и т. п.

Наиболее распространенные кристаллы циркона магматического генезиса характеризуются выдержанной величиной отношения ZrO_2/HfO_2 , изменяющейся в пределах 35—45. В бурых короткопризматических цирконах поздней генерации содержание гафния увеличивается и величина отношения ZrO_2/HfO_2 снижается до 27—32, приближаясь к таковой цирколитов из пегматитов. В цирконах из альбитизированных гранитов величина отношения ZrO_2/HfO_2 достигает минимальных значений — 13, что значительно отличает цирколиты, образовавшиеся в результате альбитизации, от цирколитов позднемагматического генезиса.

В гранитах обычно присутствуют две генерации монацита. Наиболее ранняя, представленная лимонно-желтыми кристаллами, характеризуется отсутствием или крайне незначительным содержанием иттриевых редких земель. Более поздняя генерация представлена крупными кристаллами бурого монацита, содержащего большее количество иттриевых редких земель, особенно диспрозия. Эта разновидность напоминает по составу бурые монациты пегматитов.

Состав граната биотитовых гранитов довольно постоянен; для него характерны высокие содержания альмандиновой (62%)

и спессартиновой (28%) составляющих. В то же время метасоматические гранаты двуслюдяных гранитов характеризуются значительно более высоким содержанием спессартиновой составляющей (36%) и меньшим — альмандиновой (55%). Гранаты, появление которых связано с ассимиляцией гранитами чуждого материала,

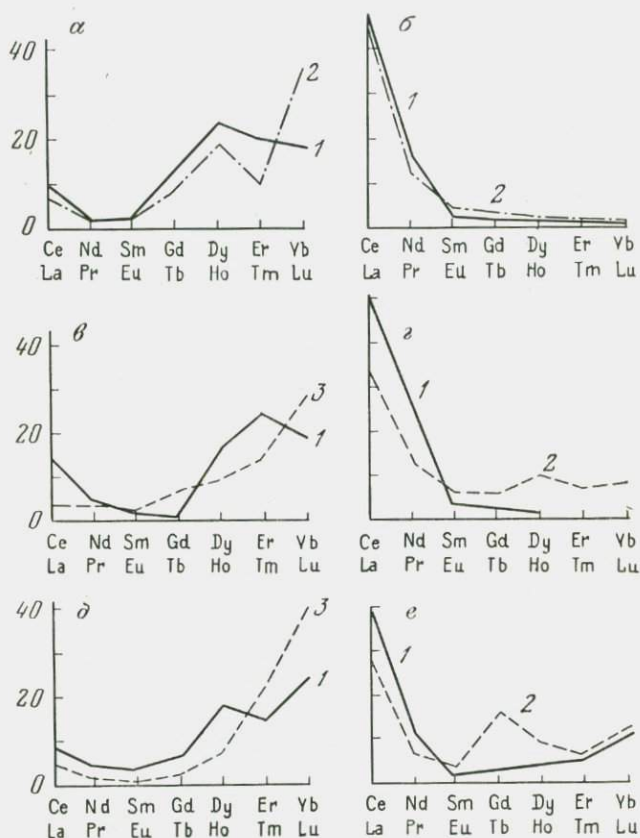


Рис. 2. Состав редких земель в аксессуарных минералах различного генезиса.

a — ксенотим (Урал); *б* — монацит (Урал); *в* — циркон (Горный Алтай); *г* — эпидот (Горный Алтай); *д* — гранат (Горный Алтай); *е* — флюорит (Казахстан).
1 — гранит; 2 — пегматит; 3 — аплит

обычно содержат значительно больше TiO_2 и CaO . Таким образом, по составу граната можно довольно точно судить о его генезисе и, в частности, выделять гранаты магматического происхождения. Кроме того, в отличие от граната из аплитов и пегматитов, обладающих селективно-иттриевым составом редких земель, гранаты из биотитовых гранитов содержат меньше редкоземельных элементов и характеризуются их более комплексным составом.

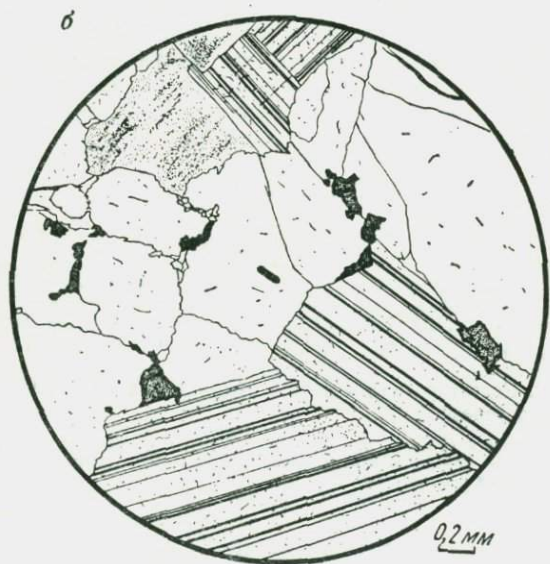
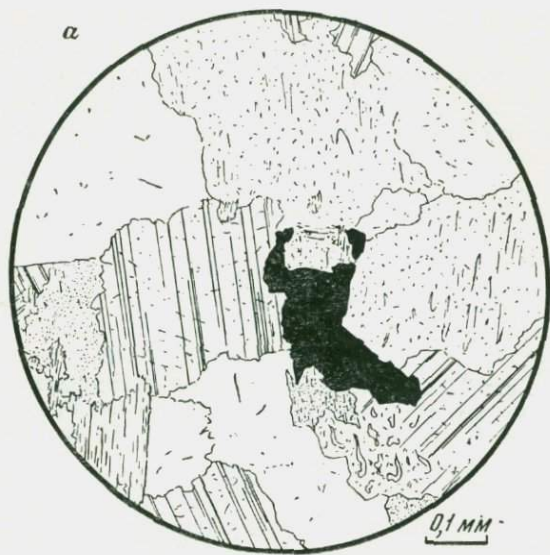
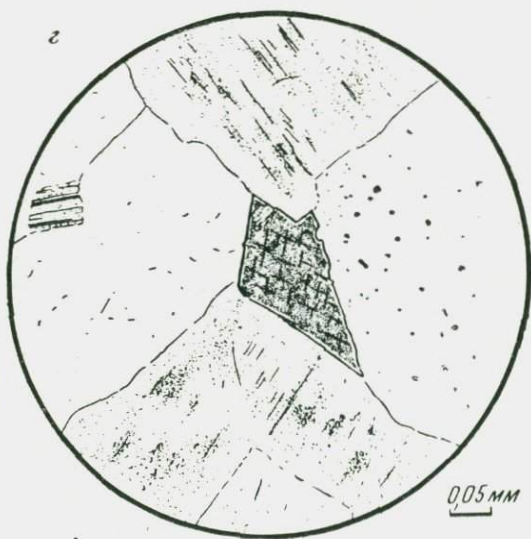
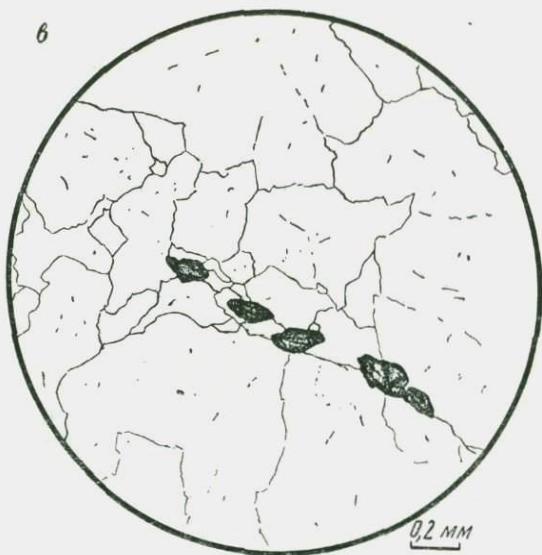


Рис. 3. Время выделения аксессуарных минералов.

a — неправильные интерстициальные выделения магнетита. Гибридный гранит. Тонгульский массив. Западная Тува; *б* — интерстициальные выделения турмалина. Двух-слюдяной гранит. Талицкий массив. Горный Алтай; *в* — цепочкообразное расположение зерен сфена, приуроченных к стыкам зерен кварца. Бiotит-роговообманковый гранит. Карахольский массив. Западная Тува; *г* — интерстициальная форма выделения флюорита в гранитах. Бiotит-роговообманковый гранит. Шмаковский массив. Приморье



Из приведенных данных видно, что сравнение состава аксессуарных минералов играет большую роль при выяснении времени их выделения. Сравнивая состав аксессуарных минералов с составом одноименных минералов рудных тел, можно получить данные о первичной или наложенной их природе. Так, аксессуарные молибдениты и сфалериты из гранитов отличаются меньшим содержанием рения и индия соответственно по сравнению с одноименными минералами рудных тел.

Приуроченность к текстурно-структурным элементам породы. На время выделения акцессорных минералов может указывать их приуроченность к определенным текстурным или структурным элементам породы. Так, в кислых дайках отмечалось ориентированное расположение кристаллов биотита и циркона в тонких слоях течения, что указывает на магматический генезис этих минералов. В Гренландии известны слоистые граниты, формирование слоев в которых объясняется аккумуляцией кристаллов из магмы. Слои, обогащенные биотитом, характеризуются высоким содержанием акцессорных минералов: рудных, сфена, ортита, апатита, циркона.

В то же время приуроченность сфена, апатита, магнетита, турмалина, флюорита к интерстициальным участкам или стыкам зерен породообразующих минералов может свидетельствовать о позднемагматическом времени их образования (рис. 3). Расположение зерен акцессорных минералов в трещинах, пересекающих зерна породообразующих минералов, говорит об их постмагматическом гидротермальном происхождении.

Обычно отмечается увеличение содержания некоторых акцессорных минералов в участках рассланцованных или огнейсованных гранитов. В этом случае наличие деформированных кристаллов указывает на более ранний, додеформационный возраст части акцессорных минералов (рис. 4).

Окраска, размер и форма кристаллов. Большинство акцессорных минералов обладает разнообразной окраской и формой кристаллов, причем преобладают обычно кристаллы какой-либо одной формы и окраски, что указывает на преимущественное развитие одной генерации. Так, наряду с ранними выделениями циркона, представленными мелкими прозрачными бледноокрашенными кристаллами, в гранитах в меньшем количестве присутствуют более крупные и темноокрашенные кристаллы циркона, относящиеся к поздней генерации. Они нередко трещиноваты и содержат включения мелких прозрачных, более ранних цирконов. Последние характеризуются разнообразием форм, особенно дипирамидальных граней, и простым составом, в то время как поздние содержат больше различных редких элементов, обладают более простыми формами и отличаются обилием включений. Цирконы метасоматического генезиса нередко содержат реликты породообразующих минералов или обладают футлярообразной формой метакристаллов.

В ассоциации с ранним бледно-желтым монацитом часто присутствуют более крупные темно-бурые кристаллики позднего монацита. Ортит присутствует в гранитах в виде призматических кристаллов, а более поздний — из пегматитов в виде таблитчатых. Встречаются и еще более поздние генерации ортита, образующие прожилковидные выделения, рассекающие зерна калиевого полевого шпата или образующие неправильные скелетные формы (рис. 5).

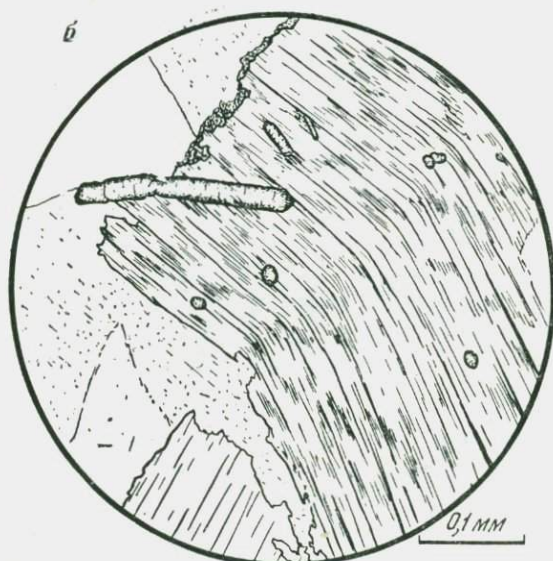
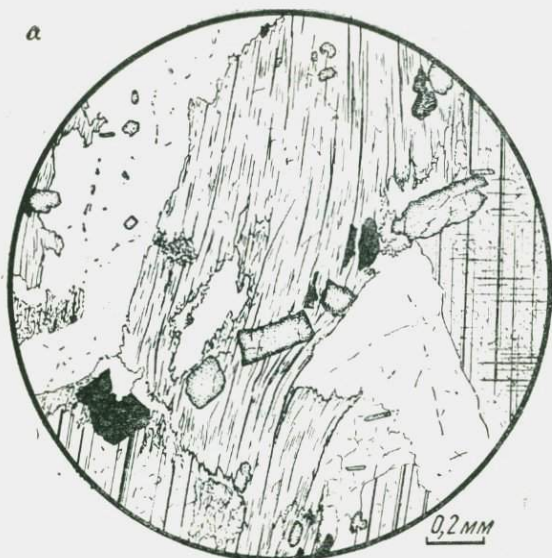
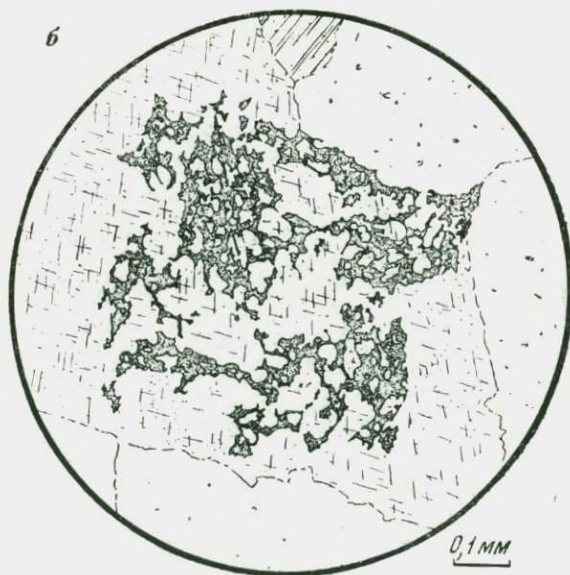
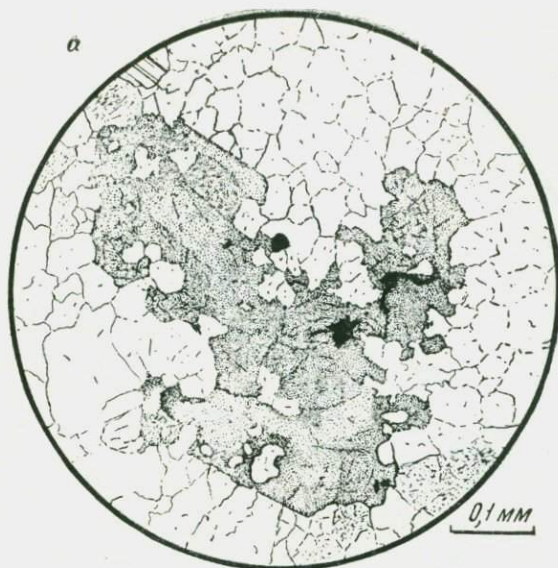


Рис. 4. Время выделения аксессуарных минералов.

a — разломанный кристалл апатита в деформированной пластинке биотита. Огнейсованный гранит. Челябинский массив. Урал; *b* — деформированный кристалл апатита в изогнутой пластинке биотита. Катаклизированный гранит. Эльджуртинский массив. Северный Кавказ



Вместо конвертообразных и клиновидных сфенов ранних генераций, окрашенных в желтые или бурые тона, позднемагматические сфены, приуроченные к интерстициям, характеризуются неправильной формой, а сфены метасоматического генезиса обладают светлой молочно-белой окраской и скелетной формой выделения. Иногда они образуют мелкие выделения, приуроченные к участкам измененных биотитов или плагиоклазов.



Рис. 5. Время выделения акцессорных минералов в гранитах.

а — скелетная форма выделений ортита. Биотитовый гранит. Тонгульский массив. Западная Тува; *б* — скелетная форма выделений сфена в микроклине. Гранодиорит. Аксайский массив. Казахстан; *в* — скелетная форма выделений граната. Биотитовый гранит. Тонгульский массив. Западная Тува

Кристаллы магматического апатита, встречающиеся в виде включений во многих породообразующих и акцессорных минералах, представлены мелкими прозрачными призматическими индивидами, а позднемагматические, приуроченные к интерстициям, — короткопризматическими до таблитчатыми, нередко имеющими бледно-зеленую окраску. Апатиты метасоматического генезиса, часто наблюдающиеся в грейзенизированных гранитах, образуют молочно-белые неправильные выделения или футлярообразные кристаллы.

В общем, можно сказать, что наиболее поздние по времени выделения генерации акцессорных минералов характеризуются неправильными, искаженными или скелетными формами.

Зональность. По аналогии с метасоматическими гранатами скарнов, часто обладающими зональным строением, встречающиеся в породах зональные акцессорные минералы: гранаты, цирконы, ортиты и турмалины, часто также являются образованиями метасоматическими. Подтверждением этого является присутствие зональных цирконов и турмалинов в участках альбитизированных или грейзенизированных гранитов и пегматитов.

Имеются и другие отличия в свойствах разновременных минералов, однако недостаточно еще изученные. Так, ортит из грани-

тов имеет большие показатели преломления, чем ортит из пегматитов; вторичный рутил в отличие от магматического обладает пониженными твердостью и двупреломлением; гранаты различного генезиса обладают различным удельным весом и т. п.

Обрастания. Показателем относительного времени выделения акцессорных минералов являются различные обрастания и залечивания. Таковы обрастания монацита и циркона ксенотимом, бледноокрашенного циркона темноокрашенным циртолитом, ортита эпидотом, залечивание разломанных кристаллов циркона магнетитом или ильменитом и т. п.

Включения. Изучение включений акцессорных минералов в породообразующих и акцессорных минералах проливает свет на относительное время их выделения. Включения акцессорных минералов в породообразующих могут рассматриваться как показатель их более раннего по сравнению с минералом-хозяином выделения только в том случае, когда они не могут являться продуктами его распада. Примером могут служить включения циркона, монацита или апатита в биотите, в то время как включения рутила, сфена, магнетита в биотите или флюорита, эпидота, апатита в плагиоклазе являются в большинстве случаев образованиями более поздними. В спорных вопросах большую роль играют особенности формы и состава минералов-включений, а также их приуроченность (или отсутствие таковой) к трещинам и плоскостям спайности в минерале-хозяине.

Описаны многочисленные случаи включения акцессорных минералов в акцессорных же минералах. Однако по подобным включениям трудно судить об относительном времени их выделения, так как сам минерал-хозяин может относиться к разновременным генерациям: ранним или поздним. Поэтому важно указывать, в каком апатите (например, игольчатом, таблитчатом, бесформенном) встречаются включения циркона, магнетита или других минералов.

Наиболее часто содержат включения акцессорные минералы поздних генераций. В гранитах, например, наиболее ранние кристаллы циркона лишены включений, а более поздние, нередко зональные, содержат многочисленные включения монацита, апатита, циркона, магнетита.

Включения игольчатых кристаллов циркона в апатите и апатита в цирконе, магнетита в цирконе и циркона в магнетите, наконец, включения мелких кристаллов циркона в более крупных его кристаллах и игольчатых кристаллов апатита в более поздних короткопризматических говорят о длительной кристаллизации акцессорных минералов и существовании нескольких их генераций.

Включения в порфириновых вкрапленниках. Особое место в цепи доказательств занимают включения акцессорных минералов в порфириновых вкрапленниках эффузивных и субэффузивных пород. Будучи ранними, обычно интра-

теллурическими продуктами кристаллизации магмы, так как они, как правило, погружены в фельзитовую, сферолитовую, микролитовую или гялопилитовую основную массу, эти вкрапления содержат включения, которые являются представителями магматического поколения аксессуарных минералов. Это допущение справедливо в том случае, когда порода не изменена и возможность инфильтрации чуждого материала в порфиновые вкрапления исключена или сведена к минимуму.

Сравнение видового состава и содержания аксессуарных минералов, встречающихся в липаритах и порфириновых кристаллах анортоклаза из липаритов (табл. 1), позволяет выделить в них три группы аксессуарных минералов.

Таблица 1

Видовой состав и содержание аксессуарных минералов (в г/т) в липарите и встречающихся в нем порфириновых вкраплениях анортоклаза (Северный Кавказ)

Минерал	Порфи- ровые кри- сталлы	Липарит	Минерал	Порфи- ровые кри- сталлы	Липарит
Г р у п п а I			Г р у п п а II		
Сфен	0,60	—	Уранинит	—	0,13
Эпидот	0,28	—	Турмалин	—	0,05
Тсрит	0,05	—	Халькопирит	—	0,05
Ксенотим	0,03	—	Г р у п п а III		
Киноварь	0,02	—	Циркон	14,25	139,64
Флюорит	0,01	—	Апатит	23,72	98,50
Ортит	44,96	45,44	Гранат	1,75	81,78
Монацит	4,64	3,73	Анатаз	0,60	7,64
Галенит	0,16	0,15	Арсенопирит	0,01	4,10
Г р у п п а II			Лейкоксен	0,13	0,35
Марказит	—	0,84	Рутил	0,05	0,17
Молибденит	—	0,15	Магнетит	3,56	2,05
Висмут самород- ный	—	0,15	Ильменит	1,34	0,05

1. Минералы, встречающиеся только во вкраплениях и не встреченные в основной массе. Они представляют наиболее раннее поколение аксессуарных минералов. Сюда относятся сфен, эпидот, торит, ксенотим. К ранним выделениям относятся магнетит, ильменит, ортит, монацит и галенит, содержание которых в липарите и порфириновых кристаллах одинаково, т. е. наличие их в липарите целиком определяется содержанием их в порфириновых кристаллах анортоклаза.

2. Минералы, встречающиеся только в основной массе (марказит, молибденит, самородный висмут, уранинит, турмалин, халькопирит) и являющиеся более поздними по времени своего выделе-

ния. Отсутствие их в порфиновых вкрапленниках анортоклаза говорит о том, что инфильтрация в порфиновые кристаллы не имела места, что в свою очередь, подтверждает возможность раннемагматического генезиса сфена, эпидота, торита, ксенотима.

3. Минералы, присутствующие по меньшей мере в двух генерациях, так как встречаются и в порфиновых кристаллах, и в основной массе. Это такие распространенные минералы, как циркон, апатит, гранат и некоторые другие. Наличие двух генераций этих минералов находит отражение и в своеобразии их формы. Кристаллы апатита, встречающиеся в виде включений в порфиновых кристаллах анортоклаза, ограничены гранями дипирамид, в то время как в основной массе липаритов преобладают кристаллы, ограниченные пинакоидом. Аналогичные отличия наблюдаются и у кристаллов циркона. В порфиновых вкрапленниках анортоклаза чаще встречаются кристаллы циркона, характеризующиеся наличием граней острых дипирамид, большим удлинением и большим количеством кристаллов, содержащих мелкие, черные, дисперсные включения, чем это наблюдается в цирконе из основной массы.

Ассоциация. Рассматривая ассоциации аксессуарных минералов с породообразующими, следует отметить, что наиболее часто отмечается их приуроченность к биотиту, что может быть следствием различных причин. С одной стороны, кристаллизация биотита могла происходить из богатой летучими компонентами среды, содержащей комплексные соединения различных редких элементов. Кристаллизация биотита вызывала резкое изменение щелочности среды, что приводило к разрушению этих комплексов и образованию ряда минералов редких элементов. С другой стороны, биотит по кристаллохимическим особенностям может изоморфно включать в себя разнообразные редкие элементы, которые при его разрушении могли образовывать самостоятельные аксессуарные минералы. В связи с этим ассоциация ряда аксессуарных минералов с биотитом не может служить указанием на раннее или позднее время их выделения. Кроме того, необходимо определить и генезис биотита, который может быть раннемагматическим, позднемагматическим или автометасоматическим. Поэтому, если доказан раннемагматический генезис биотита, можно говорить и о магматической генерации ассоциирующих с ним ильменита, магнетита, циркона, апатита, так же как ассоциация касситерита, вольфрамита, фергусонита и флюорита с мусковитом подтверждает их поздние или постмагматический генезис.

В гранитоидах включения циркона в биотите и плагиоклазе характеризуются малыми размерами, в то время как включения циркона в кварце и калиевом полево шпате обладают большей величиной. Это указывает не только на длительное время выделения циркона, но и на то, что крупные по размерам кристаллы наиболее поздних его генераций ассоциируют и с более поздними по времени выделения породообразующими минералами.

Акцессорные минералы обычно встречаются группами по 3—4 минерала, объединяемых общностью их химического состава, что, вероятно, указывает на микрогетерогенность магматического расплава в отношении ряда редких и петрогенных элементов. Так, часто наблюдаются ассоциации монацита, ксенотима и циркона; флюорита, топаза и амблигонита; апатита, циркона и магнетита и т. п. Особенно характерна ассоциация кальцийсодержащих минералов — ортита, сфена и апатита (рис. 6).

Подобные ассоциации представляют приблизительно одновременные по времени выделения, а следовательно, и генезису группы акцессорных минералов. Их приуроченность к роговой обманке или биотиту, полевым шпатам, кварцу и даже межзерновым участкам или трещинам в породе говорит об их разновозрастности, а также о периодически меняющемся не только в магматическом расплаве, но и в поздне- и постмагматических растворах режиме кислотности — щелочности, приводящем к выпадению ряда минералов. Подобные ассоциации акцессорных минералов напоминают структурные группы породообразующих минералов, также различающиеся по времени выделения.

Весьма интересна количественная оценка приуроченности акцессорных минералов к породообразующим. Подсчеты в шлифах показывают, что в приуроченности акцессорных минералов к породообразующим наблюдается довольно четкая особенность. На долю минералов, приуроченных к биотиту и к интерстициям, приходится 70—80% их общего содержания в породе, что четко подтверждает существование у этих минералов по меньшей мере двух генераций: ранне- и позднемагматической. Для граната, флюорита и турмалина отмечается, например, преобладающая приуроченность к интерстициям и трещинам, что подтверждает поздне- и постмагматическое время их выделения.

Таким образом, формирование массивов изверженных пород, представляющее собой длительный и сложный процесс, сопровождается возникновением разновозрастных ассоциаций акцессорных минералов. Поскольку одни и те же акцессорные минералы присутствуют обычно в нескольких генерациях, нельзя говорить о магматической, поздне- или постмагматической ассоциациях акцессорных минералов, не акцентируя при этом внимания на особенностях их формы, окраски или состава. Можно говорить, например, о магматической ассоциации игольчатого апатита, бесцветного циркона, бледно-желтого сфена или монацита в отличие от аналогичной по видовому составу позднемагматической ассоциации короткопризматического апатита, бурого полупрозрачного цирколита, коричневого сфена или красно-бурого монацита.

Суммируя сказанное, следует отметить, что в отличие от акцессорных минералов магматического генезиса, которые представлены обычно хорошо ограниченными кристаллами, лишенными включений, довольно равномерно распределенными в породе

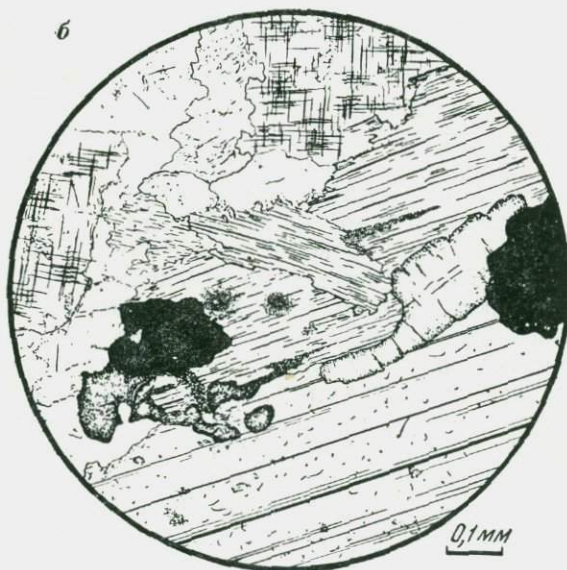
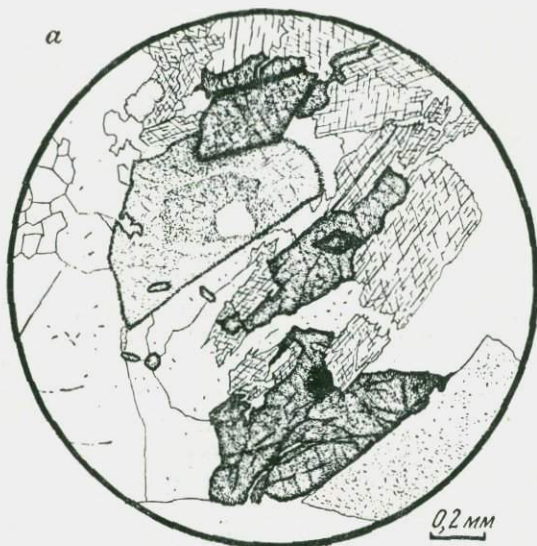
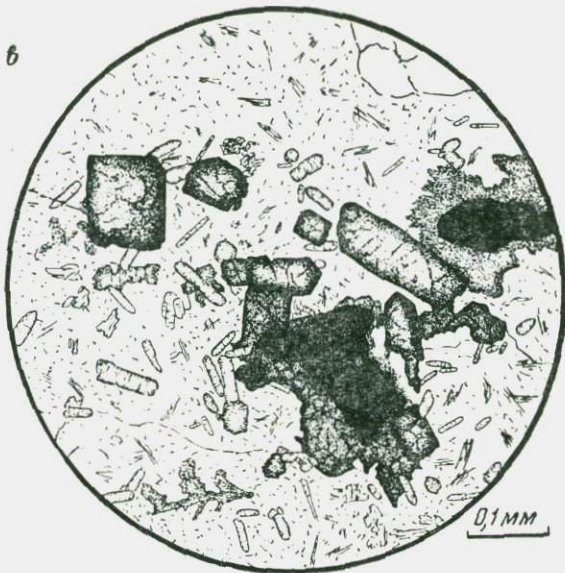


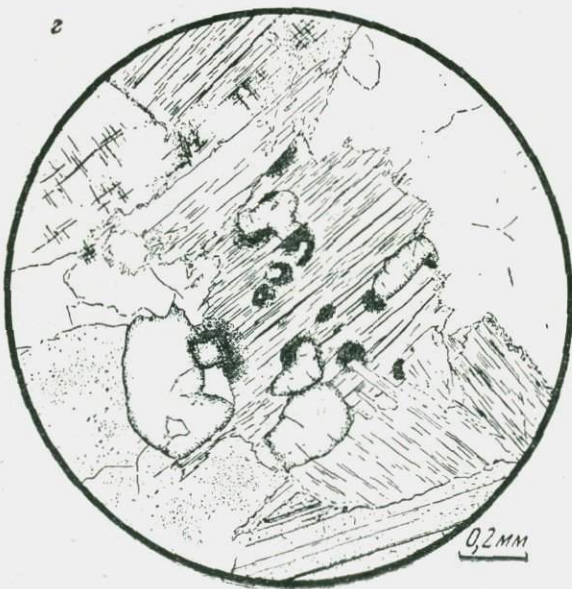
Рис. 6. Ассоциации акцессорных минералов в гранитах.

a — ортит, сфен, циркон, магнетит и апатит, приуроченные к кристаллам роговой обманки. Биотит-роговообманковый гранит. Карахольский массив. Западная Тува; *б* — магнетит, апатит, сфен и циркон в биотитовом граните. Тигирекский массив, Горный Алтай; *в* — крупные кристаллы магнетита, апатита, сфена и циркона в огнейсованном граните. Эртайгинский массив. Западная Тува; *г* — скопление кристаллов апатита, монацита и ксенотима, приуроченных к выделениям биотита. Биотитовый гранит. Талицкий массив. Горный Алтай

6



2



и содержащими сравнительно незначительное количество изоморфных примесей таких редких элементов, как U, Th, Nb, Ta, Hf, TR, Y, одноименные акцессорные минералы метасоматического генезиса часто обладают неправильной скелетной или футлярообразной формами кристаллов, более крупными размерами, включениями породообразующих минералов, содержат в виде изоморфной примеси значительно больше редких элементов и характеризуются весьма неравномерным распределением в породе.

Анализ содержания парагенетических ассоциаций акцессорных минералов в различных типах пород показывает, что раньше всех начинают выделяться минералы Fe, Ca, Ti, Zr, продолжающие кристаллизоваться и в более поздние этапы их формирования. В поздне- и постмагматические этапы кристаллизуется основная масса минералов редких и рудных элементов, чему способствует их концентрация в остаточных расплавах — растворах.

Классификация

Рациональная классификация акцессорных минералов имеет большое значение, так как ее применение позволяет более объективно судить о минералого-геохимических особенностях интрузивных пород и их потенциальной рудоносности. Учитывая разнообразие вопросов, которые пытаются решить с помощью акцессорных минералов, существующие классификации основаны на каком-либо одном их характерном признаке.

Так, наиболее распространена классификация, учитывающая время выделения и генезис акцессорных минералов. Согласно этой классификации, все акцессорные минералы подразделяются следующим образом: 1) магматические или первичные, образующиеся из расплава (циркон, апатит, магнетит, ильменит и др.); 2) пневматолитовые (турмалин, флюорит, касситерит, рутил и др.); 3) контаминационные (гранат, шпинель, силлиманит, андалузит и др.); 4) гидротермальные (молибденит, арсенопирит, пирит, галенит и др.); 5) вторичные, представляющие собой продукт изменения ранее выделившихся акцессорных минералов (лимонит, лейкоксен и др.).

Подобная классификация, однако, не учитывает, что в породе один и тот же минерал может иметь различное происхождение, а поэтому необходимо знать признаки одноименных минералов различного генезиса и их, хотя бы приблизительное, количественное соотношение. Преобладание минералов определенного генезиса позволяет судить о своеобразии состава или условиях формирования породы. Так, обилие минералов пневматолито-гидротермального генезиса может указывать на богатство магмы летучими компонентами. Обилие минералов контаминационного генезиса свидетельствует об имевшей место ассимиляции, а также и о характере ассимилированного материала.

Таким образом, классификация акцессорных минералов по генетическому признаку будет оправдана в том случае, когда известны характерные признаки, позволяющие различать одноименные акцессорные минералы, но принадлежащие к различным генетическим группам.

В отличие от породообразующих минералов, являющихся силикатами, среди акцессорных минералов преобладают окислы. Если принять за основу средний видовой состав акцессорных минералов в гранитоидах Советского Союза, то оказывается, что среди них окислами (простыми, сложными, гидроокислами) сложены 23, силикатами — 20, сульфидами — 15, карбонатами (водными и безводными) — 8, фосфатами (водными и безводными) — 6, самородными элементами — 6, сульфатами — 4, вольфраматами — 2, молибдатами — 2, фторидами — 1 и карбидами — 1 минерал. Наиболее распространенными окислами являются магнетит и ильменит, наиболее распространенными силикатами — циркон и сфен, наиболее распространенным сульфидом — пирит.

Акцессорные минералы классифицируют также исходя из типа соединений, образуемых входящими в их состав элементами. По этому признаку выделяют следующие группы: окислы (магнетит, касситерит и др.); сульфиды (пирит, галенит и др.); самородные элементы (графит, свинец, серебро и др.); фосфаты (апатит, монацит и др.); фториды (флюорит); силикаты (ортит, гранат и др.); карбиды (муассонит) и т. д.

Выделение подобных групп акцессорных минералов позволяет судить об окислительно-восстановительном потенциале процесса минералообразования, а также о характере поздних растворов, которые могли воздействовать на закристаллизовавшуюся породу.

Однако подобная классификация не дает полного представления о геохимических особенностях породы, выражающихся в обилии минералов какого-либо элемента, что весьма важно при сравнении или выяснении металлоносности интрузивов. Поэтому весьма целесообразна классификация акцессорных минералов по элементному признаку, согласно которому среди всего разнообразия акцессорных минералов выделяются три группы: минералы редких элементов (монацит, колумбит и др.), минералы рудных элементов (молибденит, касситерит и др.) и прочие (апатит, андалузит и др.). Внутри каждой группы объединяются минералы какого-либо одного элемента, например Nb, TR, Zr, U, Th, Li, Be, Zn, Mo, Pb и т. д., хотя бы и различные по генезису (табл. 2). Это позволяет не только более уверенно выделять разновидности пород, обогащенные минералами какого-либо элемента, но и, что особенно важно, учитывать известную конвергенцию минералов (появление в разных участках одного массива вместо ильменита — сфена, вместо монацита — ортита и т. п.), зависящую главным образом от петрохимического типа породы и степени изменения ее поздними процессами (появление вместо

Классификация акцессорных минералов по элементному признаку

Элементы	Минералы
Минералы редких элементов	
Nb—Ta	Колумбит, пирохлор, танталит, микролит, эвксенит, поликраз, фергюсонит, ильменорутил
U—Th	Уранинит, ураноторит, торит, торинанит
TR	Монацит, рабдофанит, ксенотим, ортит, бастнезит, кайнозит, чевкинит, флюоцерит
Zr	Циркон, бадаллеит
Li	Амблигонит, сподумен
Be	Берилл, бертрандит, фенакит, гельвин
Минералы рудных элементов	
W	Вольфрамит, шеелит
Mo	Молибденит, повеллит, вульфенит
Sn	Касситерит
Cu	Халькопирит, ковеллин, малахит
Pb	Галенит, церуссит
Zn	Сфалерит
Bi	Висмутин, бисмутит
Ti	Сфен, ильменит, перовскит, рутил, брукит, анатаз, лейкоксен
Fe	Магнетит, пирит, гематит, лимонит, иоцит, титаномагнетит
Прочие минералы	
P	Апатит
B	Турмалин
F	Флюорит
Al	Силлиманит, кианит, андалузит
Ca	Гранат, эпидот

монацита бастнезита, вместо галенита—церуссита, вместо висмутина—бисмутита, вместо пирита—лимонита и т. п.). При подобной классификации появляется возможность более уверенно производить сопоставление отдельных интрузивных тел, выделять признаки комагматичности между отдельными интрузивными фазами и жильными телами, судить о потенциальной рудоносности интрузивов.

Весьма целесообразна также классификация акцессорных минералов, основанная на частоте встречаемости их в породе. Она позволяет выделить акцессорные минералы, характерные для определенных разновидностей пород, и, кроме того, наглядно показывает ошибочность использования в целях корреляции присутствия так называемых «сквозных» или «проходящих» акцессорных минералов.

Важной характеристикой является частота встречаемости акцессорных минералов в породах какого-либо региона, знание которой является необходимым условием для выделения минералогеохимических провинций.

Частоту встречаемости выражают в процентах от общего числа анализированных проб. Вычисленная подобным образом частота встречаемости акцессорных минералов позволяет объективно судить об их распространенности. Условно примем, что минералы являются постоянно встречающимися, если число случаев, когда они были обнаружены, составляет от 90 до 100%, часто встречающимися — от 70 до 90%, обычно встречающимися — от 30 до 70%, редко встречающимися — от 10 до 30% и очень редко встречающимися — от 0 до 10%. При таком разделении к постоянно встречающимся минералам будут относиться циркон, апатит, магнетит, пирит, элидот, сфен и др.; к часто встречающимся — рутил, ортит, монацит и т. д. (табл. 3). Это как раз

Т а б л и ц а 3

Классификация акцессорных минералов по частоте встречаемости в гранитоидах различного состава, %

Минералы	Диориты—гранодиориты (46) ¹	Граниты биотитовые (170)	Граниты лейкокраповые (58)	Аляскинты (20)
----------	--	--------------------------	----------------------------	----------------

П о с т о я н н о в с т р е ч а ю щ и е с я (100—90%)

Циркон	100	100	100	100
Апатит	100	100	100	100
Магнетит	96	92	94	100
Пирит	96	90	100	95
Элидот	100	90	94	85
Сфен	100	92	94	85
Ильменит	92	96	94	85
Гранат	69	80	94	75
Флюорит	73	81	94	90

Ч а с т о в с т р е ч а ю щ и е с я (90—70%)

Рутил	61	77	88	65
Ортит	54	78	88	70
Монацит	42	72	69	70
Молибденит	42	54	75	45
Халькопирит	23	46	75	40

О б ы ч н о в с т р е ч а ю щ и е с я (70—30%)

Анализ	42	63	75	50
Корунд	38	53	56	50
Турмалин	35	54	50	40
Галенит	46	51	44	30
Ксенотим	19	58	44	35
Торит	35	42	31	35

Минералы	Диориты— гранодио- риты (46) ¹	Граниты биотитовые (170)	Граниты лейкокра- товые (58)	Аляскиты (20)
Редко встречающиеся (30—10%)				
Касситерит	12	21	13	45
Шеддит	27	20	44	15
Сфалерит	8	25	38	5
Тантало-ниобаты	15	21	6	15
Ильменорутил	15	13	6	15
Топаз	12	6	6	20
Уранинит	—	25	31	10
Пирротин	15	11	38	—
Арсенопирит	4	26	31	—
Марказит	4	22	31	—
Сподумен	27	7	—	15
Брукит	4	13	19	—
Эвксенит	—	10	13	5
Очень редко встречающиеся (10—0%)				
Титаномагнетит	12	2	—	10
Перовскит	8	4	6	10
Дистен	8	4	6	10
Силлиманит	12	5	6	5
Пиррохлор	8	7	19	10
Колумбит	—	1	6	15
Фергюсонит	8	7	—	20
Бастнезит	—	9	19	5
Повеллит	—	3	38	5
Ставролит	8	5	—	15
Вольфрамит	4	9	—	—
Андалузит	—	3	19	—
Целестин	8	2	6	—
Барит	—	1	6	—
Амблигонит	—	—	6	10
Берилл	—	1	3	—
Киноварь	4	2	—	—
Висмутин	—	5	—	5
Шпинель	—	11	—	—
Тетрадимит	—	1	—	—
Вульфенит	—	1	—	—

¹ Здесь и в других таблицах в скобках указано число проб, из которых выведено среднее. Прочерк — минерал не обнаружен.

те минералы, которые в силу своей большой распространенности встречаются практически в каждой породе и поэтому фигурируют или в составе типичных ассоциаций аксессуарных минералов, или как «ведущие» или «сквозные» аксессуарные минералы. Наряду с широким распространением для этих минералов характерны сравнительно постоянные их содержания. При использовании этих минералов для суждения о своеобразии вмещающей породы необходимо определение их точного содержания в породе, а также особенностей формы, окраски и, что особенно важно, состава.

Другая картина наблюдается для редких и очень редких минералов, к которым относятся различные тантало-ниобаты, ильменорутил, сподумен, амблигонит, перовскит, висмутин, вольфрамит, андалузит, дистен, муассонит и др. Их содержания в породах крайне непостоянны.

Данные табл. 3 отражают наши современные представления о частоте встречаемости аксессуарных минералов в гранитоидах. Раньше ксенотим и монацит считались редкими минералами, в настоящее время они входят в группу обычно и часто встречающихся. Разнообразные аксессуарные тантало-ниобаты стали обнаруживаться только в последние годы, главным образом в результате исследований советских петрографов и минералогов. Нахождение в гранитах уранинита и торита было подтверждено благодаря широкому применению метода α -радиографии. Поэтому, если раньше сам факт наличия редкого аксессуарного минерала давал право называть гранит ксенотимовым, монацитовым и т. п., то теперь, когда в результате тщательного изучения минерального состава гранитов в них установлена частая встречаемость ряда минералов, ранее считавшихся редкими, необходимо оперировать содержаниями этих минералов. В то же время для минералов, встречающихся крайне редко, их широкое распространение в породе даже при небольших содержаниях может считаться характерным ее признаком.

Частота встречаемости минералов редких элементов различна. В группе тантало-ниобатов наиболее распространен эвксенит, среди радиоактивных минералов — торит, среди редкоземельных — ортит.

Разделение минералов на часто и редко встречающиеся совпадает с кларками элементов, образующих эти минералы. Элементы с большими значениями кларка образуют наиболее часто встречающиеся аксессуарные минералы. Использование данных о частоте встречаемости аксессуарных минералов позволяет сделать ряд других выводов. Например, для того, чтобы установить присутствие в породе таких редко встречающихся минералов, как пироксид, фергусонит, берилл, сподумен, вольфрамит и др., надо брать большее число проб, чем при обычных исследованиях.

Частота встречаемости характеризует зараженность гранитоидов той или иной провинции каким-либо элементом, образующим данный аксессуарный минерал или минералы. Этот признак более показателен, чем наличие больших содержаний, которые могут являться результатом локального проявления поздних процессов.

Факторы, определяющие содержание аксессуарных минералов в породе

Содержание аксессуарных минералов в породе зависит от многих причин: от ее химического состава, генезиса, степени измененности поздними процессами, глубины эрозионного среза или

принадлежности к определенной петрографической провинции и т. п. Однако не все факторы оказывают одинаковое влияние на содержание акцессорных минералов. Главнейшими из них являются петрохимический состав породы, ее генезис и степень измененности поздними процессами.

Видовой состав акцессорных минералов даже при сходном содержании редких элементов в магме неодинаков в породах различного состава. Например, высокие содержания в магме кальция определяют появление вместо монацита—ортита, вместо ильменита—сфена, вместо вольфрамита—шеелита и т. п. Кроме того, породы, богатые кальцием, железом, титаном, содержат больше акцессорных минералов этих элементов и меньше минералов редких элементов, так как последние преимущественно рассеиваются в виде изоморфных примесей в обильных здесь цветных породообразующих минералах. В то же время лейкократовые породы обладают более разнообразным видовым составом акцессорных минералов ввиду того, что возможности к изоморфному рассеянию в них редких и рудных элементов ограничены и последние образуют собственные минералы: тантало-ниобаты, уранинит, амблигонит, сподумен, касситерит и др., отсутствующие или более редко встречающиеся в породах меланократовых.

Влияние различных факторов на содержание акцессорных минералов удобно проиллюстрировать на примере гранитондов, минеральный состав которых изучен наиболее полно.

Состав породы. В соответствии с особенностями химического состава диоритов—гранодиоритов в них отмечается концентрация (по сравнению с биотитовыми гранитами) минералов Fe, Ca и Ti (в кг/т): магнетита (до 20—40), сфена (до 14), ильменита (до 2,5), апатита (до 4) и эпидота (до 23) (табл. 4). Из минералов рудных элементов обычно отмечаются повышенные содержания (в г/т): сфалерита (до 150), пирита (до 320), иногда молибденита (до 5) и галенита (до 90). Минералы W и Sn отсутствуют или содержатся в ничтожных количествах так же, как и минералы «летучих» компонентов: флюорит, топаз, турмалин. Практически отсутствуют в этих породах и минералы редких элементов: тантало-ниобаты, редкоземельные фосфаты, уранинит, что в известной мере обусловлено обилием Ca- и Ti-содержащих минералов, в кристаллических решетках которых имели возможность рассеиваться эти элементы. В то же время обилие кальция приводило к связыванию значительной части TR в форме ортита, количество которого в этих породах иногда достигает 200—250 г/т. Из других минералов редких элементов в гранодиоритах отмечается концентрация торита (до 86 г/т) и циркона (до 700—800 г/т).

Акцессорные минералы диоритов-гранодиоритов отражают в своем составе особенности химизма этих пород: магнетиты характеризуются высоким содержанием титана; сфены и апатиты—стронция, но низким — редких земель. По сравнению с цирконом

Статистические оценки содержаний минералов редких и рудных элементов
в главных петрографических разностях гранитоидов, г/т

Минералы	Гранодиориты (46)		Граниты биотитовые (170)		Граниты лейкократовые (58)	
	$\bar{x} \pm \lambda$	S	$\bar{x} \pm \lambda$	S	$\bar{x} \pm \lambda$	S
Тантало-ниобаты	0,09—0,17	0,58	0,64—0,61	4,04	0,38—0,097	0,38
Эвксенит	—	—	0,64—0,68	4,50	0,44—0,67	2,60
Колумбит	—	—	2,25—3,10	20,61	8,60—6,37	24,49
Ильменорутил	0,11—0,16	0,54	1,27—1,56	10,33	10,56—3,45	13,29
Монацит	2,57—6,80	23,29	30,69—10,34	68,62	17,60—8,16	31,42
Ортит	35,89—19,59	67,69	65,24—18,32	121,54	14,27—8,06	31,32
Бастнезит	0,36—0,61	2,12	—	—	1,97—3,52	13,71
Ксенотим	0,02—0,01	0,04	1,65—0,75	4,98	3,22—2,56	9,93
Циркон	182,25—58,15	201,22	115,57—79,94	132,68	129,77—47,54	184,73
Уранинит	—	—	0,55—0,38	2,56	1,64—2,20	8,56
Торит	3,13—3,85	13,32	1,36—0,81	5,39	5,25—3,59	13,97
Сподумен	4,82—5,26	18,20	0,73—1,01	6,70	0,90—1,13	4,34
Молибденит	0,41—0,27	0,95	0,24—0,09	0,62	12,11—12,30	47,86
Шеелит	0,12—0,12	0,42	0,30—0,22	1,44	3,06—3,65	14,18
Вольфрамит	—	—	0,31—1,22	2,43	—	—
Касситерит	0,05—0,13	0,47	0,14—0,14	0,95	1,47—1,42	5,52
Сфалерит	3,23—6,23	21,66	0,20—0,14	0,99	0,47—0,67	2,61
Галенит	0,12—0,99	0,29	0,16—0,09	0,62	0,17—0,16	0,61
Арсенопирит	0,03—0,04	0,15	0,81—0,34	2,66	1,24—1,30	5,05
Халькопирит	0,08—0,09	0,32	0,74—0,65	4,36	2,69—3,61	13,89
Пирит	39,25—25,54	87,41	9,06—4,34	28,81	38,46—40,68	156,69
Сфен	1769,04—705,41	2414,30	312,61—136,80	910,04	52,96—44,34	170,79
Ильменит	216,12—131,80	485,83	360,31—79,57	524,69	93,84—47,71	183,77
Рутил	4,26—4,23	14,64	5,85—4,01	26,65	9,95—10,32	40,11
Анатаз	0,08—0,06	0,21	4,60—2,04	13,53	5,52—1,44	5,56
Лейкоксен	7,83—9,48	32,81	15,52—10,84	71,94	18,23—23,10	89,75
Магнетит	7798,19—2836,94	9707,18	1396,68—403,90	2622,87	1039,09—494,06	1903,10
Гематит	187,80—245,06	838,76	39,27—28,21	186,55	550,55—335,40	1303,22
Апатит	884,84—298,48	1032,87	447,58—88,14	581,17	140,24—145,19	559,26
Флюорит	3,45—2,55	8,82	77,52—63,23	420,66	70,57—47,61	183,63
Турмалин	5,57—4,98	17,25	62,15—133,56	872,71	94,56—146,08	557,74
Эпидот	5774,03—2184,96	7558,48	147,93—60,42	398,41	69,73—40,03	152,82
Гранат	8,13—5,35	18,31	67,25—83,51	560,61	258,90—251,18	967,52

 \bar{x} — среднее значение; λ — точность среднего; S — стандартное отклонение содержаний.

биотитовых гранитов цирконии рассматриваемых пород содержат меньше U, Th, TR, Hf.

В биотитовых гранитах по сравнению с другими разновидностями гранитоидов установлено максимальное содержание монацита, вольфрамита, ильменита. Геохимические особенности биотитовых гранитов, в частности более высокие по сравнению с диоритами содержания Nb, U, TR и более низкие Sr, находят отражение и на составе акцессорных минералов. В биотитовых гранитах отмечается постоянное содержание Nb в сфене (0,25%) и ильмените (0,21%) и появление ниобиевого рутила — ильменорутила. Постоянно фиксируется наличие TR_2O_3 (в %): во флюорите (0,76), эпидоте (2,29), гранате (0,03), апатите (0,72), сфене (2,16) и цирконе (0,5). В цирконе, кроме того, увеличивается содержание U и Th, а в апатите и эпидоте уменьшается количество Sr.

В лейкократовых гранитах, характеризующихся меньшим содержанием Fe, Ti и Ca, широко распространенные в предыдущих разновидностях гранитоидов апатит, магнетит, эпидот, ортит, сфен и ильменит содержатся в меньшем количестве, но увеличивается содержание тантало-ниобатов, флюорита, бастнезита, уранинита, ксенотима, амблигонита, касситерита. Вместо биотита главными концентраторами железа наряду с магнетитом являются здесь гранат и турмалин, которые иногда содержатся в весьма значительных количествах. Отличительной чертой лейкократовых гранитов является концентрация в них рудных минералов, главным образом сульфидов: касситерита, арсенопирита, халькопирита, молибденита. Практическое отсутствие биотита и более основного, чем альбит-олигоклаз плагиоклаза, в решетках которых могли бы рассеиваться Nb, Sn, Li, U, W, Mo, может отчасти объяснить причину появления в лейкократовых гранитах повышенных содержаний этих минералов. Петрохимические особенности лейкократовых гранитов отражаются и на составе акцессорных минералов. Например, гранат, магнетит и ильменит из этих гранитов в отличие от одноименных минералов биотитовых гранитов содержат значительно больше марганца; в цирконе отмечается большее содержание урана и гафния, в сфене — редких земель, ниобия и вольфрама, в ильмените — тантала и т. п.

Возраст породы. Если сгруппировать данные по содержанию акцессорных минералов в гранитоидах в зависимости от их возраста, то можно убедиться в том, что в разных регионах Советского Союза наблюдается одна и та же особенность, а именно обогащение пород более молодых комплексов минералами редких и рудных элементов и минералами, содержащими в своем составе летучие компоненты. Так, по сравнению со среднепалеозойскими третичные граниты Дальнего Востока содержат больше тантало-ниобатов, галенита, сфалерита, халькопирита, висмутина, а также турмалина, аксинита и апатита. По сравнению с нижнепротерозойскими девонские гранитоиды Восточного Саяна обогащены

тантало-ниобатами, торитом, амблигонитом, касситеритом, флюоритом, топазом, апатитом. В Сибири в гранитоидах девонского возраста по сравнению с докембрийскими увеличивается содержание ксенотима, бастнезита, уранинита, сподумена, галенита, сфалерита, халькопирита, киновари, висмутина, касситерита и т. п.

Подобное обогащение более молодых гранитоидов минералами редких элементов — следствие различных причин. Отчасти это может явиться результатом того, что в пределах указанных регионов среди гранитоидов более молодых магматических комплексов более широким распространением пользуются лейкократовые гранитоиды, аляскиты и щелочные граниты. Возможности изоморфного рассеяния редких элементов в этих породах ограничены, и поэтому они образуют преимущественно собственные минералы. Возможно также, что повышенные содержания в гранитоидах более молодых комплексов минералов Li, Be, Sn и ряда других элементов частично связаны с повышенным содержанием в них фтора и бора, способных образовывать с этими элементами легкомигрирующие комплексные соединения. Весьма вероятно, что обогащение редкими элементами гранитоидов более молодого возраста может быть связано и процессам глубинной дифференциации и миграции магматических очагов, приводящих к селективному накоплению редких элементов в более молодых и кислых породах.

Региональные отличия. Существование геохимических провинций свидетельствует о неоднородном распределении элементов в земной коре. Отражением этой неоднородности являются региональные отличия в минеральном составе гранитоидов. Многочисленные минеральные анализы последних показывают, что геохимические особенности отдельных провинций Советского Союза находят свое отражение в видовом составе, содержании и частоте встречаемости акцессорных минералов в гранитоидах. Так, по сравнению со средним содержанием акцессорных минералов в гранитах Советского Союза гранитоиды отдельных регионов выделяются высокими содержаниями турмалина, пироклора, монацита, ксенотима, ортита, циркона, сфалерита, молибденита, сподумена или амблигонита. При этом очень важно, что повышенные содержания какого-либо минерала наблюдаются не только в биотитовых гранитах, но и в других разновидностях гранитоидов, развитых в том же районе; это подтверждает факт существования петрографо-геохимических провинций. Так, например, не только граниты, но и гранодиориты, лейкократовые граниты и аляскиты Казахстана отличаются наиболее высокими содержаниями торита, галенита и флюорита. Высокие содержания тантало-ниобатов и сподумена характеризуют не только биотитовые граниты, но и гранодиориты и аляскиты Тувы.

Подобные региональные особенности минерального состава гранитоидов могут быть следствием их различного возраста, неодинаковой глубины эрозонного среза или, что наиболее су-

ственно, могут быть собственно региональными, вызванными особенностями, присущими данному магматическому очагу или данному участку литосферы. Последние весьма неравноценны по содержанию редких и рудных элементов. Поскольку наиболее вероятно, что очаги гранитной магмы не существуют постоянно, а зарождаются эпизодически в толще земной коры, естественно предположить, что они наследуют геохимические особенности участков зарождения. Это объясняет нам, почему граниты разных регионов характеризуются неодинаковым содержанием редких и рудных элементов, а также позволяет найти в пределах подобных провинций такие характерные элементы и минералы, которые могут подчеркнуть общность происхождения слагающих данную провинцию пород из той или иной родоначальной магмы.

Д и ф ф е р е н ц и а ц и я. Различные дифференциаты гранитной магмы содержат неодинаковое количество аксессуарных минералов. Это отчетливо устанавливается по особенностям минерального состава жильных пород, связанных с гранитами, а также пород многофазных интрузивов.

Состав многофазных массивов характеризуется не только уменьшением содержания Са, Fe и Ti при переходе от I к III фазе, но и уменьшением содержания соответствующих минералов: ильменита и магнетита, а также всех кальцийсодержащих аксессуарных минералов: ортита, шеелита, сфена, апатита, эпидота. Таким образом, уменьшение или увеличение содержания петрогенных элементов прямо отражается на составе и содержании соответствующих аксессуарных минералов.

В гранитах II и III фаз обычно фиксируется четко выраженное обогащение Nb, U, Be, Li, Sn, что в значительной мере определяет появление собственных минералов этих элементов. Однако обогащение гранитов поздних фаз минералами редких элементов устанавливается не всегда.

Так, обогащенность ураном гранитов поздних фаз находит свое отражение в повышенном содержании урана в минералах из этих пород: монацит, апатит, флюорит и магнетит нередко содержат в два, а биотит — в пять раз больше урана, чем аналогичные минералы из гранитов более ранних интрузивных фаз. Это преобладающее рассеяние урана в кристаллических решетках различных минералов объясняет, почему, несмотря на общее увеличение содержания урана в гранитах поздних фаз, мы не всегда наблюдаем появление в них собственных урановых минералов. Появление незначительных количеств уранинита фиксируется в тех случаях, когда граниты поздних фаз содержат незначительное количество биотита и кальцийсодержащих минералов, в кристаллических решетках которых мог бы рассеиваться уран (табл. 5).

Таким образом, к числу причин, вызывающих обогащение отдельными аксессуарными минералами пород различных фаз внедрения, следует отнести увеличение содержания того или иного

Т а б л и ц а 5

Средние содержания акцессорных минералов в гранитах
различных фаз многофазных массивов Казахстана, г/т

Минерал	Фаза		
	I	II	III
Тантало-ниобаты	10,6	2,3	30,4
Ильменорутил	—	16,6	7,6
Монацит	77,1	199,1	32,5
Ксенотим	4,5	19,1	4,3
Ортит	5,1	—	—
Бастнезит	102,3	1,0	0,01
Циркон	321,4	90,3	46,5
Уранинит	—	—	0,03
Торит	39,4	2,5	2,1
Сподумен	—	6,7	0,01
Касситерит	0,3	0,2	0,5
Вольфрамит	—	0,03	0,6
Шеелит	5,6	0,1	0,01
Магнетит	5524,4	5026,2	1456,4
Ильменит	2145,7	1255,4	10,1
Сфен	28,1	17,2	0,01
Рутил	17,9	5,6	216,7
Пирит	0,7	4,5	16,4
Галенит	—	0,01	0,04
Молибденит	—	—	0,2
Халькопирит	0,04	0,1	0,04
Висмутин	0,2	0,4	0,9
Апатит	385,5	88,3	0,1
Турмалин	—	0,2	0,3
Флюорит	886,9	1946,9	2,2
Гранат	0,1	1,53	0,2
Эпидот	2,1	7,6	0,01
Корунд	0,2	—	—

редкого элемента в последовательных дифференциатах гранитной магмы, изменение петрографического состава пород различных фаз, препятствующее или способствующее изоморфному рассеянию редких элементов, и, наконец, степень измененности гранитов различных фаз, обычно сопровождающуюся привнесом или выносом ряда элементов, а также высвобождением их из разрушающихся породообразующих минералов.

Ст р у к т у р н о е п о л о ж е н и е. Определенное влияние на содержание акцессорных минералов может оказывать структурное положение интрузива. В отличие от синтетектонических трещинные интрузивы Северо-Востока СССР, Тувы, Карелии и Украины характеризуются сильно повышенными содержаниями флюорита и циркона, достигающими соответственно 7,8 и 1,2 кг/т. Высокие содержания флюорита позволяют предполагать наличие в подобных интрузивах повышенных содержаний минералов тех элементов, для которых фтор является хорошим комплексобра-

зователем. И действительно, в трещинных интрузивах наблюдаются повышенные содержания: бастнезита (до 1,9 кг/т), иттриалита (до 430 г/т), фергусонита (до 100 г/т), а также ксенотима и ильменорутила.

Не менее важной особенностью трещинных гранитов является повышенное содержание минералов тантала и ниобия, количество которых увеличивается в 5, а иногда и в 150 раз по сравнению с синтетектоническими гранитами. Причина высоких содержаний тантало-ниобатов заключается не только в общем увеличении содержания этих элементов в гранитной магме трещинных интрузивов, но и в меньшем содержании в трещинных гранитах минералов-носителей этих элементов — биотита, сфена, отчасти ильменита. Обилие летучих, характерное для трещинных гранитов, фиксируется не только частой измененностью этих пород, но и обилием в них флюорита, минералов редких и рудных элементов.

Весьма типичным является приуроченность к подобным гранитоидам редкометального оруденения. На Северо-Востоке с трещинными гранитами связаны рудопроявления олова. В Восточном Забайкалье олово-вольфрамовые месторождения тесно ассоциируют с гипабиссальными трещинными интрузивами кукульбейского комплекса. В Горном Алтае большинство позднегерцинских гранитоидов, с которыми связано редкометальное (W, Mo) оруденение, пространственно связаны с Кара-Иртышской зоной разломов.

Причина преимущественной приуроченности редкометальных рудопоявлений к трещинным гранитам, очевидно, заключается в богатстве их летучими, которые играли большую роль в переносе металлов, рассеянных в магматическом очаге.

Генезис пород. Большое влияние на минеральный состав гранитоида оказывают особенности его генезиса (подробнее см. на с. 246). Здесь следует отметить, что гранитоиды, пространственно ассоциирующие с породами габбро-перидотитовой формации, характеризуются почти полным отсутствием или очень низкими содержаниями минералов редких элементов. В то же время для них обычны высокие содержания пирита, ильменита, магнетита и халькопирита. Докембрийским гранитам платформ, образовавшимся в ряде случаев в результате метасоматического преобразования осадочно-метаморфических пород, в отличие от посткембрийских гранитоидов магматического генезиса свойственны большие содержания монацита и циркона, граната и сфена (табл. 6), а также появление иттриалита, чевкинита, бастнезита. Гранитоиды магматического генезиса отличаются высокими содержаниями большинства акцессорных минералов редких и рудных элементов.

Изменения. Первоначальный состав гранитов может быть значительно изменен в результате ассимиляции или постмагматических процессов. Одновременно наблюдается и изменение

Видовой состав и средние содержания некоторых акцессорных минералов в гранитоидах различного генезиса, г/т

Минерал	Гранодиориты		Граниты	
	гранитной формации (46)	габбровой формации (19)	магмати- ческие (170)	метасомати- ческие (10)
Тантало-ниобаты	0,1	0,1	3,3	0,5
Монацит	2,6	2,0	30,7	86,8
Ксенотим	0,02	0,1	1,7	3,3
Ортит	35,9	8,6	65,2	134,4
Бастнезит	0,4	—	—	12,9
Иттриалит	—	—	—	0,6
Чевкинит	—	—	—	0,03
Циркон	182,3	176,6	115,6	258,8
Уранинит	—	—	0,6	—
Сподумен	4,8	2,4	0,7	—
Шеелит	0,1	—	0,3	—
Магнетит	7798,2	22453,8	1396,7	2275,0
Ильменит	216,1	1419,1	360,3	335,0
Сфен	1769,0	919,0	312,6	1535,8
Пирит	39,3	666,2	9,1	20,2
Галенит	0,1	0,1	0,2	1,0
Сфалерит	3,2	0,1	0,2	1,1
Молибденит	0,4	0,2	0,2	0,3
Халькопирит	0,1	0,5	0,7	1,1
Апатит	884,8	848,4	447,6	626,6
Гранат	8,1	9,2	67,3	9456,5
Эпидот	5774,0	2414,1	147,9	63,5

содержаний акцессорных минералов в породах (табл. 7.). При ассимиляции гранитоиды обогащаются главным образом Са-, Fe- и Ti-содержащими минералами: магнетитом (до 24 кг/т), сфеном (до 15 кг/т), апатитом (до 5 кг/т), ильменитом (до 2 кг/т), высокие содержания которых являются характерной чертой гибридных пород. В то же время по мере усиления процессов ассимиляции число минеральных видов акцессорных минералов в гибридных породах неуклонно сокращается. Это результат действия кристаллохимического фактора, так как многие элементы, участвующие в образовании этих минералов, — Nb, Ta, TR, Li, W, Mo, Zr и др. — рассчитываются в кристаллических решетках Са-, Fe- и Ti-содержащих минералов, количество которых в гибридных породах значительно увеличивается. В отличие от этих элементов почти во всех гибридных породах значительно, иногда во много десятков раз увеличивается содержание циркона.

Особенности минерального состава биотитовых гранитов допускают возможность широкого изоморфного рассеяния в кристаллических решетках породообразующих минералов различных

Средние содержания некоторых акцессорных минералов
в измененных гранитоидах Советского Союза, г/т

Минерал	Граниты биотитовые (170)	Гранитоиды		
		грейзенизи- рованные (9)	альбити- зированные (12)	гибридные (7)
Тантало-ниобаты	3,5	26,6	664,9	0,6
Ильменорутил	1,3	114,3	2,6	—
Монацит	30,7	10,1	0,7	0,5
Ксенотим	1,7	3,8	0,9	0,2
Циркон	115,6	183,2	1056,9	304,0
Ортит	65,2	7,9	4,3	15,0
Торит	1,4	13,0	200,3	0,3
Уранинит	0,6	0,4	—	0,02
Сподумен	0,7	1662,1	19,3	—
Берилл	—	2134,2	—	—
Амблигонит	—	2085,4	0,2	—
Галенит	0,2	81,7	117,4	0,1
Сфалерит	0,2	76,5	31,6	0,2
Халькопирит	0,7	46,1	1,5	0,02
Молибденит	0,2	4,9	1,1	0,8
Арсенопирит	0,8	0,3	0,01	0,2
Пирит	9,1	400,0	23,0	155,3
Шеелит	0,3	0,1	—	0,2
Касситерит	0,1	105,0	99,7	0,9
Магнетит	1396,7	548,2	553,3	8218,4
Ильменит	360,3	552,6	1,5	1972,5
Сфен	312,6	6,1	932,9	8595,1
Рутил	5,9	8,6	0,2	4,0
Апатит	447,6	692,6	348,6	2010,9
Турмалин	62,1	437,0	—	2,9
Флюорит	77,5	4040,3	773,8	3,0
Гранат	67,3	95,5	12,6	5,6
Корунд	0,4	0,1	0,1	0,2
Силлиманит	6,5	7,0	0,4	—
Дистен	0,4	0,03	—	—
Эпидот	147,9	14,9	2,4	1312,7

редких элементов: Nb, Li, Sc, Sn, Zn, Ta — в биотите; Pb, W, Mo, TR, В — в полевых шпатах. Поэтому повышенные содержания минералов редких элементов наиболее характерны для измененных разновидностей биотитовых гранитов, так как помимо привноса редких элементов последние могут переходить в раствор и при разрушении породообразующих минералов и в дальнейшем могут образовывать собственные минералы.

Грейзенизирующие растворы, содержащие в своем составе различные анионы BO_3^{3-} , F^- , PO_4^{3-} , S^{2-} , действуют наиболее агрессивно; при этом содержание главных акцессорных минералов в породе значительно уменьшается, происходит вынос ряда элементов, в том числе и редких земель. В то же время наблюдается обогащение породы минералами Li, Be, Sn, Mo, W. В отличие

от грейзенизации при альбитизации наблюдается максимальный привнос циркония, ниобия, тория и соответственно увеличение содержания минералов этих элементов (см. табл. 7).

Поздние процессы оказывают большое влияние и на распределение содержаний акцессорных минералов в породе. Если в слабо измененных гранитоидах акцессорные минералы распределены довольно равномерно и их содержания различаются в 5—10 раз (редко более), то совсем другая картина наблюдается в измененных гранитах. Колебания в содержаниях акцессорных минералов при переходе от неизмененных к измененным гранитам увеличиваются для колумбита в 1300, амблигонита — 1600, касситерита — 2300, циркона — 200 000 раз и т. д. Подобная неравномерность в распределении содержаний является характерной чертой измененных гранитов и связана не только с привнесом редких элементов поздними растворами, но и с их извлечением из разрушающихся порообразующих минералов и последующим перетолжением.

Таким образом, если кристаллизационная дифференциация, приводящая к образованию пород различного состава, определяет первоначальный характер распределения в них акцессорных минералов, то поздние метасоматические процессы, производя преобразования пород, одновременно приводят к нарушению первоначального распределения. Результатом этого является возникновение большой неоднородности, приводящей, в частности, к появлению промышленно интересных скоплений ряда акцессорных минералов.

Рациональная номенклатура изверженных пород

Содержания акцессорных минералов в изверженной породе подвержены значительным колебаниям, которые зависят от особенностей ее состава, генезиса, степени измененности, возраста или принадлежности к определенному формационному типу. Естественно, что эти отличия должны найти свое отражение и в рациональном наименовании этих гранитоидов, что позволит не только более четко различать петрографически сходные между собой породы и судить об особенностях их генезиса, но и более обоснованно прогнозировать поиски отдельных генетических типов месторождений редких элементов.

В настоящее время благодаря определенным успехам, достигнутым в области изучения акцессорных минералов в изверженных породах, появилась возможность минералого-геохимического расчленения гранитоидов и выделения среди них отдельных разновидностей, содержащих повышенные количества минералов редких элементов. Целесообразность этого можно проиллюстрировать на примере гранитоидов, так как именно с ними связана значительная часть месторождений редких элементов, которые играют большую роль во многих отраслях современной промышленности

и техники. Кроме того, в последние годы наметились отдельные разновидности гранитоидов, преимущественно измененных, содержащих близкие к промышленным концентрации минералов редких элементов. Таковы граниты с высокими содержаниями колумбита, танталита, фергюсонита, ортита, берилла, амблигонита, сподумена и ряда других минералов. Поэтому появляется необходимость в разработке определенных принципов, позволяющих обоснованно выделять разновидности пород, обладающих действительно повышенным содержанием тех или иных акцессорных минералов.

В большинстве существующих количественно-минеральных классификаций гранитоидов (Б. М. Куплетский, Н. Д. Соболев, П. П. Червинский, В. Е. Гендлер, И. В. Гинзбург и др.) существенным упущением является то, что при выделении различных типов гранитоидов не учитываются содержание и состав большой группы акцессорных минералов, представленных различными соединениями.

В связи с этим следует упомянуть, что еще Ф. Ю. Левинсон-Лессинг отмечал, что «... бесспорно большего внимания заслуживает изучение редких составных частей изверженных пород». Эти редкие составные части — акцессорные минералы — характеризуются непостоянными видовым составом и содержанием. Действительно, известны биотитовые граниты с большим и ничтожно малым количеством монацита; граниты, характеризующиеся повышенными содержаниями ксенотима или колумбита, ортита или касситерита и т. п. Отличить эти внешне сходные между собой граниты, а также объяснить особенности связанной с ними редкометальной минерализации или роль отдельных минералов в балансе редких элементов легче, если в их наименовании будет принимать участие соответствующее прилагательное: монацитовый, ортитовый и т. п.

Несоответствие между формальным наименованием породы и более тонкими особенностями ее минерального состава нашло свое отражение в том, что многие изверженные породы (кислые, основные и щелочные) стали получать дополнительные наименования, правда в большинстве случаев не основанные на каких-либо определенных количественных предпосылках. Таковы, например, граниты Западного Памира, содержащие до 1,5% ортита и получившие название ортитовых. В Восточном Забайкалье, Армении, Таджикистане, Горном Алтае и Северо-Востоке известны турмалиновые граниты, содержащие иногда до 90—170 кг/т турмалина. Примером могут служить также флюоритсодержащие гранит-порфиры Хапчеранги, оловоносные граниты Чукотки, Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, галенитсодержащие граниты Северной Киргизии, эпидотовые диориты Восточной Сибири, сфеновые граниты Южной Якутии, сфеновые аплиты Западного Памира, гранатовые граниты Северо-Востока СССР, содержащие до 150 кг/т граната. В Словакии и Закарпатье описаны грана-

товые липариты и андезиты, в Японии — силлиманит-гранатовые граниты и т. д. Среди щелочных гранитов установлены ортит-циртолитовые и астрофиллит-магнетитовые разности, в которых количество этих минералов достигает 10—80 кг/т.

Приведенные примеры показывают, что участие акцессорных минералов в наименовании породы значительно уточняет представления о ее минералого-геохимических особенностях. Основным условием для этого является повышенное содержание того или иного акцессорного минерала. Однако для суждения об этом необходимо знание средних содержаний акцессорных минералов в породе.

Сравнительно большую популярность завоевало выделение отдельных разновидностей гранитоидов, отличающихся ассоциациями акцессорных минералов. В. К. Монич одним из первых предложил применять для более полной характеристики изверженных пород типовую ассоциацию акцессорных минералов, включая в последнюю те из них, которые встречаются в породе в количестве от 1 % и более.

Однако типовая ассоциация акцессорных минералов обладает двумя существенными недостатками. Во-первых, наиболее широко распространенные акцессорные минералы всегда будут «забывать» более редкие минералы, хотя последние могут находиться и в необычно высоком для них количестве. Во-вторых, по типовой ассоциации акцессорных минералов трудно судить о перспективности данного типа гранитоида, т. е. о том, в какой мере наблюдающиеся содержания акцессорных минералов превышают их средние содержания в данном типе гранитоида.

Рассматривая акцессорные минералы как форму минеральной концентрации редких элементов, следует считать целесообразным комплексное минералого-геохимическое расчленение гранитоидов на отдельные типы. Это расчленение основано на особенностях содержания отдельных минералов. Давать какой-либо разновидности гранитоида соответствующее прилагательное, например монацитовый, ксенотимовый, ортитовый, пирохлоровый, колумбитовый и т. п., можно, очевидно, только в тех случаях, когда количество того или иного минерала редкого элемента превысит некоторое оптимальное его содержание в данном типе породы, которое предлагается называть «нормативным».

Хотя средние значения и дают возможность судить о некотором усредненном содержании минерала в данном типе породы, для целей наименования необходимо выяснить наиболее типичные содержания акцессорных минералов, которые могут наблюдаться в данной породе и при большем числе наблюдений, чем это делается при выводе среднего. Для этого целесообразно использовать содержания, определяемые величиной $(\bar{x} + S)$, где \bar{x} — среднее арифметическое, S — стандартное отклонение. Поскольку содержания, превышающие эту величину, могут наблюдаться только в 16% от общего числа наблюдений, ее предлагается именовать

«нормативной», а разновидность гранитоида, в котором содержание минерала превышает эту величину, считать содержащей необычно высокое количество данного акцессорного минерала и, следовательно, использовать для ее наименования соответствующее прилагательное.

Использование нормативных содержаний ($\bar{x} + S$) целесообразно еще и потому, что границы между отдельными группами изверженных пород в большинстве количественно-минеральных классификаций выбраны условно. Причина этого в известной мере заключается в самом отсутствии резких границ между отдельными разновидностями пород, которые обычно связаны постепенными переходами, и поэтому применение методов математической статистики в этих случаях наиболее целесообразно. В частности, подобные статистические оценки оправдали себя при расчленении семейств базальтов и андезитов, липаритов и дацитов. В качестве примера можно привести таблицу нормативных содержаний минералов редких элементов в наиболее распространенном типе гранитоидов — биотитовом граните (табл. 8). В случае превы-

Т а б л и ц а 8

Средние (\bar{x}) и нормативные ($\bar{x} + S$) содержания некоторых минералов редких элементов в биотитовых гранитах, г/т ($n = 170$)

Минерал	\bar{x}	$\bar{x} + S$	Минерал	\bar{x}	$\bar{x} + S$
Тантало-ниобаты	3,5	32,7	Ортит	65,2	186,8
Монацит	30,6	99,3	Уранинит	0,6	2,7
Ксенотим	1,6	6,6	Торит	1,4	6,8
			Циркон	115,6	248,3

шения этих содержаний гранит должен в зависимости от поставленных целей получать соответствующие прилагательные: цирконовый, торитовый, ксенотимовый и т. п.

Описываемый метод основан на точном определении частных содержаний отдельных акцессорных минералов в породе и сравнении их со средними содержаниями \bar{x} . При этом учитывается степень неравномерности распределения содержаний данного акцессорного минерала в породе — S . Применять к какой-либо разновидности гранитоида специальное прилагательное, например к биотитовому граниту — «монацитовый гранит», можно в том случае, когда содержание этого минерала будет превышать нормативное ($\bar{x} + S$), т. е. 99,3 г/т.

В соответствии с данными табл. 8 среди гранитоидов можно выделить ряд разновидностей, характеризующихся повышенным содержанием определенного минерала редких элементов, что, в свою очередь, указывает на определенные геохимические особен-

ности пород. К таким разновидностям относятся граниты с повышенным содержанием тантало-ниобатов (колумбитовые, эвксенитовые, пирохлоровые), минералов редких земель (монацитовые, ксенотимовые, ортитовые), радиоактивных элементов (уранинитовые, торитовые) и т. п.

Равным образом могут быть выделены и другие разновидности гранитоидов: сфеновые, гранатовые, апатитовые, молибденитовые, магнетитовые и т. п. Между установленными разновидностями гранитоидов существует определенная зависимость, обусловленная их петрохимическими особенностями. Так, например, монацитовый гранит не может быть одновременно ортитовым (или сфеновым), а сфеновый — турмалиновым, так как это или минералы-антагонисты или минералы, принадлежащие к генетически различным парагенезисам. В силу тех же причин уранинитовый гранит может быть одновременно молибденитовым, турмалиновый — касситеритовым, гранатовый — ксенотимовым, ортитовый — цирконовым.

Каждой из выделенных групп гранитоидов присущи особенности химического и минерального составов.

Граниты с повышенным содержанием тантало-ниобатов (колумбитовые, эвксенитовые, пирохлоровые и т. п.). Суммарное содержание тантало-ниобатов превышает 33 г/т. Характерной чертой является незначительное развитие или отсутствие цветных минералов и обычно наблюдающееся сильное преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Это преимущественно лейкократовые граниты аляскитового типа.

Монацитовые граниты. Содержание монацита превышает 100 г/т. Гранитам свойственны порфировая структура и значительное преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Это главным образом калиевые биотитовые граниты, нередко порфиробластические.

Ксенотимовые граниты. Содержание ксенотима превышает 7 г/т. В гранитах этого типа калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом и часто присутствуют мусковит и гранат. Это преимущественно двуслюдяные граниты.

Ортитовые граниты. Содержание ортита превышает 187 г/т. Граниты обладают повышенным содержанием биотита, частым присутствием роговой обманки и обычным преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. По составу более всего отвечают биотит-роговообманковым гранитам или адамеллитам.

Цирконовые граниты. Содержание циркона превышает 250 г/т. Эти граниты обычно характеризуются несколько повышенным содержанием биотита и частым преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, приближающим их по составу к гранодиоритам. В то же время высокие содержания циркона, превышающие 1 кг/т, иногда наблюдаются и в гранитах

с сильным преобладанием калиевого полевого шпата. В этом случае циркон представлен преимущественно темноокрашенной разностью.

В разновидностях гранитоидов, обогащенных акцессорными минералами, увеличивается роль последних как минералов-носителей редких элементов, что свидетельствует о возросшей рудогенерирующей способности магмы. Под последней подразумевается отторжение редких элементов кристаллическими решетками породообразующих минералов, приводящее к накоплению редких и рудных элементов и образованию в поздне- и постмагматические стадии собственных минералов этих элементов. Их скопления могут быть различны по масштабам в зависимости от степени проявления рудогенерирующей способности магмы.

Методика извлечения

Акцессорные минералы изверженных и метаморфических пород образуют мелкие (в десятые и сотые доли миллиметра) кристаллики или неправильные зерна, включенные в породообразующие минералы или приуроченные к интерстициям или трещинам. Отмечена тенденция некоторых минералов (апатит, циркон, монацит) образовывать особенно мелкие выделения. Более крупнозернистые породы содержат, как правило, и более крупные выделения акцессорных минералов.

Поскольку содержание акцессорных минералов в породе обычно весьма незначительно, то для изучения необходима их предварительная концентрация. Поэтому в основе изучения акцессорных минералов лежит их выделение из пород и дальнейшее разделение на мономинеральные или обогащенные фракции в зависимости от их плотности, магнитной и электромагнитной восприимчивости, электропроводности или флотуемости. Принципы этих методов разработаны сравнительно давно, однако применяемые при этом приемы продолжают оставаться крайне различными. В то же время стандартизация работ в этой области совершенно необходима для получения сопоставимых данных.

Получение тяжелых фракций (искусственных шлихов) пород должно основываться на последовательном проведении ряда операций, в результате чего исследователь может получить достоверные данные о видовом составе и содержании акцессорных минералов в породе. Суть этой методики сводится к следующему.

1. **Сбор пробы.** Проба берется с площади 100—400 м² мелкими кусками свежей породы. Сравнение результатов минерального анализа проб, взятых подобным образом, и проб, взятых одним штуфом, показало, что в последнем случае некоторые минералы, особенно поздне- и постмагматического генезиса, такие, как топаз, флюорит, турмалин, барит и др., содержатся в большем количестве. Это подтверждает представление о неоднородном распределении акцессорных минералов в породах и о не-

представительности проб, взятых штучным образом при характеристике минерального состава пород. В то же время такие пробы могут быть использованы при выяснении степени однородности распределения аксессуарных минералов.

Экспериментальное определение оптимальной массы пробы показало, что наиболее полное представление о видовом составе и содержании аксессуарных минералов в породе получается по пробам массой 10 кг, которые позволяют также извлечь минералы в количестве, достаточном для аналитических исследований. Кроме того, цифра 10 весьма удобна при последующих пересчетах содержаний минералов (в г/т).

Таким образом, для полной характеристики видового состава и содержания аксессуарных минералов в породе берется проба массой 11—12 кг с учетом потери при дроблении, с площади 10×10 или 20×20 м, что увеличивает вероятность попадания в нее редких минералов (рис. 7). Для выяснения средних содержаний аксессуарных минералов в какой-либо разновидности пород необходимо располагать 5—6 частными пробами.

2. Д р о б л е н и е пробы должно обеспечить максимальный выход аксессуарных минералов и свести к минимуму их переизмельчение. Учитывая желание сохранить форму кристаллов, а также и то, что при крупности помола —0,5 мм для многих минералов мы получаем больший выход, чем при крупности дробления —0,1 или —0,25 мм, рекомендуется оптимальная (для среднезернистых пород) крупность помола —0,5 мм с последующим додробливанием хвостов до —0,25 мм (рис. 7).

3. П р о м ы в к а производится на концентрационном столе дважды, что обеспечивает сравнительно полное (60—70%) извлечение аксессуарных минералов и имеет неоспоримые преимущества перед промывкой лотком или ковшом. Поскольку при промывке имеет место селективное извлечение аксессуарных минералов, во многом зависящее от их плотности и формы, при последующих пересчетах целесообразно использовать индивидуальные «коэффициенты извлекаемости» для главнейших аксессуарных минералов, установленные на искусственных смесях. Применение указанных коэффициентов позволяет более точно определять содержание минерала в породе (табл. 9).

4. М а г н и т н а я с е п а р а ц и я имеет целью извлечение ферромагнитных минералов (главным образом магнетита, реже пирротина) и железной стружки, попавшей в пробу при дроблении, и производится сразу из мокрого шлиха, чтобы не допустить его загрязнения гидроокислами железа.

5. Д е л е н и е в т я ж е л ы х ж и д к о с т я х. Освобожденный от ферромагнитных минералов концентрат высушивается и расситовывается на фракции +0,25 и —0,25 мм, которые засыпаются в большие воронки с бромформом, в которых проба располагается тонким слоем, обеспечивающим быстрое и полное проседание аксессуарных минералов на дно воронки. Полученный

Зависимость извлекаемости аксессуарных минералов от их плотности при промывке на концентрационном столе

Минерал	Плотность	Содержание в концентрате, г	% извлекаемости	Поправочный коэффициент на смыв
Магнетит	5,1	16,80	93,33	1,07
Пирит	5,0	16,49	91,61	1,09
Ильменит	4,7	16,45	91,39	1,09
Гранат	4,2	16,31	90,61	1,10
Апатит	3,2	15,23	84,61	1,18
Циркон	4,7	15,04	83,56	1,20
Ортит	4,1	14,47	80,39	1,24
Турмалин	3,1	14,33	79,61	1,26
Сфен	3,4	13,80	76,67	1,30
Флюорит	3,2	12,74	70,78	1,41

Примечание. Исходное содержание минерала в искусственной смеси во всех случаях составляло 18 г.

концентрат промывается спиртом, высушивается и поступает на электромагниты (рис. 8).

6. Электромагнитная сепарация. Рекомендуется выделять 5—6 фракций, концентрирующих преимуще-

Исходная проба

Дробление в щековой дробилке

*Расситовка
-0,5 мм*

*Доизмельчение в вальковой
дробилке*

*Расситовка
-0,5 мм*

Квартование

На анализы

Промывка на концентрационном столе

Хвосты

*№ _____
Масса _____*

*На электромагнит-Серый шпиг
ную сепарацию (вы-
деление полевых шпа-
тов, слюд и др.)*

Рис. 7. Принципиальная схема обработки проб горных пород

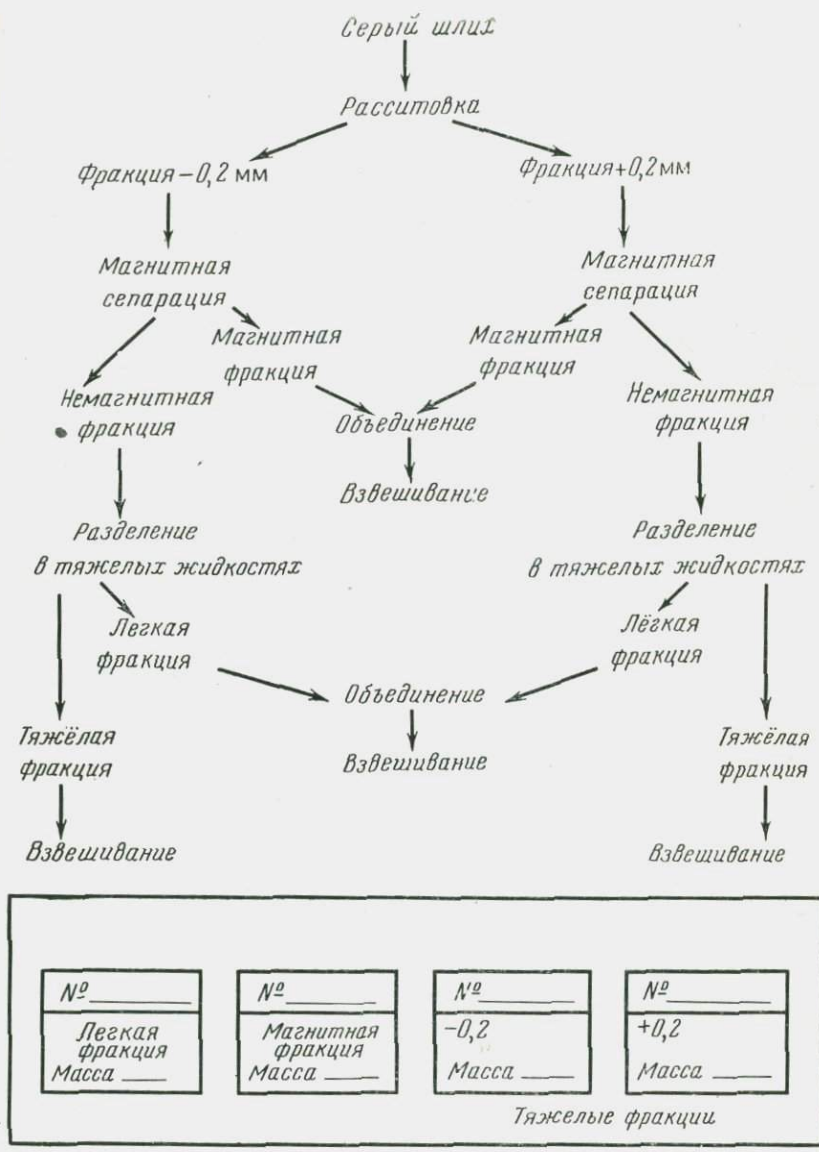


Рис. 8. Принципиальная схема деления серого шлика в тяжелых жидкостях

ственно два-три близких по электромагнитным свойствам минерала. Это значительно облегчает определение содержания минерала в породе, уменьшает ошибки при подсчете и, следовательно, повышает точность метода. Последующее получение мономинеральных фракций достигается доводкой в чашках с бромформом (рис. 9).

7. Диагностика и подсчет минералов во фракциях. Каждая фракция подвергается тщательному просмотру с целью определения видового состава аксессуарных

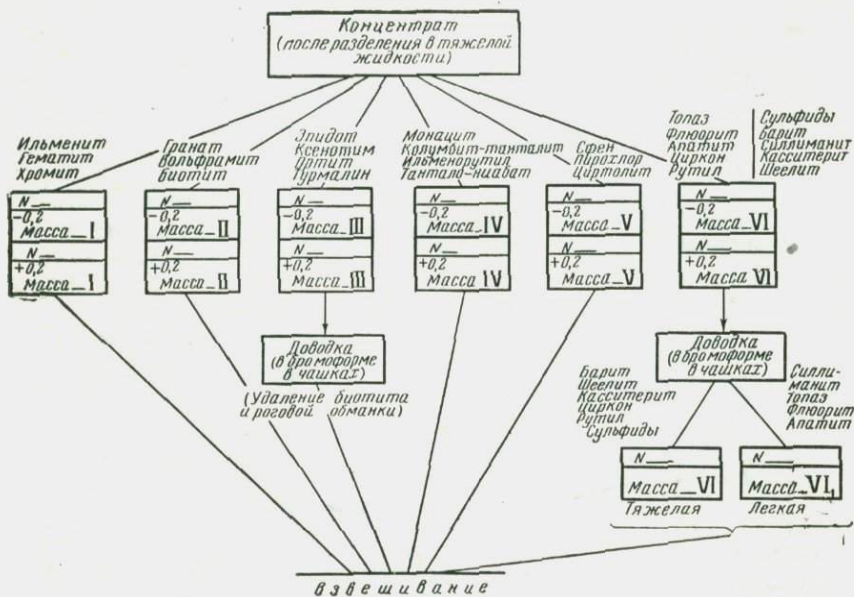


Рис. 9. Принципиальная схема обработки тяжелых фракций на электромагните

минералов. При этом широко используются оптический и иммерсионный методы, микрохимический, люминесцентный, спектральный и рентгеноструктурный анализы. После установления видового состава минералов фракция квартуется и из откваторованной части вытягивается «дорожка», в которой подсчитывается 400—500 зерен. Подсчет большего числа зерен не рационален, так как при значительной затрате времени не приводит к существенному уточнению результатов.

8. Определение содержания минерала в породе в граммах на тонну. Окончательный пересчет содержания аксессуарного минерала в шлихе на содержание его в породе лучше всего выражать в граммах на тонну и производить по следующей схеме:

количество зерен каждого минерала, установленное в результате подсчета в откваторованной дорожке из данной фракции, умножается на его плотность;

полученные произведения суммируются для каждой фракции, сумма принимается за 100% и подсчитываются процентные содержания минералов во фракции;

если масса пробы равна 10 кг, то полученное процентное содержание минерала во фракции умножаем на массу фракции в граммах. В результате получаем обусловленное данной фракцией содержание минерала в породе, выраженное в граммах на 1 т. Если масса пробы не равна 10 кг, то процентное содержание минерала во фракции умножается на величину отношения 10 к фактической массе пробы и затем на массу фракции в граммах; суммируя содержания (в г/т) одного и того же минерала по отдельным фракциям, получаем содержание минерала в породе (в г/т) без учета потерь при промывке;

умножая полученную величину на поправочный коэффициент потерь при промывке, получаем исправленное значение содержания минералов в породе (в г/т);

все указанные операции необходимо записывать в форме таблицы.

В случае, когда присутствие минерала устанавливается только при просмотре всей фракции и он не попадает в отквартованную дорожку, в которой производился подсчет, его обычно обозначают «ед. з.» — единичные зерна. Поскольку чувствительность подсчета одно зерно, а в дорожке подсчитывается не менее 500 зерен, чувствительность подсчета во фракции составляет 0,2%. Следовательно, если минерал не попал в отквартованную дорожку, его содержание условно можно принять равным 0,1% от массы фракции. Дальнейшие пересчеты содержания в граммах на 1 т производятся описанным выше способом.

Для большинства аксессуарных минералов при условии проведения одного-трех подсчетов в каждой фракции преобладающим значением точности является $\pm 10\%$. Последняя имеет место при условии соблюдения основных правил предлагаемой методики анализа.

Чувствительность метода искусственных шлихов очень велика. Если принять среднюю массу зерна аксессуарного минерала, равной приблизительно 0,10—0,05 мг, то для пробы массой 10 кг чувствительность метода составляет $1 \cdot 10^{-6}\%$.

Для того чтобы контролировать данные минерального анализа горных пород и даже предсказывать появление в породе аксессуарных минералов рудных и редких элементов, желательно располагать сведениями по содержанию этих элементов в породе, различных ее дифференциатах и в слагающих ее минералах.

Знание содержания элемента в породе и ее дифференциатах позволяет вычислить коэффициент накопления K_n , понимая под последним отношение содержания элемента в позднем дифференциате (поздней генерации минерала) к содержанию того же элемента в материнской породе (в ранней генерации минерала). Когда величина K_n превысит его среднее значение (более подробно

об этом см. гл. 4), в породе обязательно присутствует собственный минерал этого элемента и его тем больше, чем сильнее это различие. Так, увеличение в гранитах поздних фаз или в сопровождающих их жильных породах степени накопления Nb, Li, Sn, W, Mo в 2—4 раза по сравнению со средним K_n приводит к появлению в них значительных количеств тантало-ниобатов (90 г/т), сподумена (13 г/т), касситерита (15 г/т), вольфрамита (15 г/т), молибденита (130 г/т) и т. д.

Не менее надежным критерием является и процент несходности при поминеральном балансе, величина которого отражает отличия между валовым содержанием элемента в породе и его суммарным содержанием в породообразующих минералах (см. гл. 4). Чем больше процент несходности, тем больше вероятность появления в породе собственных минералов данного элемента.

Так, в вольфрамоносных гранитах Акчатау (Казахстан) большой дефицит вольфрама в поминеральном балансе, достигающий иногда 66%, свидетельствует о том, что только менее половины всего вольфрама породы входит в состав породообразующих минералов, а остальная часть его образует собственные минералы, в частности акцессорный вольфрамит, установленный в гранитах всех фаз этого массива в значительном количестве.

Глава 2.

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО СОДЕРЖАНИЮ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ПОРОД

Средние содержания являются теми исходными данными, на которые неизбежно приходится опираться при выяснении своеобразия минерального состава породы. Однако для суждения об особенностях минерального состава породы и оценки ее потенциальной рудоносности помимо среднего содержания (\bar{x}) весьма важны также и другие характеристики: частота встречаемости минерала в породе (P), коэффициент вариации распределения содержаний минерала в породе (V) и величина ($\bar{x} + S$), которую предлагается называть «нормативной», так как превышающие ее содержания будут наблюдаться только в 16% от общего числа наблюдений и не являются характерными для данной петрографической разновидности породы. Использование этих статистических оценок имеет преимущество по сравнению с обычно применяющимся выражением содержаний акцессорных минералов в процентах, так как позволяет дать более объективную характеристику минерального состава породы, исключить случайные содержания, и выделить наиболее перспективные типы пород.

Раньше при характеристике минерального состава пород многие исследователи пытались использовать такую величину, как общее, валовое содержание акцессорных минералов в породе. Она получила название «числовой индекс». Было установлено, что содержание акцессорных минералов изменяется в зависимости от типа породы: с увеличением содержания в ней железа, титана, магния, кальция возрастает и «числовой индекс».

Следует, однако, отметить, что суммарное содержание акцессорных минералов не может характеризовать породу, так как не позволяет установить, за счет каких минералов происходит уменьшение или увеличение общего содержания акцессорных минералов в породе. Более того, равное весовое содержание акцессорных минералов в породе может быть обусловлено преобладающим распространением различных минералов. Поэтому использование «числового индекса» для минеральной характеристики породы лишено смысла.

Интрузивные породы

Гранитоиды

Гранитоиды весьма богаты разнообразными акцессорными минералами; количество последних в них достигает свыше 80 минеральных видов и разновидностей. Одни из этих минералов встре-

чаются постоянно, другие реже и в столь малых количествах, что даже в концентрате из пробы массой 10 кг содержатся одно-два зерна какого-либо редкого минерала (например, фергюсонита, гадолинита, сподумена, уранинита и др.).

В отличие от породообразующих минералов, представленных исключительно силикатами, акцессорные минералы гранитоидов включают самые разнообразные соединения. Среди них преобладают окислы, силикаты, сульфиды, сравнительно редки молибдаты, карбиды и др.

Видовой состав и содержание акцессорных минералов непостоянны и определяются многими факторами: глубиной эрозионного среза, своеобразием механизма внедрения, принадлежностью к определенной провинции или возрастной группе и т. д. Однако главнейшими факторами являются петрохимический тип гранитоидов, особенности его генезиса и степень измененности поздними процессами.

Известково-щелочные гранитоиды. Наиболее основными и меланократовыми разновидностями гранитоидов являются диориты — гранодиориты. Своеобразие их минерального состава, выражающееся в обилии цветных минералов и значительной основности плагиоклаза по сравнению с гранитом, является следствием высокого содержания железа, титана, магния и кальция. Последнее сказывается и на видовом составе и содержании акцессорных минералов. Их валовое содержание в этих породах достигает 16,8 кг/т, что в три раза превышает содержание в биотитовых гранитах. 90% от этой величины приходится на долю широко распространенных минералов Са, Fe и Ti — магнетита, сфена, апатита, эпидота.

Любопытно поведение в диоритах — гранодиоритах минералов редких элементов. Тантало-ниобаты, редкоземельные фосфаты, уранинит или отсутствуют, или содержатся в сильно пониженных количествах, что в известной мере обусловлено обилием кальций- и титансодержащих минералов, в кристаллических решетках которых имели возможность рассеиваться редкие элементы. Повышенное содержание кальция ведет к связыванию главной массы редких земель в форме кальцийсодержащего минерала — ортита, количество которого иногда достигает здесь 200—250 г/т. Из минералов радиоактивных элементов в гранодиоритах концентрируется только торит, содержание которого местами достигает 86 г/т. Также характерно для гранодиоритов повышенное содержание циркона (до 700—800 г/т), что, возможно, связано с тем, что легко мигрирующий в щелочной среде цирконий в среде, богатой сильными основаниями, осаждается почти полностью.

Среди других особенностей минерального состава диоритов — гранодиоритов следует отметить малое содержание и слабую распространенность таких минералов, как флюорит, топаз, турмалин, указывающие на бедность магмы фтором и бором, в то

время как содержание в них фосфора, судя по значительному количеству апатита (до 4 кг/т), достигало значительной величины.

Акцессорные минералы диоритов обладают рядом отличительных признаков, отражающих особенности генезиса и химического состава этих пород. Так, магнетит характеризуется высоким содержанием титана (980 г/т); нередко в значительных количествах присутствует титаномагнетит. Апатит представлен преимущественно короткопризматическими кристаллами, темная окраска которых обусловлена наличием массы черных дисперсных включений. Помимо призматических или удлиненнопризматических кристаллов циркона в кварцевых диоритах — гранодиоритах часто встречаются близкие к изометричным кристаллы, обладающие хорошо развитыми гранями острых дипирамид (131) и (331).

В наиболее распространенном типе гранитоидов — биотитовых гранитах — валовое содержание акцессорных минералов составляет 5,8 кг/т, т. е. почти в три раза меньше, чем в диоритах — гранодиоритах, что в значительной мере обусловлено меньшим содержанием в этих породах титана, железа и кальция. По сравнению с гранодиоритами в них большую роль начинают играть ильменит и гранат, составляющие вместе с магнетитом, сфеном, апатитом и эпидотом 80% от общего содержания акцессорных минералов в породе.

Хотя видовой состав акцессорных минералов биотитовых гранитов и разнообразен, однако наиболее распространенными акцессорными минералами являются циркон, пирит, магнетит, ильменит, сфен, флюорит, апатит, гранат, эпидот; очень редко встречаются тантало-ниобаты, бастнезит, сподумен, висмутин, тетрадимит, перовскит, вольфрамит, дистен, силлиманит и др. Ортит и монацит — наиболее распространенные редкоземельные минералы. При этом наиболее высокие средние содержания характерны для ортита (65 г/т), меньшие — для монацита (31 г/т) и еще меньшие — для ксенотима (1,6 г/т). Постоянно присутствующим минералом редких элементов в гранитах является циркон, содержания которого отличаются большим постоянством. Среди рудных минералов наиболее высокие средние содержания характерны: из сульфидов — для пирита (9 г/т), из окислов — для магнетита (1396 г/т), из силикатов — для сфена (312 г/т).

Степень равномерности распределения содержаний акцессорных минералов в гранитах различна. Часто встречающиеся минералы характеризуются более равномерным распределением содержаний, чем более редкие. Однако и среди часто встречающихся минералов наблюдаются известные отличия в равномерности распределения содержаний, связанные, по-видимому, с возможностью образования нескольких генераций одного и того же минерала. Так, содержания таких минералов, как циркон, магнетит, ильменит, апатит, подвержены меньшим колебаниям, чем пирит, флюорит, турмалин, гранат, эпидот. Это может указывать на своеобразие генезиса последних; часть их могла возникнуть в ре-

зультате метасоматических процессов, проявляющихся с различной интенсивностью в разных участках одного массива.

Весьма интересным с металлогенической точки зрения является постоянное наличие в биотитовых гранитах рудных минералов, сульфидов и окислов: галенита, сфалерита, халькопирита, молибденита, арсенопирита и более редких — висмутина, касситерита, шеелита и вольфрамита. Эти рудные минералы также являются образованиями магматическими, на что указывают их широкое распространение, довольно выдержанные содержания в граните, не несущем заметных следов поздних изменений, а при наличии последних — их сильная измененность и замещение различными вторичными низкотемпературными минералами — церусситом, бисмутитом, малахитом и т. п. Сингенетичность рудных акцессорных минералов гранитов доказывается также особенностями их состава, отличающими их от одноименных минералов пегматитового или гидротермального генезиса. Так, например, акцессорные молибдениты и сфалериты из гранитов отличаются меньшим содержанием рения и индия соответственно по сравнению с одноименными минералами рудных тел.

Лейкократовые граниты пользуются ограниченным распространением, слагая обычно небольшие тела, штоки или дайки, относящиеся к заключительным этапам становления гранитных массивов. По сравнению с биотитовыми гранитами они характеризуются меньшим содержанием железа, магния, титана и кальция и большим — кремния, алюминия и калия. Это находит свое выражение в незначительном содержании единственного цветного минерала — биотита, кислом характере плагиоклаза и значительном преобладании калиевого полевого шпата и кварца над всеми остальными минералами.

Валовое содержание акцессорных минералов в лейкократовых гранитах в два раза меньше, чем в биотитовых, и составляет 2,8 кг/т. Видовой состав акцессорных минералов, встречающихся в лейкократовых гранитах, в основном повторяет таковой биотитовых гранитов. Однако, если сравнить средние содержания и частоту встречаемости акцессорных минералов, то выявляются определенные отличия, которые в значительной мере могут быть объяснены петрохимическим своеобразием лейкократовых гранитов. В соответствии с особенностями химического состава последних в них наблюдаются меньшие содержания минералов железа, титана и кальция — магнетита, ильменита, сфена, апатита и ортита. В меньшем количестве встречаются и такие минералы, как монацит, киноварь, висмутин и тетрадимит.

Из минералов редких элементов в лейкократовых гранитах в большем количестве присутствуют тантало-ниобаты, торит, ксенотим, бастнезит и амблигонит. Высоких значений достигают содержания турмалина и граната. Эти два минерала наряду с магнетитом являются главными концентраторами железа, и их содержания иногда весьма значительны.

Примечательной чертой лейкократовых гранитов является концентрация в них заметных количеств рудных минералов, главным образом сульфидов: молибденита, халькопирита, арсенопирита, пирита, а также шеелита и касситерита (см. табл. 4). Обилие летучих, отсутствие биотита, олигоклаза и плагноклаза, в решетках которых могли бы рассеиваться Fe, Cu, W, Mo, Sn, а также относительно возросшая концентрация рудных элементов в таком позднем дифференциате, как лейкократовая гранитная магма, могут объяснить причину появления повышенных содержаний этих минералов.

В лейкократовых гранитах более широко распространены минералы Nb, Ta, Th, Y, т. е. тех элементов, которые в решетке биотита замещают титан, железо или магний. В них появляются такие редкие для биотитовых гранитов минералы, как гадолинит, тортейтит, амблигонит.

В лейкократовых гранитах чаще и в больших по сравнению с биотитовыми гранитами количествах встречаются и такие минералы, как гранат и андалузит, барит и целестин. Причина их появления — интенсивные автометаморфические процессы, приводящие к изменению полевых шпатов, из продуктов разрушения которых образовывались скопления этих минералов.

Наблюдаются также известные отличия и в составе отдельных минералов, отображающие геохимические особенности магмы лейкократовых гранитов. В отличие от граната биотитовых гранитов, содержащего в среднем 17—18% спессартинового компонента, гранат из лейкократовых гранитов содержит его до 25—37%. Это связано с увеличением щелочности конечных продуктов дифференциации и роли более слабых оснований, в том числе и марганца. Ильменит и магнетит лейкократовых гранитов также обладают более высоким содержанием марганца (соответственно 71 970 и 3600 г/т) по сравнению с одноименными минералами из биотитовых гранитов (соответственно 36 970 и 220 г/т).

В лейкократовых гранитах как в поздних дифференциатах концентрируются радиоактивные элементы. Это находит отражение в частой встречаемости густоокрашенных флюорита и циркона, обладающих высокими содержаниями урана (соответственно 30 000 и 1680 г/т). В цирконе, кроме того, значительно увеличивается содержание гафния, а величина отношения ZrO_2/NiO_2 понижается до 23—27 по сравнению с 35—40, характерной для циркона из биотитовых гранитов.

Обогащенность магмы лейкократовых гранитов бором обуславливает не только повышенное содержание турмалина, но и появление акцессорного дюмортьерита. В то же время средние содержания флюорита и топаза ниже, чем в биотитовых гранитах. Это преобладание бора над фтором весьма характерно и отличает лейкократовые граниты от аляскистов, в которых минералы фтора преобладают над минералами бора.

Щелочные граниты пользуются ограниченным распространением. По генезису они могут быть магматическими и метасоматическими образованиями. Магматические щелочные граниты слагают жилы или небольшие тела, относящиеся обычно к заключительным фазам становления массивов кислых или щелочных пород. Они часто слагают интрузивы трещинного типа, которые отчетливо приурочены к зонам разрывных нарушений. Метасоматические щелочные граниты слагают зоны или апикальные части в массивах известково-щелочных гранитов.

К щелочным гранитам следует относить такие граниты, в которых дефицит Al приводит к отсутствию слюды и появлению таких характерных цветных минералов, как арфведсонит, рибекит, эгирин, астрофиллит, энigmatит.

Граниты, содержащие наряду с большим количеством щелочного полевого шпата биотит и обыкновенную роговую обманку, следует именовать субщелочными гранитами.

Характерным признаком щелочных гранитов является малое содержание магнетита в породе, что обусловлено связыванием большей части железа в цветных минералах. Кроме того, избыточный натрий участвует в образовании таких типоморфных для этой ассоциации минералов, как различные натровые титано- и цирконосиликаты сложного состава типа астрофиллита, энigmatита и т. п. Следствием этого является пониженное содержание или полное отсутствие здесь ильменита и сфена. Избыток натрия ведет к появлению в щелочных гранитах таких аналогов акцессорных минералов нормальных известково-щелочных гранитов, как криолит (аналог флюорита) и др. В эгириновых гранитах в силу большой изоморфной емкости эгиринов, могущих включать в свою решетку до 0,5% циркония, иногда отмечаются низкие содержания циркона. К числу других характерных, но редко встречающихся акцессорных минералов щелочных гранитов следует отнести гагаринит, флюоцерит.

К субщелочным гранитам могут быть отнесены аляскиты, нередко слагающие жилы или штоки, относящиеся к заключительным фазам становления многофазных массивов известково-щелочных гранитов. В этих гранитах по сравнению с щелочными гранитами содержания магнетита, апатита, сфена и ортита более высокие. Из минералов редких земель для них особенно характерно наличие иттриевых минералов (фергюсонита и ксенотима), в то время как для щелочных гранитов более типичны иттриалит и таленит. Вместо криолита, гагаринита, иттрофлюорита щелочных гранитов в них присутствует флюорит, вместо щелочных цветных минералов — магнетит, вместо титаносиликатов (астрофиллит, энigmatит) — сфен и ильменит, вместо пироклора — колумбит, вместо цирконосиликатов (эльпидит) — циркон. В них не обнаружены такие характерные минералы щелочных гранитов, как гадолинит, бритолит, чевкинит-перьерит и др.

Валовое содержание аксессуарных минералов в субщелочных гранитах составляет 6 кг/т, т. е. практически не отличается от такового биотитовых гранитов. В то же время в них отмечаются значительно большие содержания циркона, флюорита, которые наряду с турмалином, гранатом, эпидотом, апатитом и магнетитом составляют в этих породах до 80% общей массы аксессуарных минералов.

По сравнению с известково-щелочными гранитами субщелочные граниты также содержат больше тантало-ниобатов, торита, сподумена, касситерита. В них появляются минералы, характерные для пород повышенной щелочности, — иттриалит, лопарит, перовскит. Низкое содержание биотита, главного минерала-носителя ниобия, лития и олова, очевидно, в значительной мере способствовало образованию собственных минералов этих элементов. Обилие в этих породах фтора, выражающееся в высоком содержании флюорита, привело к тому, что вместо обычных для гранитов редкоземельных фосфатов здесь более широким распространением пользуется фторкарбонат редких земель — бастнезит.

Петрохимические особенности аляскитов, а именно преобладание щелочей, особенно калия, незначительное содержание кальция и железа и повышенное содержание радиоактивных элементов находят свое отражение в морфологии и составе отдельных аксессуарных минералов. Так, если содержания циркона в аляскитах и биотитовых гранитах сходны, то его форма и состав значительно различаются: вместо призматических бледноокрашенных кристаллов циркона, преобладающих в гранитах, в аляскитах широко распространены короткопризматические и дипирамидальные, часто зональные кристаллы циркона, непрозрачные, густоокрашенные, характеризующиеся высоким содержанием TR, U, Hf.

Как уже упоминалось, аляскиты принадлежат к породам плюмазитового ряда, т. е. пересыщены глиноземом. Это, очевидно, и объясняет присутствие в них высокоглиноземистых минералов — дистена, ставролита и силлиманита, которые распространены здесь гораздо шире, чем в биотитовых гранитах. Полное отсутствие каких-либо признаков гибридности в аляскитах указывает на то, что появление этих минералов в биотитовых гранитах не всегда связано только с ассимиляцией метаморфических пород.

В щелочных гранитах большинство распространенных аксессуарных минералов обладают рядом отличий в форме, окраске и главным образом составе. По сравнению с известково-щелочными гранитами магнетиту из субщелочных гранитов присущи несколько более высокие содержания титана и марганца, ильмениту — меньшие содержания магния и большие ниобия; сфену — более высокие содержания ниобия и редких земель цериевой подгруппы; циркону — более высокие содержания гафния.

Измененные гранитоиды. Преобразование магмы в породу обычно сопровождается различными процессами, на-

кладывающими значительный отпечаток на видовой состав и содержание акцессорных минералов в породе.

В процессе проникновения и размещения гранитной магмы в верхние горизонты земной коры нередко происходит ассимиляция ею вмещающих пород. Состав первоначальной магмы при этом, естественно, изменяется — увеличивается содержание магния, кальция, железа, титана, уменьшается содержание кремнезема и т. п. Происходящие изменения сказываются на составе порообразующих минералов — увеличивается железистость биотитов и роговых обманок, повышается основность плагиоклазов. Петрохимические особенности гибридных гранитоидов находят также свое отражение в составе и содержании акцессорных минералов. При этом отчетливо выделяются минералы, содержание которых непосредственно зависит от масштаба ассимиляции. К их числу надо в первую очередь отнести апатит, циркон, ортит, ильменит, сфен, магнетит и отчасти эпидот и пирит, содержания которых в десятки, а иногда и в сотни раз превышают таковые гранитов, не несущих следов гибридности. С другой стороны, такие минералы, как редкоземельные фосфаты (монацит и ксенотим) или различные тантало-ниобаты и ряд рудных минералов Zr, W, Mo, в гибридных породах практически исчезают (см. табл. 7).

Рассматривая содержания акцессорных минералов, легко убедиться в том, что в гибридных или контаминированных гранитоидах в первую очередь сильно увеличивается содержание минералов Ca, Ti и Fe — апатита, эпидота, сфена, ильменита, магнетита. Естественно предположить, что обилие подобных минералов облегчало рассеивание в их решетках Nb, Ta и элементов группы редких земель, что, вероятно, и является причиной значительного уменьшения в этих породах минералов упомянутых элементов.

Ассимиляция чуждого материала не приводит, как правило, к обогащению гранитной магмы рудными элементами. Содержание таких акцессорных минералов, как шеелит, вольфрамит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит и галенит, в гибридных породах уменьшается. Рудные элементы, изоморфно замещая ионы железа и титана в решетках обильных здесь магнетита, сфена, ильменита или цветных порообразующих минералов, рассеиваются и не образуют собственных минералов.

Характерно также, что такие минералы, как силлиманит, андалузит, корунд, относимые обычно к контаминационным, в гибридных породах иногда отсутствуют или отмечаются в очень малых количествах. Это в значительной мере определяется составом ассимилированных пород. При ассимиляции высокоглиноземистых осадков образуются значительные количества андалузита, а ассимиляция известняков сопровождается не только увеличением содержания граната, но и появлением таких кальцийсодержащих минералов, как шеелит и везувиан. Ассимиляция основных пород (амфиболитов или порфиритов) обычно приводит к обогащению гибридных пород магнетитом, ильменитом, сфеном,

апатитом и к резкому уменьшению содержаний минералов редких элементов. Ассимиляция осадочных, главным образом песчано-сланцевых пород сопровождается обогащением контаминированных пород корундом, андалузитом, гранатом и меньше сказывается на рассеянии редких элементов. Для отдельных минералов (монацит, уранинит) иногда даже отмечается некоторое увеличение их содержаний в контаминированных гранитоидах.

Наряду с изменением в содержании отдельных акцессорных минералов наблюдается и определенное изменение их состава при переходе от нормальных к гибридным гранитоидам. В последних циркон в отличие от такового из нормальных гранитов характеризуется меньшим содержанием гафния (11 000 г/т), магнетит — высоким содержанием титана (13 020 г/т; наличие титаномагнетита следует считать одним из характерных признаков гибридных пород), гранат — значительно большим процентом андрадитового компонента (5,4%), сфен, ильменит и магнетит — пониженными количествами ниобия и тантала. Кроме того, в ильмените и магнетите из гибридных пород отмечаются большие содержания хрома, никеля, кобальта, а в апатите и сфене — стронция и бария. Все это говорит о том, что в процессе ассимиляции обогащения гранитной магмы редкими элементами обычно не происходит.

Определенные отличия наблюдаются и в некоторых морфологических особенностях акцессорных минералов. В отличие от нормальных гранитоидов циркон гибридных пород характеризуется более хорошо развитой призматической гранью (110) и частым наличием острой дипирамиды (131), принимающей участие в образовании вершин кристаллов; апатит содержит массу дисперсных темных включений, или располагающихся по всему кристаллу, придавая ему необычный темно-серый или даже черный цвет, или концентрирующихся в его центральных частях, образуя то, что в литературе получило название «апатитов с плеохроичными ядрами» (рис. 10). Плеохроизм обусловлен наличием мельчайших включений биотита и роговой обманки, захваченных апатитом при его кристаллизации из гибридной магмы. Подобные апатиты могут рассматриваться как своеобразные индикаторы гибридности. Андалузит из контаминированных гранитов также обычно переполнен мелкими черными включениями, в то время как в метасоматически измененных гранитах он лишен их.

В связи с поглощением гранитной магмой чуждого материала и изменением ее химического состава наблюдается соответствующее изменение ассоциаций акцессорных минералов. Так, характерная для гранитов, не испытавших влияния ассимиляции, монацит-ильменит-вольфрамитовая ассоциация акцессорных минералов сменяется в гибридных гранитоидах ортит-сфен-шеелитовой. Подобную зависимость характера акцессорных минералов от литологии вмещающих толщ очень важно иметь в виду при корреляции гранитных массивов с помощью акцессорных минералов,

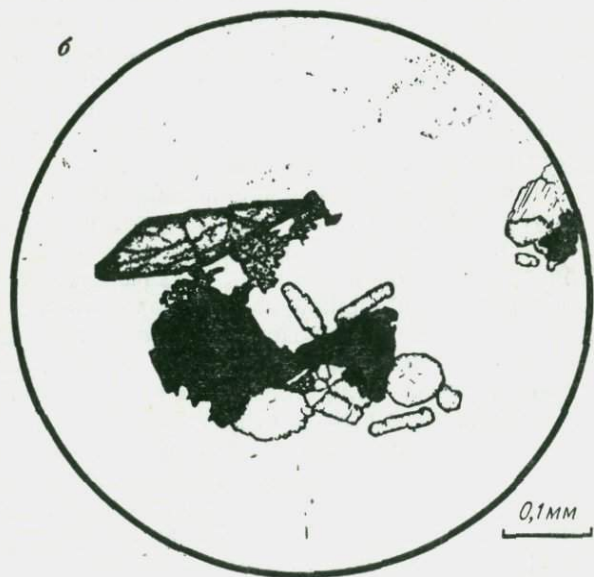
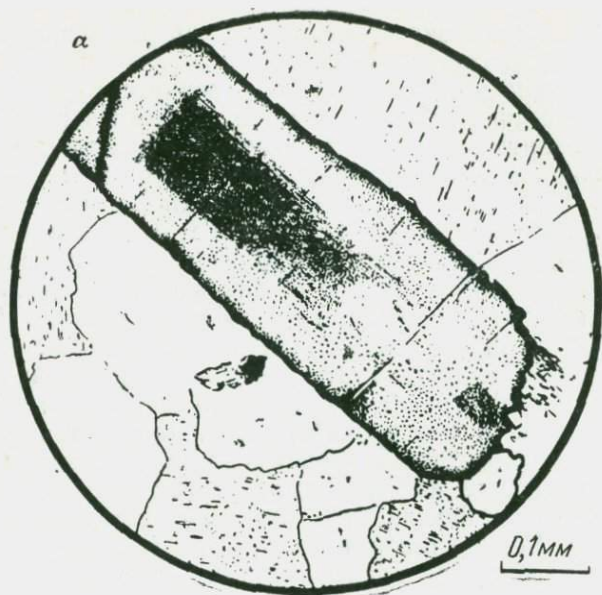


Рис. 10. Особенности аксессуарных минералов гибридных (контаминированных) гранитоидов.

a — апатит с плеохроичным ядром. Контаминированный гранит. Эльджуртинский массив. Северный Кавказ; *b* — скопление многочисленных кристаллов сфена, магнетита и ильменита в гибридном гранитоиде. Челябинский массив. Урал

ибо естественно, что разновозрастные массивы, принадлежащие к одному интрузивному циклу, но прорывающие литологически различные толщи, могут иметь и несколько отличный видовой состав аксессуарных минералов.

Заключительные этапы формирования гранитных массивов нередко сопровождаются микроклинизацией, являющейся одним из ранних позднемагматических процессов и захватывающей большие площади. Наиболее интенсивно проявляется микроклинизация в центральных, наиболее глубоких частях гранитных массивов.

Одной из характерных черт минерального состава гранитоидов, испытавших воздействие калиевого метасоматоза, является повышенное содержание в них монацита, иногда ксенотима. Особенно много его содержат докембрийские порфиробластические микроклиновые граниты, микроклинизированные гнейсы и вторичные аляскиты. Содержание монацита в них достигает 300—520 г/т, т. е. в 10—17 раз превышает среднее содержание этого минерала в биотитовых гранитах. Подобное увеличение не случайно и вызвано тем, что метасоматическое замещение плагиоклаза микроклином приводит к высвобождению из последнего редких земель¹, которые могут дать начало скоплениям монацита. Вероятность подобного механизма подтверждается находкой в микроклинизированных гранитах редкого сульфат-фосфата стронция — сванбергита; источником стронция также послужил замещаемый микроклином плагиоклаз. С разрушением последнего связана и другая особенность минерального состава микроклинизированных гранитоидов — высокие содержания различных кальцийсодержащих аксессуарных минералов: сфена, ортита, апатита, эпидота, граната.

В микроклинизированных гранитах отмечаются также повышенные количества иттрийсодержащих минералов: ксенотима, эвксенита, поликраза, фергюсонита; преобладание непрозрачных темноокрашенных богатых гафнием цирконов над прозрачными, слабоокрашенными.

Гранитоиды нередко подвержены грейзенизации. В зависимости от характера и времени проявления этого процесса выделяют раннюю, позднемагматическую грейзенизацию, развитую обычно на больших площадях и нередко пространственно приуроченную к куполовидным выступам гранитных массивов, и более низкотемпературную, постмагматическую или гидротермальную, локализованную вдоль зон трещиноватости и кварцевых жил.

Видовой состав и особенно содержание аксессуарных минералов в грейзенизированных гранитоидах подвержены значительным колебаниям (см. табл. 7) в отличие от их неизменных разностей. Кроме того, обращает внимание тот факт, что почти все аксессуар-

¹ Среднее содержание в плагиоклазе гранитоидов TR_2O_3 — 42,5 г/т; Sr — 490 г/т.

ные минералы в процессе грейзенизации гранита замещаются вторичными минералами. Так, в грейзенизированных гранитах уменьшается содержание монацита, ортита, магнетита и сфена при одновременном увеличении содержания бастнезита, гематита, рутила, анатаза. Часть железа при этом принимает участие в новообразовании граната или турмалина. Весьма характерно появление вместо красно-бурого магматического рутила черно-бурого грейзенового рутила — нигрина. Значительно увеличивается в грейзенизированных гранитах содержание минералов редких элементов: тантало-ниобатов, ильменорутила, а также таких рудных минералов, как вольфрамит, касситерит, галенит, сфалерит, молибденит, халькопирит, пирит.

Для этих гранитов типично также увеличение содержания минералов, в составе которых присутствуют летучие компоненты: апатита, флюорита, топаза, турмалина, причем флюорит наиболее обилен в гидротермально измененных гранитах, а топаз в грейзенизированных, где наряду с апатитом появляется и другой фосфат — триплит.

Иногда в грейзенизированных гранитах отмечаются повышенные содержания таких высокоглиноземистых минералов, как коунд, силлиманит, дистен.

Весьма любопытно поведение в грейзенизированных гранитах такого устойчивого минерала, как циркон, который нередко замещается здесь серо-белым веществом с появлением отдельных зерен гель-циркона. Это свидетельствует о разрушении циркона и переходе в раствор циркония в форме комплекса Na_2ZrF_6 — одного из наиболее устойчивых растворимых соединений циркония.

Изменения формы акцессорных минералов в грейзенизированных гранитах выражаются в появлении корродированных кристаллов циркона, монацита, апатита и других акцессорных минералов, ребра и вершины кристаллов которых сильно сглажены, что придает им своеобразную «окатанную» форму и говорит о переходе в раствор части элементов, слагающих эти минералы. Для граната, количество которого в этих породах увеличивается, характерны скелетные и футлярообразные формы кристаллов. Вместо буро-серых неправильных зерен касситерита гранитов в грейзенах появляются буро-коричневые дипирамидальные кристаллы. Подобно гель-циркону в грейзенах иногда присутствуют выделения гель-касситерита.

Обилие в грейзенизированных гранитах флюорита или топаза в известной мере объясняет и появление в них высоких содержаний минералов лития, бериллия, олова и вольфрама, которые могли привноситься в виде различных фторидных соединений или фторкомплексов.

Однако летучие (В, F), находящиеся в растворах, которые производят грейзенизацию гранитов, не только благоприятствуют привносу отдельных элементов (Li, Sn, Ta, Be, W, Mo), но и спо-

собствуют извлечению ряда элементов (Zr, TR, Ta, Nb, Sn) из разрушающихся акцессорных минералов с последующим образованием местных концентраций таких минералов, как амблигонит, берилл, микролит, касситерит, отчасти ксенотим. Образовавшиеся при грейзенизации апатиты, флюориты и гранаты обладают пониженным содержанием редких земель.

Не менее интересно присутствие повышенных количеств высокоглиноземистых минералов: корунда и силлиманита. Обычно принято считать, что силлиманит и андалузит являются типичными «контаминационными» минералами, образовавшимися в результате ассимиляции гранитной магмой высокоглиноземистых осадков. Однако приуроченность этих минералов к грейзенизированным гранитам указывает на их метасоматическое происхождение, которое связано с понижением кислотности и повышением щелочности грейзенизирующих растворов, что, в свою очередь, приводит к понижению растворимости в них глинозема и, как следствие, осаждению высокоглиноземистых минералов.

Другой, весьма распространенный процесс изменения гранитоидов — альбитизация также проявляется в виде двух этапов: ранняя позднемагматическая альбитизация захватывает большие участки гранитных массивов, а более поздняя низкотемпературная развита локально в довольно узких зонах.

Характер изменения видового состава и содержаний акцессорных минералов при альбитизации своеобразен (см. табл. 7). Обращает внимание значительное возрастание содержания целого ряда минералов редких элементов. К их числу надо отнести разнообразные тантало-ниобаты и в первую очередь колумбит и пирохлор. Значительно увеличивается содержание циртолита, торита (и фосфоторита), торанита. Интересной особенностью альбитизированных гранитов является также присутствие в них иногда значительных количеств сподумена. По сравнению с неизменными гранитами в повышенных количествах встречаются здесь и такие рудные минералы, как галенит, сфалерит и касситерит, в то время как содержание ильменита и магнетита обычно уменьшается. Неустойчивыми оказываются и минералы редких земель: монацит, ксенотим и ортит, содержание которых обычно значительно уменьшается. Обращают внимание высокие содержания в альбитизированных гранитах флюорита: высвобождающийся при альбитизации плагиноклаза кальций связывал фтор поздних растворов, усиливая тем самым их щелочной характер.

При переходе от неизменных к альбитизированным гранитам наблюдаются определенные изменения и в форме акцессорных минералов. Весьма характерно, например, появление короткопризматических или бипирамидальных кристаллов циркона. Одновременно наблюдается увеличение интенсивности их окраски и уменьшение удлинения.

Вместо толстопластинчатых кристаллов раннего ортита появляются тонкие пластинчатые кристаллы позднего ортита, кото-

рые образуют розетки или сноповидные агрегаты; вместо пластинчатого колумбита — выделения столбчатого или игольчатого габитуса. Весьма характерно также образование многими минералами (цирконом, колумбитом, торитом) сростков из трех и более кристаллов.

Такие минералы, как монацит, ортит, ильменит, магнетит, в альбитизированных гранитах часто покрыты землистыми корочками вторичных продуктов, что говорит об их неустойчивости. Подтверждением этого является уменьшение их содержаний в альбитизированных гранитах. Если уменьшение содержания магнетита обычно сопровождается увеличением количества гематита, то сфен нередко перекристаллизовывается, образуя светло-бурые выделения. Эти светлые маложелезистые сфены весьма характерны для альбитизированных гранитов.

Определенные отличия наблюдаются и в составе акцессорных минералов альбитизированных гранитов. Так, цирконы в неизменных гранитах характеризуются комплексным составом TR с преобладанием иттриевых земель, а цирконы из альбитизированных гранитов — селективно иттриевым составом редких земель, а также повышенным содержанием урана и гафния.

Малая устойчивость рудных минералов (окислов и сульфидов), а также редкоземельных фосфатов по отношению к воздействию щелочных растворов приводит к их разложению и частичному выносу. В то же время такие элементы, как цирконий, торий, тантал, ниобий, были, очевидно, частично привнесены щелочными растворами, а частично заимствованы из разрушенных породообразующих минералов и дали начало новым поколениям акцессорных минералов. Причина различной устойчивости акцессорных минералов заключается в том, что многие элементы, хорошо растворимые в кислых растворах, выпадают при их нейтрализации. При дальнейшем повышении щелочности раствора, что имеет место по мере развития процесса альбитизации, их способность осаждаться из растворов при прежней концентрации сильно возрастает.

Ж и л ь н ы е п о р о д ы. Изучение акцессорных минералов в единой генетической серии пород — гранитных массивах и связанных с ними жильных производных — позволяет установить дополнительные минералого-геохимические критерии комагматичности пород и проследить изменение содержаний редких и рудных элементов, а также их минералов в процессе эволюции конкретного объема гранитной магмы.

В пространственной связи с массивами гранитоидов может быть встречен целый ряд разновозрастных и разнообразных по составу жильных образований. Различаются два этапа в их формировании, нередко разделенные продуктами гидротермальной деятельности — кварцевыми жилами. К первому этапу относятся лейкократовые жильные граниты, аплиты и пегматиты, ко второму — разнообразная серия меланократовых жильных пород, включающая порфиры, микродиориты, диабазы и лампрофиры.

Жильные породы первого этапа можно рассматривать как продукты кристаллизации остаточной магмы остывающей гранитной интрузии. Жильные породы второго этапа, по-видимому, образовались при дополнительной инъекции магмы из глубоко залегающих очагов гибридного магматического расплава, о чем говорит сильно колеблющийся их количественно-минеральный состав и отсутствие комплементарных пород. Формирование гранитных массивов и связанных с ними жильных пород протекает в различной физико-химической обстановке. Это должно отражаться на особенностях форм, химического и видового составов многих аксессуарных минералов.

Видовой состав аксессуарных минералов жильных пород довольно разнообразен (табл. 10). Среди них отмечено присутствие ряда редкометалльных минералов: фергюсонита, пирохлора, колумбита, сподумена, уранинита, паризита, флюоцерита, кайнозита, тортвейтита.

Содержание аксессуарных минералов в различных жильных породах неодинаково. Наиболее бедны аксессуарными минералами аплиты (см. табл. 10), характеризующиеся мелкозернистой структурой вследствие быстрой потери летучих и возрастания числа центров кристаллизации при их формировании. Удаление летучих могло сопровождаться экстрагированием части находящихся в магме элементов, следствием чего и явилась наблюдаемая бедность аплитов редкими элементами и аксессуарными минералами.

Так же, как и в гранитах, наиболее распространенными аксессуарными минералами аплитов являются циркон и апатит, а рутил, флюорит, гранат, эпидот встречаются несколько чаще. Характерные минералы — гематит и особенно гранат — присутствуют в весьма значительных количествах. Появление части граната, судя по его ассоциации с мусковитом и повышенным содержаниям флюорита, связано с разрушением полевых шпатов. Скелетная форма некоторых кристаллов граната подтверждает позднее время его выделения.

По сравнению с гранитами аплиты характеризуются значительно меньшими содержаниями минералов редких элементов и, как правило, минералов, содержащих в своем составе летучие компоненты — апатита и флюорита. В тех случаях, когда в аплитах наблюдаются повышенные содержания флюорита или топаза, в них отмечаются повышенные содержания колумбита, монацита, реже циркона, а также появление таких редких минералов, как кайнозит, флюоцерит, тортвейтит, и рудных — вольфрамит, молибденит, киновари, галенит, реже халькопирита.

Наблюдаются определенные отличия в химическом составе аксессуарных минералов аплитов. Так, гранаты, эпидоты и флюориты по сравнению с одноименными минералами гранитов содержат несколько больше редкоземельных элементов, особенно иттриевой подгруппы. В эпидотах, сфенах и цирконах из аплитов

Видовой состав и средние содержания (г/т) аксессуарных минералов биотитовых гранитов и связанных с ними жильных пород

Минерал	Граниты биотитовые (170)	Аплиты (28)	Пегматиты (30)	Кварцевые жилы (17)
Колумбит	2,3	1,4	1,9	Ед. зн.
Пироклор	—	—	3,8	—
Фергюсонит	—	0,5	6,3	Ед. зн.
Эвксенит	0,6	—	1,6	»
Таитало-ниобаты	0,6	0,5	3,9	»
Ильменорутил	1,3	3,3	4,2	»
Монацит	30,7	0,7	33,0	0,5
Бастнезит	—	1,1	11,9	Ед. зн.
Ксенотим	1,7	0,2	18,6	1,1
Кайнозит	—	1,4	—	—
Флюоцерит	—	0,1	—	—
Ортит	65,2	3,4	0,8	2,9
Циркон	115,6	44,8	61,7	5,6
Уранинит	0,6	—	Ед. зн.	—
Торит	1,4	0,9	6,0	Ед. зн.
Гадолинит	—	Ед. зн.	—	—
Сподумен	0,7	—	Ед. зн.	Ед. зн.
Тортвейтит	—	0,2	—	—
Пирит	9,1	3,1	63,5	97,0
Галенит	0,2	0,1	0,2	15,3
Сфалерит	0,2	0,2	4,1	75,5
Арсенопирит	0,8	Ед. зн.	Ед. зн.	0,5
Халькопирит	0,7	1,9	4,7	12,1
Молибденит	0,2	0,1	1,0	15,9
Повеллит	—	0,1	Ед. зн.	8,8
Тетрадимит	—	Ед. зн.	»	35,7
Бисмутит	—	0,1	16,4	42,7
Висмутин	—	Ед. зн.	0,1	0,1
Киноварь	—	»	Ед. зн.	Ед. зн.
Касситерит	0,1	0,1	1,8	»
Вольфрамит	0,3	1,5	—	429,1
Шеелит	0,3	2,8	1,9	80,6
Магнетит	1396,7	1608,6	561,5	180,4
Гематит	39,3	344,8	142,7	61,7
Ильменит	360,3	34,4	25,8	62,6
Сфен	312,6	140,8	36,4	30,8
Рутил	5,9	0,1	19,3	32,0
Брукит	0,4	Ед. зн.	Ед. зн.	Ед. зн.
Анаказ	4,6	2,4	6,6	0,8
Лейкоксен	15,5	8,9	16,8	1,2
Апатит	447,6	40,5	79,6	102,4
Флюорит	77,5	55,6	1208,1	380,6
Топаз	0,2	67,5	17,9	0,3
Турмалин	262,2	1074,0	5250,4	18,2
Золото	—	—	Ед. зн.	3,8
Корунд	0,4	0,1	0,1	Ед. зн.
Силлиманит	6,5	—	Ед. зн.	0,3
Ставролит	0,5	0,1	0,1	0,6
Дистен	0,4	Ед. зн.	Ед. зн.	1,0
Андалузит	40,5	—	1,0	0,2
Гранат	67,3	829,7	1643,1	25,4
Эпидот	147,9	347,5	42,8	148,4
Шпинель	0,1	0,04	0,3	Ед. зн.

присутствует несколько меньше скандия, а в магнетитах — больше марганца и цинка, чем в аналогичных минералах гранитов.

Пегматиты обладают рядом черт, существенно отличающих их от материнских гранитов. К ним следует отнести богатство пегматитов редкими элементами, а также фосфором, фтором, бором и другими летучими компонентами, в результате чего в пегматитах интенсивно проявлены процессы автометасоматического замещения слагающих их минералов. Так же, как и в гранитах, наиболее часто встречающимися акцессорными минералами безрудных пегматитов являются циркон, магнетит, апатит, эпидот, а рутил, гранат, монацит, ксенотим и ряд тантало-ниобатов отмечаются значительно чаще, чем в гранитах. Редкометалльные пегматиты по сравнению с гранитами существенно обогащены минералами тантала, ниобия, иттрия, лития, бериллия, цезия, олова, урана и тория, а также рудными минералами: сфалеритом, висмутином, молибденитом, халькопиритом и шеелитом. В них устанавливаются повышенные количества минералов, содержащих летучие компоненты, топаза, флюорита, турмалина. Такие минералы, как магнетит, сфен, ильменит и ряд других, встречаются в пегматитах в меньшем по сравнению с материнскими гранитами количестве.

Любопытны ассоциации акцессорных минералов редкоземельных пегматитов. В них в случае повышенного содержания монацита наблюдается незначительное количество таких кальцийсодержащих минералов, как апатит, эпидот, ортит, в кристаллических решетках которых могли бы рассеиваться редкоземельные элементы. При пониженных содержаниях граната и флюорита, концентрирующих обычно в себе тяжелые лантаноиды, они содержат повышенные количества ксенотима. Вместе с тем пегматиты, содержащие повышенные количества редкоземельных минералов, характеризуются присутствием редкоземельных ниобатов: фергюсонита и эксенита. Аналогичные соотношения присущи и для тантало-ниобатов, наиболее значительные количества которых были отмечены в пегматитах, содержащих мало минералов титана.

Акцессорные минералы пегматитов отличаются от одноименных минералов гранитов большим размером, более густой окраской и иным химическим составом. Так, по сравнению с гранитами в пегматитах преобладает циртолитовая разновидность циркона, содержащая значительно больше (до 7%) гафния. Сфен, гранат, апатит, циркон из пегматитов содержат больше редкоземельных элементов, особенно иттриевой подгруппы. Магнетиты содержат меньше никеля, хрома, ванадия и титана, гранаты — больше марганца и т. п. Своеобразие пегматитов отражается на форме и окраске акцессорных минералов.

Так, например, монацит в гранитах присутствует в виде мелких светлоокрашенных зерен и кристаллов, а в пегматитах это преимущественно крупные темноокрашенные кристаллы и зерна, содержащие больше тяжелых лантаноидов. В гранитах преобла-

дают желтые разных оттенков дипирамидальные кристаллы ксено-тима, а в пегматитах чаще встречаются призматические кристаллы и их сростки с кристаллами циртолита. В пегматитах по сравнению с гранитами преобладают густо-фиолетовые зерна флюорита, интенсивность окраски которого связана с содержанием в нем урана, что говорит о соответствующей концентрации этого элемента в пегматитах.

В отличие от призматических, обычно бесцветных кристаллов апатита, встречающихся в гранитах, в пегматитах чаще присутствуют короткопризматические кристаллы, которые характеризуются сильным развитием базопинакоида и иногда полным отсутствием граней дипирамиды. В гранитах апатит обладает резко селективно цериевым составом, в то время как в пегматитах наблюдается отчетливое его обогащение иттриевыми редкоземельными элементами.

Гранат из пегматитов отличается от граната из гранитов большим содержанием марганца и тяжелых лантаноидов. Только в пегматитах была обнаружена особая разновидность граната — иттрогранат.

Кварцевые жилы — продукт заключительного гидротермального этапа постмагматической деятельности, связанной со становлением гранитных массивов. Несмотря на обычно незначительные содержания, видовой состав встречающихся в них акцессорных минералов весьма разнообразен и не уступает таковому гранитов. Наиболее распространенными минералами являются магнетит, пирит, сфен, эпидот, апатит. Постоянно присутствующий в гранитах циркон встречается в кварцевых жилах реже, равно как и большинство других минералов редких элементов.

Характерной чертой кварцевых жил является их богатство минералами рудных элементов — окислами и главным образом сульфидами. По сравнению с гранитами в них возрастает в сотни раз содержание таких минералов, как пирит, галенит, сфалерит, молибденит, тетрадимит, халькопирит, вольфрамит, шеелит (см. табл. 10). Причиной, обуславливающей концентрацию в кварцевых жилах минералов Zn, Pb, Mo, Bi, As, Cu, W, является, по-видимому, склонность этих элементов к образованию соединений преимущественно с металлической или ковалентной связью. Поэтому они не участвуют в построении решеток с ионным типом связи, что благоприятствует их накоплению в гидротермальных растворах. Из самородных элементов в кварцевых жилах значительно концентрируется золото. Из нерудных минералов кварцевые жилы содержат в большом количестве флюорит, иногда турмалин. Весьма любопытно увеличение содержания такого минерала, как дистен.

Акцессорные минералы кварцевых жил обладают рядом особенностей: в них, как правило, встречаются более светлоокрашенные, вплоть до бесцветных, кристаллы циркона, граната, флюорита, сфена, монацита. Циркон, турмалин, эпидот не содержат

или содержат только в крайне незначительном количестве Sc, а магнетит — Ni, Zr, Nb, Ti. По сравнению с гранитами в апатите из кварцевых жил, представленном молочно-белыми зернами и толстотаблитчатыми кристаллами, содержание тяжелых лантаноидов резко падает.

Поскольку в кварцевых жилах наблюдается резкое увеличение содержаний рудных минералов, минеральный анализ внешне «безрудных» кварцевых жил может явиться подспорьем для установления потенциальной рудоносности интрузивов при поисках находящихся в связи с ними рудопроявлений скарнового, грейзенового и других типов.

Изучение акцессорных минералов жильных пород позволяет установить унаследованность ими особенностей минерального состава материнских гранитов и, следовательно, уточнить генетическую связь даек с определенными интрузивами. Для доказательства последней могут быть привлечены как петрографические, так и минералого-геохимические критерии. К первым относится общность петрографического состава в целом: с гранитами, например, связаны обычно аплиты, с гранодиоритами — микродиориты или гранодиорит-аплиты и т. п.; ко вторым — особенности минерального состава. Так, например, характер красного полевого шпата, типичного для гранитов Бушвельдского комплекса, сохраняется и во всех поздних производных — пегматитах и гидротермальных жилах. Такая же связь прослеживается и по амазониту — типоморфному минералу некоторых массивов оловянных и щелочных гранитов и пегматитов.

К минеральным признакам комагматичности интрузивных и жильных образований относятся также черты сходства химического состава и содержаний акцессорных минералов. Биотитовые граниты Западного Памира характеризуются повышенными содержаниями ильменита и ортита. Значительные количества этих минералов наблюдаются и в аплитах и пегматитах, генетически связанных с этими гранитами. В то же время лейкократовые граниты, содержащие обильный турмалин, сопровождаются аплитами и пегматитами, также содержащими значительные количества этого минерала.

Применяя методику количественного изучения акцессорных минералов в гранитоидах, можно довольно определенно решать вопрос о генетической связи жильных пород с определенными массивами. Это основывается на четкой унаследованности дайками ряда особенностей акцессорных минералов материнских гранитов. Наличие подобной унаследованности, вероятнее всего, объясняется преемственностью жильными породами общих черт химизма магмы: количества и состава летучих компонентов, редких элементов и т. п., что находит свое отражение в особенностях форм, окраски, состава и содержания акцессорных минералов. Принадлежность к единому магматическому очагу находит свое отражение в следующих признаках акцессорных минералов жиль-

ных пород: сохранении типичной формы кристаллов, отражающей особенности состава или условий формирования данной интрузии; сохранении типичной, преобладающей окраски; унаследованности особенностей состава акцессорных минералов; наличии или отсутствии какого-либо минерала, составляющего особенность данного интрузива. Примером последнего могут служить кварцевые жилы, наследующие высокие содержания топаза и флюорита или сфена и ортита в гранитных массивах Украины (табл. 11).

Т а б л и ц а 11

Унаследованность кварцевыми жилами видового состава и содержания акцессорных минералов материнских гранитов, г/т (Украина)

Минералы	Екатериновский массив		Салтычья Могила	
	Гранит	Кварцевая жила	Гранит	Кварцевая жила
Топаз	2738,00	5,28	—	—
Флюорит	2475,11	5,63	—	—
Колумбит	15,70	0,05	—	—
Монацит	9,10	0,10	—	—
Касситерит	2,10	0,03	—	—
Анатаз	1,10	0,10	—	—
Арсенопирит	0,10	0,10	—	—
Сфен	—	—	9585,70	375,94
Ортит	—	—	1269,50	15,40
Молибденит	—	—	0,80	0,20
Аурипигмент	—	—	0,72	0,40
Реальгар	—	—	0,72	0,20
Магнетит	0,92	4,75	10691,10	490,50
Ильменит	0,07	—	1515,11	9,73
Апатит	3,50	—	776,00	272,10
Циркон	400,30	0,50	708,10	20,10
Эпидот	0,60	0,03	101,62	38,10
Пирит	0,10	1,40	52,40	0,60
Халькопирит	—	0,02	5,80	0,24
Гаденит	0,10	0,02	0,74	0,30
Рутил	0,80	0,02	0,70	1,10
Гранат	0,02	0,02	0,03	0,02
Андалузит	—	2,70	—	—
Ильменорутит	7,00	—	—	0,20
Ксенотим	11,60	—	—	—
Торит	12,30	—	—	—

Минеральный состав жильных пород (см. табл. 10) свидетельствует о том, что лейкократовые дайки первого этапа в значительной мере наследуют особенности химического и минерального состава гранитов, что указывает на их генетическую связь и происхождение из общего, конкретного объема магмы, продуктом кристаллизации которого они являются.

Подобной преобладности особенностей химического и минерального составов гранитоидов не устанавливается для меланократовых даек II этапа, что наряду с наличием в них хромшпинелидов, повышенных содержаний Cr, Ni, Co в составе пирита и магнетита и практическим отсутствием минералов редких и радиоактивных элементов позволяет считать их производными иного, не гранитного магматического очага.

Рассматривая аплиты, пегматиты и кварцевые жилы, можно отметить их неодинаковую роль в концентрации различных аксессуарных минералов. Минералы редких элементов концентрируются в пегматитах, рудные минералы, главным образом сульфиды, отчетливо концентрируются в кварцевых жилах. Аплиты характеризуются наиболее низкими содержаниями минералов рудных и редких элементов. Одновременно они содержат мало минералов, в состав которых входят минерализаторы. Большая роль последних в концентрации аксессуарных минералов видна из того, что максимальные содержания минералов редких элементов наблюдаются в участках пегматитов, испытавших альбитизацию или грейзенизацию. С другой стороны, несомненна роль кристаллохимического фактора, примером чему может служить практическое отсутствие минералов редких элементов в кварцевых жилах и преимущественная концентрация в них минералов рудных элементов.

Основные и ультраосновные породы

По сравнению с гранитоидами распространенность ультраосновных и основных интрузивных пород незначительна. На их долю приходится лишь 4,5% от общей площади, занятой интрузивными породами в Советском Союзе. Однако в отдельных регионах, например на Сибирской платформе и Урале, они пользуются значительно более широким распространением.

Характерными элементами ультраосновных и основных пород являются Mg, Fe, Cr, Ni, Ti, V, Sr. Установлено, что породы, являющиеся производными ультраосновной магмы, отличаются от пород сходного состава, но являющихся производными базальтовой магмы, более высоким содержанием хрома, никеля, магния и более низким — железа, титана, ванадия и щелочей. Поэтому изучение аксессуарных минералов ультраосновных и основных пород представляет дополнительные данные для установления черт сходства или отличия пород близкого состава, но, возможно, относящихся к различным формациям, например габбро-пироксенит-дунитовой или гипербазитовой.

Условия кристаллизации рассматриваемых пород весьма своеобразны, что выражается в малом содержании летучих (H, Cl), а также в часто наблюдающейся высокотемпературной ликвации сульфидных составных частей.

Генезис и время выделения аксессуарных минералов ультраосновных и основных пород весьма различны. Например, пирро-

тин, халькопирит, пентландит, встречающиеся в виде округлых включений в пироксенах и олигинах, являются наиболее ранними выделениями. К ранним образованиям относятся и сростки титаномагнетита с силикатами (структуры распада твердых растворов), а также ранние генерации апатита, рутила и сфена. В то же время другие рудные минералы, например титаномагнетит, ильменит, судя по их взаимоотношению с породообразующими минералами (сидеронитовая структура), образуются позже последних, но раньше серпентина и являются, таким образом, образованиями позднемагматическими. Третьи, судя по их концентрации в участках измененных (амфиболитизированных, серпентинизированных и сосюритизированных) пород, являются наиболее поздними по времени выделения и обязаны своим возникновением постмагматическим растворам, производившим изменение пород. Таковы магнетит, а также ортит и турмалин, иногда присутствующие в измененных кварцевых габбро.

Интересно наличие в основных породах, хотя и в незначительных количествах, минералов Sn, W, Mo, обычно считающихся характерными для кислых пород. Так, в поритах Бушвельда отмечены шеелит и касситерит, в габбро Тувы — молибденит. Наличие этих минералов говорит о том, что в процессе кристаллизации основных магм указанные элементы могли накапливаться в количествах, достаточных для образования их собственных минералов.

Среди аксессуарных минералов ультраосновных и основных пород можно выделить характерные, присущие только рассматриваемой группе пород (хромит, пикотит, пентландит и др.), и обычные (магнетит, ильменит, циркон и др.).

К характерным относятся разнообразные окислы и главным образом сульфиды Cr, Ni, Cu, Fe.

Хромит. $FeCr_2O_4$; куб.; плотность 4,0—4,8; тв. 5,5—7,5¹.

Встречается главным образом среди ультраосновных пород, относящихся к гипербазитовой формации. Его ранняя генерация представлена октаэдрическими кристаллами, а поздняя — образует неправильные шпироподобные скопления. Хромиты, связанные с габбро, богаты Al_2O_3 , в то время как хромиты из перидотитов бедны ею. Установлено также, что хромиты с высоким содержанием магнетитовой составляющей характерны для глубоко эродированных, а с малым — для слабо эродированных массивов дунитов.

Шпинель $MgAl_2O_4$; куб.; плотность 3,5—3,7; тв. 8.

Широко распространена. В породах гипербазитовой формации она представлена преимущественно пикотитом, а в породах габбро-пироксенит-дунитовой — магнезиальной разностью — плеонастом, наряду с которой нередко встречается и железистая раз-

¹ Здесь и далее: тв. — твердость, куб. — кубическая сингония, мон. — моноклинная, триг. — тригональная, тетр. — тетрагональная, гекс. — гексагональная.

ность — герцинит. Особенности состава шпинели плеонаста и пикотита отражают богатство этих пород хромом и магнием, в то время как в гранитах обычно встречается цинковая шпинель — ганит.

Пирротин. Fe_nS_{n+1} ; гекс.; плотность 4,6—4,7; тв. 4.

Характерны магнитные свойства. В полированных образцах обладает слабым розовым оттенком и сильной анизотропией.

Наиболее часто встречается пирротин в виде неправильных, часто округлых, каплевидных выделений, реже монокристаллов. Относительно более крупные его зерна обычно состоят из нескольких тесно срощеных индивидов. Пирротин часто находится в сростании с рудными минералами. Его выделения наблюдаются также внутри ильменита и титаномагнетита, но местами он распределяется и по границам зерен нерудных минералов или образует мелкие неправильные или округлые включения в них.

Обычна ассоциация пирротина с халькопиритом, с которым он находится почти постоянно в тесном сростании. Оба эти минерала, по-видимому, выделялись одновременно или почти одновременно.

Пентландит. $(Fe, Ni)_9S_8$; куб.; плотность 4,5—5,0; тв. 3—4.

Отражательная способность визуальна ниже, чем у пирита, цвет кремово-желтовато-белый (промежуточный между халькопиритом и пирротинном), изотропный, относительный рельеф ниже, чем у хромшпинелидов.

Наиболее обычный из сульфидов никеля. Встречается в виде зерен или октаэдрических кристаллов, часто находящихся в тесном сростании с халькопиритом. Пентландит образует также мелкие включения в пирротине. Нередко пентландит замещается по трещинкам виоларитом.

Пентландит — характерный минерал рассматриваемой группы пород. В соответствии с высоким содержанием никеля в породах гипербазитовой формации встречающийся в них пентландит характеризуется очень высоким содержанием этого элемента, что существенно отличает его от бедных никелем пентландитов основных пород габбро-пироксенит-дунитовой формации.

Миллерит. NiS ; триг.; плотность 5,2—5,6; тв. 3—4.

Образует прожилковообразные выделения или скопления тонкопризматических игольчатых кристаллов. Часто находится в сростании с халькопиритом, от которого отличается по более бледному желтоватому цвету, большей отражательной способности, близкой к пириту, сильному цветному эффекту анизотропии в желтых и синеватых тонах. Реже миллерит встречается в сростании с пиритом, небольшие зерна которого наблюдаются в нем и в виде включений. Весьма интересны сростания миллерита с халькопиритом и своеобразные жилковидные выделения миллерита в линнеите. Как и пентландит, миллерит часто замещается по трещинкам виоларитом.

Хизлеудит. Ni_3S_2 ; триг.; плотность 5,82; тв. 4.

Цвет желтовато-кремовый, блеск металлический. Не магнитен. Встречается в серпентинитах в сростании с магнетитом.

Полидимит. Ni_3S_4 ; куб.; плотность 4,5—4,8; тв. 4—5.

Цвет светло-серый, блеск металлический. Встречается в серпентинизированных ультраосновных породах в ассоциации с миллеритом, браунитом и другими минералами.

Виоларит. $FeNi_2S_4$; куб.; плотность 4,8; тв. 4,5—5,5.

Характерен фиолетово-серый цвет. Встречается в ассоциации с халькопиритом, пирротинном, пентландитом и реже с миллеритом, по отношению к которым он является вторичным минералом. Отмечены все стадии замещения пентландита виоларитом — от его развития вдоль тонких трещин в зернах пентландита до образования по ним псевдоморфоз. В отраженном свете выделения виоларита имеют характерный синеватый оттенок и очень низкую отражательную способность по сравнению с окружающими сульфидами (пиритом, халькопиритом, пирротинном, миллеритом). Относительный рельеф его выделений почти равен миллериту. Минерал оптически изотропен.

Линнеит. Co_3S_4 ; куб.; плотность 4,85; тв. 5.

Встречается в ассоциации с кобальтоносным пиритом и в сростании с халькопиритом. Внутреннее строение зерен линнеита весьма своеобразное из-за наличия в них сети тонких неправильных жилковидных выделений миллерита, которые, возможно, выполняют трещины. Особенно характерна тесная связь линнеита с халькопиритом, который местами проникает внутрь зерен линнеита или непосредственно облекает их. Линнеит определяется по характерному слабому сиреневому или розовому цвету, такой же, как у халькопирита, отражательной способности и более высокому, чем у последнего, относительному рельефу, близкому к миллериту.

Герсдорфит. $(NiAs)S$; куб.; плотность 5,6—6,2; тв. 5,5. Отражательная способность значительно выше таковой халькопирита, визуально около 50%. Минерал обладает хорошо выраженной совершенной спайностью. При скрещенных николях изотропен.

Кроме перечисленных минералов для пород габбро-пироксенит-дунитовой формации отмечается присутствие ряда других, главным образом вторичных, сульфидов и арсенидов никеля, кобальта, меди и железа, отражающих геохимические особенности этих пород: никелина, смальтина, халькозина, ковеллина и кубанита, а также самородных элементов группы платины.

Обычные акцессорные минералы магнетит, апатит, сфен и др. в отличие от одноименных минералов гранитов обладают характерными, только им присущими особенностями состава, отражающими своеобразие химизма ультраосновных — основных пород различных формационных типов (см. гл. 3).

Особенностью основных и ультраосновных пород является их бедность многими редкими элементами, что находит свое отражение не только в низком содержании собственных минералов

этих элементов (табл. 12), но и в низком содержании редких элементов в обычных аксессуарных минералах. Например, апатит, сфен, гранат и циркон из этих пород содержат очень мало редких земель, сфен и ильменит — ниобия, циркон — гафния и т. п.

Геохимические особенности основных и ультраосновных пород, в частности их богатство Cr, Ni, Co, Pt, приводят к появлению таких характерных, не встречающихся в других типах пород минералов, как хромит, сульфиды никеля и кобальта (миллерит, пентландит, виоларит и др.), минералы группы платины. Богатство этих пород Ti, Mg, Cr ярко отражается на составе граната, содержащего значительное количество пирроповой или уваровитовой составляющих, ильменита, содержащего значительное количество магния (пикроильменит), магнетита, содержащего значительное количество титана (титаномагнетит), шпинели, представленной магнезиальной или хромовой разновидностями. Все это значительно отличает перечисленные минералы от одноименных минералов гранитов: богатой цинком шпинели, содержащего значительные количества марганца ильменита, почти лишенного титана магнетита, железисто-марганцевого граната и т. п.

Подобные отличия в составе одноименных минералов могут быть с успехом использованы при решении некоторых петрологических вопросов. В связи с этим необходимо отметить, что особенности состава аксессуарных минералов довольно хорошо отражают

Т а б л и ц а 12

Сравнительные данные по среднему содержанию (в г/т)
и видовому составу аксессуарных минералов в габбро и гранитах

Минерал	Габбро (6)	Биоти- товые граниты (170)	Минерал	Габбро (6)	Биоти- товые граниты (170)
Ильменорутил	—	1,3	Ильменит	3213,5	360,3
Тантало-ниобаты	—	3,4	Сфен	2026,1	312,6
Монацит	0,2	30,7	Лейкоксен	10,0	15,5
Ксенотим	0,01	1,7	Ругил	1,3	5,8
Циркон	35,2	115,6	Анагаз	—	4,6
Ортит	0,1	65,2	Вольфрамит	—	0,3
Уранинит	—	0,6	Шеллит	—	0,3
Торит	—	1,4	Касситерит	—	0,1
Сподумен	—	0,7	Апатит	16033,5	447,6
Галенит	0,1	0,2	Флюорит	2,8	77,5
Халькопирит	11,8	0,7	Топаз	0,1	0,2
Молибденит	0,02	0,2	Турмалин	0,01	62,2
Пирротин	113,6	5,3	Гранат	2,3	65,2
Пирит	126,2	9,1	Эпидот	258,5	147,9
Сфалерит	2,8	0,2	Барит	—	0,01
Арсенопирит	2,8	0,8	Шпинель	0,2	0,1
Магнетит	94 255,0	1396,7	Корунд	0,9	0,4
Гематит	0,2	39,3	Андалузит	—	40,5
			Дистен	—	0,4

формационную принадлежность ультраосновных и основных пород. Ультраосновные породы, относящиеся к гипербазитовой формации, характеризуются обилием хромита, малотитанистым магнетитом, высоким содержанием никеля в пентландите. Кроме того, в породах гипербазитовой формации широко распространены пирротин, хромит, пикотит, а также разнообразные сульфиды никеля, кобальта и железа. Циркон в них крайне редок, а минералы TR, Nb, U, Th, W, Mo, Zr, Pb не обнаружены.

Ультраосновные породы, относящиеся к габбро-пироксенит-дунитовой формации, содержат в большом количестве титаномагнетит, а встречающиеся в них хромшпинелиды являются более железистыми, чем хромшпинелиды гипербазитовых комплексов.

Породы габбро-пироксенит-дунитовой формации характеризуются наличием более разнообразных акцессорных минералов. Здесь появляются и пользуются более широким распространением кальцийсодержащие минералы: апатит, сфен и эпидот. Сульфиды никеля и кобальта встречаются очень редко или отсутствуют, но зато отмечается появление сульфидов Cu, Fe, Zn, Pb, As. Увеличивается частота встречаемости циркона, появляются ортит и турмалин.

Основные породы платформенных комплексов, типичным представителем которого является трапповая формация, характеризуются по сравнению с породами габбро-пироксенит-дунитовой формации геосинклинальных зон большими содержаниями и более частой встречаемостью граната, циркона, галенита, сфалерита и халькопирита; в них появляются молибденит, вольфрамит и шеелит. Основные породы платформенных областей, очевидно, содержат больше серы, так как и в них широко распространены полисульфиды (пирит, арсенопирит, бровит и др.), чаще встречаются различные окислы — рутил, анатаз, гематит, корунд и минералы, содержащие летучие компоненты — флюорит, топаз, турмалин. Следует отметить, что повышенное содержание флюорита и топаза обычно отличает и платформенные гранитоиды от геосинклинальных.

Говоря о возможности использования минералого-геохимических особенностей ультраосновных и основных пород при решении некоторых петрогенетических вопросов, необходимо упомянуть, что помимо общепризнанного взгляда на их магматический генезис существует точка зрения о возможности их образования метасоматическим путем. В этом свете особенности минерального состава рассматриваемых пород, выражающиеся в появлении или увеличении содержания таких минералов, как флюорит, топаз, турмалин, перовскит, циркон, апатит, вторичный, бедный примесями, магнетит, могут указывать на участие метасоматических процессов в их образовании или преобразовании. Кроме того, породы, испытавшие метасоматоз, характеризуются нередко появлением футлярообразных кристаллов циркона или апатита.

В случае преобразования осадочных пород в породы габброидного облика последние должны также характеризоваться более

высокими содержаниями минералов Zr, TR, U, Th, Sn, W, Mo, Pb, так как кларки этих элементов в осадочных породах выше, чем в основных породах магматического происхождения.

Изучение минерального состава габбро показало (см. табл. 12), что минералы редких элементов содержатся в них в ничтожных количествах и встречаются спорадически. Естественно предположить, что диориты, образующиеся при дифференциации основной магмы, также будут содержать меньшее количество этих минералов, чем диориты, являющиеся производными гранитной магмы, в которых значительно больше минералов редких элементов. Так намечаются пути решения вопроса о генезисе диоритов, часто слагающих небольшие самостоятельные тела или образующих оторочки вокруг габбровых или гранитных интрузивов.

Особенности минерального состава ультраосновных и основных пород наследуются их жильными производными. Так, жилы плагиоаплита, связанные с габбро, содержат до 25 кг/т сфена, в то время как среднее содержание сфена в аплите, связанном с гранитами, составляет 140 г/т. Это позволяет более уверенно расчленять жильные тела в районах совместного развития кислых и основных интрузивов.

Несколько раз отмечалось, что высокие содержания никеля в ультраосновных породах наследуются и продуктами изменения этих пород — серпентинитами. Апоперидотитовые серпентиниты островов Новая Каледония, Филиппинские и Корсика содержат много никелевых минералов. В них даже иногда появляется редкий минерал—аваруит (NiFe). Поэтому для различных пород, которые могут иметь пара- или ортопроисхождение (амфиболиты, серпентиниты, тальковые породы), по особенностям содержаний никеля, кобальта или их минералов может быть установлена первичная природа этих пород.

Работы, проведенные с целью выяснения генезиса серпентинитов, показали полное отсутствие хрома и никеля и пониженное содержание кобальта и скандия в этих породах, образовавшихся в результате гидротермального изменения осадочных магнезиально-карбонатных пород. В то же время наличие аксессуарного хрома и никеля среди некоторых тальковых пород позволяет считать их образовавшимися за счет метаморфизма ультраосновных, а не карбонатных пород. Практически постоянное отсутствие циркония в некоторых талькитах, тальково-карбонатных и им подобных породах подтверждает их происхождение за счет гипербазитов. В то же время присутствие циркония, а также корродированных кристаллов циркона во вмещающих тальковые месторождения хлоритовых породах свидетельствует о происхождении последних за счет метаморфизма осадочных пород.

Ультраосновные и основные породы в соответствии с особенностями их химизма в ряде случаев бывают значительно обогащены минералами группы платины, хромитом, сульфидами никеля и кобальта, минералами железа и титана. Форма нахождения

этих минералов различна. Помимо часто наблюдающейся мелкой вкрапленности минералов они в ряде случаев образуют прожилки и гнезда или даже целые горизонты вкрапленных сульфидных руд. Известны также примеры широко развитой сидеронитовой цементации сульфидами и арсенидами породообразующих минералов перидотитов.

Причины, приводящие к образованию скоплений рудных минералов, могут быть различны. Одним из наиболее важных факторов является кристаллизационная и гравитационная дифференциация, приводящая к раннему обособлению рудного вещества от главной массы силикатных минералов. Это особенно наглядно видно на примере сложнодифференцированных слоистых интрузивов. Слоистые интрузии в Канаде содержат слои, в нижней части обогащенные хромитом, медно-никелевыми сульфидами и металлами платиновой группы. В Чинейском габбро-анортозитовом плутоне (Восточная Сибирь) оруденелые габброиды приурочены к сильно дифференцированным расслоенным участкам.

Возможно также накопление рудного вещества к концу процесса кристаллизации. Это приводит к образованию сидеронитовых структур, когда породообразующие минералы цементируются рудными — титаномагнетитом или ильменитом. Примером могут служить породы типа косьвита и др.

Обогащение основных пород рудными минералами может быть связано и с различными поздними процессами. При этом в серпентинитах наблюдается появление таких минералов, как самородные медь, железо, платина; в амфиболизированных габбро-диабазях сильно увеличивается содержание рутила, в амфиболизированных пироксенитах — сфена, а в пироксенитах, подвергшихся нефелинизации, — перовскита.

Можно привести следующие примеры высоких содержаний рудных минералов в ультраосновных и основных породах. В Казахстане встречаются эклогиты, содержащие до 50 кг/т рутила. На Урале известны рутиловые амфиболиты и эклогиты, количество рутила в которых составляет соответственно 10 и 40 кг/т. Пироксениты Урала содержат до 150 кг/т, а нижнепротерозойские габброиды Средне-Витимской горной страны — до 400 кг/т титаномагнетита. В Восточном Саяне известны пироксениты, содержащие ильменит в количестве до 180 кг/т, и габбро — до 100 кг/т. В некоторых дунитах встречаются лентовидные, сильно обогащенные хромитом участки, получившие название оливниновых хромититов.

Щелочные породы

Щелочные породы широко распространены, однако значительные их массы встречаются только в отдельных районах, например на Кольском полуострове, Урале, в Туве, Северном и Южном Прибайкалье, Средней Азии и Южной Якутии.

Генезис и состав этих пород весьма разнообразны. Наиболее распространены нефелиновые и щелочные сиениты, геохимической особенностью которых является богатство щелочами, титаном, редкими элементами, а также летучими компонентами: галлоидами, углекислотой, водой и серой.

В зависимости от генезиса щелочных пород, выражением которого являются природные ассоциации этих пород, среди них можно выделить четыре магматические формации, различающиеся по видовому составу и содержанию аксессуарных минералов (табл. 13): нефелин-сиенитовую, щелочно-ультраосновную, щелочно-габброидную (базальтоидную) и щелочно-гранитоидную.

Породы нефелин-сиенитовой формации в зависимости от преобладания или недостатка щелочей по отношению к алюминию подразделяются на агпаитовый и миаскитовый типы. Наиболее характерными представителями агпаитового типа являются нефелиновые сиениты и полевошпатовые уртиты, миаскитового — миаскиты и щелочные сиениты.

К щелочно-ультраосновной формации относятся ультраосновные породы, обогащенные щелочами и содержащие биотит, нефелин или мелилит, такие, как нефелиновые или мелилитовые пироксениты, породы ряда якупирангит-уртита, нефелиновые сиениты и др. К щелочно-габброидной формации относятся эссекситы, фойяиты, тешениты, ийолит-уртиты, шонкиниты и др. Щелочно-гранитоидная формация включает поздние дериваты кислых интрузий, внедрившихся в завершающие этапы развития складчатых областей. К ней относятся щелочные граниты (рибекитовые и арвфедсонитовые), щелочные и нефелиновые сиениты.

Так же, как для гранитов и основных пород, видовой состав и содержание аксессуарных минералов, встречающихся в щелочных породах, определяются их формационным положением, общей щелочностью, т. е. кислотно-основными отношениями между компонентами расплава при его кристаллизации, а также характером и интенсивностью постмагматических процессов. Последние в значительной мере определяют особенности минерального состава щелочных пород. Например, в каледонском комплексе щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова и Карелии, по данным А. А. Кухаренко, установлено около 200 минеральных видов и разновидностей. Из общего числа этих минералов только 15 являются первичными, выделившимися непосредственно при кристаллизации магматических пород. Подавляющее большинство минералов представляет собой образования, возникшие в процессе автотематоморфизма и метасоматического изменения пород в постмагматический этап формирования массивов.

Минеральный состав нефелиновых сиенитов разных формационных типов, как это установлено Р. П. Тихоненковой, различен (см. табл. 13).

Для пород щелочно-ультраосновной формации характерны наиболее высокие содержания перовскита, бадделента, халько-

Средние содержания аксессуарных минералов в главнейших формационных группах магматических щелочных пород, г/т (по Р. П. Тихоненковой)

Минерал	Формации						
	нефелин-сиенитовая			щелочно-ультраосновная	щелочно-габброидная (базальтоидная)		щелочно-гранитоидная
	миаскитовые породы, $\kappa \approx 1$	агпаитовые породы, $\kappa >$	среднее		натриевая	калиевая	
Пиррохлор	11,9	44,6	28,3	0,4	176,0	0,4	172,0
Перовскит	0,1	—	Ед. зн.	166,0	—	29,0	—
Лопарит	201,1	4 138,8	2 170,0	—	—	—	—
Чевкинит	Ед. зн.	—	Ед. зн.	—	—	—	Ед. зн.
Фергусонит	»	—	—	—	—	—	»
Циркон	22,6	245,2	133,9	0,3	630,0	214,0	3476,0
Бадделейт	Ед. зн.	—	Ед. зн.	90,0	—	12,0	—
Лампрофиллит	2 237,2	2 231,8	2 234,5	—	—	14,0	0,4
Астрофиллит	737,3	2,0	369,7	—	—	—	—
Эвдиалит	608,3	12 186,0	6 397,0	Ед. зн.	—	7,0	—
Монацит	Ед. зн.	7,3	3,7	—	—	—	3,0
Ксенотим	»	—	Ед. зн.	—	—	—	2,0
Нордит	—	31,7	15,8	—	—	—	—
Беловит	—	0,1	0,1	—	—	—	—
Анкилит	—	9,3	4,6	—	—	—	—
Ортит	—	—	—	—	—	—	1100,0
Торит	Ед. зн.	—	Ед. зн.	—	Ед. зн.	—	0,3
Пектолит	179,2	291,2	235,2	2,0	0,5	—	—
Ломоносовит	3,8	79,6	41,7	—	—	—	—
Ринколит	453,0	28,8	240,5	—	—	8,0	0,1
Ловенит	35,5	—	17,7	—	—	—	—
Рамзаит	556,8	1 293,5	924,6	7,0	—	0,5	—
Розенбушит	18,4	0,6	9,5	—	—	—	Ед. зн.
Молибденит	0,1	0,5	0,2	—	—	—	»
Пирит	85,0	20,6	52,8	68,0	—	—	320,0
Галенит	0,5	3,5	9,3	0,3	—	—	5,0
Сфалерит	8,1	30,9	19,5	—	—	—	3,0
Арсенопирит	0,2	0,4	0,3	—	—	—	—
Киноварь	0,1	Ед. зн.	Ед. зн.	—	—	—	Ед. зн.
Халькопирит	1,6	0,2	0,9	44,0	—	—	2,5
Марказит	4,6	4,3	4,5	—	—	—	—
Магнетит	7 793,0	3,9	3 898,5	26 985,0	26 274,0	25 252,0	2771,0
Ильменит	6 858,0	7 674,1	7 266,1	406,0	1 487,0	1 811,0	621,0
Сфен	25 570,5	3 885,5	14 727,0	2 634,0	3 089,0	3 545,0	772,0
Рутил	0,2	Ед. зн.	0,1	—	0,1	—	4,0
Анатаз	Ед. зн.	»	Ед. зн.	—	0,3	—	—
Пирротин	361,8	260,3	311,1	18,0	52,0	15,0	96,0
Гематит	0,1	18,4	9,3	—	28,0	—	1300,0
Апатит	6 527,6	5 445,1	5 985,4	10 541,0	8 433,0	2 198,0	1254,0
Бритолит	0,3	—	0,2	—	—	5,0	375,0
Флюорит	50,3	66,4	58,4	—	1 250,0	845,0	7500,0
Гранат	0,3	67,7	34,0	1 087,0	35,0	7 958,0	2293,0

пирита, магнетита, апатита; щелочно-габброидной — граната; щелочно-гранитоидной — пирохлора, циркона, ортита, флюорита. Щелочные сиениты щелочно-гранитной формации, например, значительно богаче минералами Zr, TR, Nb, а также апатитом и флюоритом по сравнению с аналогичными породами щелочно-габброидной формации. В последних несколько чаще встречаются минералы рудных элементов — халькопирит и галенит.

Наиболее обогащены минералами редких элементов породы нефелин-сиенитовой формации. Однако их минеральный состав в значительной степени зависит от принадлежности к миаскитовому или агпайтовому типам.

В миаскитовых нефелиновых сиенитах, где нет избытка щелочей над алюминием, образуются циркон, пирохлор, ильменит, магнетит, пирит, пирротин, а также кальцийсодержащие акцессорные минералы — сфен, апатит. Правда, их состав значительно отличается от одноименных минералов гранитов.

Формирование агпайтовых нефелиновых сиенитов происходит в условиях обилия летучих, значительная часть которых не отделяется, а входит в кристаллические решетки порообразующих и акцессорных минералов. Это связано с повышенной способностью агпайтовых щелочных расплавов к удержанию летучих, в частности фтора, чем и объясняется обогащенность щелочных пород таким фторсодержащим минералом, как виллиомит.

Нефелиновые сиениты содержат разнообразные акцессорные минералы, многие из которых присущи только этим породам, в то время как остальные хотя и встречаются в гранитах, но отличаются от них рядом особенностей своего состава.

Обилие щелочей при недостатке кремнезема приводит к превращению ряда катионов в комплексные анионы типа $(F_2O_4)^{2-}$, $(ZrO_4)^{4-}$, $(TiO_4)^{4-}$, участвующие в образовании сложных по составу титано- и цирконосиликатов (рамзаит, мурманит, эвдиалит, катаплеит и др.). Следует отметить, что в агпайтовых нефелиновых сиенитах наиболее интенсивно проявлены и процессы послемагматического аутометасоматоза — альбитизация, содалитизация, цеолитизация, — оказывающие существенное влияние на появление конкретных ассоциаций акцессорных минералов.

Поздние процессы вызывают значительные изменения содержания акцессорных минералов в нефелиновых и щелочных сиенитах. В либнеритизированных нефелиновых сиенитах гранитной формации исчезает сфен, но отмечается появление значительных скоплений корунда, пирита и галенита, а в мусковитизированных нефелиновых сиенитах сильно возрастает содержание корунда и бадделента. В альбитизированных сиенитах щелочно-ультраосновной формации увеличивается количество эвдиалита, розенбушита, рамзаита, ринколита, лампрофиллита и лопарита. Кроме того, для них характерно появление скоплений граната, пирохлора, циркона, торита, астрофиллита. Скопление последнего в альбитизированных сиенитах достигает, например, 100—150 кг/т.

В породах значительно карбонатизированных увеличивается содержание сульфидов, появляются минералы редкоземельных элементов, но исчезает циркон.

Геохимические особенности агпайтовых нефелиновых сиенитов (высокое содержание щелочей и их преобладание над алюминием), большое содержание железа, редких элементов, фтора, хлора, серы, воды обуславливают появление специфической ассоциации аксессуарных минералов Ti, Zr, Nb, TR, Be и Li: мурманита, ломоносовита, рамзаита, лампрофиллита, карбоцерита, ринколита, стенструпина, лопарита, кордита, беловита, розенбушита, ловенита, астрофиллита, эвдиалит-эвколита, ловозерита, катаплевита, бадделейта, велерита, вадеита, чкаловита, эвдидимита, эпидидимита, тайниолита, полилитнионита и др. Широко распространены также минералы, сочетающие в своем составе Na с Cl, S, P и F—ломоносовит, виллиомит, минералы группы содалита. Их подробную характеристику можно найти в обстоятельных монографиях К. А. Власова, М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой (1959), а также Е. И. Семенова и других исследователей («Минералогия . . .», 1974).

Здесь следует отметить особенности только наиболее типичных минералов агпайтовых щелочных пород. Минералы миаскитовых щелочных пород, встречающиеся также в гранитах, описаны в главе 3.

Перовскит. CaTiO_3 ; куб.; плотность 4,1; тв. 5,5—6,0.

Минерал встречается в виде кубических кристаллов и неправильных выделений. Может содержать до 16,3% TR_2O_3 и 2,8% Nb_2O_5 . Обычен в породах щелочно-ультраосновной формации.

Лопарит. $\text{NaCaTi}_2\text{O}_6$; куб.; плотность 4,8; тв. 6.

В нефелиновых сиенитах лопарит образует выделения в виде двойников прорастания по флюоритовому закону, монокристаллов в форме кубов и октаэдров и ксеноморфных образований. Цвет лопарита черный, блеск металлический. Спайность отсутствует. Непрозрачный.

В лопарите намечается определенная зависимость между содержанием ниобия и титана, ниобия и редкоземельных элементов. Увеличение содержания ниобия ведет к уменьшению содержания титана и, наоборот, уменьшение ниобия приводит к увеличению содержания TiO_2 и TR_2O_3 . Чем больше в лопарите редкоземельных элементов, тем меньше в нем стронция.

Повышенное количество лопарита наблюдается в породах, богатых нефелином, — уртитях, порфириовидных ювитах и меланократовых разновидностях — малиньитах, эгириновых луявритах. В других породах — пойкилитовых сиенитах — лопарит присутствует в значительно меньших количествах. Наибольшая концентрация его наблюдается в участках сильно альбитизированных пород.

По времени выделения лопарит один из ранних редкометаллических минералов. Его кристаллы обычны в эгирине, арфведсоните,

реже в периферических частях выделений микроклина и нефелина. Более поздние зерна лопарита, как правило, ксеноморфны.

Пирохлор. $\text{NaCaNb}_2\text{O}_6\text{F}$; куб.; плотность 4,3; тв. 5,5.

Пирохлор встречается в виде мелких зерен размером 0,5—1 мм, красновато-коричневого цвета или в виде кристаллов октаэдрического или кубического габитуса. Наблюдается комбинация куба с октаэдром. В шлифах пирохлор буровато-коричневый с высоким рельефом. Оптически изотропный.

Пирохлор — характерный минерал миаскитовых нефелиновых сиенитов. Повышенные количества этого минерала при крайне неравномерном его распределении присущи постмагматическим альбититам и кальцититам. Встречается пирохлор также в щелочных гранитах и карбонатитах. Выделяется несколько разновидностей этого минерала: гатчетолит, U-пирохлор, Ва-пирохлор (пандаит), Рb-пирохлор и др. Для нефелиновых сиенитов характерны наиболее натриевые разновидности, для карбонатитов — кальциевые.

Бадделейт. ZrO_2 ; мон.; плотность 5,5; тв. 6,5.

Встречается в таблитчатых или пластинчатых кристаллах коричневого цвета, обладающих характерным стеклянним блеском и часто образующих взаимно перпендикулярные прорастания. На гранях наблюдается тонкая параллельная штриховка. Цвет светло-бурый до почти бесцветного и красновато-коричневый. Минерал прозрачный. В проходящем свете бесцветный и бурый. В окрашенных разностях ясный плеохроизм: от красновато-бурого по Np до светло-бурого и зеленовато-бурого по Ng ; $c : Np \approx 10^\circ$. Встречаются полисинтетические двойники. Изредка в бадделейте наблюдаются включения мелких кристаллов циркона.

Бадделейт — характерный минерал щелочно-ультраосновных пород. Его свойства не изменяются в зависимости от типа породы. Относительно обогащены бадделейтом биотитовые нефелиновые сиениты (140 г/т) и их канкритовые разности (126 г/т).

Ломоносовит. $\text{Na}_9\text{Ti}_4\text{Si}_7\text{P}_2\text{O}_{25}\text{F}_{14}$; мон.; плотность 3,0; тв. 3,5.

Ломоносовит является крайним фосфорсодержащим членом минералов группы ломоносовита — мурманита, содержащим до 14,62% P_2O_5 . Вода в нем отсутствует, в то время как в мурманите содержится 10,2—20,34% H_2O и нет фосфора.

Ломоносовит и промежуточные его разновидности этой группы в породах образуют тонкопластинчатые, нередко чешуйчатые выделения. Цвет ломоносовита темно-коричневый до черного, цвет переходных разновидностей — коричнево-желтый, желтый и фиолетово-розовый. Блеск на плоскости спайности стеклянный, перпендикулярно к спайности — жирный. Минерал очень хрупкий. По мере перехода в мурманит наблюдается постепенное уменьшение плотности. Для кристаллов ломоносовита характерна весьма совершенная спайность по плоскости (100). Ломоносовит — первичный магматический минерал. Он выполняет промежутки неправильной формы между нефелином, микроклином, ортоклазом

и эгирином, приспособляясь к формам их выделения. В трахитондных щелочных породах пластинки этих минералов обычно ориентированы параллельно трахитондности.

Мурманит. $\text{Na}_3\text{Ti}_4\text{Si}_4\text{O}_{17}\text{F}\cdot 5\text{H}_2\text{O}$; мон.; плотность 2,8; тв. 2,5.

Мурманит широко распространен в фойяитах, эвдиалитовых луавритах и их пегматитах, где он образует чешуйчатые выделения или лучистые сростки кристаллов. Может быть конечным продуктом изменения ломоносовита, но может иметь и первичное самостоятельное происхождение.

Цвет мурманита сиренево-розовый или ярко-розовый, у измененных разновидностей — желтый, бурый, коричневый до черного. Характерна весьма совершенная спайность, по которой он легко расщепляется на тонкие чешуйки. Блеск на плоскостях спайности стеклянный, в изломе жирный. Непрозрачный. Хрупкий.

Минералы группы ломоносовита — мурманита являются характерными редкометальными минералами фойяитов и наиболее лейкократовых разновидностей агпайтовых нефелиновых сиенитов и их пегматитов. Иногда наблюдается взаимное прорастание минералов описываемой группы с микроклином или включения в них лопарита, апатита, сфена, рамзаита.

Велерит. $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{ZrNbSi}_4\text{O}_{17}\text{F}$; мон.; плотность 3,4; тв. 5,5.

Представлен буроватыми игольчатыми агрегатами, загрязненными микровключениями. Минерал прозрачный. Спайность по плоскости (010) и отдельность — по (001). В проходящем свете бесцветный, слабо-желтоватый. Удлинение отрицательное. Двупреломление низкое. Часто встречаются полисинтетические двойники по плоскости (010). В велерите содержится до 1,85% TR_2O_3 , 0,49% Nb_2O_5 и 0,32% ZrO_2 .

Ринколит. $\text{Na}_2\text{Ca}_4\text{GeTiSi}_4\text{O}_{15}\text{F}_3$; плотность 3; тв. 5.

Образует мелкие шестоватые кристаллы и игольчатые агрегаты. Обычно ассоциирует со сфеном и лопаритом. Разрушаясь, замещается радофанитом, анкилитом, бастнезитом. Содержит включения лопарита, апатита, ломоносовита, лампрофиллита. Встречается в апатитовых уртитах, луавритах и пойкилитовых содалитовых сиенитах.

Лампрофиллит. $\text{Na}_8\text{Sr}_3\text{FeTi}_6\text{Si}_8\text{O}_{34}\text{F}_2$; мон.; плотность 3,4; тв. 2,5.

Форма нахождения — длиннопластинчатые кристаллы или сростки кристаллов. Реже наблюдаются тонкоигольчатые и волокнистые выделения. В зависимости от наличия Mn или Ba выделяют Mn- и Ва-лампрофиллиты.

Цвет минерала темно-бурый, буровато-желтый или соломенно-желтый, иногда красновато-бурый с золотистым оттенком. Наиболее светлую окраску имеют тонкоигольчатая и волокнистая разновидности. Непрозрачный, в тонких сколах просвечивает. Хрупкий. Излом неровный. Спайность весьма совершенная по плоскости (100), благодаря чему минерал легко разделяется на тонкие пластинки. Блеск на плоскостях спайности полуметаллический.

Лампрофиллит в породах ассоциирует с натровыми редко-метальными минералами. Для него характерен парагенезис с ломоносовитом, мурманитом, рамзантом, эвдиалитом и виллиномитом.

В породах лампрофиллит выполняет промежутки между нефелином и микроклином, нередко располагаясь в периферических участках кристаллов последнего. Наиболее часто встречается лампрофиллит в эвдиалитовых луювритах, хибинитах и нозеановых сиенитах.

Рамзаит. $\text{Na}_2\text{Ti}_2\text{Si}_2\text{O}_9$; ромб.; плотность 3,4; тв. 6,0.

Образует пластинчатые выделения. По форме выделений различается кристаллический, мелкозернистый, пластинчатый и волокнистый рамзаит. Главная его масса представлена пластинчатой разновидностью.

Цвет минерала темно-коричневый, коричневый, буроватый, светло-коричневый до желтовато-коричневого у вторичного рамзаита. Блеск на гранях кристаллов и вдоль плоскостей спайности варьирует от стеклянного до полуметаллического, реже матовый, в изломе жирный. Спайность совершенная по плоскости (100) и менее совершенная — по (210). Темноокрашенные разновидности непрозрачные, более светлые — от полупрозрачных до прозрачных.

В дифференцированном комплексе Ловозерского массива рамзаит присутствует в эгириновых и роговообманковых луювритах, реже в фойяитах в количестве 0,1—0,5%. В породах, обогащенных титансодержащими минералами, рамзаит встречается в незначительных количествах или отсутствует. Он не встречен, например, в уртитях, ийолит-уртитях и малиньитах.

В породах рамзаит выполняет промежутки между нефелином, микроклином, эгирином и роговой обманкой и содержит включения апатита, сфена, лопарита и ильменита.

В рамзаите из фойяитов отмечается высокое содержание ниобия (3% Nb_2O_5), в то время как гидротермальный, игольчатый рамзаит беден ниобием.

Астрофиллит. $\text{K}_2\text{NaFe}_7\text{Ti}_2\text{Si}_8\text{O}_{27}\text{F}(\text{OH})_2$; мон.; плотность 3,3; тв. 3,0.

Встречается астрофиллит в виде пластинчатых выделений размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Цвет темный, золотисто-бурый. В тонких пластинках прозрачный. Спайность совершенная в одном направлении. Блеск на плоскостях спайности сильный, перламутровый. Хрупкий. Излом неровный. Оптически двуосный, положительный. Широко распространен в щелочных породах и их пегматитах, особенно в фойяитах, рихсчорритах, нозеановых сиенитах. Ассоциирует с эвдиалитом, сфеном, ильменитом, пирротинном. Иногда замещает ильменит и энigmatит.

В щелочных породах Средней Азии встречается Cs-астрофиллит, который может рассматриваться как возможный источник цезия.

Эвдиалит. $\text{Na}_5\text{Ca}_3\text{ZrSi}_9\text{O}_{24}\text{Cl}(\text{OH})_2$; гекс.; плотность 2,8; тв. 5,5.

Эвдиалит обычно образует выделения неправильной формы, реже хорошо ограненные кристаллы. Последние наблюдаются только в эвдиалитовых луавритах и эвдиалититах. Они представлены сильно удлинненными по вертикальной оси кристаллами со слабо развитой гранью базопинакоида и хорошо развитыми гранями главного ромбоэдра и призм.

Цвет минерала розовато- и вишнево-красный различных оттенков. Блеск стеклянный. Спайность не наблюдается. Излом мелко раковистый. Непрозрачен до прозрачного в тонких сколах. Удельный вес одного и того же зерна в различных участках обычно непостоянен, что объясняется зональным их строением.

Богатый кальцием эвдиалит характерен для эгириновых луавритов, эвдиалитовых луавритов и пойкилитовых нефелиновых сиенитов, а разности, более богатые натрием, — для пегматитов, эвдиалититов, пойкилитовых содалитовых сиенитов и фойяитов. Наиболее высокое содержание летучих (Cl, OH) свойственно для этого минерала из фойяитов, эвдиалититов и пегматитов.

Самое высокое содержание циркония (14,16—14,37% ZrO_2) отмечается в минерале из эвдиалититов и пойкилитовых содалитовых сиенитов, а редкоземельных элементов — из эвдиалититов (2,92% TR_2O_3) и пегматитов (2,12% TR_2O_3). Ниобий в наибольшем количестве содержится в этом минерале из эвдиалититов и пойкилитовых содалитовых сиенитов (1,05—1,16% Nb_2O_5).

Более натриевые разности эвдиалита находятся в парагенетической ассоциации с натриевыми редкометальными минералами (ломоносовитом, мурманитом, лампрофиллитом и др.) и, наоборот, более кальциевые наблюдаются в тесном парагенезисе с минералами кальция (лопаритом, апатитом, сфеном и др.).

По времени выделения эвдиалит является сравнительно ранним минералом. В гидротермальную и гипергенную стадии формирования щелочных пород и пегматитов он замещается катапленитом, эльпидитом, ловозеритом и цирфеситом. Наиболее широко развито замещение цирфеситом.

В эвдиалитовых луавритах и эвдиалититах эвдиалит встречается в столь большом количестве, что они могут рассматриваться как циркониевое сырье. Наиболее распространен в нефелиновых сиенитах Ловозера (СССР) и Илимаусака (Гренландия).

Ловозерит. $\text{Na}_2\text{ZrSi}_6\text{O}_{12}(\text{OH})$; гекс.; плотность 2,5; тв. 5,0.

По характеру выделений различаются две разновидности ловозерита: первичный, выполняющий промежутки между различными минералами, и вторичный, образующийся в процессе замещения эвдиалита. Цвет ловозерита желтовато-розовый, при далеко зашедшем процессе разрушения — черный или темно-бурый. Непрозрачный. Излом неровный, раковистый.

В особенно больших количествах ловозерит содержится в таких поздних породах, как ловозерит-мурманитовые луавриты, которые могут рассматриваться как комплексный источник Zr, Nb

и других элементов, содержащихся в значительном количестве в кристаллической решетке ловозерита.

Катаплеит. $\text{Na}_2\text{ZrSi}_3\text{O}_9 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; гекс.; плотность 2,7; тв. 5,5.

Встречается в виде тонких выделений, иногда скрытокристаллических агрегатов. Отдельные чешуйки катаплеита нередко собраны в лучистые агрегаты. Цвет катаплеита бледно-коричневый, в некоторых случаях с розовым оттенком. Блеск стеклянный. Непрозрачный. Наблюдается совершенная спайность по плоскости (0001). Излом неровный.

Катаплеит из щелочных пегматитов содержит 0,3% гафния и 0,5% стронция. Первичный катаплеит образует бесцветные кристаллы, вторичный обладает коричневой окраской. Первый обогащен натрием, второй — кальцием.

Нордит. $\text{Na}_6\text{CeLaSrCaMn}_3\text{Si}_2\text{O}_{35}$; ромб.; плотность 3,4; тв. 5,5.

Образует пластинчатые выделения, нередко собранные в верообразные агрегаты. Цвет нордита светло-коричневый. Спайность отчетливая по (100). Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Хрупкий. Излом неровный до раковистого. Ассоциирует с содалитом, уссингитом, чкаловитом, мурманитом, стенструпином.

Стенструпин. $\text{Na}_2\text{MnCaGe}_2\text{Si}_5\text{PO}_{18}(\text{OH})$; гекс.; плотность 3,2; тв. 4,5.

Образует изометрические выделения, реже уплощенные гексагональные кристаллы. Кроме щелочных пород Ловозерского массива широко развит в Илимаусаке, где образует крупные скопления.

Бритолит. $\text{Ca}_2\text{Ce}_3(\text{SiO}_4)_3\text{F}$; ромб.; плотность 4,4; тв. 5,5.

Представлен выделениями неправильной формы, обычно выполняющими интерстиции. Иногда встречается пластинчатые кристаллы. Цвет коричневатого-желтый, желто-медовый, желтовато-бурый, коричневый до темно-коричневого. Прозрачный. Блеск смолистый. Излом раковистый. Минерал хрупкий.

Гранат. $\text{Ca}_3(\text{Fe}_4\text{Ti}_4\text{Si})_5\text{O}_{12}$; куб.; плотность 4,0; тв. 7,0.

Представлен титанистой разновидностью — меланитом или шерломитом. Обычная форма кристаллов — почти правильные ромбододекаэдры. Блеск стеклянный до смолистого, на гранях матовый. Цвет буровато-коричневый до черного, в проходящем свете зеленовато-коричневый, а также светло- и темно-бурый. Зеленовато-коричневые разновидности слабо анизотропны. Меланит, содержащий не выше 5% TiO_2 , встречается в нефелиновых сиенитах, а шерломит, содержащий от 8 до 18% TiO_2 , встречается только в ультраосновных — щелочных породах. Химическим анализом в меланите установлены цирконий — 0,32% и редкие земли — 0,43%

Виллиомит. NaF ; куб.; плотность 2,8; тв. 3,5.

Виллиомит и в породах, и в пегматитах является поздним минералом. Его выделения выполняют промежутки между породообразующими (нефелин, микроклин, эгирин, арфведсонит, содалит) и редкометалльными минералами; реже он включен в выделения позднего содалита.

Для виллиомита характерно совместное нахождение с содалитом, ломоносовитом, сфалеритом, галенитом и молибденитом.

Остальные акцессорные минералы обладают рядом особенностей формы и состава, отличающих их от одноименных минералов гранитов (см. гл. 3). Эти особенности являются следствием геохимического своеобразия щелочных пород, а именно богатства их Ce, Sr, Nb, Ti, Zr, Mn, что находит свое отражение и в особенностях состава широко распространенных акцессорных минералов. Магнетиты, сфены и ильмениты обычно отличаются высоким содержанием марганца. Характерно наличие титан- и цирконсодержащего граната и богатого титаном магнетита. Сфены и ильмениты щелочных пород характеризуются высоким содержанием ниобия. По сравнению с апатитом из гранитов апатит из щелочных пород обладает более высокими концентрациями стронция, марганца и редкоземельных элементов, циркон — более низкими гафния. В составе большинства Са-содержащих акцессорных минералов резко преобладают цериевые редкие земли.

Отдельные формации щелочных пород достаточно четко различаются по составу одноименных акцессорных минералов. Так, по данным Р. П. Тихоненковой, магнетиты пород щелочно-ультраосновной формации отличаются самым высоким содержанием Mg, Ti и Co, а магнетиты из пород щелочно-гранитоидной формации — самым низким. Наиболее высокие содержания Nb присущи ильмениту из пород нефелин-сиенитовой формации, наиболее основной состав редкоземельных элементов характерен для сфена из пород щелочно-ультраосновной формации, наиболее кислый — для сфена щелочно-гранитоидной формации. Наиболее низкие содержания TR_2O_3 наблюдаются в апатите из пород щелочно-габброидной формации, а наиболее высокие — до 8,5% в апатите — из пород нефелин-сиенитовой и щелочно-гранитоидной формаций. Так же, как и сфен, апатит из щелочно-габброидных комплексов содержит характерные для основных магм Co и Ni, количество которых выше, чем в одноименных минералах нефелин-сиенитовой формации.

Таким образом, по концентрациям редких и рудных, особенно халькофильных, элементов в одноименных акцессорных минералах из щелочных пород разных формаций отчетливо выявляется связь последних с тремя типами магм: ультраосновной, основной или кислой. Акцессорные минералы из щелочных пород различных формаций отличаются наиболее высокими концентрациями в них тех элементов, которые свойственны соответственно ультраосновной, основной или кислой магмам.

Эти особенности состава акцессорных минералов можно использовать при решении различных петрологических вопросов.

Установить происхождение щелочных пород, в том числе и нефелиновых сиенитов, — очень сложная проблема. В настоящее время наибольшее распространение имеет точка зрения о гетерогенном образовании щелочных пород и их связи с общей эволюцией гранитной или базальтовой магмы.

Экспериментальные исследования подтверждают гипотезу Боуэна о возможности появления щелочных комплексов как остаточных дифференциатов базальтовой магмы в результате ее глубинной дифференциации.

В связи с наличием термального барьера между нефелин-сиенитовой и гранитной эвтектиками образование нефелиновых сиенитов в результате дифференциации гранитной магмы мало вероятно. Поэтому для объяснения генетической связи гранитных и нефелин-сиенитовых пород привлекаются ассимиляционная гипотеза Дэли — Шенда, гипотеза наложенных глубинных щелочных растворов (Т. Барт, Д. С. Коржинский) и палингено-метасоматическая гипотеза (А. С. Павленко и др.).

Образование повышенных содержаний акцессорных минералов редких элементов в связи с щелочными породами определяют следующие факторы.

1. Формационная принадлежность породы и геолого-тектоническое положение щелочных комплексов. Щелочные формации платформ обычно богаче редкометальными акцессорными минералами, среди которых чаще отмечаются агпантовые ассоциации, наиболее интересные в практическом отношении (см. табл. 13).

2. Степень дифференциации магмы. В сложнотифференцированном Ловозерском агпантовом щелочном массиве отмечается наличие горизонтов, обогащенных акцессорными минералами. Таковы концентрации лопарита и апатита в урритах, мурманита в фойяитах, эвдиалита, ловозерита и лампрофиллита в луявритах. Некоторые породы, такие, как эвдиалититы, практически мономинеральны, так как состоят на 75—90% из эвдиалита.

3. Петрохимические особенности, которые оказывают определенное влияние на тот или иной тип рудоносности щелочных пород. С нефелиновыми сиенитами миаскитового ряда ассоциируют циркон-пирохлоровые рудопоявления, для нефелиновых сиенитов агпантового ряда характерны концентрации эвдиалита, мурманита, лопарита, редкоземельного апатита.

4. Интенсивность проявления метасоматических процессов поздней и постмагматической стадий, приводящих обычно к формированию концентраций минералов Nb, Zr, TR.

Среди щелочных пород нередко выделяются разности, обогащенные акцессорными минералами, например сфеновые ийолиты, содержащие до 600 кг/т сфена, апатитовые ийолиты, содержащие до 150 кг/т апатита, меланитовые сиениты, содержащие от 20 до 60 кг/т граната, и флюоритовые сиениты, в которых количество этого минерала достигает 150—180 кг/т.

Эффузивные и субэффузивные породы

Акцессорные минералы эффузивных пород изучены слабо, что является следствием не только трудной извлекаемости их из этих тонкокристаллических или стекловатых пород, но и следствием

того, что описываемые породы сравнительно долго не привлекали внимания как возможный источник редких элементов.

Имеющиеся данные позволяют отметить много своеобразного в минеральном составе эффузивных пород. В базальтах Восточных Саян были обнаружены необычные для основных пород минералы: самородные олово и свинец, шеелит, молибденит. Методы минералогии позволили обнаружить в основных эффузивах помимо широко распространенных магнетита, ильменита, пирита также шпинель, перовскит, велерит, халькопирит, борнит, халькозин, арсенопирит, пирротин.

В кислых эффузивах установлено присутствие минералов редких элементов. В липаритах и дацитах встречены фенокристаллы чевкинита, пирохлора, фергюсонита, торита, монацита, ураноторита, уранинита.

В щелочных лавах Заира обнаружены новые минералы — гетценит и кумбент. Пирокластические образования, такие, как пемзовые туфы, содержат иногда до 2,7% титаномагнетита; в них обнаружены ортит, рутил, апатит и циркон. В игнимбритах встречается ортит; спекшиеся туфы липарито-дацитов Закарпатья и пелловые туфы Камчатки содержат обильный гранат. Некоторые туфы, туфоловы и лавобрекчии содержат необычно высокое количество ильменита. В вулканическом пепле Уганды найден бетафит, а щелочно-калиевые туфы Италии содержат монацит, перьерит и торит.

Приведенный обзор свидетельствует о весьма разнообразном видовом составе аксессуарных минералов в эффузивных и субэффузивных породах и его зависимости от петрохимических особенностей породы. Так же, как и глубинные породы, основные эффузивы характеризуются только им присущими минералами, такими, как титаномагнетит, магнезиоферит, хромит, миллерит. В них не обнаружены часто встречающиеся в кислых эффузивах ортит, касситерит, флюорит, турмалин, фергюсонит, сфалерит и другие минералы. Подобно щелочным глубинным породам щелочные эффузивы содержат такой характерный минерал этих пород, как титанистый гранат — меланит.

Так же, как и в глубинных породах, наиболее широко распространенными аксессуарными минералами эффузивов являются магнетит, апатит, циркон и гранат; последний является весьма характерным минералом кислых эффузивов. Его содержания иногда столь значительны, что породы получили специальные наименования: гранатовых липаритов или гранатовых андезитов. Гранат часто встречается в кварцевых порфирах Японии, липаритах и дацитах Закарпатья. Встречается гранат в виде типично порфировых, существенно алмандиновых по составу, выделений в стекловатой основной массе и считается большинством исследователей первичномагматическим образованием.

Аксессуарные минералы эффузивных пород в соответствии с физико-химическими особенностями их формирования обладают

рядом особенностей. Так, по сравнению с гранитами кристаллы циркона из липаритов чаще обладают большим удлинением, равным 4,0—5,0. Кроме того, кристаллы циркона из липаритов нередко содержат обильные газовой-жидкие включения цилиндрической формы, которые иногда буквально переполняют его кристаллы.

Систематическое изучение форм кристаллов циркона показывает, что в отличие от циркона из гранитов его кристаллы из липаритов чаще характеризуются присутствием грани острой дипирамиды (131) и преобладающим развитием кристаллов, образованных комбинацией призматической грани (110) и дипирамиды (111). Кристаллы сфена, встречающиеся в вулканических породах, обычно вытянуты по вертикальной оси, нередко сдвойникованы по (100); преимущественным развитием пользуются грани (111) и (110).

Имеются определенные отличия и в составе акцессорных минералов. Так, количество TiO_2 в акцессорном магнетите глубинных пород меньше, чем в магнетите эффузивов аналогичного состава. Увеличивается и содержание молибдена, которое в фумарольном магнетите Катмаи достигает 400 г/т, что значительно превышает содержание этого элемента в магнетите глубинных пород (12,8 г/т). Установлено также, что в базальтах магнетиты аномально анизотропны, содержат много магния, а пирротин — никеля. Апатиты часто имеют игольчатую форму и содержат повышенные количества железа, в силу чего в некоторых субвулканических породах они окрашены в красновато-бурые тона и слабо электромагнитны.

В основных эффузивах встречается гранат альмандинового состава, характерный также для кислых эффузивов: липарито-дацитов, липаритов и кварцевых порфиров. В щелочных эффузивах широко распространен титансодержащий кальциево-железистый гранат — меланит. Он образует черные хорошо ограниченные кристаллы, лишенные зонарного строения.

Генезис граната в кислых эффузивах, очевидно, может быть различным. В одних случаях он является первичномагматическим минералом, в других — его появление связано с явлениями аутометаморфизма. Большие содержания кальция в гранатах, вероятно, обусловлены ассимиляцией карбонатных пород. В отличие от глубинных пород в гранате из эффузивов содержание спессартинового компонента значительно меньше, а гроссулярового — больше. Однако содержание спессартина увеличивается в более поздних по времени выделения гранатах, встречающихся в литофизах некоторых липаритов.

Так же, как и для магнетитов, характерной чертой гранатов кислых эффузивов по сравнению с гранатами из гранитов является несколько повышенное содержание в них TiO_2 .

Изучение минерального состава эффузивов дает ценный материал для суждения о времени выделения акцессорных мине-

ралов. Ряд данных подтверждает возможность их образования в самую раннюю магматическую стадию. Об этом говорят находки в неизменном стекле или в неизменной фельзитовой основной массе эффузивов порфировых кристаллов циркона, ортита, чевкинита, пирохлора или таких минералов, как касситерит, назгит, ортит, монацит, ураноторит, фергусонит, торит. Кроме того, акцессорные минералы встречаются в виде включений в порфировых кристаллах, что лишнее раз подтверждает возможность их раннемагматического образования. Таковы сфен, апатит и циркон, включенные в фенокристаллы полевых шпатов, или включения чевкинита в фенокристаллах фаялита. Специальные минералогические исследования позволяют установить, что в основных эффузивах магнетит и многие сульфиды, образующие каплеобразные включения в фенокристаллах пироксена, также являются ранними магматическими выделениями.

Сравнивая количество и состав акцессорных минералов фельзитов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров, можно заметить, что по видовому составу минералов они близки между собой, но максимальное их количество наблюдается в наиболее раскристаллизованных гранит-порфирах. В базальтах такие минералы, как молибденит, галенит, шеелит, также обнаруживаются только в полнокристаллических нижних частях базальтовых потоков. Таким образом, оптимальные условия для массового выделения некоторых акцессорных минералов наблюдаются при медленном охлаждении, когда рассеянные в магме редкие элементы получают возможность к относительной концентрации. Такие минералы будут близки к позднемагматическим по времени своего выделения. В этой связи интересны наблюдения Ньюхауза (Newhouse, 1936), отметившего, что в эффузивных породах средний размер зерен рудных минералов значительно меньше, чем в интрузивных. Это, несомненно, связано с быстрым охлаждением излившихся пород и, следовательно, указывает на первичную, неналоженную природу встречающихся в них рудных минералов.

Изучение акцессорных минералов эффузивов дает дополнительный материал для суждения о их комагматичности с глубинными породами. Примером могут служить среднекарбонные интрузивные породы Памира, характеризующиеся отсутствием сфена. Последний не установлен и в среднекарбонных эффузивах. В то же время интрузивные породы пермского комплекса содержат много флюорита и циркона. Преобладание этих минералов характерно и для пермских кислых эффузивов.

Что касается возможности установления связи оруденения с кислыми эффузивами, то особенно важно, что в практически неизменных эффузивных породах, таких, как гранит-порфиры и кварцевые порфиры Северо-Востока СССР, Южного Приморья, Хингана, Восточного Забайкалья, содержатся касситерит и другие рудные минералы. Поскольку эти породы лишены каких-либо признаков ассимиляции, то наличие касситерита в них

подтверждает магматическую природу олова, а не его ассимиляционное происхождение, как это предполагают некоторые исследователи. Это также говорит о том, что минеральный состав эффузивных пород отражает металлогенические особенности материнской магмы, что, в свою очередь, позволяет рассматривать рудные акцессорные минералы как один из показателей потенциальной рудоносности эффузивных образований.

В последнее время наметилась также тенденция использовать акцессорные минералы для расчленения и корреляции эффузивных или пирокластических толщ, каждая из которых характеризуется только ей присущей ассоциацией акцессорных минералов.

По сравнению с гранитами кислые эффузивы обычно обогащены не только летучими компонентами, главным образом фтором, но и рядом редких элементов — Li, Rb, Cs, Sn, Mo, U, Y и др. Данные минеральных анализов также однозначно указывают на некоторое обогащение липаритов минералами редких элементов.

На табл. 14 показана подобная обогащенность субэффузивных липаритов по сравнению с коагматичными им гранитами, флюоритом, топазом, бастнезитом, ксенотимом, сподуменом, торитом, а также такими рудными минералами, как молибденит, киноварь, касситерит, арсенопирит и др.

Некоторые разновидности эффузивов из-за высокого содержания акцессорных минералов получили специальные наименования. Таковы гранатовые липариты, ильменитовые игнимбриты и т. п.

Т а б л и ц а 14

Средние содержания главнейших акцессорных минералов
в гранитах и связанных с ними липаритах, г/т

Минерал	Гранит (23)	Липарит (6)	Минерал	Гранит (23)	Липарит (6)
Монацит	26,6	2,4	Повеллит	0,3	1,8
Ксенотим	0,6	4,9	Вольфрамит	0,03	0,01
Бастнезит	0,7	2,8	Шеелит	0,2	0,01
Ортит	72,3	75,3	Касситерит	0,4	0,8
Циркон	117,8	148,6	Магнетит	153,0	24,2
Торит	0,1	2,1	Сфен	110,0	21,6
Уранинит	1,2	0,1	Ильменит	34,2	186,1
Сподумен	—	19,3	Рутил	0,3	9,9
Галенит	1,4	0,1	Апатит	21,8	100,3
Сфалерит	5,4	0,5	Флюорит	15,7	606,9
Халькопирит	6,2	6,2	Топаз	—	720,8
Молибденит	0,7	6,4	Турмалин	0,1	0,1
Арсенопирит	25,5	60,0	Гранат	50,2	35,4
Киноварь	—	1,6	Эпидот	3,1	2,6

Метаморфические породы

Метаморфические породы, широко распространенные в пределах древних щитов и платформ, могли формироваться за счет различных исходных материнских пород. Основные кристаллические сланцы и гнейсы, как правило, могут быть пара- или ортопородами. То же относится к гранулитам, чарнокитам и амфиболитам. От природы исходного материала зависят и особенности связанной с ними рудной минерализации. Поэтому выявление особенностей отдельных акцессорных минералов и их ассоциаций, указывающих на первоначальную природу этих сильно измененных пород, представляет особый интерес.

Основным критерием для суждения о первоначальной природе метаморфических пород является нахождение в них реликтовых минералов, отражающих в особенностях своей формы, состава или содержания характер первоначальных, неизменных пород. При этом наблюдается известное качественное и количественное отличие минерального состава гнейсов и сланцев, относящихся к амфиболитовой фации, и гранулитов и чарнокитов, относящихся к более высокой, гранулитовой фации метаморфизма.

Форма акцессорных минералов во многом зависит от условий образования породы. В гранитах, например, кристаллы циркона обычно идиоморфны, иногда слабо корродированы или представлены ксеноморфными метасоматическими образованиями. В осадочных породах циркон, как правило, окатан, иногда его зерна разломаны или несут следы дорастания, возникшие при диагенезе осадков. Статистическое изучение количества окатанных цирконов, «цирконов с ядрами», степени удлинения окатанных зерен и идиоморфных кристаллов, а также сравнение их абсолютного возраста дают надежную основу для суждения о роли осадочного материала в формировании метаморфической породы.

При суждении о генезисе метаморфической породы можно использовать и те акцессорные минералы (циркон, монацит), которые за время их нахождения в осадках могут частично терять в результате выщелачивания такие элементы, как U, Th, TR, что будет отличать их от одноименных минералов магматических пород.

Гнейсы могут быть продуктами метаморфизма осадочных или изверженных пород. Их характерное гнейсовидное сложение вызвано различными причинами. В парагнейсах оно является унаследованным от первоначальной слоистости осадочной толщи. В ортогнейсах подобная текстура может быть отражением или линейной ориентировки минералов в граните, возникающей при кристаллизации движущейся гранитной магмы, или следствием деформации гранита в пластичном состоянии. Наконец, гнейсовидное сложение может быть анатектическим или инъекционным, когда имеет место чередование линз и прожилков гранитного состава с пачками метаморфических пород. В тех случаях, когда

гнейсы отвечают по составу гранитам, они называются гранито-гнейсами.

Геохимические особенности гнейсов различного генезиса изучены недостаточно. Есть указания, что ортогнейсы, представленные гнейсо-гранитами, и парагнейсы, представленные биотитовыми, биотит-гранатовыми или амфиболовыми гнейсами, различаются по более высокому содержанию в последних Cr, V и Ni. Установлено также, что во многих случаях биотиты парагнейсов содержат повышенное количество Si, Na, K, Ca и меньше Ti, в то время как в биотитах из гранитов и ортогнейсов преобладают Ti, Fe, Mg, Mn.

При выяснении генезиса гнейсов, особенно в тех случаях, когда их состав близок к составу гранитов, в качестве дополнительного критерия могут быть привлечены акцессорные минералы, в частности особенности их формы, видового и вещественного составов и содержания в породе.

В минеральном составе орто- и парагнейсов наблюдаются определенные различия (табл. 15). В парагнейсах минералы редких элементов (Nb, TR, U и Th) отсутствуют или их содержания значительно понижены. Меньше в них минералов Cu, Bi, а в ряде случаев и минералов Mo и Pb. В то же время для парагнейсов весьма характерны высокие содержания магнетита, ильменита, графита, апатита, граната, ставролита, корунда, силлиманита, нередко турмалина и касситерита, т. е. минералов, сложных элементами, кларковые содержания которых в сланцах превышают таковые в гранитах. Обращает на себя внимание приуроченность самородных элементов к парагнейсам. Возможная причина этого — наличие восстановительных условий в процессе метаморфизма осадочных пород, способствующих разрушению соединений свинца, меди и висмута и образованию из них самородных элементов.

Ортогнейсы содержат больше тантало-ниобатов, ксенотима, уранинита, торита, т. е. минералов тех элементов, кларк которых в граните равен кларку в песчано-сланцевых породах или выше такового. Кроме того, ортогнейсы характеризуются повышенным содержанием минералов рудных элементов — Cu, Mo, Bi — и флюорита, в то время как турмалин более характерен для парапород. В отличие от парагнейсов ортогнейсы выделяются более высокими содержаниями сфена и эпидота и более низкими — граната и ильменита.

При выяснении генезиса гнейсов может быть использована и форма акцессорных минералов, исходя из предположения, что осадочные породы в отличие от изверженных содержат больше окатанных зерен этих минералов. Наиболее часто рассматривают морфологические особенности такого широко распространенного минерала, как циркон. При этом обычно используется или коэффициент удлинения его кристаллов или количество окатанных зерен. Статистические исследования показали, что в том случае,

Средние содержания аксессуарных минералов в гнейсах различного генезиса, г/т

Минерал	Урал		Кольский полуостров		Тува	
	орто-гнейсы (4)	пара-гнейсы (4)	орто-гнейсы (2)	пара-гнейсы (2)	сланцы (1)	песчаники (1)
Эпидот	1902,1	368,5	31,1	94,7	—	283,7
Сфен	1207,7	420,1	42,1	9,2	—	0,02
Гематит	353,5	0,1	1,1	98,6	—	—
Гранат	303,7	2080,9	1423,3	25474,3	0,4	3,8
Апатит	264,8	814,3	1,2	187,9	1290,7	13,8
Ильменит	160,0	1135,9	1,2	470,1	46,7	1116,9
Магнетит	105,0	2726,4	0,9	8,7	—	—
Флюорит	90,2	0,1	0,1	—	—	—
Циркон	79,7	106,8	22,0	10,1	114,7	208,5
Монацит	55,7	18,5	22,6	105,8	7,3	—
Ортит	6,5	6,0	—	—	—	—
Ксенотим	5,8	1,0	—	—	—	—
Лимонит	3,8	45,5	5,1	207,1	—	—
Пирит	3,2	1,5	1,4	13,5	0,2	13,6
Рутил	0,6	0,7	0,2	1,0	—	1,7
Бисмутит	0,6	0,003	—	—	—	—
Анализ	0,4	0,04	0,3	—	—	—
Торит	0,2	—	—	—	—	—
Корунд	0,2	0,5	—	0,3	—	—
Молибденит	0,1	0,02	—	0,2	—	—
Ильменорутил	0,1	0,01	—	—	—	—
Халькопирит	0,1	0,001	0,1	—	—	1,6
Малахит	0,1	—	—	—	—	2,8
Тантало-ниобаты	0,1	—	—	—	—	—
Бейерит	0,05	—	—	—	—	—
Муассанит	0,05	—	—	—	—	—
Галенит	0,02	0,1	0,1	—	—	—
Уранинит	0,01	—	—	—	—	—
Силлиманит	0,01	0,004	—	108,6	—	—
Лейкоксен	0,01	2,3	—	54,7	—	664,1
Дистен	0,001	—	0,7	0,5	—	—
Ставролит	—	65,5	—	—	—	—
Турмалин	—	6,5	—	—	—	13,4
Топаз	—	0,1	—	0,7	—	—
Сфалерит	—	0,1	—	—	—	—
Шпинель	—	0,004	1,3	0,01	—	—
Касситерит	—	0,01	—	0,1	—	—
Свинец	—	0,01	—	—	—	—
Медь	—	0,003	—	—	—	—
Висмут	—	0,003	—	—	—	—
Золото	—	—	—	—	—	0,1
Ковеллин	—	—	—	—	—	0,02
Арсенопирит	—	—	—	—	—	0,04

если коэффициент удлинения меньше 2,0, вероятно осадочная природа гнейса, если больше 2,0 — вероятно его образование за счет гранита. Причина меньшего удлинения цирконов в осадочных породах кроется не только в их окатанности, но и в том, что могли окатываться обломки призматических кристаллов.

Следует отметить, что в осадочных породах окатанность наблюдается преимущественно у крупных зерен циркона, в то время как мелкие кристаллы обладают в большинстве случаев идиоморфной формой. Последнее связано с их незначительным весом и возможностью находиться во взвешенном состоянии. В ряде случаев крупные цирконы из осадочных пород несут царапины — следы, полученные при транспортировке.

Поскольку в магматических породах повышенной щелочности циркон имеет короткопризматическую форму кристаллов с низким коэффициентом удлинения, более надежным генетическим признаком является наличие в осадочно-метаморфической породе наряду с идиоморфными кристаллами окатанных зерен циркона. Большое количество последних служит указанием на осадочную природу исходного материала гнейсов. Кроме того, для парагнейсов характерны цирконы, состоящие из окатанного ядра и обросшей его в процессе метаморфизма идиоморфной оболочкой. Количество таких «цирконов с ядрами» или «цирконов с каймой регенерации» может достигать 40—60% от общего содержания минерала.

По наличию окатанных зерен циркона и монацита была установлена первичноосадочная природа гранито-гнейсов Северного Кавказа, считающихся ранее рассланцованными гранитами. Большое количество окатанных цирконов позволило определить и первичноосадочную природу гранито-гнейсов Медвежьих гор (США), а также очковых гнейсов массива Мендерес (Турция), содержащих до 92% окатанных кристаллов циркона и считавшихся ранее рассланцованными порфировидными гранитами.

На основании изучения типоморфизма кристаллов циркона — их формы, коэффициента удлинения, размеров, степени окатанности, наличия обрастаний и выростов — был сделан вывод о первичноосадочном происхождении мигматитов, кварцевых диоритов и лейкократовых гнейсов из ряда массивов Центральных Пиренеев. В то же время при выяснении генезиса очкового гнейса Шварценберга особенности аксессуарного циркона — высокий коэффициент удлинения, равный 2,3, и низкий индекс окатанности — позволили утверждать, что он является ортогнейсом и образовался за счет гранита в результате регионального метаморфизма.

Форма кристаллов циркона из ортогнейсов характеризуется значительным удлинением, равным 2,5—3,0, наличием разломанных кристаллов циркона и почти полным отсутствием его окатанных зерен (рис. 11, а). В противоположность ортогнейсам парагнейсы содержат до 25% окатанных зерен циркона, а остальные его кри-

сталлы обладают сильно сглаженными ребрами и вершинами. При этом наблюдается большое сходство в форме окатанных кристаллов циркона из парагнейсов и сланцев (рис. 11, в, з).

На инъекционно-метасоматический генезис гнейсов, в которых смешан материал осадочного и изверженного происхождения, указывают непостоянные значения коэффициента удлинения циркона, наличие наряду с идиоморфными кристаллами крупных окатанных зерен циркона, нередко заключенных внутри идиоморфных призматических кристаллов этого минерала. Присутствие темно-бурых хорошо ограненных кристаллов циркона, нередко обладающих уплощенной формой, отражающей текстурные особенности гнейсов, говорит о метасоматическом происхождении части кристаллов (рис. 11, б).

Для суждения о происхождении гнейсов могут быть использованы особенности формы и других минералов, в частности монацита. Последний нередко присутствует в слюдяных сланцах и парагнейсах в виде округлых зерен или кристаллов, ребра и вершины которых сильно сглажены

Определенную помощь при выяснении генезиса гнейсов могут оказать особенности состава акцессорных минералов, отражающие своеобразие химизма исходной породы. Известно, например, что в осадочно-метаморфических породах встречаются турмалины преимущественно дравитового состава, в то время как в гранитах магматического генезиса преобладают шерлиты. Поэтому наличие в гранито-гнейсах магнезиальных турмалинов служит указанием на их принадлежность к парапородам. Действительно, в некоторых парагнейсах присутствуют турмалины, содержащие до 75% дравитовой составляющей.

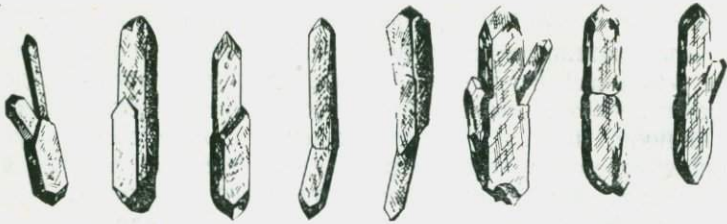
Обычным минералом гнейсов является гранат. По сравнению с гранатом из парагнейсов гранаты ортогнейсов отличаются более высоким (13%) содержанием спессартиновой и меньшим (9%) пироповой составляющих. Кроме того, в гранате из ортогнейсов отмечается постоянное присутствие TR_2O_3 (в среднем 0,14%).

По аналогии с гранатом и турмалином можно полагать, что и эпидоты парагнейсов также имеют более магнезиальный состав, чем эпидоты ортогнейсов, при условии, что сравниваемые гнейсы принадлежат к одной фации метаморфизма.

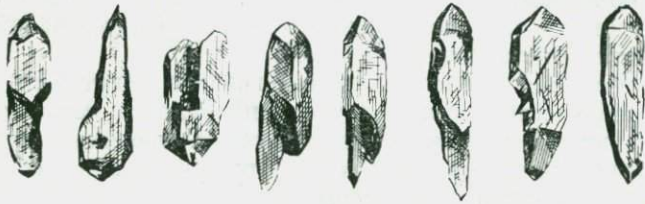
Отличия в составе акцессорных минералов могут быть также следствием потери ряда элементов, выщелоченных из данного минерала за время его нахождения в осадке.

Монацит в гнейсах и кристаллических сланцах может быть новообразованным. В слюдяных сланцах, например, встречаются округлые его зерна необычного серого цвета, характеризующиеся отсутствием тория и присутствием больших (до 1%) количеств европия. Полагают, что подобный монацит образовался при метаморфизме осадков за счет находившегося в них рабдофанита. Монацит метаморфических пород может быть и реликтовым минералом осадков. За время нахождения в последних он подвер-

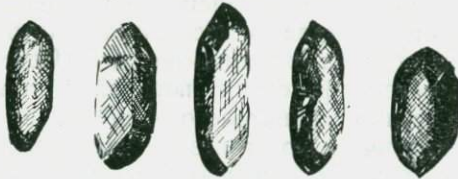
a



b



c



d



e



гался изменениям: замещался рабдофанитом или покрывался коркой, вещество которой обогащено свинцом. Кроме того, U, Th и Th сравнительно легко выщелачиваются из монацита. Эти наблюдения объясняют известный факт, что монациты из гранитов обычно более богаты торием, чем монациты из россыпей.

Как известно, термолюминесценция циркона является эффектом, зависящим от радиоактивности минерала и времени его облучения. В этом отношении интересны наблюдения, показывающие, что в отличие от циркона изверженных пород цирконы из россыпей не термолюминесцируют. Таким образом, низкие содержания U, Th, TR в монаците и цирконе из гнейсов могут служить указанием на их первоначально осадочную природу.

Чарнокиты и гранулиты. В понятие «чарнокитовая формация» объединяются разнообразные сильно измененные в результате глубинного метаморфизма породы, отвечающие по составу гиперстеновым и гиперстено-гранатовым диоритам, гранодиоритам и гранитам, а также лейкократовым гранитам с гранатом и т. п. Эти породы обычно залегают среди кристаллических сланцев и гнейсов гранулитовой фации метаморфизма, обладают гнейсовидной текстурой и гранбластовой структурой.

Чарнокитами называют гранитоидную кварцево-полевошпатовую породу, содержащую гиперстен и некоторые другие минералы (магнетит, апатит, гранат). Это так называемые кислые чарнокиты (гиперстеновые граниты, гиперстеновые гранулиты). Они обычно обладают гетеробластовой структурой и непостоянным количественно-минеральным составом. Главный цветной минерал — гиперстен — характеризуется высокой железистостью (до 55% ферросилита).

В отношении генезиса чарнокитов существуют различные представления. Чарнокиты Алдана, например, одни считают образовавшимися в результате частичного выплавления, другие связывают с глубоким метаморфизмом особого состава осадочных пород, содержащих, возможно, примесь вулканического материала; чарнокиты Антарктиды, обладающие признаками интрузивного залегания, рассматриваются как образование реоморфическое, а чарнокиты Кольского полуострова — как чарнокитизированные граниты и гранодиориты магматического генезиса.

Рис. 11. Формы кристаллов циркона из метаморфических пород.

a — ортогнейс. Сысертский массив. Урал. Характерно наличие разломанных кристаллов циркона, а также их сростков, что говорит о более позднем метасоматическом изменении ортогнейсов; *b* — инъекционно-метасоматический гнейс. Мурзинский массив. Урал. Для циркона характерны плоские окончатия, которые располагаются между плоскостями гнейсовидности породы; *c* — парагнейс. Сангилен. Тува. Характерна оглаженность ребер у кристаллов циркона. Идиоморфные кристаллы встречаются редко; *d* — сланец. Сангилен. Тува. Хорошо окатанные кристаллы и обломки кристаллов преобладают; *e* — чарнокит. Кольский полуостров. Преобладают удлиненные и изометричные зерна циркона, лишённые первоначальных кристаллографических очертаний; *f* — гранулит. Кольский полуостров. Характерно присутствие большого количества шарообразных зерен циркона и их сростков. Несмотря на сильную окатанность, многие зерна содержат следы первоначальных граней.

В последнее время отстаивается взгляд на образование многих чарнокитов в результате региональных процессов метасоматоза и гранитизации пироксен-плагиоклазовых гнейсов, габброидов и гипербазитов.

Гранулитами называют обычно лейкократовую кварцево-полевошпатовую породу, содержащую большое количество граната с гранулитовой или бластово-милонитовой структурой и отсутствием водосодержащих минералов. Эти породы обычно обладают полосчатой текстурой, обусловленной не только параллельным расположением кварцевых линзочек, но и чередованием различных по составу полос, обогащенных гранатом, рутилом или другими минералами. Главный цветной минерал — гранат — нередко характеризуется высокой магнезиальностью (до 45% пирровой составляющей).

В отношении генезиса гранулитов также существует несколько точек зрения. Их образование связывают с высокой степенью метаморфизма изверженных и некоторых соответствующих по составу осадочных пород или с гранитизацией и мигматизацией слоистых глинисто-мергелистых осадков. Среди гранулитов Саксонии, например, имеются разности, бывшие первоначально изверженными или осадочными породами.

Из приведенного обзора видно, что чарнокиты и гранулиты являются образованиями гетерогенными и могут возникать при метаморфизме или метасоматозе различных исходных пород — изверженных или осадочных. Доводом в пользу магматического происхождения кислых чарнокитов и гранулитов помимо сходства их минерального состава с таковым лейкократовых гранитов является еще и то, что они иногда образуют секущие тела во вмещающих их сланцах и гнейсах. Доводом в пользу осадочной природы исходного материала является наличие в этих сильно метаморфизованных породах ритмичной или косой слоистости. Так, в докембрийских образованиях Шри Ланки отмечается чередование пропластков чарнокитового состава с кварцитами. В Южно-Богемском массиве светлые гранулиты, переслаивающиеся с темными, содержащими гиперстен, образовались в результате метаморфизма кислых изверженных пород и различных осадков, переслаивающихся с туфами. Косая слоистость была обнаружена в породах гранулитовой фации метаморфизма на Кольском полуострове и в Анабарском массиве.

О характере исходных пород, давших начало гранулитам или чарнокитам, можно судить не только по геолого-петрографическим признакам, но и по особенностям их минерального состава.

Видовой состав аксессуарных минералов гранулитов и чарнокитов довольно разнообразен (табл. 16). При сравнении гранулитов с аналогичными по составу, но более молодыми послекембрийскими лейкократовыми гранитами магматического генезиса вырисовываются те же отличия, что и при сравнении пара- и ортогнейсов. Гранулиты содержат значительно больше рутила, гра-

Минеральный состав чарнокитов и гранулитов
Кольского полуострова, г/т

Минерал	Чарнокиты (1)	Гранулиты (1)	Лейкократовые граниты (ин- трузивные) (53)
Гиперстен	17 897,9	0,6	—
Гранат	14 308,9	104 154,2	259,0
Ильменит	1 838,8	68,6	93,8
Титаномагнетит	1 504,2	—	—
Циркон	39,6	553,3	129,8
Магнетит	28,6	0,01	1039,1
Апатит	17,2	71,1	140,2
Рутил	2,3	2 456,4	1,0
Колумбит-танталит	0,6	—	8,6
Гематит	0,2	—	550,6
Анастаз	0,1	0,2	5,5
Пирит	0,03	1,7	38,5
Дистен	0,01	—	0,02
Силлиманит	—	486,0	0,03
Монацит	—	51,8	17,6
Андалузит	—	0,3	0,06
Лейкоксен	—	0,03	18,2
Турмалин	—	—	94,6
Сфен	—	—	53,0
Эпидот	—	—	259,0
Ильменорутил	—	—	10,6
Молибденит	—	—	12,1
Ортит	—	—	14,3
Флюорит	—	—	70,6
Шеелит	—	—	3,1
Пирротин	—	—	3,6
Уранинит	—	—	1,6
Халькопирит	—	—	2,7
Торит	—	—	5,3
Ксенотим	—	—	3,2
Сфалерит	—	—	0,5
Эвксенит	—	—	0,4
Галенит	—	—	0,2
Арсенопирит	—	—	1,2
Пирохлор	—	—	0,2
Касситерит	—	—	1,5
Бастнезит	—	—	2,0
Слодунен	—	—	0,9
Корунд	—	—	0,4

ната, силлиманита, а также циркона и монацита, в лейкократовых же гранитах — больше уранинита, торита, ксенотима, ортита, апатита, флюорита и турмалина. Низкие содержания в гранулитах магнетита и ильменита в значительной мере обусловлены наличием большого количества других минералов железа и титана — граната и рутила (см. табл. 16).

В отличие от лейкократовых гранитов, в которых постоянно присутствуют минералы Pb, Mo, Bi, W, Sn, Zr и с которыми обычно связаны рудопроявления этих элементов, лейкократовые гранулиты характеризуются практически полным отсутствием таких минералов. Подобная бедность гранулитов минералами рудных элементов, присутствующих в посткембрийских песчано-сланцевых породах в несколько больших по сравнению с кислыми изверженными породами количествах, позволяет предполагать, что докембрийские гранулиты образовались в результате метаморфизма осадочных пород, обладавших иными геохимическими особенностями и, возможно, сформировавшихся в ряде случаев за счет разрушения изверженных пород основного состава.

Весьма характерно для гранулитов отсутствие или низкое содержание бор-, фтор- и фосфорсодержащих минералов: турмалина, флюорита, топаза, апатита, которые в продуктах более низкотемпературного метаморфизма имеются в значительных количествах. Эта особенность минерального состава подтверждает известное положение о том, что метаморфизм и перекристаллизация подобных пород происходили в обстановке высоких давления и температуры и недостатка летучих компонентов. Этим же объясняется и отсутствие в гранулитах водосодержащих минералов — слюд и роговых обманок. Однако содержание в них отдельных аксессуарных минералов достигает значительной величины. Это существенно отличает гранулиты, например, Кольского полуострова от петрографически сходных с ними лейкократовых гранитов. К таким минералам относятся силлиманит, рутил и особенно гранат. Содержание последнего достигает 104 кг/т, и он играет, таким образом, роль уже не аксессуарного, а цветного порообразующего минерала. Из минералов редких элементов только монацит и циркон концентрируются в этих гранулитах в количестве, в 2—4 раза превышающем их среднее содержание в лейкократовых гранитах (см. табл. 16). В гранулитах не обнаружены такие минералы, как лопарит, перовскит, иттриалит, но все они встречаются в аляскитовых гранитах, залегающих среди пород гранулитовой фации метаморфизма и часто имеющих метасоматический генезис.

В отличие от гранулитов кольские чарнокиты лишены монацита, содержат значительно меньше циркона, зато количество титаномагнетита и ильменита достигает в них особенно большой величины. Последнее наряду с наличием в них большого количества гиперстена указывает на богатство исходной породы титаном, железом и магнием. Аналогичные особенности в содержании

отдельных акцессорных минералов отмечались в чарнокитах и гранулитах различных районов. Так, содержание магнетита в чарнокитах Индии достигает 20 кг/т, рутила в чарнокитах Анабарского щита — 1 кг/т и т. д.

Форма акцессорных минералов чарнокитов и гранулитов весьма своеобразна и отличается от формы одноименных минералов из пород магматического генезиса. Особенно это относится к такому широко распространенному минералу, как циркон. Характерными особенностями циркона из гранулитов являются окатанность призматических кристаллов, наличие в призматических кристаллах ядра из окатанных зерен циркона, присутствие круглых шарообразных зерен и их сростков (рис. 11, *д, е*). Вследствие этого коэффициент удлинения у них очень низок и равен 2,0—1,0, в то время как в гранитах изверженного генезиса его значение составляет главным образом 2,5—3,0.

Если наличие призматических кристаллов с сильно закругленными ребрами и вершинами по аналогии с окатанными цирконами из песчаников и сланцев может быть объяснено их истиранием и коррозией при транспортировке осадочного материала, то появление шарообразных зерен циркона не может быть объяснено сильной окатанностью его призматических кристаллов. Их возникновение может быть следствием различных причин. По аналогии с округлыми алмазами встречающимися в россыпях, подобные формы циркона могут рассматриваться как возникшие в результате своеобразных, затрудненных условий роста. Вероятно и другое объяснение: в диоритах и габбро преобладают сложноограненные кристаллы циркона, иногда приобретающие изометричную форму. В диоритах Урала, образовавшихся за счет габбро, наблюдаются, например, сложноограненные кристаллы циркона, у которых обилие дипирамидальных граней придает им шарообразную форму, в результате чего коэффициент удлинения снижается до 1,5—1,0. Поэтому шарообразная форма цирконов из гранулитов, возможно, является следствием коррозии изометричных цирконов, которые поставлялись в осадки разрушающимися породами основного состава.

Отсутствие регенерационных граней на кристаллах циркона указывает на то, что метаморфогенные растворы не принимали существенного участия в переносе различных элементов и в изменении первоначальных пород. В то же время наличие почковидных агрегатов и сростков шарообразных зерен циркона говорит о значительной миграции циркония. Подобные морфологические особенности характерны для цирконов из гранулитов различных районов. В гранулитах Саксонии, например, до 79% цирконов имеют сильно округлую форму. Характерны сростки округлых зерен циркона, а также ядра внутри кристаллов циркона, состоящие из округлых или разломанных его зерен. Обилие шарообразных форм наблюдается среди цирконов из гранулитов Индии и Африки.

Состав породообразующих и аксессуарных минералов чарнокитов и гранулитов отличается от состава тех же минералов послекембрийских гранитов. Их характерной чертой являются высокие содержания титана и магния и низкие — марганца и редких элементов.

Высокие содержания титана в минералах из пород гранулитовой фации метаморфизма отмечались для биотита и гиперстена. Последний в чарнокитах метаморфического генезиса обладает также высокой железистостью (35—55% ферросилита). Мезозойские и третичные гиперстеновые граниты магматического генезиса, развитые в Японии, Приморье и Хабаровском крае, характеризуются маложелезистым гиперстеном, содержащим не более 30% ферросилита.

Оливин, встречающийся в докембрийских породах гранулитовой фации метаморфизма, отличается магнизальным характером и содержит около 0,2% MnO. Молодые граниты магматического генезиса в Приморье содержат оливин, в котором определено до 8,65% MnO.

Характерным минералом гранулитов является гранат, содержащий до 39% пироповой и только 1,3% спессартиновой составляющей. Это указывает на необычное происхождение гранулитов, так как гранат из гранитов магматического генезиса содержит только 4,2% пироповой и 24% спессартиновой составляющих.

Из табл. 16 видно, что в кислых чарнокитах в большом количестве присутствует титаномагнетит, в то время как собственно магнетит встречается в подчиненном количестве, но он характерен для интрузивных гранитов. Магнетиты из чарнокитов Анабарского щита содержат до 4,8% TiO_2 , т. е. в шесть раз больше, чем магнетиты из гранитов.

Помимо граната и магнетита наблюдаются отличия в составе и других аксессуарных минералов. Ильменит в чарнокитах в отличие от ильменита из интрузивных гранитов содержит больше магния, значительно меньше марганца и ниобия и не содержит тантала. Рутил, встречающийся в гранулитах в виде черных призматических кристаллов или зерен овальной формы, отличается от красного рутила гранитов не только окраской, но и значительно меньшим содержанием ниобия.

Более высокие кларки магния и титана в осадочных породах, возможно, приводят к тому, что турмалины и эпидоты в парагнейсах и парагранулитах по сравнению с одноименными минералами гранитов обладают также более магнизальным составом.

Таким образом, отличия в форме и составе аксессуарных минералов из гранитов и из обладающих сходным составом парагнейсов и парагранулитов во многих случаях отражают различия в химическом составе исходных осадочных и изверженных пород и могут быть использованы при изучении условий формирования (генезиса) метаморфических толщ.

Следует остановиться и на практическом значении акцессорных минералов в метаморфических породах, так как в ряде районов СССР и других стран гнейсы, кристаллические сланцы и сопутствующие им кварциты служат источником, поставляющим в россыпи минералы железа, титана, редких элементов. Например, в Индии гнейсы и мигматиты содержат до 179 кг/т монацита. Большое количество последнего было обнаружено и в силлиманитовых сланцах США.

Наблюдается приуроченность редкоземельных минералов (ортита и кейльгауита) к определенным стратиграфическим горизонтам в кристаллических сланцах и парагнейсах, где они в ряде районов Сибири, Африки и в других местах играют роль не акцессорных, а породообразующих минералов. В гранулитах Африки встречаются также прослойки, обогащенные монацитом, магнетитом, турмалином, цирконом, ильменитом. На Украине чарнокиты и магнетиты — пироксеновые кварциты являются коренным источником при формировании магнетитовых россыпей.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
ГЛАВНЕЙШИХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ

Непостоянство содержаний акцессорных минералов в породе, определяемое различными факторами и в первую очередь ее составом и степенью измененности; разнообразие минералов какого-либо одного элемента, представленных различными соединениями в зависимости от геохимических особенностей среды минералообразования; изменчивость содержаний изоморфно входящих в состав акцессорных минералов элементов, зависящая от времени их выделения или от генезиса породы и ее петрохимических особенностей, — все это позволяет рассматривать акцессорные минералы как надежный индикатор, отражающий своеобразие геологических условий становления интрузивов и геохимических особенностей магмы, в том числе и ее рудоносность.

Однако прежде чем использовать акцессорные минералы в качестве индикатора геологических процессов (а именно в этом должна заключаться одна из основных задач подобного рода исследований), необходимо установить преобладание определенных признаков акцессорных минералов в различных породах с целью выявления индикаторной роли отдельных признаков, позволяющих судить об особенностях возникновения, формирования и последующего изменения включающих их пород. С этой целью следует детально изучать акцессорные минералы и их полиморфные модификации в породах различного генезиса, состава или структурного положения. Это дает возможность опре-

Средние содержания редких и рудных элементов в

Элемент	Циркон	Монацит	Ортит	Апатит	Гранат	Эпидот
Cu	31,0	14,0	22,0	27,0	18,0	35,0
Ga	0,4	16,0	12,0	2,0	25,0	11,0
Ge	0,4	—	10,0	—	10,0	2,0
Sc	143,0	15,0	60,0	2,0	80,0	13,0
W	65,6	—	—	17,0	60,0	6,0
Nb	239,0	—	59,0	—	73,0	18,0
Ta	40,0	—	5,0	—	8,0	—
Mo	10,0	—	37,0	13,0	7,0	2,0
Sn	54,0	2,0	17,0	51,0	24,0	30,0
Zn	—	32,0	10,0	—	188,0	8,0
Pb	112,0	228,0	180,0	10,0	—	32,0
Sr	—	8,0	46,0	751,0	424,0	1034,0

Примечание. Здесь и далее в аналогичных таблицах прочерк означает, что

делить условия, при которых происходило образование акцессорных минералов и формирование включающей их породы.

Представляется необходимым установление корреляционной зависимости между распространенными и редкими акцессорными минералами, что дает возможность предсказывать присутствие в породе редких минералов и позволит контролировать результаты минералогических исследований. Большой интерес вызывает выяснение степени равномерности распределения акцессорных минералов (дисперсии содержаний) в породе и причин, приводящих к ее возникновению.

Особый интерес представляет изучение состава акцессорных минералов (табл. 17), которые являются концентраторами большинства редких и рудных элементов.

Говоря о тонких отличиях в составе акцессорных минералов, следует иметь в виду, особенно учитывая возросшую чувствительность определения многих редких элементов, что высокие содержания последних в том или ином акцессорном минерале иногда могут быть обязаны микровключениям других минералов: радиоактивных, редкоземельных или иных по составу.

Среди твердых включений в кристаллах минералов горных пород можно выделить три генетически различных типа: первичные, одновременные и вторичные. Первичные включения возникли раньше кристалла-хозяина и были захвачены последним в процессе его роста. Поэтому изучение первичных включений позволяет судить об относительном времени выделения акцессорных минералов. Таковы, например, включения сфена, циркона или монацита в биотите, циркона в касситерите, апатита в сфене, торита в цирконе и т. д.

Одновременные, или сингенетичные, включения росли одновременно с кристаллом-хозяином. Таковы мельчайшие кристал-

Таблица 17
главнейших акцессорных минералах гранитоидов, г/т

Флюорит	Турмалин	Сфен	Ильменит	Рутил	Магнетит	Пирит
14,0	12,0	30,0	36,0	27,0	76,0	242,0
1,0	92,0	4,0	4,0	—	21,0	10,0
1,0	36,0	2,0	1,0	300,0	3,0	—
5,0	35,0	10,0	57,0	47,0	7,0	—
—	—	35,0	63,0	672,0	5,0	—
9,0	30,0	1924,0	2081,0	1872,0	252,0	67,0
—	2,0	240,0	262,0	1500,0	62,0	—
4,0	9,0	82,0	8,0	183,0	13,0	28,0
2,0	29,0	255,0	99,0	605,0	25,0	8,0
12,0	175,0	500,0	867,0	40,0	238,0	275,0
1,0	137,0	221,0	3,0	—	24,0	28,0
300,0	45,0	2195,0	—	84,0	—	—

средние содержания элемента в минерале не вычислены.

лики колумбита, располагающиеся по зонам роста кристаллов касситерита. К этому же типу, возможно, относятся и мельчайшие выделения урановых минералов на плоскостях роста кристаллов циркона, обладающих высокой поверхностной энергией кристаллизации.

Вторичные, или эпигенетические, включения образовались после формирования минерала-хозяина. Таковы включения рутила в ильмените, эпидота — в плагиоклазе и т. п.

Акцессорные минералы, обладая размером в десятки и сотни доли миллиметра, обычно содержат еще более мелкие включения своеобразных «микроминералов». В цирконах обнаружены включения циркона, апатита, торита, рутила, в сфене — циркона, апатита и магнетита. В апатите часто встречаются включения циркона, расположенные по граням роста кристалла, в ортите — циркона, апатита и магнетита. В гранитах Нигерии касситерит обнаружен в виде включений в колумбите, торите и ксенотиме, колумбит — в цирконе, ксенотиме и торите, торит — в цирконе и циркон — в ксенотиме. В кристаллах граната отмечаются субмикроскопические включения циркона и т. п.

Эти данные можно использовать не только для определения относительного времени выделения акцессорных минералов, но и для суждения о правильности некоторых кристаллохимических построений. Так, например, присутствие олова (до 3,61%) в минералах группы танталит-колумбита может объясняться не только изоморфным замещением по схеме $3\text{Sn}^{4+} \rightarrow 2(\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} + \text{Fe}^{2+}$, но и наличием в них микровключений касситерита. В свою очередь, в касситерите нередко присутствуют ниобий и тантал. В то же время в нем обнаружены включения минералов группы танталита — колумбита, а также циркона, вольфрамит, тапиолита и рутила. В касситерите из пегматитов, например, количество подобных минеральных включений иногда достигает 5%. Естественно поэтому предположить, что значительная часть ниобия и тантала не является изоморфной примесью в решетке касситерита, а обусловлена микровключениями собственных минералов этих элементов.

Ортит считается одним из наиболее радиоактивных акцессорных минералов гранитоидов. Однако значительная часть этой радиоактивности обусловлена наличием включений уранинита и торита. Радиография ортитов из пегматитов Индии показала присутствие радиоактивных включений, приуроченных к наружной зоне минерала и принадлежащих, возможно, к гуммиту или ураниниту.

Повышенное содержание радиоактивных элементов в цирконах обычно объясняется изоморфным замещением $\text{Zr}^{4+} \rightarrow \text{U}^{4+}$ или Th^{4+} . Однако форма нахождения урана и тория в цирконах может быть весьма разнообразной — от мельчайших включений уранинита или торита до изоморфного вхождения урана или тория в решетку этого минерала. В цирколитах, например, в виде

мелких включений встречается уранинит, который иногда нацело превращен в гуммит. Исследование кристаллов циркона (и ксенотима) с помощью ядерной эмульсии показало, что радиоактивные участки встречаются не только внутри кристаллов, но и на их плоскостях. Эти данные подтверждаются сведениями о том, что окислы U часто образуют тончайшую пленку на поверхности циркона.

В цирконах нередко отмечается высокое содержание редких земель, объясняемое изоморфным замещением $Zr^{4+} + Si^{4+} \rightarrow TR^{3+} + P^{5+}$. Не исключено, что повышенные содержания редких земель в цирконе отчасти могут быть обусловлены микровключениями и эпитаксиальными нарастаниями ксенотима или фергюсонита. Экспериментальные исследования по экстрагированию редкоземельных элементов (р. з. э.) из цирконов в различных средах показали, что в этом минерале из метасоматически измененных гранитов не менее 60% р. з. э. находятся в сорбированном состоянии. В богатых редкими землями цирконах вместе с увеличением содержания редких земель наблюдается увеличение содержания фосфора, возможно связанное с наличием мельчайших включений редкоземельных фосфатов. На основании того, что иттрий, скандий и фосфор переходят из цирконов в кислотную вытяжку в эквивалентных количествах, предполагают нахождение этих элементов в цирконе в форме фосфатов.

Молибден установлен во многих акцессорных минералах Мегринского плутона (Армения): апатите, цирконе, монаците и уранините. Однако во многих случаях его присутствие не является результатом изоморфной примеси, а обусловлено наличием субмикроскопических включений молибденовых минералов.

На примере субщелочных и щелочных интрузий Тувы выявляется закономерность, выражающаяся в том, что наличие в цирконе различных элементов-примесей находится в прямой качественной и количественной зависимости от содержания в породе акцессорных минералов соответствующих элементов, развитых в парагенезисе с цирконом. Так, например, содержание иттрия в цирконах увеличивается одновременно с увеличением содержания в породе эвксенита, содержание тория увеличивается с появлением торита, содержание ниобия тесно связано с нахождением в породах пирохлора, колумбита или эвксенита.

При благоприятных условиях, когда редкие и рассеянные элементы достигают определенной концентрации, они могут образовывать самостоятельные минералы. Однако для решения вопроса о том, в форме каких соединений осаждаются эти элементы из магмы, необходимо изучать не только собственно акцессорные минералы, но и встречающиеся в них минеральные микровключения. Мы знаем о постоянном присутствии редких земель в эпидоте, гранате, флюорите, сфене, апатите и цирконе, гафния — в цирконе, ниобия — в касситерите, сфене, рутиле, но не всегда можем быть уверены, что эти минералы присутствуют в виде

изоморфной примеси. Изучение нового мира микроминералов несомненно уточнит наши знания о форме нахождения редких и рассеянных элементов в магматических породах и минералах.

Выделять и изучать микровключения можно, применяя методы центрифугирования и более совершенные методы микронзондирования минералов.

Циркон

Циркон — $Zr SiO_4$; тетр.; плотность 4,7; тв. 7—8; — один из наиболее широко распространенных аксессуарных минералов различных пород; он встречается постоянно практически во всех их разновидностях (см. табл. 4).

По сравнению с гранитами связанные с ними жильные породы содержат циркона в 2—3 раза меньше, что однозначно указывает на выделение главной массы циркония в породах ранних стадий кристаллизации. Самые высокие его содержания — до 9,8—18,5 кг/т — были отмечены в альбитизированных гранитах.

В изверженных породах циркон обычно встречается в виде кристаллов нескольких генераций; это указывает на то, что время выделения этого минерала было весьма растянуто и охватывало как самые ранние, так и самые поздние этапы становления соответствующих массивов.

В гранитных интрузивах, например, наиболее ранние генерации циркона представлены мелкими бесцветными или бледноокрашенными, слаборадиоактивными и лишенными включений сложноограненными кристаллами. Циркон более поздних генераций образует крупные темноокрашенные до непрозрачных, с многочисленными включениями, просто ограненные кристаллы (рис. 12). Они характеризуются пониженным двупреломлением и большим содержанием урана и тория по сравнению с предыдущими разновидностями. В количественном отношении поздние цирконы обычно составляют 5—20% от общей массы этого минерала. Иногда наблюдается обрастание бесцветного раннего циркона более поздним, темноокрашенным.

Распределен циркон в гранитах неравномерно и обычно отмечается некоторая его концентрация в центральных, наиболее глубоко эродированных участках массивов. Не менее разнообразна и форма его нахождения (рис. 13).

Благодаря своей широкой распространенности, механической прочности, значительной химической стойкости, разнообразию форм, окраски и состава циркон относится к числу наиболее благоприятных минералов, которые можно использовать при решении различных петрологических вопросов.

Форма кристаллов представляет собой одну из наиболее отличительных особенностей этого минерала. Она вообще весьма разнообразна и обусловлена комбинацией различных граней. В гранитах кристаллы циркона преимущественно представлены

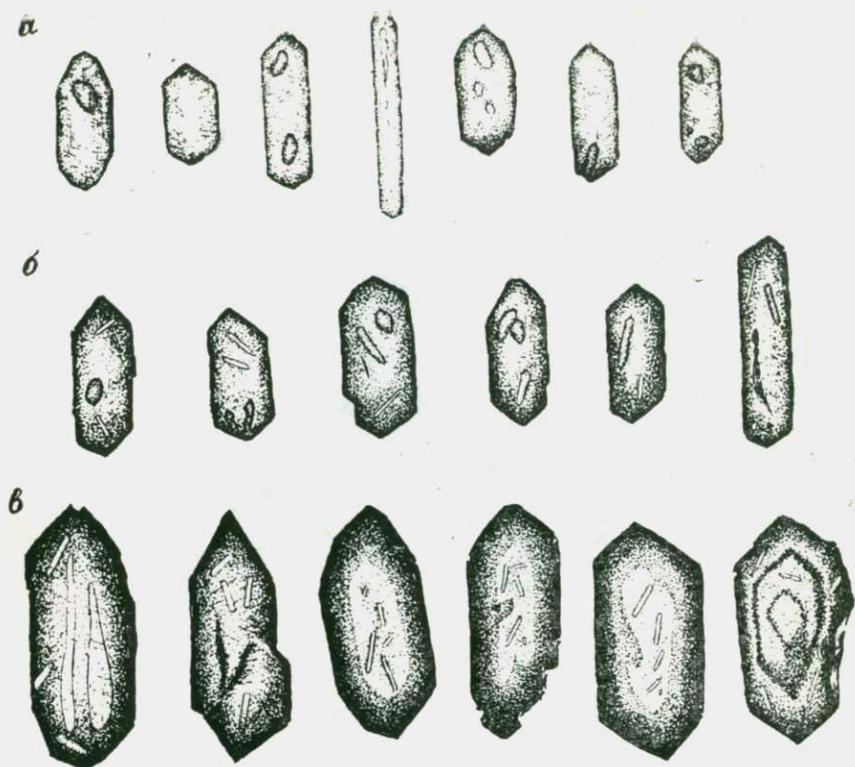


Рис. 12. Формы кристаллов циркона различных генераций. Эльджуртинский массив, Северный Кавказ.

a — циркон I генерации ($-0,1$ мм), включения представлены преимущественно каплеобразными выделениями и микролитами циркона; *б* — циркон II генерации ($-0,25$ мм), включения представлены преимущественно кристаллами циркона и апатита; *в* — циркон III генерации ($+0,25$ мм), включения представлены преимущественно кристалликами апатита и газовой-жидкими включениями

комбинацией призм (100) и (110) и тупой (111) и острых (311) и (331) дипирамид, причем последние, как правило, слабо развиты или отсутствуют. Различное развитие этих граней или отсутствие некоторых из них и создает разнообразие форм кристаллов циркона.

В цирконе из биотитовых гранитов преобладают призматические грани (100) и (111). Для гранитоидов повышенной основности характерны иные формы кристаллов циркона. Так, в гибридных гранитоидах чаще по сравнению с биотитовыми гранитами встречаются грани острых дипирамид (131) или (331) (рис. 14, 1—12). В отличие от циркона из гранитов цирконы из кислых эффузивов образованы преобладающей комбинацией граней (110) и (111). Кроме того, в них чаще присутствует грань острой дипирамиды (131).

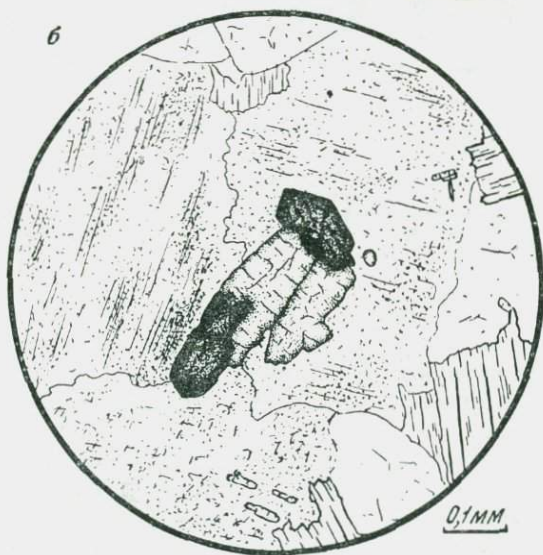
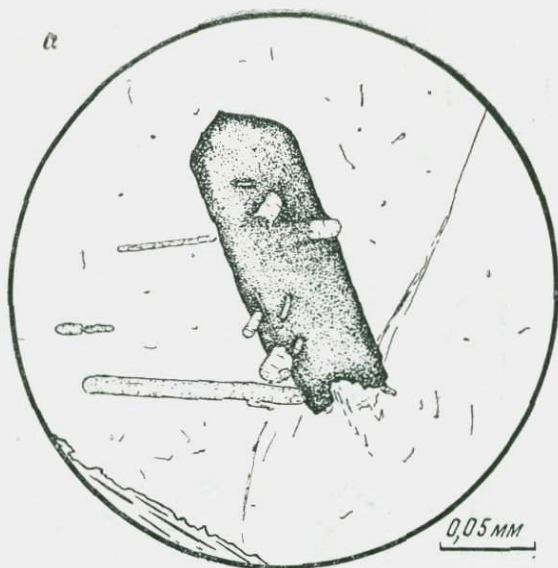
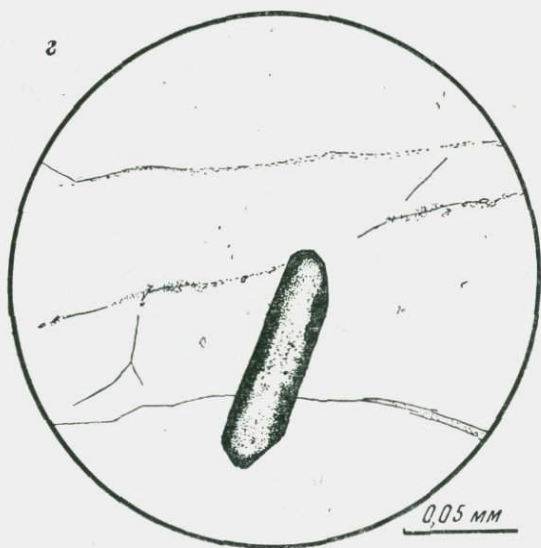
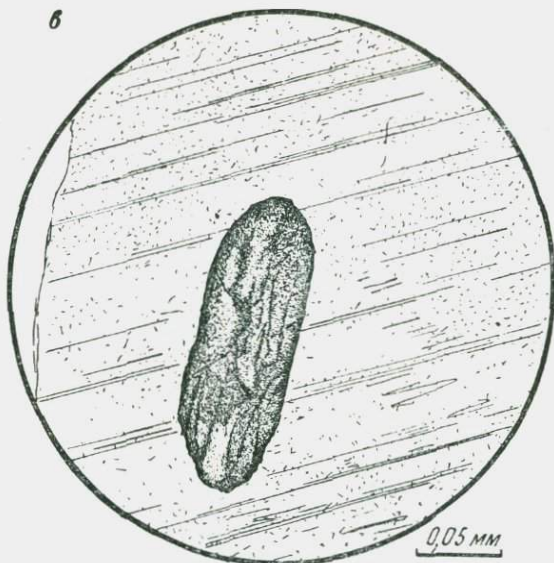


Рис. 13. Формы нахождения циркона в гранитах.

a — сросток крупного кристалла позднего циркона и апатита в кварце. Лейкократовый гранит. Северный Кавказ; *б* — ассоциация крупных кристаллов цирколита и апатита в анортоклазе; *в* — кристалл цирколита в плагиоклазе. Биотитовый гранит. Восточный Саян; *г* — кристалл циркона в кварце. Гранит биотит-роговообманковый. Карахольский массив. Западная Тува



Щелочная среда оказывает различное влияние на форму циркона. В процессе альбитизации гранитов образуются цирконы, характеризующиеся преобладающим развитием грани (100). В то же время в цирконах из пород, богатых калием: щелочных сиенитов, аляскитов, микроклинизированных гранитов, — преобладает грань (110).

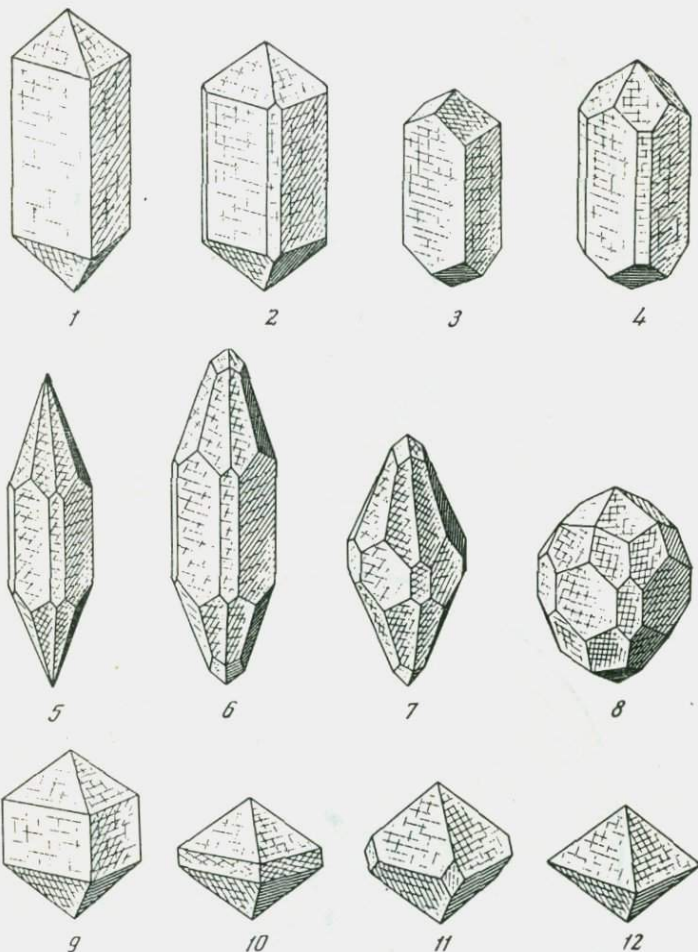
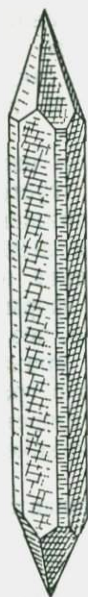
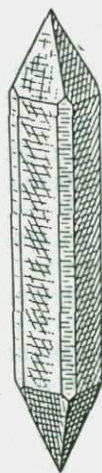


Рис. 14. Форма кристаллов циркона из гранитов:

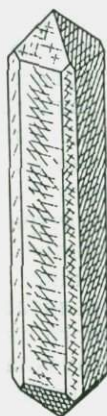
1—2 — из калиевых гранитов, характерно преобладающее развитие призматической грани (110); 3—4 — из натриевых гранитов, характерно преобладающее развитие призматической грани (100); 5—8 — из гранодиоритов и диоритов, характерна сложная огранка вершин кристаллов, в оформлении которых принимают участие грани острых дипирамид (131) и (331); 9—12 — из щелочных гранитов, характерно доминирующее развитие граней тупой дипирамиды (111) и отсутствие или слабое развитие призматических граней, образующих обычно узкий пояс; 13—17 — длиннопризматические кристаллы, характерные для приконтактных частей интрузий и жильных пород, образованные комбинацией двух (13—15) или одной (16—17) призм и острой (13), тупой (14—16) дипирамидами или их комбинацией (17); 18—19 — сростки кристаллов пирротита — параллельные (18) и с общей вертикальной осью (19); 20 — сростки апатита и циркона; 21 — сросток ксенотима и циркона



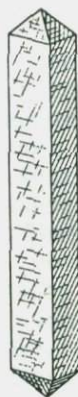
13



14



15



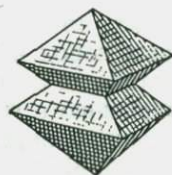
16



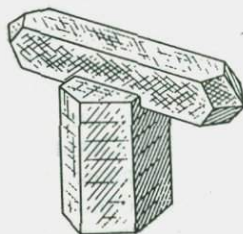
17



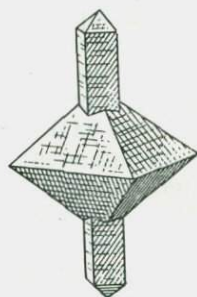
18



19



20



21

Цирконы из щелочных пород образованы наиболее просто и характеризуются короткопризматическим или дипирамидальным габитусом. Более сложноограненные кристаллы с обилием дипирамидальных граней, придающих им изометричную форму, отмечаются в основных породах.

Поскольку циркон обычно встречается в виде хорошо образованных кристаллов, большой интерес представляет изучение его искаженных форм: сплюснутых, скрученных, слаборазвитых. Перечисленные формы часто отмечаются в метасоматически измененных породах и их количественная характеристика, вероятно, сможет служить своеобразным индикатором степени метасоматического преобразования породы.

При использовании циркона в петрогенетических целях необходимо из всего многообразия встречающихся форм выделить такие, которые встречаются наиболее часто и, таким образом, могут быть приняты как характерные для данной породы.

В любом граните циркон присутствует, как правило, в виде бесцветных бледноокрашенных (желтые, розовые) или густоокрашенных кристаллов. Последние нередко обладают пониженным двупреломлением и зонарным строением. Изучение вещественного состава цирконов показало, что подобное деление на две группы подтверждается не только особенностями формы или окраски, но и особенностями их состава. Более темные, поздние, цирконы характеризуются большим содержанием урана, тория, гафния, редких земель иттриевой группы. Обычно в гранитах резко преобладают ранние светлоокрашенные разности (80—95%). Поэтому преобладание в породе темных цирконов может явиться хорошим коррелятивным признаком.

Содержание темноокрашенного циркона обычно увеличивается в породах более поздних интрузивных фаз.

Важной характеристикой кристаллов циркона служит их удлинение (отношение длины к ширине), величина которого связана с особенностями химизма или генезиса породы, включающей этот минерал. Установлено, что цирконы из интрузивных гранитов представлены призматическими кристаллами с коэффициентом удлинения больше 2,0, в то время как цирконы из осадочных пород — обычно округлые и поэтому характеризуются коэффициентом удлинения преимущественно меньше 2,0. Быстрое охлаждение приводит к появлению хотя и мелких, но более удлиненных кристаллов, что характерно для жильных пород и кислых эффузивов (см. рис. 14, 13—21). Сильное влияние на величину удлинения оказывает и состав породы. По сравнению с гранитами цирконы из Удиоритов и особенно из щелочных пород характеризуются меньшим коэффициентом удлинения.

Некоторые исследователи считают, что граниты немагматического или, как их еще называют, автохтонного происхождения могут содержать зерна циркона, заимствованные из осадков, которые в силу их окатанности должны обладать меньшим удлинением, чем обычно идиоморфные призматические кристаллы магматического циркона. Однако для этих целей более правильно использовать не коэффициент удлинения, а степень окатанности кристаллов.

Происхождение округлых зерен циркона в породе может быть различным. С одной стороны, интенсивные постмагматические процессы приводят к появлению подобных зерен за счет коррозии вершин и ребер кристаллов магматического циркона. Округлые зерна циркона подобного генезиса были описаны из альбитизированных гранитов и сиенитов. На коррозионную природу округлых зерен в этих случаях указывают приуроченность их скопле-

ний к участкам метасоматически измененных пород, наличие постепенных переходов между идиоморфными кристаллами и округлыми зернами, отражающих разные стадии коррозии. С другой стороны, встречающиеся в гранитах округлые зерна этого минерала могут иметь реликтовое происхождение. Это тем более вероятно, что в метаморфизованных осадочных породах, кристаллических сланцах и парагнейсах округлые зерна циркона встречаются несоизмеримо чаще, чем в гранитах. Эти зерна приобрели округлую форму при транспортировке осадочного материала и в отличие от корродированных кристаллов циркона имеют неровную шероховатую поверхность, нередко трещиноваты, иштрихованы или разломаны.

Известным доказательством осадочной природы округлых зерен циркона может являться или их более древний возраст, или отсутствие сходства между кривыми частот удлинения идиоморфных кристаллов и округлых зерен, что указывает на ксеногенную природу последних. Естественно поэтому предположить, что наличие большого количества окатанных зерен циркона в породах изверженного облика может указывать на их первоначально осадочную природу или на участие осадочного материала в процессе их формирования, т. е. на ассимиляцию. Изучение окатанных цирконов, являющихся ксенокристаллами, очень важно еще и потому, что определение по ним возраста включающей их изверженной породы может привести к заведомо завышенным данным и неправильным выводам.

В гранитах нередко присутствуют кристаллы прозрачного циркона, содержащие в себе округлые ядра циркона более темноокрашенного. Последние обычно сильно трещиноваты, содержат массу мелких темных включений, в то время как оболочка лишена их. Поскольку полевые наблюдения подтверждают возможность трансформации осадочно-метаморфических пород в породу гранитного состава, то, естественно, был сделан вывод, что наличие большого количества цирконов со следами роста (что часто наблюдается в осадочных породах) и бурых округлых или угловатых ядер, обросших прозрачной оболочкой в форме идиоморфного кристалла, может служить указанием именно на такой генезис гранитов. Например, осадочное происхождение окатанных ядер в цирконе из гранодиоритов Лаузитца (ГДР) усматривается в их трещиноватости, ямчатой шероховатой поверхности и, наконец, в том, что они бывают разломаны, и эти остроугольные обломки также обрастают идиоморфной оболочкой. Остроугольные ядра не могут образоваться в результате магматической коррозии. Подобные цирконы с ядрами наблюдались и в ксенолитах перекристаллизованных кварцитов.

Весьма важны наблюдения, показывающие, что в метасоматически измененных гранитах наблюдаются случаи обрастания ранних прозрачных цирконов более поздними и более темными, что также приводит к образованию «цирконов с ядрами». Последние,

однако, в отличие от вышеописанного типа имеют темную оболочку и светлое идиоморфное ядро.

Многие акцессорные минералы, находясь в осадочных породах, обладают явными признаками дорастания в виде различных выростов и наростов, что отмечалось не только для кристаллов граната, турмалина и др., но и для циркона. Выросты прозрачны и свободны от включений, образованы преимущественно пирамидальными гранями и развиваются на плоскостях призм циркона. Выросты на его кристаллах наблюдаются только на цирконе из измененных осадочных пород или на контакте их с изверженными, т. е. там, где под влиянием тех или иных агентов цирконий мог переходить в раствор, а затем переотлагаться. Специальные работы, проведенные в этом направлении, показали, что граниты, образовавшиеся в результате трансформации осадков, обладают большим процентом цирконов со следами роста. Цирконы с подобными выростами часто встречаются в некоторых бушвельдских гранитах, считающихся, по существующим представлениям, перекристаллизованными фельзитами и гранитизированными вмещающими породами. С другой стороны, подобные же образования наблюдаются и на цирконах из измененных гранитов, не несущих следов немагматического происхождения. Однако в отличие от бесцветных выростов, характерных для цирконов из осадочных пород или автохтонных гранитов, в грейзенизированных и микроклинизированных гранитах образуются бурые и красно-желтые наросты, продолжающие кристаллы в длину. Таким образом, наличие на кристаллах циркона различно окрашенных наростов или выростов и особенно количество подобных кристаллов может служить указанием или на немагматический генезис породы, или на сильное метасоматическое изменение породы магматического генезиса.

Как в гранитах, так и в пегматитах наблюдается зонарное сложение циркона, обусловленное чередованием двупреломляющих и изотропных зон. Зонарность в кристаллах циркона — частое, но не повсеместно наблюдаемое явление и поэтому она может быть использована для выявления особенностей генезиса циркона и вмещающей его породы. Причины, обуславливающие появление зонарных кристаллов этого минерала, могут быть различны. Вполне вероятно, что у циркона, не образующего смешанных кристаллов, подобно плагиоклазам, появление зонарности может быть вызвано физическими явлениями, возможно, ритмическими колебаниями температуры. Это в некоторой степени находит подтверждение в том, что наиболее часто зонарные кристаллы циркона встречаются в краевых частях интрузивов, где температурный режим наименее постоянен. Другой интересной особенностью зонарных цирконов, несомненно проливающей свет на условия их образования, является частая их приуроченность к породам метасоматически измененным: альбититам, флюоритизированным щелочным гранитам и т. п. Поэтому зонарное сло-

жение цирконов, весьма вероятно, указывает на их метасоматический генезис.

Кристаллы циркона могут образовывать сростки с кристаллами ксенотима, обладающие общей вертикальной осью (см. рис. 14, 18—21). Они встречаются довольно редко, но если присутствуют в породе, то могут служить ее отличительным признаком. Причина появления подобных сростков, очевидно, заключается в изоструктурности этих двух минералов и близости времени их кристаллизации. Интересно, что широким распространением сростки кристаллов циркона пользуются в микроклинизированных гранитах. В зонах флюоритизации щелочных гранитов отмечаются также параллельные сростки нескольких кристаллов циркона. Возможно, наличие сростков подобно зонарному сложению указывает на метасоматическую природу образующих их кристаллов.

В цирконах встречаются микровключения минералов, стекла и газовой-жидкие. Их наличие во многом определяется условиями его образования. Цирконы из излившихся пород чаще содержат газовой-жидкие включения, чем цирконы глубинных пород. Включения газовых пузырьков характерны и для цирконов из туфов кварцевых порфиров.

Состав циркона, несмотря на его простую структуру, довольно своеобразен. В нем содержится целый ряд элементов, способных замещать четырехвалентный цирконий: U, Th, Nb, Ta, TR, Y, Sc и др. (табл. 18). По сравнению с другими элементами они концентрируются в цирконе в наиболее значительной степени, и именно для них циркон может рассматриваться как надежный минерал-индикатор. Их содержания иногда столь значительны, что обогащенные этими элементами разновидности циркона получили специальные названия: богатые ураном — малаконы и циртолиты, ниобием — наэгиты, гафнием — альвиты, редкими зем-

Т а б л и ц а 18

Средние содержания и состав акцессорного циркона
в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание циркона в породе	Nf	U	W	Y	Th	Sc	Sn	Nb	TR	Ta	Mo
Граниты	115,6	11 567	1150	65,6	3197	886	143	54	239	4100	40	10
Липариты	48,6	3 000	—	—	1700	1100	73	—	200	—	—	—
Габбро	35,2	6 830	—	—	—	4,5	—	—	—	100	—	—
Сyenиты	2934,0	5 420	1066	30,0	1500	688	20	18	245	1500	—	36
нефелиновые Парагнейсы	58,0	11 700	2100	—	—	—	975	—	—	3000	—	—

лями — ямагутиллиты и т. п. Наиболее часто подобные разновидности встречаются в пегматитах, хотя малакон, циртолит и наэгит отмечаются и как аксессуарные минералы гранитов и сиенитов.

Содержание редких элементов неодинаково в цирконах пород различного петрографического состава. Наиболее высокие содержания редких элементов присущи циркону из лейкократовых гранитов и аляскитов — пород, в которых возможности к кристаллохимическому рассеянию этих элементов в решетках других минералов весьма ограничены. В процессе дифференциации наблюдается увеличение содержания в цирконе редких элементов. Так, самые высокие средние содержания Nb, Ta, U, Th, Y, TR, Hf, Sc наблюдаются в цирконе из пород поздних интрузивных фаз или из пегматитов, что свидетельствует о тенденции этих элементов накапливаться в поздних продуктах кристаллизации. При этом обычно увеличивается содержание молибдена и олова в 1,5 раза; урана, гафния, скандия в 3 раза; тория, тантала в 4 раза; ниобия, редких земель в 10 раз. В цирконе пегматитов увеличивается содержание гафния до 30 200 г/т, редких земель до 108 800 г/т. Особенно значительное увеличение содержания скандия отмечается в циртолитах пегматитов. Например, циртолит кварцево-флюоритовых пегматитов Казахстана содержит до 2386 г/т Sc, т. е. в 17 раз больше среднего.

Эту особенность циркона можно использовать при выделении различных интрузивных фаз в сложно построенных интрузивах, а также для определения относительного времени выделения отдельных генераций этого минерала. Так, изучение содержания урана в цирконах гранитов Японии позволило установить, что гранитный батолит Тенсей был сформирован в три фазы, различающиеся по количеству циркона и по содержанию в нем урана.

Высокая степень концентрации урана и тория в цирконе позволяет использовать их содержание при решении вопроса о глубине эрозионного среза массива. На примере Горного Алтая установлено, что радиоактивность цирконов из апикальных частей в пять раз превышает радиоактивность этого минерала из глубинных частей гранитных массивов.

В цирконах метасоматически измененных гранитов увеличивается содержание гафния, в результате чего величина отношения Zr/Hf значительно уменьшается. При калиевом метасоматозе разница в миграционной способности циркония и гафния проявляется более резко, чем при натриевом, в связи с чем и величина отношения Zr/Hf становится минимальной.

Определенным образом изменяется и состав редкоземельных элементов. Если цирконы измененных гранитов характеризуются комплексным составом редких земель с преобладанием иттриевой группы, то цирконы альбитизированных гранитов, представленные бурой циртолитовой разностью, обладают селективно иттриевым составом редких земель.

В цирконе измененных гранитов содержание тантала может сильно возрастать и в отдельных случаях достигает 1620 г/т (последнее отчасти обязано микровключениям тантало-ниобатов). Поскольку при постмагматических процессах различия в химическом поведении ниобия и тантала проявляются резко, то величина отношения Nb/Ta может служить мерой отличия цирконов магматического и метасоматического генезисов.

Значительно увеличивается в поздних генерациях циркона и содержание иттрия. В малаконе, например, содержание этого элемента колеблется от 1,6 до 3,4% Y_2O_3 .

Использование циркона как индикатора рудоносности основывается на том, что иногда устанавливается связь между повышенным содержанием в нем Sn, Mo, W, Nb, Ta и соответствующей рудоносностью гранитоида. В цирконе из гранитов Дальнего Востока, например, среднее содержание олова повышено и составляет 76 г/т; подобное обогащение может рассматриваться как признак потенциальной оловоносности магматического очага. Можно говорить и о повышенном по сравнению со средним содержании молибдена в цирконе гранитоидов, с которыми связано молибденовое оруденение. Так, циркон из молибденоносных гранитоидов Далидага содержит в среднем 20 г/т Mo, а из гранитоидов Мегринского плутона — 10—30 г/т Mo.

В цирконе гранитов среднее содержание ниобия составляет 239 г/т; в цирконе редкоземельных гранитов оно возрастает до 1190 г/т, достигая максимума (15 330 г/т) в цирконе из литиево-слюдистых редкометалльных гранитов. То же можно сказать и о тантале. Если в цирконе гранитов среднее содержание тантала равно 40 г/т, то оно значительно выше в цирконе редкометалльных гранитов — 66 г/т — и достигает максимума (5002 г/т) в цирконе литиево-слюдистых редкометалльных гранитов.

Среди гранитоидов различного генезиса цирконы автохтонных гранитоидов выделяются несколько большим по сравнению с цирконом интрузивных гранитоидов содержанием р. з. э. — 4400 г/т. Циркон из докембрийских гранитов Среднего Приднепровья, например, содержит до 7200 г/т TR_2O_3 . Это может быть связано с метасоматическими процессами, активное участие которых в формировании гранитоидов этого типа общепризнано. Подтверждением может явиться и значительно повышенное содержание р. з. э. (среднее 9200 г/т) в цирконе измененных гранитов.

Судя по тому, что цирконам габбро присущи весьма низкие содержания р. з. э. — 100 г/т, можно полагать, что аналогичные содержания будут наблюдаться и в цирконе из гранитоидов габбровой формации. В последних цирконы характеризуются и более низким содержанием Sn и Pb по сравнению с цирконом интрузивных гранитоидов, что отражает известные геохимические отличия кислых и основных магм.

Циркон из кимберлитов обладает наиболее низкими средними содержаниями р. з. э. (15 г/т) и урана (7—28 г/т). В цирконе

метаморфических пород содержание скандия весьма велико и может достигать 975 г/т, что, возможно, отражает более высокое содержание этого элемента в песчано-сланцевых породах по сравнению с кислыми изверженными.

Монацит

Монацит — $(Ce, La \dots) PO_4$; мон.; плотность 4,9—5,5; тв. 5,0—5,5. Аксессуарный минерал монацит встречается в самых разнообразных породах: пара- и ортогнейсах, кристаллических сланцах, гранулитах и чарнокитах, скарнированных мраморах, щелочных породах, карбонатитах, гранитоидах и высокотемпературных рудных кварцевых жилах, а также в жилах альпийского типа, что говорит о возможности его образования в широком диапазоне температур и давлений. Он часто встречается в гранитоидах, причем в биотитовых гранитах чаще, чем в биотит-роговообманковых. Наиболее крупные скопления монацит образует в жилах гранитных пегматитов.

Среди гранитоидов Советского Союза наиболее обогащены монацитом граниты Восточного Забайкалья, Восточного Саяна и Украинского кристаллического щита.

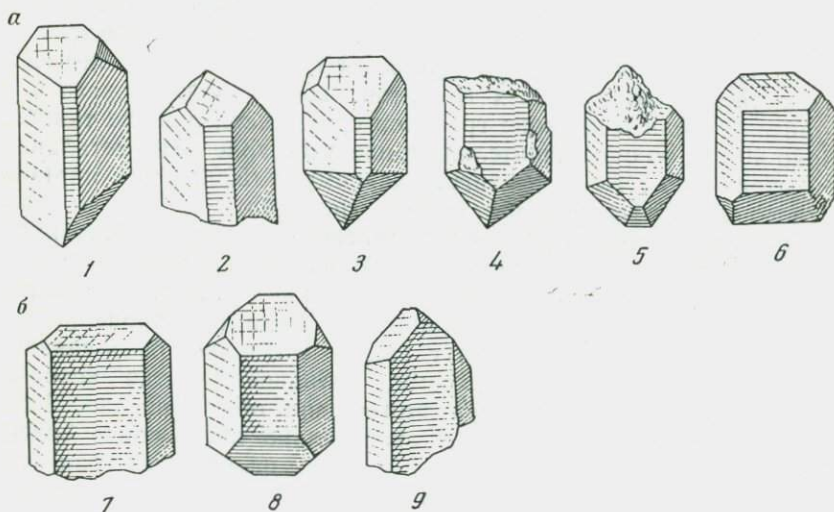
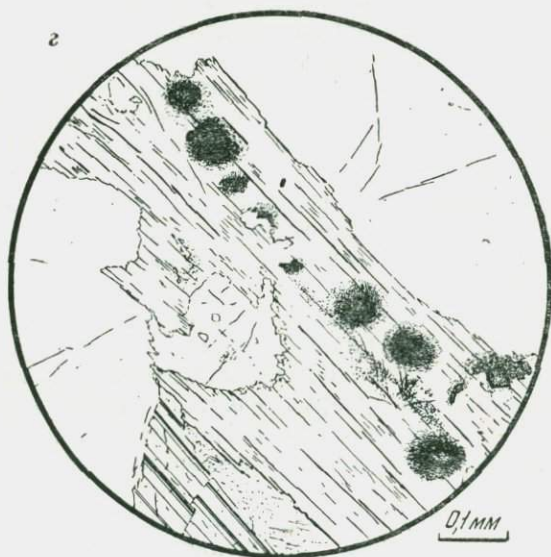
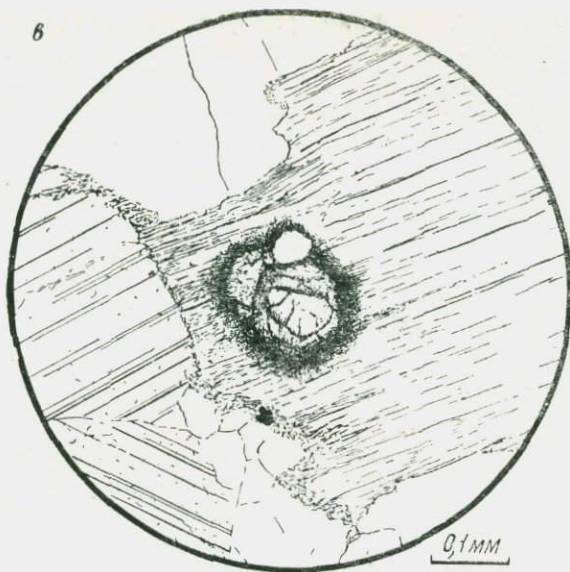


Рис. 15. Формы нахождения монацита в гранитах.

a — призматические кристаллы монацита из гранита (1—6). Их форма обусловлена хорошо развитыми призматическими гранями (110) и (011). Преобладающая окраска зеленовато-желтая; *б* — таблитчатые кристаллы монацита из пегматита (7—9). Их характерная форма обусловлена преобладающим развитием граней пинакнонов (100), (010), реже (101). Преобладающая окраска красновато-бурая; *в* — крупные зерна монацита, ассоциирующие с апатитом в биотите, окруженные плеохроичным ореолом. Биотитовый гранит. Галицкий массив. Горный Алтай; *г* — включения мелких зерен монацита и тантало-ниобатов в биотите, окруженные плеохроичными ореолами. Двуслюдяной гранит. Алашский массив. Западная Тува



В гранитах монацит обычно встречается в виде хорошо ограниченных кристаллов. Их облик таблитчатый по (100), реже призматический. Наиболее распространенными формами являются пинакоиды (100), (010) и (101) и призмы (011) и (110) (рис. 15, а, б). В более низкотемпературных жилах альпийского типа кристаллы монацита имеют призматический облик и нередко двойникованы. В гидротермальных образованиях, таких, как кварцево-

карбонатные жилы, широко распространены сиоповидные и радиально-лучистые агрегаты, состоящие из тесно сросшихся длиннопризматических или игольчатых кристаллов монацита. В гранитах обычны включения монацита в биотите, окруженные характерными плеохроичными дворицами (см. рис. 15, в, г).

Преобладающая окраска минерала светло-желтая, хотя присутствуют бесцветные, зеленовато-желтые и желто-красные разновидности. В гранитах довольно часто встречаются кристаллы со следами растворения — сглаженными ребрами и кавернозными гранями. Иногда монацит, подвергшийся замещению красным бурым землистым минералом (бастнезитом), изменяет свою окраску и становится бурым, непрозрачным. Особенно интенсивно это замещение проявлено в двуслюдяных гранитах и пегматитах. В гипергенных условиях монацит нередко замещается рабдофанитом.

Характер распределения монацита в массиве изверженной породы зависит от возможности к изоморфному рассеянию редких земель и определяется количеством кальцийсодержащих минералов. Поэтому естественно, что уменьшение его содержания наблюдается в приконтактовых (гибридных) гранитоидах. Этим же, очевидно, объясняется и постоянно наблюдаемый антагонизм между монацитом и другими кальцийсодержащими акцессорными минералами, такими, как сфен, эпидот, апатит и особенно ортит, включающими в свои решетки значительное количество редких земель. Увеличение, даже местное, содержания кальция в гранитной магме обычно ведет к смене минеральной ассоциации монацит—ильменит ассоциацией ортит—сфен.

Содержание монацита в гранитоидах непостоянно. Наиболее высокие его содержания характерны для биотитовых порфиroidных гранитов. При этом выявляется, что докембрийские биотитовые граниты платформ содержат почти в два раза больше монацита, чем биотитовые граниты складчатых областей. Причиной этого может быть интенсивно проявленный в древних гранитах калиевый метасоматоз, обычно приводящий к концентрации высвобождающихся из разрушающегося плагиоклаза редких земель в форме монацита. На вторичную природу подобного обогащения указывает и большая неоднородность распределения этого минерала.

Основные по составу разновидности гранитоидов (диориты — гранодиориты) содержат сильно пониженное количество монацита. Еще меньше его количество в диоритах и плагиогранитах габбровой формации. Эта особенность в содержании монацита может быть использована при выяснении генезиса малых интрузий диоритового состава.

По сравнению с биотитовыми гранитами их измененные разновидности содержат значительно меньшее количество монацита, что связано с его интенсивным замещением бастнезитом или рабдофанитом. Это с известным успехом может быть использовано при

сопоставлении разновозрастных гранитоидов. В Северной Киргизии, например, в допалеозойских гранитоидах монацит превращен в бурую, часто землистую массу, только сохраняющую форму монацита. В гранитоидах герцинского возраста этот минерал обладает прекрасной сохранностью.

В наибольшей степени в монаците помимо р. з. э. концентрируются элементы, в той или иной мере им геохимически близкие: торий, уран, иттрий, скандий, степень концентрации которых в этом минерале колеблется от 2460 у Th до 5 у Sc. Поэтому именно для них монацит можно рассматривать как надежный минерал-индикатор (табл. 19).

Т а б л и ц а 19

Средние содержания и состав акцессорного монацита
в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание монацита в породе	Th	TR	U	Y	Sc
Граниты	30,7	44 277	563 600	2193	3542	15
Липариты	2,4	—	—	—	—	—
Габбро	0,2	—	—	—	—	—
Сиениты нефелиновые	3,0	46 284	—	—	—	20
Парагнейсы	35,0	—	—	—	—	—

Монацит — сильно радиоактивный минерал, в котором торий преобладает над ураном. Содержание тория в монацитах довольно непостоянно и определяется не только петрохимическим типом гранитоида, но и геохимическими особенностями исходной магмы. По сравнению со средним значительно более низкие содержания тория (7120 г/т) характерны для монацитов из гранитоидов Кочкарского массива на Урале; особенно они высоки (123 680 г/т) в монацитах из гранитов Болгарии.

В процессе дифференциации гранитной магмы наблюдается вполне закономерное изменение состава этого минерала. Монациты из пегматитов отличаются от акцессорного монацита гранитов большими размерами, часто более темной окраской, обогащением ураном и тяжелыми лантаноидами и уменьшением содержания лантана и церия.

Общая тенденция обогащения конечных дифференциатов гранитных интрузий тяжелыми лантаноидами обычно нарушается, когда мы переходим к монацитам гидротермального генезиса. В последних часто наблюдается заметное по сравнению с монацитом из гранитов обогащение наиболее основными лантаноидами — церием и лантаном. Вместе с тем содержание тория в них значительно уменьшается. Поэтому необычно низкие содержания тория в монаците из гранитов Северо-Востока СССР (5280—4576 г/т),

возможно, объясняются наложенной (гидротермальной) природой этого минерала.

В процессе дифференциации наблюдается отчетливое увеличение содержания урана в монаците из гранитоидов последовательных интрузивных фаз. Так, в гранитных массивах Казахстана при переходе от пород главной интрузивной фазы к гранитам дополнительных интрузивов и далее — к жильным гранитам содержание урана в монацитах соответственно увеличивается с 1630 до 3232 г/т.

Непостоянные содержания ΣY , Th и U в значительной мере определяются и временем выделения монацита. Наиболее ранние его генерации, представленные кристалликами, включенными в биотит или калиевый полевой шпат, отличаются малыми содержаниями тория и отсутствием редких земель иттриевой группы. Монациты более поздней генерации, приуроченные к межзерновым участкам и часто включенные в кварц, содержат иттриевые р. з. э., хотя и не в таких количествах, как это свойственно монациту из пегматитов.

Данных для суждения о роли монацита как индикатора рудоносности гранитоидов пока слишком мало. Имеющиеся анализы свидетельствуют о высокой концентрации в нем вольфрама, что характерно также и для апатита. Возможно, акцессорные фосфаты являются хорошим индикатором на W-Mo оруденение.

Повышенные содержания монацита являются признаком, позволяющим установить генетическую связь рудоносных пегматитов с гранитоидами определенного возраста или состава. Так, богатые монацитом граниты сопровождаются пегматитами, также содержащими повышенные количества этого минерала.

Следующие особенности состава монацита могут быть использованы в качестве индикатора генезиса включающей его породы. Монацит из гранитоидов габбровой формации в соответствии с геохимическими особенностями основной магмы будет характеризоваться намного меньшими по сравнению со средним содержаниями Th, U, Y и р. з. э. Иным составом, не менее значительно отличающимся от среднего, обладают монациты автохтонных гранитоидов, в формировании которых большую роль играли процессы щелочного, преимущественно калиевого метасоматоза. В них по сравнению с монацитом интрузивных гранитов повышено содержание цинка, тяжелых лантаноидов и урана. Например, содержание урана в монаците из докембрийских гранитов значительно выше и составляет в среднем 4210 г/т, что связано с калиевым метасоматозом, принимавшим активное участие в формировании окончательного облика этих гранитов. При этом монацит из автохтонных гранитов обладает максимальным содержанием урана — 7000 г/т, в то время как в монаците из более молодых интрузивных гранитоидов оно ниже и колеблется от 5700 до 3000 г/т.

Неоднократно указывалось на пониженное содержание тория в монацитах из сланцев и парагнейсов, возможно объясняемое мень-

шему содержанию этого элемента в осадочных породах или его экстракции из монацита за время нахождения последнего в осадке. Монациты из чудново-бердичевских гранитов Украины, считающихся образованиями автохтонными, содержат меньше тория, чем монациты из других, более молодых гранитов — кировоградских, трахитоидных, чернокварцевых.

Несмотря на то что преобладающей формой нахождения монацита в гранитах являются таблитчатые кристаллы, имеются случаи, когда в гранитах широко развиты округлые зерна этого минерала. Они, например, преобладают в гранитах Богемского массива (ГДР), гнейсах Бретани (Франция), в гранито-гнейсах Мурзинского и Кочкарского массивов на Урале. Подобные наблюдения представляют интерес в том отношении, что помогают выяснить особенности генезиса гранитов или гранито-гнейсов, так как в россыпях и слюдяных сланцах встречаются зерна монацита также преимущественно округлой формы.

Монациты из щелочных пород по содержанию тория существенно не отличаются от того же минерала интрузивных гранитов.

Ортит

Ортит — $(\text{CaGe})_2 (\text{Al}, \text{Fe})_3 \text{Si}_3\text{O}_{12}\text{O}(\text{OH})$; мон.; плотность 4,1; тв. 6; пользуется широким распространением и встречается в самых разнообразных породах: гранитах, гранитных пегматитах, габбро, щелочных породах, щелочных пегматитах и метасоматитах, гнейсах, скарнах, железных рудах. Наиболее часто ортит встречается в гранитоидах, их жильных дериватах и гнейсах.

Будучи кальцийсодержащим минералом, ортит, естественно, концентрируется в богатых кальцием биотит-роговообманковых гранитах, реже в гранодиоритах. Поэтому ортитам обычно обогащены граниты ранних интрузивных фаз, а более поздние, представленные лейкократовыми гранитами или аляскитами, содержат его значительно меньше. Повышенное содержание кальция в гранитной магме, ассимилировавшей чуждый материал, объясняет накопление ортита и в гранитах, несущих явные следы ассимиляции, или в приконтактовых участках гранитных массивов.

Несмотря на широкое распространение ортита, его содержания в гранитоидах подвержены значительным колебаниям и зависят от состава гранитоида и измененности его поздними процессами. Самые низкие (4—8 г/т) содержания ортита установлены в измененных (альбитизированных и грейзенизированных) гранитоидах, что свидетельствует о неустойчивости ортита, его разрушении и замещении различными вторичными минералами, преимущественно фторкарбонатами редких земель. Среди неизменных гранитоидов биотитовые граниты отличаются наиболее высоким содержанием ортита (70 г/т), в то время как в лейкократовых гранитах и аляскитах его содержание значительно меньше (16—39 г/т).

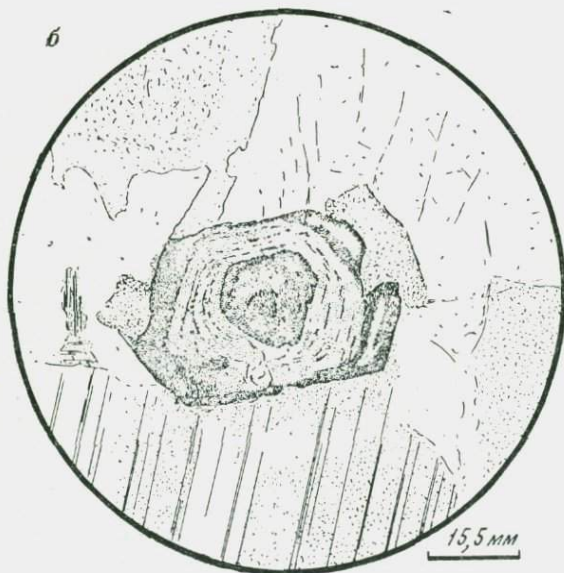
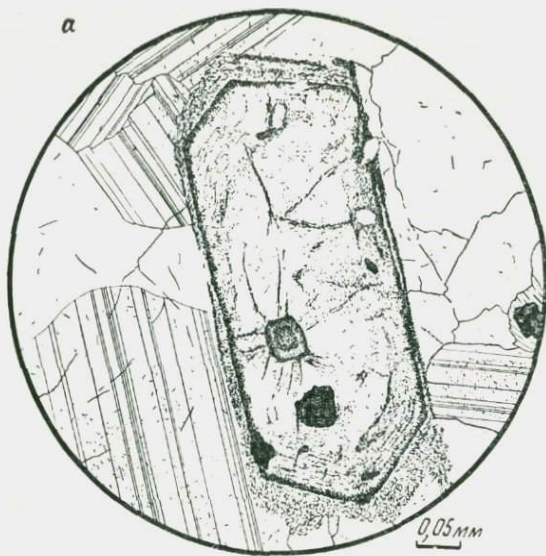
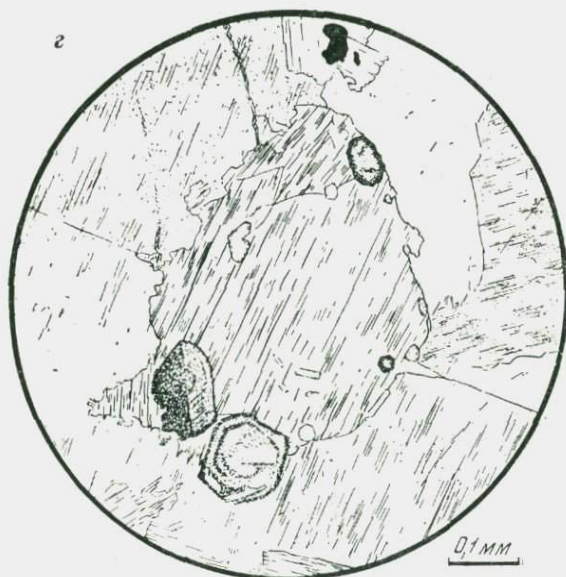
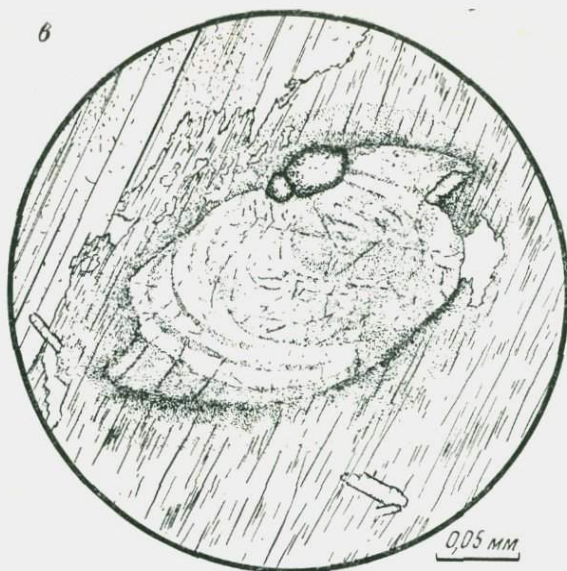


Рис. 16. Формы нахождения ортита в гранитах.

a — идиоморфный зональный кристалл ортита с включениями магнетита, циркона и апатита и оторочкой из мелких зерен эпидота; *б* — идиоморфный зональный кристалл ортита, расположенный на стыке зерен кварца и плагиоклаза. Биотитовый, порфириновый гранит. Тонгульский массив. Западная Тува; *а* — зональный кристалл ортита в биотите, окруженный слабым плеохроичным ореолом. В ортите включения циркона, в биотите — апатита. Биотит-роговообманковый гранит. Шмаковский массив. Приморье; *б* — зональные и двойникованные кристаллы ортита, приуроченные вместе с цирконом и апатитом к периферическим частям пластинки биотита. Биотитовый гранит. Талицкий массив. Горный Алтай



Жильные породы, генетически связанные с гранитами, содержат по сравнению с ними меньше ортита. Это, по-видимому, указывает на то, что большая часть р. з. э. связывается с кальцием и осаждается в процессе главной стадии кристаллизации гранитных интрузий. Этим объясняется и наблюдающийся антагонизм между ортитом и другим цериевым минералом — монацитом,

который преобладает в бедных кальцием калиевых гранитах. Среди гранитов Советского Союза наиболее обогащены ортитом породы Приазовья, Дальнего Востока и Восточного Забайкалья.

В гранитоидах ортит встречается в виде хорошо образованных кристаллов или неправильных выделений смоляно-черного цвета, приуроченных к межзерновым промежуткам. Характерной особенностью кристаллов ортита являются часто наблюдаемые простые двойники по (100) или зонарное строение (рис. 16). В последнем случае центральная часть кристалла сложена черным ортитом с сильным смоляным блеском, а периферическая — желтовато-серым или серым, характеризующимся пониженными показателями преломления. Форма кристаллов ортита в гранитах непостоянна. Наиболее широко распространены толстотаблитчатые кристаллы, реже встречаются уплощеннопризматические. В отличие от ортита из пегматитов кристаллы акцессорного ортита гранитов образованы меньшим количеством граней.

Четко устанавливается появление удлиненно-призматических или игольчатых кристаллов ортита, иногда собранных в радиально-лучистые агрегаты в связи с поздними процессами. Сноповидные, веерообразные и радиально-лучистые агрегаты кристаллов наблюдаются особенно часто в грейзенизированных и альбитизированных гранитах и в пегматоидных обособлениях.

Другой особенностью этого минерала являются непостоянные, в общем сильно колеблющиеся показатели преломления, что, очевидно, обусловлено различным содержанием в нем железа. Установлено, что ортиты из изверженных пород имеют больший показатель преломления, чем ортиты из пегматитов.

Периферические части кристаллов ортита часто превращены в буро-желтую или темно-серую землистую массу. Последняя состоит из агрегата бастнезита, хюттонита и гематита. Иногда в участках измененного ортита наблюдается скопление мелких кристалликов торита. Происходящие при этом изменения в химическом составе заключаются в обогащении ортита измененных участков торием и редкими землями.

Наличие на кристаллах ортита корки вторичных продуктов иногда может указывать на относительный возраст гранитоидов. Например, в Западном Узбекистане ортиты верхнекарбонных гранитов постоянно характеризуются присутствием подобной корки, в то время как ортиты мезозойских гранитоидов отличаются свежестью.

Будучи кальцийсодержащим минералом, ортит обычно ассоциирует с такими акцессорными минералами, как эпидот, апатит, сфен, а также циркон и магнетит. Эти минералы, за исключением эпидота, часто встречаются в нем в виде включений. В то же время были описаны случаи разъедания ортита биотитом. Все это указывает на то, что ортит мог образовываться в промежуток времени между кристаллизацией ранних акцессорных и более поздних железисто-магнезиальных породобразующих минералов.

В гранитах вероятно присутствие двух генераций ортита. Более ранняя представлена идиоморфными кристаллами, встречающимися в виде включений в кварце и калиевом полевом шпате. Более поздняя, представленная как кристаллами, так и неправильными выделениями, приурочена к межзерновым промежуткам. Именно ортит этой генерации часто ассоциирует с эпидотом. При этом наблюдается обрастание ортита эпидотом, дорастание пластинчатых кристаллов ортита эпидотом, реже развитие эпидота по трещинам в кристаллах ортита. Во всех случаях граница между этими, сходными по составу минералами вполне отчетлива. Причина резкой смены одного минерала другим, возможно, связана с изменением окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования: образование ортита предпочтительнее идет в условиях восстановительной среды, при которой устойчиво двухвалентное железо, а эпидота — в окислительной.

Ряд признаков однозначно указывает на возможность магматического генезиса ортита. Прежде всего следует отметить, что ортит был обнаружен в виде порфировых выделений в стекловатых лавах и в микролитовой основной массе жильных пород — ортит-лабрадоровых порфиров. Подобная форма нахождения несомненно указывает на возможность образования ортита в магматическую стадию. Кроме того, ортит из гранитов отличается от более поздних ортитов пегматитового или метасоматического генезисов меньшими размерами, меньшим разнообразием кристаллографических форм, большими показателями преломления, большим содержанием железа и магния, меньшим — иттрия, урана, тория и марганца.

В граните возможно также наличие ортита метасоматического генезиса. Его характерной особенностью является неправильная, лапчатая форма и обилие реликтовых включений минералов гранита, захваченных при росте этого минерала (см. рис. 5, а).

В пределах гранитных массивов ортит распределен крайне неравномерно. Обычно наблюдается его некоторая концентрация в приконтактных участках массивов, сложенных обычно гибридными гранитоидами. В связи с этим большое количество ортита в гранитах может указывать на ассимиляцию, приводящую к появлению избыточного кальция. Это тем более вероятно, что в ортитовых гранитах обычная для биотитовых гранитов ассоциация монацит—ильменит сменяется ассоциацией ортит—сфен.

Химический состав ортита довольно непостоянен, так как наблюдаются значительные колебания в содержании редких земель, кальция, железа. Это, в свою очередь, обуславливает не только непостоянство оптических констант этого минерала, но и приводит к появлению различных разновидностей. Малые содержания TR_2O_3 обуславливают появление эпидот-ортитов, содержащих 6—12% редких земель. Они часто встречаются в гранитах, обладают смоляно-черным цветом и внешне весьма сходны с ортитом. Меньшие содержания железа и редких земель и боль-

шие — алюминия и кальция ведут к появлению ортитов, приближающихся по своим свойствам к клиноцоизиту.

Состав и структура ортита предопределяют возможность нахождения в нем различных редких элементов, замещающих кальций (U, Th, TR, Sr), магний (Li), железо двухвалентное (Zn, Sc, Co) или трехвалентное (Nb, Mo, Sn, W) и т. п. Однако в наибольшей мере в этом минерале накапливаются помимо TR такие элементы, как Th, U, V, содержания которых в сотни раз, а Mo, Be, V, Sc, Ge, Pb — в десятки раз превышают соответствующие кларки для кислых пород (табл. 20).

Т а б л и ц а 20

Средние содержания и состав акцессорного ортита в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание ортита в породе	TR	Th	U	Y	Mo	Be	Sc	Ga	Ba
Граниты	65,0	206 100	7237	280	3344	37	132	60	12	120
Липариты	29,0	296 000	9670	—	1593	—	—	—	—	—
Габбро	0,1	170 800	—	—	—	—	—	—	—	—
Сиениты нефелиновые		210 000	3900	10	—	5	—	—	84	—
Осадочно-метаморфические породы	1,5	248 100	9240	352	3250	—	—	—	—	960

Для указанных элементов ортит может рассматриваться как надежный минерал-индикатор. Например, увеличение их содержания в гранитах поздних интрузивных фаз или в пегматитах обязательно находит свое отражение и в увеличении их содержания в ортитах.

Характерными чертами акцессорного ортита гранитоидов, отличающими его от акцессорного ортита пегматитов, являются не только низкие содержания урана, тория и иттриевых земель, но и высокие содержания магния. Акцессорные ортиты гранитов принадлежат к цезий-магнезиальной разновидности. В то же время они содержат значительно меньше марганца, чем ортиты из пегматитов.

Ортит достаточно полно отражает особенности химизма среды минералообразования. Так, в гранитах, прорывающих богатые марганцем осадочные породы, присутствуют ортиты с высоким (до 6,5%) содержанием марганца. Богатые магнием актинолиты Северного Кавказа содержат ортит, в котором количество MgO достигает 2,45%. Ортиты из гибридных, богатых титаном гранитоидов характеризуются высоким содержанием титана,

Ортиты таких бедных TR_2O_3 пород, как амфиболиты, содержат меньше р. з. э. — 170 800 г/т. Ортиты щелочных пород лишены тяжелых лантаноидов. Значительно больше по сравнению со средним содержание стронция в ортитах из скарнов — 1128, амфиболитов — 4888 г/т и особенно карбонатитов — 34 968 г/т.

Среди гранитоидов различного состава максимальные содержания урана, составляющие в среднем 3140 г/т, и тория — 24 085 г/т, присущи ортитам из лейкократовых гранитов. В то же время для них характерны самые низкие содержания р. з. э. — 168 100 г/т, что вызвано уменьшением содержания кальция и увеличением фосфора и фтора, обуславливающих связывание большей части р. з. э. в монаците или бастнезите, количество которых в этих гранитоидах обычно значительно увеличивается.

Пониженные по сравнению со средним содержания скандия характерны для ортитов меланократовых разновидностей гранитов — гранодиоритов и диоритов, где этот элемент имел широкую возможность рассеиваться в кристаллических решетках многочисленных Fe-Mg минералов.

Из радиоактивных элементов в ортите преобладает торий. Наблюдается некоторое обогащение торием ортитов кислых эффузивов по сравнению с ортитом комагматических гранитов. Изучение радиоактивности в его полированных образцах показало, что большая часть урана и тория распределена в них равномерно. В то же время обнаружено большое количество мелких радиоактивных включений, главным образом торита, гуммита, уранинита и тантало-ниобатов. Ортиты гранитов Северо-Востока и Северного Кавказа, содержащие 4576 и 2586 г/т Th, обеднены этим элементом по сравнению со средним.

Ортит — резко селективный минерал с очень большим содержанием церия, меньшим — неодима и исчезающе малым количеством других лантаноидов. Содержание и состав р. з. э. в ортитах разных регионов неодинаковы. Так, ортиты молодых гранитов Северного Кавказа отличаются от ортитов из гранитов других районов постоянным наличием элементов иттриевой группы редких земель. В Средней Азии в отличие от ортитов верхнекарбонатных гранитов ортиты мезозойских гранитов характеризуются сравнительно высоким содержанием элементов иттриевой группы, в частности гадолиния.

Наблюдается определенное увеличение содержания р. з. э. и иттрия в ряду последовательных дифференциатов. Так, ортит пегматитов по сравнению с ортитом гранитов содержит меньше лантана и церия и больше тяжелых лантаноидов — самария и гадолиния, а также урана и тория. Это находит свое выражение в том, что ортиты пегматитов чаще бывают полностью изотропизированы по сравнению с ортитом из гранитов.

Подобно богатому иттрием марганцевому гранату из пегматитов ортиты пегматитов также характеризуются постоянно повышенным содержанием марганца и иттриевых земель, очевидно

благодаря сходству ионных радиусов ΣY и Mn . Только в пегматитах был установлен иттроортит. В ортите из пегматитов наблюдается также накопление скандия — его содержание увеличивается до 520 г/т. Необычно высокое содержание скандия (1255 г/т) установлено в ортите кварцево-флюоритовых пегматитов Казахстана.

В многофазных интрузивах наблюдается накопление урана тория, иттрия, скандия в ортитах более поздних фаз. Так, в многофазном Мегринском плутоге (Армения) содержание этих элементов в ортите при переходе от гранитов ранних к гранитам поздних интрузивных фаз увеличивается (в г/т): иттрия — от 2000 до 3000, тория — от 11 264 до 22 000, скандия — от 6,5 до 31,5. В ортите пегматитов значительно возрастает (до 255 г/т) и содержание олова, отражая известную тенденцию этого элемента концентрироваться в поздних дифференциатах.

Более низкотемпературные ортиты из скарнов содержат 135 000 г/т р. з. э., что почти в два раза меньше по сравнению со средним. В ортите гидротермального генезиса значительно уменьшается содержание урана: в апатитовых жилах Индии ортит содержит только 60 г/т урана. Ортиты гидротермального происхождения значительно обогащены церием и лантаном и резко обеднены самарием.

Ортиты измененных гранитоидов по сравнению с неизмененными содержат больше р. з. э. — 260 700 г/т. Эта характерная черта состава ортита, связанная с особенностями его генезиса, может быть проиллюстрирована следующими примерами. Ортит гнейсов, подвергшийся интенсивному щелочному метасоматизму, содержит 24,8% TR_2O_3 из альбитизированных пород Дальнего Востока — 26,07%, из фенитов Урала — 27,73%. Эти цифры намного превышают значение содержания р. з. э. в ортитах гранитоидов и позволяют считать, что такие повышенные содержания могут служить указанием на метасоматический генезис ортита или даже всей включающей его породы.

Среди всех редкоземельных минералов ортит характеризуется самым низким содержанием редких земель и нередко представлен смоляно-черными зернами, содержащими 10—15% TR_2O_3 и принадлежащими по сути эпидот-ортиту. Это может служить одним из доказательств более раннего выделения ортита по сравнению с другими редкоземельными минералами, для образования которых необходима более значительная концентрация TR в расплаве.

Наблюдаются переходы от торий-цериевых к уран-иттриевым ортитам. Поскольку уран и иттрий благодаря большей подвижности своих комплексных соединений накапливаются к заключительным стадиям процесса кристаллизации, их высокие содержания в ортите могут служить известным указанием на позднее время выделения этого минерала. В то же время ортиты ранних генераций или из таких слабо дифференцированных пород, как кислые

эффузивы, характеризуются преимущественно торий-цериевым составом.

Большой интерес для корреляции представляет присутствие в ортитах скандия, бериллия и стронция. Так, например, для ортитов Северного Кавказа характерно повышение содержания стронция, Борщевочного края — скандия, Дальнего Востока — бериллия.

Возможность использования ортита в качестве индикатора рудоносности выяснена еще слабо. Можно отметить, что по сравнению с вычисленным средним ортиты оловоносных гранитов постоянно характеризуются повышенным содержанием олова. Так, в оловоносных гранитах Северо-Востока СССР ортит содержит 14—20 г/т, Приморья — 80 г/т Sn.

Наблюдаются определенные отличия и в составе ортитов из гранитоидов различного генезиса. Так, ортиты автохтонных гранитов отличаются от ортитов интрузивных гранитов не только меньшим содержанием тория, редких земель и большим — свинца, но и составом индивидуальных р. з. э.: ортиты автохтонных гранитоидов содержат значительно больше тяжелых лантанов, отражая тем самым большую роль щелочно-метасоматических процессов в формировании этих пород.

В ортите докембрийских автохтонных гранитов содержание тория несколько меньше среднего и составляет 572 г/т, что, возможно, отражает более низкое содержание этого элемента в осадочно-метаморфических породах вообще. Правда, в ортите из гнейсов содержание тория может достигать 9240 г/т, однако это скорее всего связано со щелочно-метасоматическим преобразованием гнейсов.

Апатит

Апатит — $\text{Ca}_3[\text{PO}_4]_2\text{F}(\text{Cl})$; гекс., плотность 3,2; тв. 5; — один из наиболее широко распространенных аксессуарных минералов в осадочно-метаморфических, контактово-метасоматических, эффузивных и интрузивных кислых, основных и щелочных породах (табл. 21). В последних содержание апатита может достигать особенно больших величин и они получили специальные названия, например апатитовые ийолиты и т. п.

В гранитоидах его содержания непостоянны и определяются в основном их петрохимическим типом. Наиболее высокие содержания апатита отмечены в основных разновидностях гранитоидов — диоритах и гибридных гранодиоритах, что объясняется высоким содержанием в этих породах кальция, осаждающего находящийся в магме P_2O_5 в виде апатита. Это подтверждается и своеобразием распространения апатита — его концентрацией в приконтактных и апикальных частях гранитных массивов.

Повышенное содержание апатита в гибридных гранитоидах (до 5,4 кг/т) обычное явление. Для апатита этих пород характерна

Средние содержания и состав аксессуарного апатита в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание апатита в породе	U	TR	Th	Y	Sr	Ga
Граниты	447	96	6 900	178	153	751	1,5
Липариты	101	—	—	—	—	—	—
Габбро	1603	7	2 720	70	243	1025	3,0
Сиениты нефелиновые	1254	173	13 100	241	85	5175	—
Осадочно-метаморфические породы	577	—	3 600	—	—	—	38,0

ассоциация с другими широко распространенными кальциевыми минералами — сфеном и ортитом (см. рис. 6).

Среди пород, богатых апатитом, особое место занимают древние аляскитовые граниты платформ, в которых содержание этого минерала в четыре раза больше, чем в биотитовых гранитах. Высокое содержание (1580 г/т) апатита в этих лейкократовых породах, вероятнее всего, связано с тем, что они образовались в результате метасоматического изменения биотитовых гранитов или плагногнейсов. Высвобождающийся при замещении плагиоклаза микроклином кальций давал начало скоплениям апатита. Аналогичному процессу обязаны повышенное содержание апатита и в грейзенизированных и двуслюдяных гранитах. Количество этого минерала в жильных породах, особенно в аплитах, значительно меньше, чем в биотитовых гранитах. Самые низкие содержания его характерны для кварцевых жил.

Среди гранитоидов Советского Союза наиболее обогащены апатитом граниты Северо-Востока, Русской платформы и Восточного Забайкалья.

Особенности формы, состава или окраски апатита отражают своеобразные условия его формирования и указывают на существование нескольких генераций этого минерала. Наиболее ранние магматические апатиты представлены бесцветными, прозрачными, длиннопризматическими или игольчатыми кристаллами. Раннее выделение подтверждается их нахождением в обсидианах или в виде включений во вкрапленниках гранит-порфиров. Магматический апатит контаминационного генезиса отличается массой темных включений, придающих ему характерную серую окраску. Позднемагматические апатиты представлены призматическими и короткопризматическими кристаллами с хорошо развитыми гранями пинакоида (рис. 17). Они также бесцветны, хотя нередко окрашены в голубоватые тона, содержат включения циркона, рутила, магнетита.

Постмагматический апатит присутствует в виде короткопризматических до таблитчатых кристаллов, а также неправильных зерен, молочно-белых от обилия газово-жидких включений, обычно приуроченных к участкам измененного плагиоклаза или к трещинам в минералах. Кристаллы нередко окрашены в голубоватые,

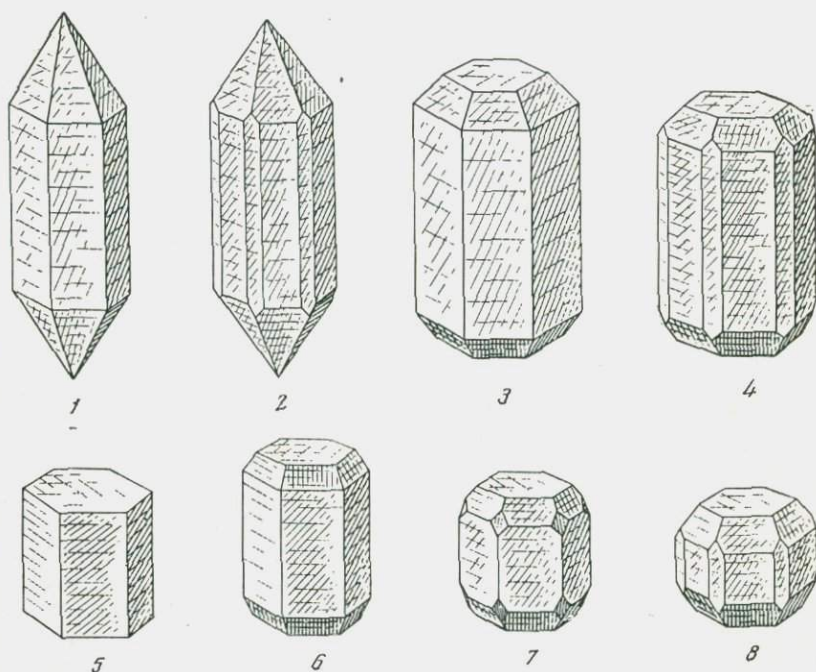


Рис. 17. Формы кристаллов апатита из гранита.

1—4 — призматические до длиннопризматических, ранние по времени выделения. Характеризуются полным отсутствием грани пинакоида (1, 2) или его слабым развитием (3, 4); 5—8 — короткопризматические до пластинчатых, поздние по времени выделения. Характеризуются сильным развитием грани пинакоида (0001) при полном отсутствии грани пирамид (5) или их очень слабым развитием (6—8)

синие и желтые тона и среди них встречаются футлярообразные формы. Они характеризуются низким содержанием TR_2O_3 (4900 г/т).

В более основных разностях гранитоидов — диоритах и гранодиоритах — апатит образует короткостолбчатые кристаллы, характерной особенностью которых является частое присутствие хорошо развитого пинакоида. В биотитовых гранитах форма кристаллов призматическая до толстотаблитчатой и очень редко игольчатая. У призматических кристаллов нередко отсутствует пинакоид. Отмечаются сростки апатита с цирконом, турмалином и флюоритом. В апатите из аляскитов и щелочных сненитов призматическая грань (1120) обычно не развита, а кристаллы без пинакоида встречаются чаще, чем с пинакоидом.

Апатит, встречающийся в гибридных породах, отличен от апатита нормальных гранитов. Его своеобразие заключается в том, что он содержит массу темных дисперсных включений, располагающихся равномерно по всему кристаллу и придающих ему темную окраску или группирующихся в его центральной части, образуя так называемые «апатиты с плеохроичным ядром». Подобные апатиты постоянно встречаются в гранитах, содержащих многочисленные ксенолиты и несущих явные следы ассимиляции. Их появление обязано захвату ими мелких частиц роговой обманки, биотита или хлорита, находящихся в гибридной магме в момент кристаллизации апатита (рис. 18, а).

Не исключена возможность и ксенокристалльного генезиса апатитов с темным ядром, особенно в тех случаях, когда наблюдается резкая граница между темным ядром и прозрачной оболочкой. Характерной особенностью апатита из древних осадочно-метаморфических толщ является наличие в нем многочисленных темных включений, образующих пятна или полосы и представленных органическим веществом или окислами железа. При ассимиляции метаморфических толщ подобные апатиты могли попадать в гранитную магму в виде ксенокристаллов и затем обрастать оболочкой прозрачного магматического апатита.

Для нефелиновых сиенитов характерно наличие мелких бесцветных призматических кристаллов апатита, образованных простой комбинацией призмы (1010) и пинаконда (0001). В меланократовых сиенитах его содержания больше, чем в лейкократовых, а в целом в нефелиновых сиенитах апатита в 5—10 раз больше, чем в гранитах. В урритах Ловозерского щелочного массива содержание апатита достигает, например, 28 кг/т, а в ийолит-урритах Хибин сосредоточены крупные месторождения этого минерала.

В основных породах апатит присутствует в количестве, в 10—50 раз превышающем его среднее содержание в гранитах (см. табл. 21). Ранняя генерация апатита представлена в них игольчатыми, а поздняя — короткостолбчатыми, богатыми газово-жидкими включениями, а иногда и футлярообразными кристаллами. Содержание апатита особенно сильно увеличивается в измененных (соссюритизированных) габбро.

Окраска апатита зависит от содержания марганца и степени его окисления. Высокие степени окисления марганца создают и более интенсивную зеленую окраску. Действительно, ранняя генерация апатита в пегматитовых жилах обычно представлена бесцветными игольчатыми кристаллами, а поздняя — голубовато-зелеными, короткостолбчатыми. Апатит скарнов и кварцевых жил альпийского типа образует зерна неправильной формы и таблитчатые кристаллы бледно-зеленого цвета.

Таким образом, встречающиеся в интрузивных породах акцессорный апатит может образовываться в самых различных условиях, являться как раннемагматическим, так и поздне- и постмагматическим. Образование скоплений акцессорного апатита

может быть связано или ассимиляции богатых кальцием осадков, или метасоматическому изменению пород, нередко сопровождающемуся выносом из разрушающихся минералов кальция, идущего на образование апатита.

Форма и окраска кристаллов могут быть использованы для суждения о времени выделения минерала: наиболее низкотемпературные апатиты более интенсивно окрашены и представлены кристаллами толстотаблитчатой формы. Другие особенности апатита, в частности наличие большого количества темных или обладающих плеохроничными ядрами кристаллов, а также частое присутствие в центре некоторых из них черных стержневых включений указывают на загрязнение магмы материалом вмещающих пород.

Наличие тория и урана в апатите обуславливает появление плеохроничных дворигов вокруг его кристаллов в биотите (см. рис. 18, в). Они наблюдаются не всегда и поэтому могут быть использованы как корреляционный признак, указывающий на принадлежность к определенной порции магмы, обогащенной радиоактивными элементами.

В акцессорном апатите в наиболее значительной степени концентрируются U, TR, Th, Y, Sr, Mo, W, т. е. те элементы, которые геохимически связаны с кальцием и могут замещать его ионы, находящиеся в структуре минерала в семерной и девятёрной координациях (см. табл. 21). Для них апатит является наиболее четким и надежным минералом-индикатором. В апатите не концентрируются Sc, Pb, Be, Ga.

Анализ средних содержаний элементов-примесей в апатите позволяет установить, что в апатите из лейкократовых гранитоидов концентрируются р. з. э., иттрий, бериллий, скандий. В апатите из диоритов по сравнению с апатитом биотитовых гранитов наиболее повышены содержания тория.

В процессе дифференциации магмы в апатите увеличиваются содержания урана, иттрия, вольфрама. Так, при переходе от гранитов главной к гранитам дополнительной интрузивной фазы содержание урана в апатите увеличивается от 163 до 279 г/т. В гранитоидах многофазного Биту-Джидинского массива наблюдается непрерывное увеличение содержания вольфрама от 95 г/т в апатите гранитов I фазы до 100 г/т — II и 120 г/т — III интрузивных фаз.

По сравнению с апатитами гранитов апатиты аплитов и особенно пегматитов содержат больше редких земель, иттрия, бериллия, висмута, урана, тория. Например, в апатите гранитных пегматитов содержание тория увеличивается от 7920 г/т, что в 44 раза превышает его среднее содержание в этом минерале из гранитов.

Влияние дифференциации отражается и на составе лантаноидов в апатите. Несмотря на то, что большая часть апатитов из гранитов обладает резко селективным цериевым составом р. з. э., в апатитах из гранитных пегматитов содержания тяжелых лантаноидов достигают 10,65%.

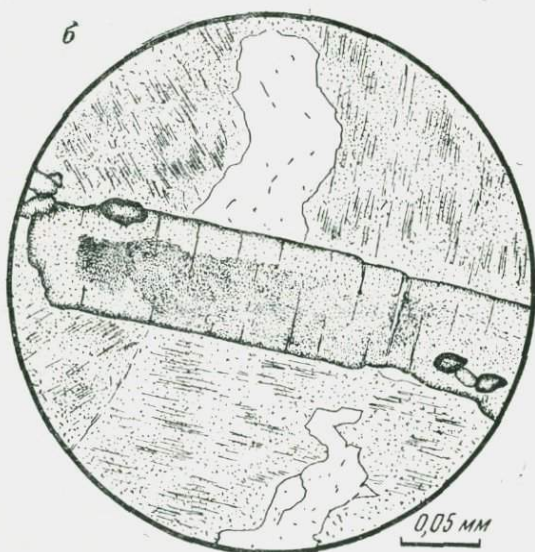
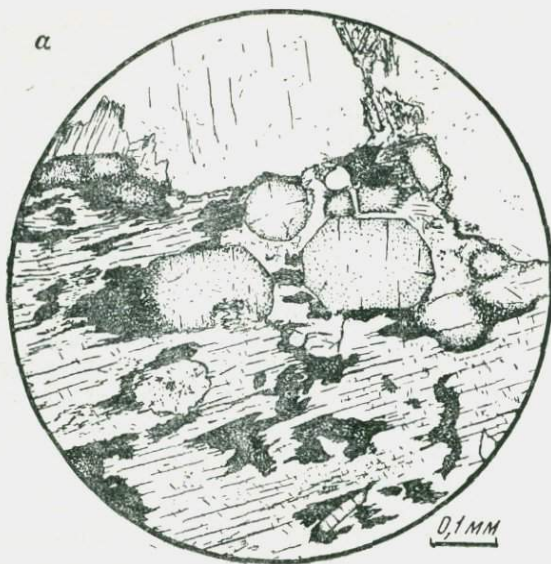
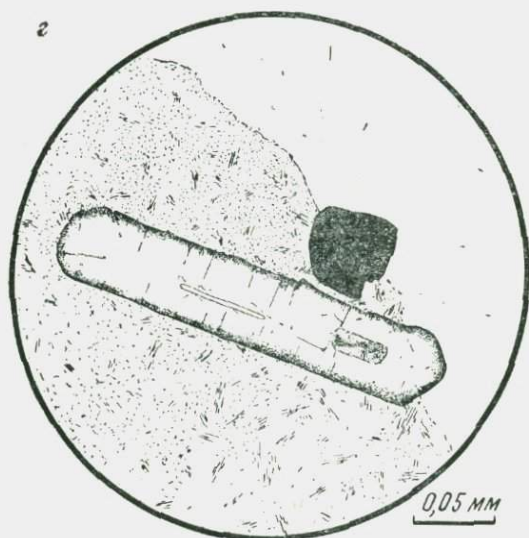
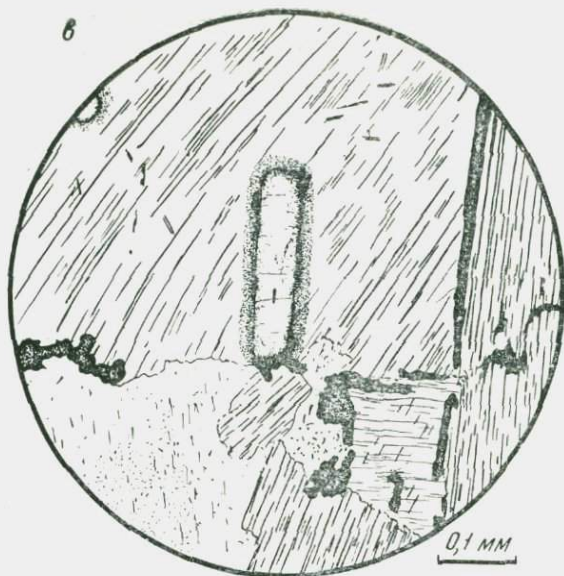


Рис. 18. Формы нахождения апатита в гранитах.

а — крупные кристаллы апатита и мелкие выделения сфена в пластинке измененного биотита. Двуслюдяной гранит. Талицкий массив. Горный Алтай; б — кристалл апатита с плеохроичным ядром и включениями мелких кристаллов циркона. Гибридный гранит. Эльджуртинский массив. Северный Кавказ; в — кристалл апатита в биотите, окруженный плеохроичным ореолом. Кварцевый диорит. Хабаровский край; г — кристалл апатита с плеохроичным ядром и газовой полостью. Биотит-роговообманковый гранит. Шмаковский массив. Приморье.



Апатиты измененных — альбитизированных или грейзенизированных — гранитов содержат в среднем меньше р. з. э. — 4900 г/т, так как они в значительной мере входят в состав собственно редкоземельных минералов, количество которых в измененных гранитоидах увеличивается. Помимо уменьшения валового содержания р. з. э. в апатите метасоматического генезиса наблюдается также изменение их состава, а именно — увеличивается роль тяжелых лантанондов.

В апатите гранитов ранних интрузивных фаз накапливается геохимически близкий кальцию стронций. Его количество в апатите из поздних дифференциатов — лейкократовых гранитов или пегматитов — ниже среднего содержания и составляет 90—280 г/т.

Некоторые особенности свойств и состава апатитов могут быть использованы при оценке возможной рудоносности гранитоидов. Желтая люминесценция в основном характерна для апатита грейзеновых вольфрамовых месторождений, а голубая — появляется в апатите на месторождениях с повышенным содержанием молибдена. Значительное увеличение в апатите редкометалльных пегматитов содержания р. з. э. свидетельствует о воздействии метасоматических процессов, которые во многом стимулируют отложение рудных минералов. Отличны и содержания р. з. э. в апатите из пегматитов различной рудоносности. Так, в апатите из мусковитских пегматитов Сибири среднее содержание TR_2O_3 6600 г/т, в апатите редкометалльных пегматитов — значительно больше — до 18 300 г/т.

Являясь минералом-концентратором вольфрама, апатит может указывать на потенциальную рудоносность гранитных интрузивов. В частности, апатит из вольфрамоносных гранитов содержит 300 г/т W, т. е. в 18 раз больше среднего содержания вольфрама в апатитах.

Высокие содержания олова установлены в апатите из оловосносных гранитов Северо-Востока СССР, где они могут достигать 88 г/т.

Особенности состава апатита можно использовать в качестве индикатора генетической или формационной принадлежности пород, в частности гранитоидов. Это основано на том, что апатиты из разных типов пород обладают различными средними содержаниями редких элементов, что отражает их геохимические особенности. По сравнению с апатитом интрузивных гранитоидов апатиты осадочно-метаморфических пород характеризуются меньшим содержанием р. з. э. и большим — галлия; из основных пород — меньшим содержанием урана, тория, циркония, редких земель и большим — стронция, висмута, меди. Например, наиболее высокие средние содержания р. з. э. (13 100 г/т) характерны для апатита щелочных пород, наиболее низкие — основных (2720 г/т) и осадочно-метаморфических (3600 г/т). Последнее может быть использовано при выделении автохтонных гранитоидов и гранитоидов габбровой формации.

Апатиты гранитоидов габбровой формации характеризуются самым низким содержанием редких земель и олова. Апатиты автохтонных гранитоидов содержат по сравнению с апатитами интрузивных гранитов меньше редких земель, урана, тория и больше стронция и галлия. Количество TR ниже, а Sr и Ga выше и в апатите осадочно-метаморфических пород по сравнению с апатитом интрузивных гранитоидов. Действительно, в апатитах

осадочно-метаморфических пород и докембрийских гранитов содержание галлия достигает 38 и 33 г/т соответственно, что значительно выше среднего содержания, равного 1,5 г/т, и, возможно, указывает на происхождение части докембрийских гранитов за счет метасоматического преобразования метаморфических толщ.

Кроме того, апатиты автохтонных гранитоидов содержат больше тяжелых лантаноидов, напоминая в этом отношении апатиты гнейсов и мигматитов, а также апатиты метасоматически измененных гранитоидов. Все это подтверждает представление о том, что метасоматические процессы играли большую роль в формировании окончательного облика автохтонных гранитов. По составу р. з. э. наиболее иттриевым составом обладают апатиты интрузивных гранитоидов, наиболее цериевым — щелочных пород.

Большая изоморфная емкость апатитов в отношении различных редких земель приводит к появлению как существенно цериевых разностей (бритолит, беловит), связанных с щелочными породами, так и существенно иттриевых (абукумалит) в гранитных пегматитах.

В соответствии с геохимическими особенностями кислых, основных и щелочных магм апатиты щелочных пород характеризуются самым высоким (1550 г/т), а основных — самым низким (230 г/т) содержанием циркония.

Значительно больше стронция содержат апатиты ультраосновных, основных и особенно щелочных пород (в среднем 883—1422 г/т соответственно), что прекрасно отражает отличия в содержании этого элемента, существующие между кислыми, основными и щелочными породами. Особенно большие содержания стронция характерны для апатитов из ийолитов — иногда до 5,8—11,0% SrO.

По сравнению с апатитом интрузивных гранитоидов более высокие содержания урана (173,3 г/т) характерны для апатита щелочных пород, а более низкие (7 г/т) — основных.

В основных породах различной формационной принадлежности содержание р. з. э. в апатите неодинаково. В апатитах пород габбро-диабазовой формации содержание р. з. э. (4400—6700 г/т) значительно выше, чем в апатитах пород дунит-пироксенит-габбровой формации.

Гранат

Гранат— $(Ca, Fe, Mn, Mg)_3Al_2(SiO_4)_3$; куб.; плотность 3,5—4,2; тв. 6,5—7,5; широко распространенный минерал пегматитовых и гидротермальных жил, контактово-метасоматических и метаморфических пород, а также глубинных и эффузивных разностей изверженных пород различного состава.

Содержание граната в породах довольно непостоянно и связано как с петрохимическими особенностями последних, так и со степенью измененности их поздними процессами. В гранитоидах

минимальные его содержания характерны для основных, в том числе и гибридных, разновидностей, а максимальные — для лейкократовых и аляскитовых гранитов. Связанные с гранитами аплиты и особенно пегматиты содержат граната в 8—15 раз больше, чем материнский гранит. Процессы изменения гранитоидов, главным образом позднемагматическая грейзенизация, также ведут к увеличению содержания этого минерала. В двуслюдяных гранитах граната в три раза больше, чем в биотитовых разновидностях. Особенно велико содержание граната в докембрийских гранитах. В красных гранитах Украины, например, оно достигает 30 кг/т, а в чудново-бердичевских — 47 кг/т, что связано со специфическими условиями формирования этих гранитов, в частности с гранитизацией богатых гранатом гнейсовых толщ.

Формы выделения граната в гранитах довольно разнообразны. Это неправильные выделения, округлые зерна или хорошо образованные кристаллы, не одинаковые по своей окраске и огранке (рис. 19). Форма кристаллов в значительной мере определяется особенностями химизма среды, в которой происходила их кристаллизация. Так, гранаты, встречающиеся в породах, богатых Са, Fe, Mg, имеют преимущественно форму ромбододекаэдра, а в породах, богатых Al, чаще всего форму тетрагонтриоктаэдра. Например, в биотит-роговообманковых и биотитовых гранитах преобладающей формой кристаллов является ромбододекаэдр, иногда усложненный гранями тетрагонтриоктаэдра. Более кислые граниты (лейкократовые и двуслюдяные) характеризуются преимущественным развитием граната тетрагонтриоктаэдрического облика. Последний особенно типичен для пегматитов и аплитов.

Кристаллы граната редко бывают свободны от включений. Они обычно содержат мелкие кристаллики апатита или циркона, а чаще всего — мельчайшие зерна рудного минерала, обычно магнетита. Весьма характерно, что по трещинам и с периферии кристаллы граната нередко замещаются мелкими чешуйками биотита. Это явление широко распространено.

Гранаты в гранитах обычно изотропны. Однако иногда, особенно в двуслюдяных гранитах, они представлены анизотропными разновидностями, близкими к зонарным и анизотропным метасоматическим гранатам скарновых зон. Это, возможно, и служит указанием на их метасоматический генезис.

Широко распространено мнение о том, что появление граната в гранитах объяснено ассимиляцией чуждого материала. Однако изучение своеобразия формы, окраски и особенно химического состава граната убеждает в том, что его появление в граните может быть следствием различных причин.

Возможность существования гранатов магматического генезиса убедительно доказывается наличием их порфирированных вкрапленников в неизменной стекловатой или фельзитовой основной массе кислых эффузивов. В биотитовых гранитах, не несущих заметных следов ассимиляции или метасоматических изменений,

гранат состоит преимущественно из альмандинового (среднее 62%) и спессартинового (среднее 28%) компонентов. Содержание остальных компонентов весьма незначительно, пиропового, например, содержится в среднем 4,2%. Появление в породах граната альмандин-спессартинового состава непосредственно связано с кристаллизацией гранитного расплава. Образующиеся при этом бледно-розовые его кристаллы обычно изотропны, а их взаимоотношения с породообразующими минералами позволяют говорить о магматическом или позднемагматическом времени их выделения.

С процессами метасоматического изменения гранитов часто связано появление ряда новых минералов, в том числе и граната. Последний значительно отличается и по составу, в первую очередь — повышенным содержанием марганца, что сильно приближает его к гранатам из пегматитов. В отличие от граната магматического генезиса метасоматический гранат двуслюдяных и мусковитовых гранитов содержит в среднем больше спессартинового (36%) и меньше альмандинового (55%) и пиропового (4%) компонентов. Помимо высокого содержания марганца и своеобразной скелетной формы кристаллов, говорящей о их метасоматическом развитии за счет полевых шпатов, для метасоматического граната характерны часто отмечаемая анизотропность и зонарное строение кристаллов.

Ассимиляция вмещающих пород, как правило, не приводит к обогащению гибридных гранитов гранатом. В тех же случаях, когда это имеет место, наблюдаются определенные отличия в составе гранатов гибридных пород. Эти гранаты характеризуются более высоким содержанием титана — 0,5—0,7 вместо обычных 0,1—0,2%. Значительно увеличивается в гранате из контаминированных гранитов содержание CaO , которое в отдельных случаях может достигать 32,5% по сравнению с 0,7—4,5% в гранате из контаминированных гранитов. В то же время содержание марганца в них понижено и количество спессартинового компонента составляет в среднем 5%.

Таким образом, особенности гибридных, или контаминированных, гранитоидов, обычно выражающиеся в увеличенном содержании различных титан-кальцийсодержащих аксессуарных минералов (сфена, апатита, ортита, эпидота), находят свое отражение и в особенностях состава граната, также обогащающегося этими элементами.

Гранаты ортогнейсов, образовавшихся в результате огнейсования гранитов магматического происхождения, сходны по содержанию спессартинового компонента с гранатом из гранитов нормально магматического генезиса. Они отличны от граната гранито-гнейсов первичноосадочного происхождения (парагнейсов), содержащих значительно большее количество пиропового компонента — до 15,2%. В то же время состав гранатов из древних гранито-гнейсов более близок к составу гранатов из кристаллических сланцев.

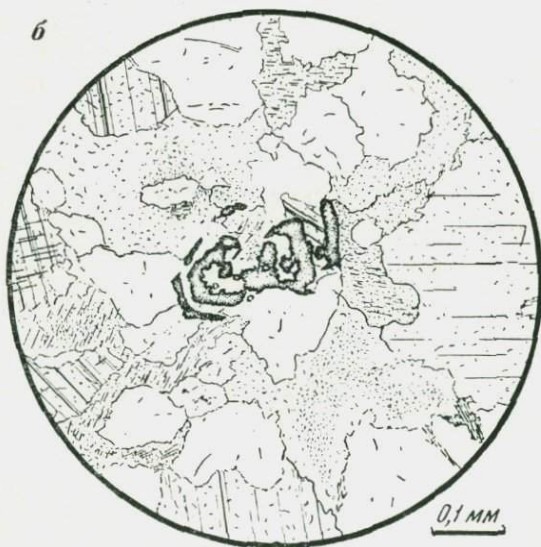
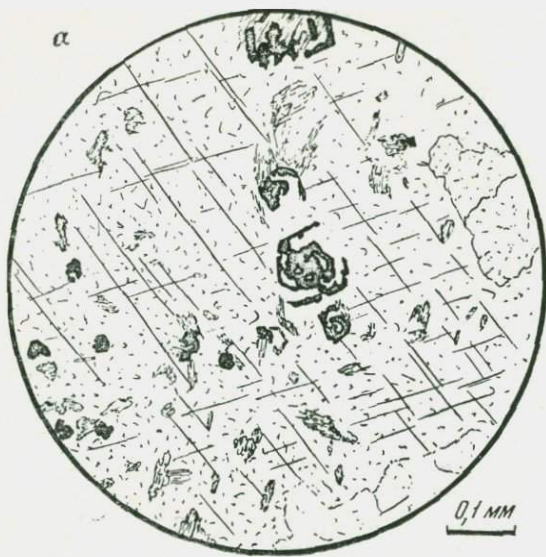
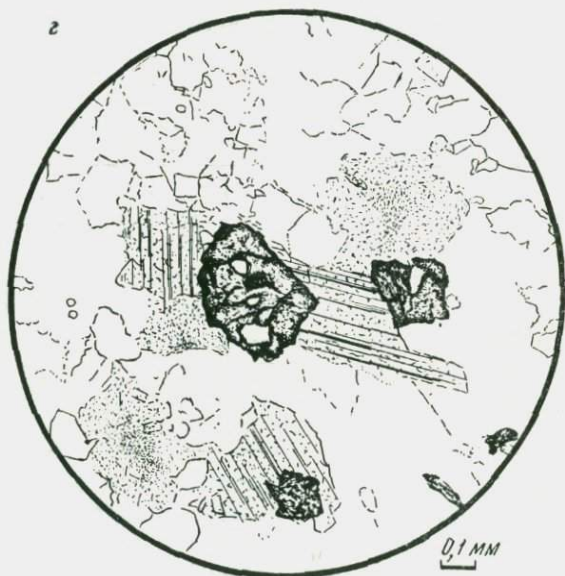
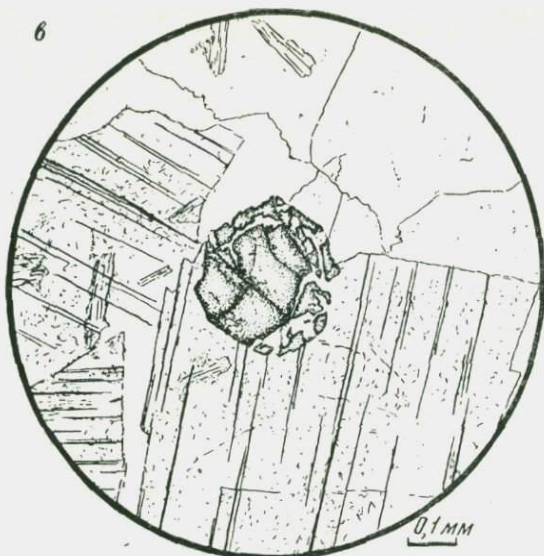


Рис. 19. Формы нахождения граната в гранитах.

a — скелетная форма мелких зерен граната в крупном зерне серицитизированного плагио-
 оклаза. Биотитовый гранит. Кочкарский массив. Урал; *б* — скелетная форма граната
 в кварцево-полевошпатовой основной массе лейкократового гранита. Кочкарский массив.
 Урал; *в* — скелетная форма граната в слабо серицитизированном плагиооклазе. Двуслюдя-
 ной гранит. Талицкий массив. Горный Алтай; *г* — скелетная форма зерен граната, приуро-
 ченных к серицитизированному плагиооклазу. Аплит. Тигирекский массив. Горный Алтай



Таким образом, вполне определенно устанавливается, что в гранитоидах гранат является образованием полингенным. Он может быть магматическим, контаминационным или метасоматическим; во всех случаях своеобразие его генезиса отражается в особенностях состава.

Гранаты жильных пород, аплитов и пегматитов отличаются от гранатов гранитов значительно меньшим содержанием магния

и большим — марганца. Любопытно, что так же, как и для гибридных гранитов, гранаты из пегматитов, несущих следы контаминации, содержат значительно меньше спессартинового (7 вместо обычных 30—50%) и значительно больше пиропового (33 вместо обычных 1—8%) компонентов. Поэтому наличие в жильных породах граната с высоким содержанием пиропового компонента должно указывать на его ассимиляционный генезис, а высокое содержание спессартинового — на метасоматический.

На довольно сложном, переменном составе граната хорошо отражаются химические особенности среди минералообразования, что позволяет использовать особенности его состава для выяснения условий формирования изверженных пород или их последующего изменения. В ультраосновных и основных породах в соответствии с особенностями их состава встречаются гранаты, богатые никелем, хромом и магнием, в щелочных породах — богатые титаном. Гранаты кислых пород содержат значительно больше марганца, причем из интрузивных больше, чем из эффузивных.

В акцессорных гранатах присутствует переменное количество различных элементов-примесей, содержание которых в значительной мере определяется физико-химическими особенностями среды минералообразования (табл. 22). К числу таких элементов отно-

Т а б л и ц а 22

Средние содержания и состав акцессорного граната в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание граната в породе	Y	Sc	Sn	TR ₂ O ₃	Ni	Cr
Граниты	67,0	1306	80	24	840	40	14
Липариты	32,0	—	—	—	—	—	—
Габбро	2,3	—	—	—	30	60	170
Сиениты нефелиновые	—	—	1	184	1300	—	—
Гнейсы	6890,0	267	84	—	1200	70	892

сятся вольфрам, иттрий, скандий, олово, р. з. э., германий, молибден, концентрация которых в этом минерале достигает особенно больших значений — от 40 до 7 г/т. Для них гранат может рассматриваться как надежный минерал-индикатор. Такие элементы, как медь, хром, ниобий, уран, барий, не накапливаются в гранате, и его содержание в породах кислого состава не будет оказывать существенного влияния на характер распределения этих элементов.

Сравнение количества редких элементов в гранатах из гранитов и сопровождающих их жильных пород свидетельствует о том, что в процессе дифференциации гранитной магмы обычно наблюдается накопление в ее дифференциатах Ta, Y, W, Zn, Ce,

что обуславливает их повышенное содержание в гранате из пегматитов.

Количество рудных и редких элементов в гранате отражает не только изменения, происходящие в их концентрации в расплаве, но и те изменения в составе граната, которые имели место в петрохимически различных типах гранитоидов. Так, более железистый гранат биотитовых гранитов содержит большие количества элементов, геохимически близких к железу и титану — Zr, Mo, Cu, Zp, V, Cr, в то время как более марганцевый гранат лейкократовых гранитов обогащен иттрием, скандием, р. з. э. Значительно (в 3—4 раза) обогащаются р. з. э. поздние, богатые марганцем гранаты пегматитов.

Возможность использования граната в качестве индикатора рудоносности основывается на том, что состав граната достаточно точно отражает геохимические особенности вмещающих пород, в том числе и их возможную металлоносность. Гранаты гранитоидов, с которыми связаны оловянные, молибденовые или вольфрамовые рудопроявления, характеризуются постоянным присутствием и нередко повышенным содержанием олова, молибдена или вольфрама, в то время как в гранате нерудоносных гранитов эти элементы присутствуют спорадически и в незначительном количестве. Так, содержание олова в гранатах оловоносных гранитов Северо-Востока СССР в два раза, а молибдена в гранатах молибденоносных гранитов Дальнего Востока в 45 раз превышает среднее. Кроме того, учитывая наблюдающееся накопление олова в гранате из кварцевых жил и скарнов, по этой его особенности можно судить о степени рудоносности постмагматических растворов. Такая особенность состава гранатов имеет, по-видимому, более общий характер, так как гранаты скарново-редкометалльных и скарново-железорудных месторождений отличаются между собой не только по составу, но и по параметрам элементарной ячейки и другим физическим свойствам, которые могут служить индикаторами на редкометальное и железорудное оруденение в скарнах.

Особенности состава граната могут быть использованы при предварительной оценке перспективности пегматитов в отношении их рудоносности. Так, повышенное содержание иттрия наблюдается в спессартинах тех пегматитовых жил, которые содержат ксенотим, фергусонит и другие иттриевые минералы. Высокие содержания тантала и ниобия наблюдаются в гранатах лейкократовых; биотитовых и двуслюдяных гранитов, являющихся материнскими для редкометальных пегматитов танталового ряда. Последним свойственны наиболее высокие содержания этих элементов. В гранатах литиевых пегматитов эти содержания тантала и ниобия заметно снижаются. В гранатах безрудных пегматитов оба элемента не обнаруживаются химическим методом, т. е. их количества не превышают десятитысячных долей процента. Гранаты оловоносных пегматитов обычно характеризуются повышенным содержанием скандия.

Отличия в содержании редких элементов в гранате из гранитов различного генезиса отражают, по-видимому, геохимические отличия сходных осадочно-метаморфических пород или магм, давших начало гранитам. Так, более низкие содержания иттрия и более высокие — скандия, хрома, никеля, ванадия в гранате из парагнейсов соответствуют отличию в содержании этих элементов в кислых изверженных и осадочно-метаморфических породах. Гранаты автохтонных гранитов также отличаются не только несколько более высоким содержанием р. з. э., но и их менее иттриевым составом, что находится в полном согласии с меньшим содержанием в них спессартинового компонента.

Состав граната может указывать не только на время образования этого минерала, но и на происхождение включающей его породы. Так, например, чудново-бердичевские граниты Украины характеризуются не только необычно высоким количеством граната (до 47,3 кг/т), но и низким содержанием в нем MnO (0,26%) и высоким MgO (5,44%), что существенно отличает его от граната гранитов магматического генезиса и сильно сближает с гранатом вмещающих плагиогнейсов. Учитывая также, что в этом граните из общей массы встречающегося в нем циркона 80—90% приходится на долю окатанных зерен, можно предположить, что эти граниты образовались в результате метасоматического преобразования гнейсовой толщи, реликтами которой в граните являются зерна магнезиального граната и окатанного циркона.

В щелочных породах, а именно в некоторых разновидностях нефелиновых сиенитов, получивших название меланитовых сиенитов, количество граната (меланита) достигает до 60 или даже 150 кг/т. В них гранат уже играет по существу роль цветного компонента породы. В соответствии с особенностью химизма щелочных пород, а именно их богатством цирконием, в гранате иногда наблюдаются высокие (до 3,7%) содержания этого элемента.

В основных породах гранат является довольно обычным акцессорным минералом. Его состав, в частности богатство хромом, магнием и бедность редкими элементами, хорошо отображает геохимические особенности этих пород. Сопоставление составов гранатов из ультраосновных пород показало, что гранаты оливинитов и энстатититов содержат несколько меньше кальциевого компонента, чем гранаты перидотитов и вебстеритов.

Характерно, что в большинстве случаев намечается связь между появлением граната и поздними процессами, приводящими к изменению основных и ультраосновных пород. При этом в зависимости от особенностей состава материнских пород образуются различные гранаты. Так, при серпентинизации дунитов образуются хромовые гранаты, а при амфиболитизации пироксенитов — гранаты пироп-альмандинового состава. В амфиболитизированных пироксенитах, измененных под воздействием щелочных пород, появляется сильно титанистый гранат — меланит. Иногда количество граната в породах столь велико, что они получили специальные названия;

гранатовые перидотиты или гранатовые пироксениты. Гранаты основных пород практически лишены редких земель, в то время как алмадин-спессартиновые гранаты гранитов содержат в среднем 0,08% TR_2O_3 .

Эпидот

Эпидот — $Ca_2(Al, Fe)_3Si_3O_{12}(OH)$; мон.; плотность 3,35—3,38; тв. 6,5. В интрузивных породах эпидот относится обычно к числу постоянно встречающихся аксессуарных минералов. Повышенные его содержания отмечаются в гранитоидах, богатых кальцием и железом, диоритах и гранодиоритах, особенно имеющих габброидное или гибридное происхождение.

Наибольшие содержания эпидота в жильных породах характерны для пегматитов, в то время как аплиты не отличаются по его содержанию от биотитовых гранитов. Наименьшие (2—15 г/т) количества эпидота типичны для измененных, альбитизированных или грейзенизированных гранитов, что указывает на вынос значительной части кальция, высвобождающегося при разложении плагиоклаза. При метасоматическом изменении гранитоидов, не сопровождающемся выносом кальция, могут образовываться мусковит-эпидотовые граниты.

Содержания эпидота в гранитных массивах подвержены колебаниям. Обычно отмечается его концентрация в приконтактных участках или в зонах расщелачивания. Первое связано с обогащением эндоконтактных участков гранитных массивов кальцием, второе — с сильным изменением плагиоклаза и биотита. Высвобождающиеся из них кальций и железо участвовали в образовании вторичного эпидота.

Наиболее высокие содержания эпидота отмечены среди герцинских гранитоидов Урала, Горного Алтая и докембрийских — Русской платформы и Балтийского щита. Причину высоких содержаний эпидота в докембрийских гранитоидах следует искать в своеобразном генезисе этих пород, образующихся в результате микроклинизации плагиогнейсов, среди которых они нередко залегают.

В гранитоидах эпидот встречается или в виде желтовато-зеленых и зеленых неправильных зерен, или крупных уплощенных или призматических кристаллов. Кроме того, встречаются игольчатые кристаллы, собранные в веерообразные или сноповидные агрегаты. Подобные формы выделения эпидота нередко преобладают в участках сильно измененных гранитов или в кварцевых жилах. Все это свидетельствует о присутствии в гранитах нескольких генераций эпидота. Крупные его выделения, приуроченные к интерстициям и стыкам, имеют, вероятно, позднемагматическое происхождение, а мелкие, приуроченные к трещинкам или участкам серицитизированного плагиоклаза, — постмагматическое или метасоматическое (рис. 20). Различные температуры

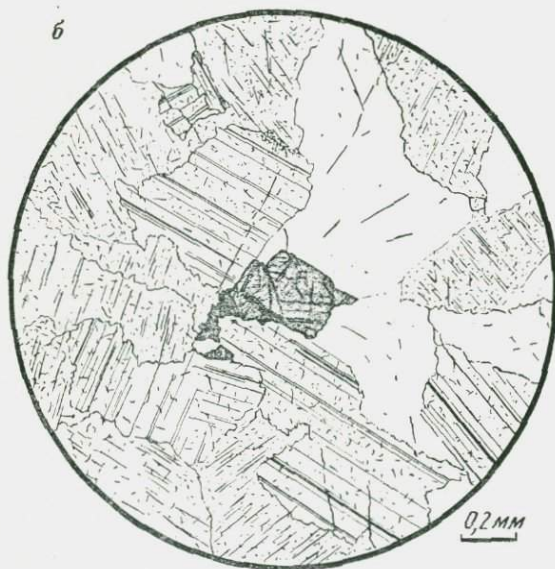
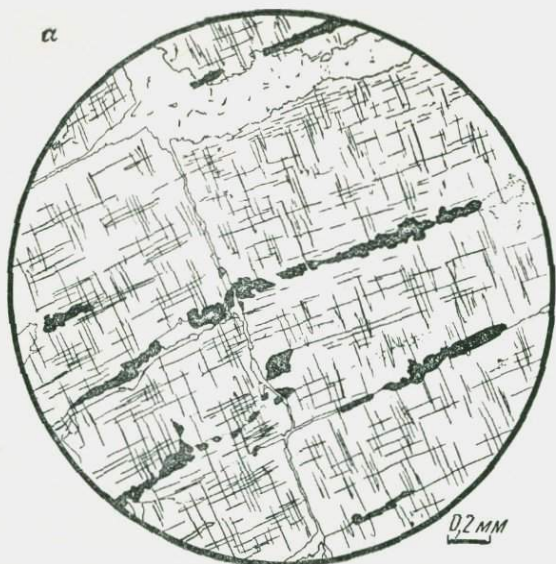
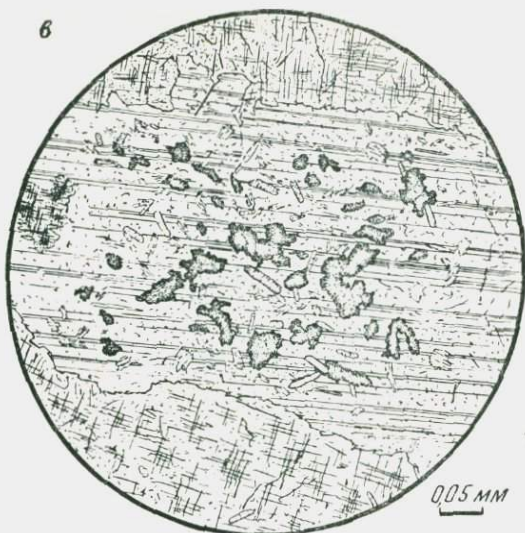


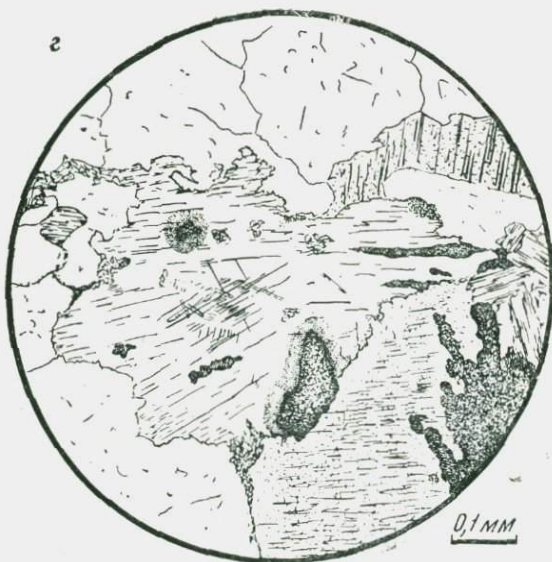
Рис. 20. Формы нахождения эпидота в гранитах.

a — мелкие выделения эпидота, располагающиеся по трещинам спайности в микроклине. Биотитовый гранит. Усть-Беловский массив. Горный Алтай; *б* — интерстициальное выделение эпидота в двухfeldsparном граните. Ишкинский массив. Западная Тува; *в* — многочисленные выделения эпидота и апатита, приуроченные к кристаллу серицитизированного плагиоклаза. Биотитовый, огнейсованный гранит. Эртайгинский массив. Западная Тува; *г* — крупное выделение редкоземельного эпидота, приуроченное к стыку зерен сильно пелитизированного калиевого полевого шпата и хлоритизированного биотита. Со стороны последнего наблюдается плексохронный ореол. Талицкий массив. Горный Алтай

6



2



гомогенизации газово-жидких включений в эпидоте также указывают на то, что он может выделяться в широком диапазоне температур. В связи с этим необходимо отметить, что об эпидоте прочно установилось мнение как о минерале, постмагматическое происхождение которого не вызывает сомнения. Однако, если приуроченность эпидота к измененным участкам плагиоклаза или к трещинам в породе и позволяет говорить о позднем времени

его выделения, то нахождение крупных кристаллов, особенно располагающихся в основной массе гранита, позволяет предполагать возможность его позднемагматического генезиса. Существуют эпидот-ортитовые докембрийские граниты, в которых эпидот распространен так широко, что придает им зеленоватый оттенок; он встречается в них как в виде неправильных зерен, так и в виде кристаллов. Последние располагаются на контакте неизменных зерен полевого шпата, кварца и биотита.

О возможности позднемагматического генезиса эпидота говорит его присутствие в совершенно свежих породах, наличие его включений в сфене — минерале магматического генезиса, проникновение биотита по трещинам в кристаллы эпидота, тесные прорастания эпидота и ортита. В ассоциации с эпидотом обычно встречаются апатит, сфен, магнетит.

Состав эпидота в гранитоидах подвержен некоторым колебаниям, обусловленным главным образом различным содержанием в нем железа, марганца, редких земель и магния. По содержанию железа выделяют маложелезистые бесцветные клиноцоизиты и более железистые окрашенные эпидоты. В гранитоидах эпидот обычно содержит 20—25% железистого компонента. Более высокие содержания этого компонента (до 32%) наблюдаются среди эпидотов контактово-метасоматического генезиса.

Своеобразие состава эпидота отражает геохимические особенности среды минералообразования. Помимо вариаций в содержаниях железа в эпидоте варьируют также содержания марганца. Богатые марганцем эпидоты — пьмонтиты — встречаются обычно в пегматитах. В этом отношении наблюдается известная аналогия с богатыми марганцем гранатами, магнетитами и ильменитами из пегматитов. Кроме того, эпидоты, богатые хромом (тавмавиты) или магнием, характерны для гранитов, являющихся продуктом дифференциации основных магм. Все это говорит о том, что эпидот должен изучаться наряду с другими акцессорными минералами, так как своеобразие его состава может быть использовано для суждения о геохимических особенностях интрузивов.

Из изложенного следует, что в гранитоидах может встречаться эпидот различного происхождения. Характерными признаками эпидота магматического генезиса являются сростания его с ортитом, крупные размеры кристаллов и относительная свежесть включающей его породы и особенно плагиоклаза. Признаком метасоматического генезиса эпидота следует считать приуроченность его мелких зерен к участкам измененных плагиоклазов, а также цепочкообразное расположение или зонарное строение его выделений, сноповидные и радиально-лучистые скопления игольчатых кристаллов.

Поздние по времени выделения эпидоты нередко богаты редкими землями и ураном и поэтому рентгеноаморфны. Они обладают черным цветом и напоминают ортит, с которым они связаны серийей переходных разностей.

В структуре эпидота могут иметь место как изовалентные, так и гетеровалентные изоморфные замещения. Изовалентные замещения, связанные с заменой ионов кальция стронцием, вызывают появление разновидностей, обогащенных стронцием. Гетеровалентные замещения, обусловленные заменой двухвалентных ионов кальция трехвалентными ионами TR с одновременной заменой трехвалентных ионов алюминия двухвалентными ионами железа, обуславливает появление разновидностей эпидота, переходных к ортиту.

В наибольшей мере в эпидоте концентрируются такие элементы, как TR, V, U, Th, Y, Sn, для которых он может рассматриваться как минерал-индикатор, надежно отражающий особенности содержания этих элементов в среде минералообразования (табл. 23).

Т а б л и ц а 23

Средние содержания и состав акцессорного эпидота
в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание эпидота в породе	TR	V	Y	Ga	Sc	Sr	Be
Граниты	148,0	11 600	543	331	107	13	1034	11,5
Липариты	2,5	5 200	—	—	—	—	282	—
Габбро	258,5	—	1550	550	55	207	—	5,0
Сиениты нефелиновые	—	—	385	—	250	—	2830	32,0
Гнейсы	187,0	—	—	—	—	—	—	—

В гранитах по сравнению с другими акцессорными минералами эпидот является своеобразным минералом-концентратором галлия, содержание которого в нем иногда может достигать 500 г/т. Наиболее высокие средние содержания скандия (19,5 г/т) присущи эпидоту из биотитовых гранитов и особенно из их грейзенизированных разновидностей, где количество скандия в эпидоте достигает 26 г/т. Еще более высокие значения этого элемента (28—50 г/т) установлены в эпидоте из лейкократовых гранитов акчатауского комплекса (Казахстан). Высоким содержанием скандия (до 35 г/т) характеризуются эпидоты из аплитов, связанных с этими гранитоидами, что почти в 9 раз превышает среднее содержание скандия в эпидоте из аплитов.

Среди гранитоидов различного состава максимальные содержания висмута, иттрия, галлия, циркония, меди, цинка наблюдаются в эпидоте лейкократовых гранитов, ванадия, свинца — гранодиоритов, скандия — биотитовых гранитов. В эпидоте пегматитов по сравнению с эпидотом гранитов сильно увеличивается содержание иттрия, олова, бериллия, германия, ниобия и особенно урана. Количество последнего в эпидоте из пегматитов достигает 1400 г/т.

В эпидоте гранитов, слагающих поздние интрузивные фазы многофазных массивов, значительно возрастает содержание иттрия, галлия, циркония, а также висмута, олова, цинка, меди, что отражает, по-видимому, повышенную рудогенерирующую способность магмы этих гранитоидов, с которыми обычно и связано большинство месторождений редких и рудных элементов. Поэтому повышенные содержания этих элементов в эпидоте могут рассматриваться как показатель степени дифференциации гранитной магмы. В то же время в процессе дифференциации содержание р. з. э. в эпидоте обычно уменьшается, что фиксируется по их низкому содержанию в эпидоте из аплитов и пегматитов, в которых обычно присутствуют собственные минералы р. з. э.

Особенности состава эпидота могут быть использованы для суждения о возможной рудоносности интрузивов. Эпидоты из гранитов, содержащих сподумен или амблигонит, характеризуются более высоким содержанием лития (40—50 г/т), чем эпидоты из гранитов, лишенных этих минералов (6—10 г/т).

Кроме того, эпидот может быть использован как индикатор степени накопления некоторых, главным образом рудных, элементов в завершающий гидротермальный этап становления гранитных интрузивов. По сравнению с эпидотом гранитов в эпидоте из кварцевых жил значительно увеличиваются содержания меди, ванадия, скандия, германия и особенно вольфрама и висмута. Например, по сравнению с эпидотом гранитов, аплитов и пегматитов максимальные содержания вольфрама (120 г/т) отмечены в эпидоте кварцевых жил вольфрамоносных массивов.

В эпидоте рудоносных скарнов фиксируется в зависимости от характера оруденения повышенное содержание олова или бора. Эпидоты бороносных скарнов содержат, например, бора значительно больше (600 г/т), чем эпидоты небороносных скарнов, содержащих только 3 г/т В. Эта особенность состава эпидота может быть использована в поисковых целях и создает возможность геохимической оценки перспективности рудоносности не только таких контактово-метасоматических образований, как скарны, но и самих гранитоидов. Об этом же говорит и своеобразный состав эпидота рудных месторождений: в марганцевых рудах встречается манганэпидот, в свинцовых присутствует ханкоцит — свинецсодержащий эпидот.

Весьма существенны отличия в составе эпидота из гранитоидов различного генезиса. Содержания р. з. э. максимальны (3,58%) в эпидоте автохтонных гранитов и минимальны (0,045%) в эпидоте гранитоидов габбровой формации. Кроме того, эпидоты автохтонных гранитоидов отличаются от эпидотов интрузивных гранитоидов несколько меньшим содержанием р. з. э. цериевой подгруппы.

Значительно больше меди (50 г/т), а также хрома и магния содержат эпидоты гранитоидов габбровой формации, что отражает

значительно более высокие содержания этих элементов в основных породах по сравнению с кислыми.

Состав эпидота достаточно полно выявляет своеобразие химизма среды минералообразования и поэтому может быть использован при генетических построениях. Так, количество галлия в эпидоте щелочных пород достигает 250 г/т, что в два раза выше содержания этого элемента в эпидоте гранитоидов, и прекрасно отвечает повышенному содержанию этого элемента в щелочных породах. В эпидоте габбро содержится значительно меньше бериллия (5 г/т), больше ванадия (1550—31 500 г/т) и скандия (467,5 г/т), что объясняет обогащение этими элементами основных пород.

Эпидоты основных пород содержат также больше хрома, чем эпидоты гранитоидов. Соответственно и эпидоты гранитоидов габбровой формации содержат хрома в 400 раз больше, чем эпидоты гранитоидов гранитной формации.

По сравнению с эпидотом гранитоидов эпидот осадочно-метаморфических пород значительно обогащен стронцием. В эпидоте кварцево-мусковитовых сланцев Новой Зеландии, например, содержание стронция составляет 11 562 г/т, а из кристаллических сланцев Северного Кавказа — 10 716 г/т.

Флюорит

Флюорит — CaF_2 ; куб.; плотность 3,18; тв. 4; широко распространенный акцессорный минерал щелочных пород и гранитоидов. Самые низкие его содержания свойственны гранодиоритам и диоритам, самые высокие — измененным, особенно грейзенизированным гранитоидам, в которых среднее содержание флюорита составляет 4 г/т. По сравнению с послекембрийскими гранитоидами складчатых зон докембрийские гранитоиды платформенных областей выделяются сильно повышенными содержаниями флюорита, указывающими на значительную измененность этих пород щелочно-метасоматическими процессами. Из жильных пород наиболее обогащены флюоритом пегматиты, содержащие в среднем 1208 г/т этого минерала.

В гранитоидах, испытавших воздействие щелочно-метасоматических процессов, содержание флюорита в десятки и сотни раз превышает его содержание в неизмененных гранитах. В этом свете высокие содержания флюорита (в среднем 972 г/т) в аляскитовых гранитах платформ, очевидно, указывают на их метасоматический генезис, что подтверждается и рядом петрографических наблюдений.

Неоднократно отмечалось, что граниты рапакиви характеризуются очень высоким содержанием флюорита. Последнее, возможно, отражает большую роль щелочно-метасоматических процессов в формировании окончательного облика этих гранитов, в частности в образовании присущих им овоидов.

Низкие содержания флюорита в аплитах, составляющие в среднем 55 г/т, что в двадцать раз ниже среднего содержания флюорита в пегматитах, еще раз подтверждает бедность аплитовой магмы летучими. Как следствие этого, в аплитах наблюдаются крайне низкие содержания редких элементов и их минералов.

Среди различных петрографических провинций помимо Балтийского щита и Украины наиболее богаты флюоритом гранитоиды Казахстана и Тувы.

Форма нахождения флюорита в гранитах довольно однообразна: кристаллы встречаются редко, а неправильные выделения преобладают. Они обычно приурочены к межзерновым промежуткам, участкам измененных плагноклазов или плоскостям спайности в биотите (рис. 21). Иногда наблюдаются микропегматитовые срастания флюорита с полевыми шпатами.

Говоря о кристаллах флюорита, следует отметить, что в гранитах развиты преимущественно октаэдрические, а в грейзенизированных гранитах — кубические кристаллы. Кубическая форма характерна и для флюоритов гидротермальных кварцево-оловянных или барито-полиметаллических жил.

Окраска флюорита относится к важным признакам минерала и может зависеть от разных причин, главнейшими из которых являются состав и в первую очередь содержание элементов-примесей во флюорите. Появление зеленой окраски обязано замещению кальция в кристаллической решетке флюорита самарием. Желтая окраска связывается с присутствием двухвалентного европия, фиолетовая — урана. Часто наблюдается пятнистое распределение фиолетовой окраски вокруг микровключений торита, браннерита или уранинита. Во флюоритах зеленой окраски редкие земли концентрируются в больших количествах, чем в фиолетовых. В гранитах обычно преобладают бесцветные или бледно-фиолетовые флюориты, в пегматитах — темноокрашенные.

Судя по частной приуроченности зерен флюорита к интерстициальным участкам пород, трещинам или измененным выделениям плагноклаза, он является поздне- и постмагматическим по времени своего образования. В связи с этим находится и его постоянная ассоциация с такими поздними по времени выделения минералами, как турмалин, топаз, гранат, эпидот, рутил, анатаз, пирит. В виде включений во флюорите обнаружены ортит, торит, циркон, апатит, турмалин, рутил.

Вариации в форме, окраске и составе аксессуарного флюорита указывают на существование нескольких генераций, наиболее ранние из которых связаны с заключительными этапами кристаллизации гранитной магмы, а наиболее поздние — с гидротермальными изменениями гранитов, нередко сопровождаемыми формированием рудных тел и кварцевых жил.

Особенности состава флюорита могут быть использованы при решении различных генетических вопросов. При этом, однако, надо учитывать, что в наиболее значительной степени во флюорите

концентрируются такие элементы, как Bi , Y , TR , Mo , Sr , для которых этот минерал может рассматриваться как надежный геохимический индикатор.

В процессе дифференциации наблюдается отчетливое накопление ряда элементов во флюорите из лейкократовых гранитов, аплитов и пегматитов (в г/т): германия — до 0,8—1,0; иттрия — 1420; олова, свинца — 54 и т. п. Флюорит относится к числу минералов, способных включать в свою решетку редкоземельные элементы как цериевой, так и иттриевой подгрупп. Комплексный характер редких земель во флюоритах находит отражение в сходных кривых распределений р. з. э. во всех случаях с отчетливо выраженными минимумами на «дефицитных» Sm — Eu и Er — Tm . Во флюорите аплитов наблюдалось появление довольно значительного гадолиниевого максимума.

По сравнению с гранитами флюориты пегматитов богаче иттриевыми редкими землями, а флюориты скарнов или гидротермальных жил — цериевыми. Относительная роль иттриевых р. з. э. возрастает во флюорите метасоматически измененных пород по сравнению с флюоритом гранитов. Так, во флюорите из слабо альбитизированных аляскитов наблюдаются равные содержания иттриевых и цериевых р. з. э., в то время как во флюорите интенсивно альбитизированных гранитов и альбититов их соотношение изменяется в сторону резкого преобладания иттриевых р. з. э. и иттрия.

По сравнению с флюоритом из гранитов флюорит пегматитов содержит молибдена значительно больше (15 г/т), свидетельствуя о тенденции этого элемента концентрироваться в поздних продуктах кристаллизации.

Флюориту из лейкократовых гранитов акчатауского комплекса (Казахстан) присущи высокие содержания скандия. При этом выясняется, что содержание этого элемента во флюорите может служить хорошим индикатором при выделении отдельных фаз, так как во флюоритах из гранитов дополнительных интрузий содержание скандия возрастает в 1,5—5,0 раз.

Геохимическое родство стронция с кальцием обуславливает его значительную концентрацию во флюорите из биотит-рогово-обманковых гранитов по сравнению со средним (940—2820 г/т). Еще выше содержание Sr во флюоритах, генетически связанных со щелочными породами (табл. 24). Увеличение содержания этого элемента наблюдается и в более ранних генерациях флюорита. Вхождение стронция в кристаллическую решетку флюорита влечет увеличение параметра элементарной ячейки последнего; в этом же направлении фиксируется и повышение микротвердости флюорита.

Неодинаковое содержание редких и рудных элементов во флюоритах из гранитоидов различного состава, а именно — более высокое содержание ванадия, ниобия, олова во флюоритах из лейкократовых гранитов, стронция, циркония, цинка и меди

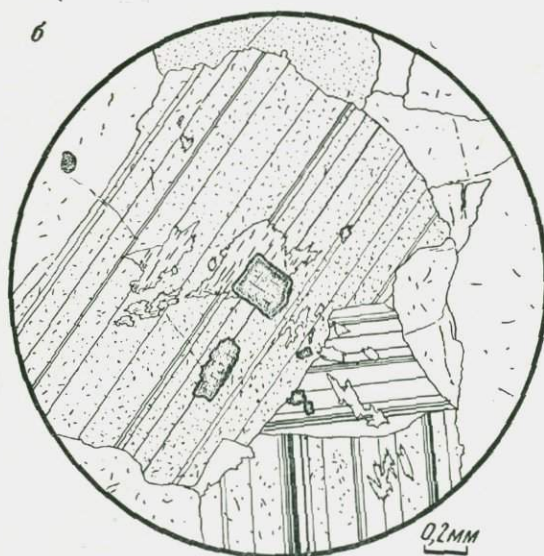
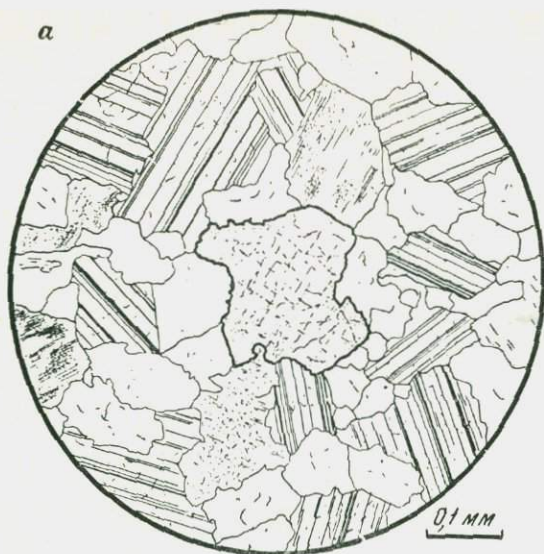
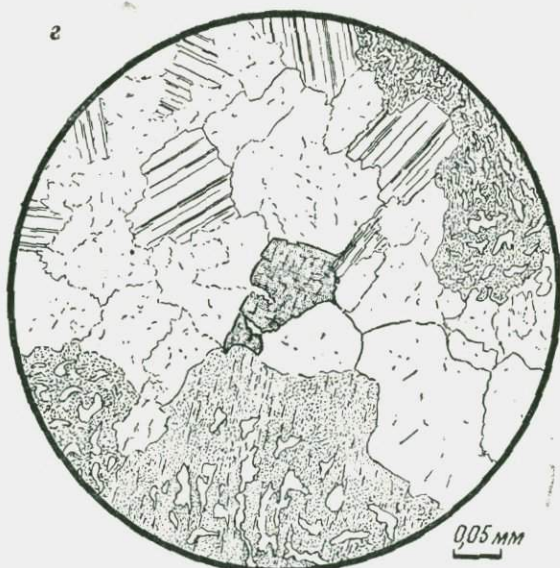
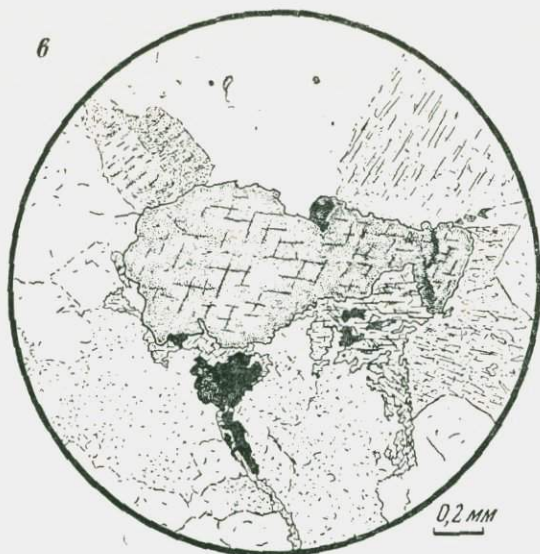


Рис. 21. Формы нахождения флюорита в гранитах.

a — интерстициальная форма выделения флюорита в гранитах. Аплит. Тигирекский массив. Горный Алтай; *б* — выделения флюорита, приуроченные к участкам серицитизированного плагиоклаза. Двуслюдяной гранит. Талицкий массив. Горный Алтай; *в* — крупное выделение флюорита, приуроченное к участку сильно пелитизированных зерен калишпата. Здесь же мелкие выделения сфена и магнетита. Бiotитовый гранит. Тонгульский массив. Западная Тува; *г* — интерстициальная форма выделения флюорита между зернами кварца в аплите. Тонгульский массив. Западная Тува



во флюоритах из биотитовых гранитов и гранодиоритов может быть использовано при выделении различных интрузивных фаз в сложно построенных интрузивах. Это возможно еще и потому, что содержание редких элементов во флюоритах отражает степень дифференциации гранитной магмы. Так, в гранитах Средней Азии флюорит из гранитов главной интрузивной фазы содержит 16 г/т урана, а из пород дополнительной интрузии — значительно

Средние содержания и состав акцессорного флюорита, в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание флюорита в породе	Bi	Y	TR ₂ O ₃	U	Zr	Sc	Sr
Граниты	77,5	0,6	1150	4400	22	311	4,6	300
Липариты	520,0	—	—	—	—	—	—	—
Габбро	2,8	—	—	—	—	—	—	—
Сиениты нефелиновые	7500,0	—	460	4300	—	1250	—	4935
Гнейсы	0,2	—	—	430	—	—	—	—

больше — 36 г/т. В позднемеловых гранитах Чукотки флюориты гранитов I фазы содержат 1000 г/т (TR + Y), а пород заключительной субфазы — в два раза больше — 2000 г/т. Значительно (в пять раз) увеличивается содержание скандия во флюоритах из гранитов дополнительных интрузивов аччатауского комплекса.

Более высокие содержания иттрия, молибдена, олова, висуита и более низкие — редких земель, стронция, циркония, ванадия во флюорите пегматитов по сравнению с флюоритами гранитов свидетельствуют о большом влиянии на судьбу этих элементов, их рассеяния в ранние или накопления в поздние этапы процессов кристаллизационной дифференциации.

Более высокие содержания стронция, циркония, ванадия во флюорите щелочных пород прекрасно отражают обогащение последних этими элементами по сравнению с гранитоидами. В отличие от гранитоидов флюорит щелочных пород характеризуется также значительно более цериевым составом р. з. э. Использовать флюорит как индикатор рудоносности пород рекомендуется, учитывая большую роль фтора как экстрактора и комплексообразователя. Так, богатые флюоритом граниты трещинных интрузивов содержат повышенные количества минералов редких элементов. В оловорудных месторождениях, связанных с лейкократовыми гранитоидами, отмечено присутствие разностей, переходных к иттрофлюориту.

Поскольку состав флюорита достаточно полно отражает геохимические особенности материнских магм или пород, постольку появляется возможность использования особенностей его состава при выяснении генезиса пород вообще.

Можно привести следующий пример. Флюориты осадочно-метаморфических пород содержат в десять раз меньше р. з. э., чем флюориты интрузивных гранитоидов. По сравнению с последними понижено в два раза содержание р. з. э. и во флюорите из автохтонных гранитоидов, где оно составляет 2000 г/т. Кроме того, флюориты этих гранитов обладают значительно более иттри-

евым составом р. з. э., что характерно для флюоритов метасоматически измененных гранитов. Эти особенности флюорита наряду с другими данными могут свидетельствовать о том, что автохтонные граниты образовались в результате метасоматического преобразования парагнейсовых толщ.

Флюорит — типичный минерал нефелиновых сиенитов. Его содержания здесь особенно велики, достигая в отдельных случаях 20—30 или даже 150—180 кг/т. Повышенные содержания флюорита характерны также для измененных щелочных пород: альбитизированных, содалитизированных или либнеритизированных сиенитов.

Флюориты различного генезиса характеризуются неодинаковыми содержаниями и составом редких земель. Наиболее обогащены редкими землями флюориты щелочных пород и из гидротермальных месторождений, связанных с ними. Флюориты основных пород и известняков практически не содержат редких земель. Не содержат их и флюориты из слюдисто-флюоритовых пород (своеобразных апокарбонатных грейзенов, образовавшихся за счет известняков), в то время как этот минерал из апогранитных грейзенов постоянно обогащен редкими землями.

Турмалин

Турмалин — $(\text{Na}, \text{Ca}) (\text{Mg}, \text{Al})_6 [\text{Si}_6, \text{Al}_3\text{B}_3(\text{O}, \text{OH})_{30}]$; триг.; плотность 2,9—3,25; тв. 7,0—7,5; сравнительно часто встречающийся аксессуарный минерал метаморфических и кислых изверженных пород. Среди гранитоидов различного состава наибольшее количество турмалина отмечается в лейкократовых гранитах, где его среднее содержание составляет 10,5 кг/т. Четкое обогащение турмалином наблюдается и в породах поздних интрузивных фаз многофазных интрузивов. Особенно обогащены турмалином грейзенизированные граниты (до 170 кг/т). Эта приуроченность высоких содержаний турмалина к измененным участкам гранитоидов весьма характерна и отмечалась в ряде случаев. В некоторых гранитных массивах Северо-Востока СССР содержание турмалина достигает 20—30 кг/т, в турмалин-мусковитовых гранитах Малого Хингана — 40 кг/т, а в турмалинизированных гранитоидах Мегринского плутона (Армения) — 90 кг/т.

Среди жильных пород, сопровождающих граниты, самые высокие содержания турмалина характерны для пегматитов, а самые низкие — для кварцевых жил. Повышенные содержания в породах бора, а следовательно и турмалина, наследуются и жильными породами, генетически с ними связанными.

Содержания турмалина в пределах гранитных массивов подвержены значительным колебаниям; обычно отмечается некоторая концентрация его в апикальных частях, где могут накапливаться наиболее подвижные компоненты гранитной магмы.

Судя по формам выделения, окраске и составу, турмалин образуется в широком диапазоне температур, и в гранитах может присутствовать несколько генераций этого минерала.

Более ранние (позднемагматические) выделения турмалина имеют форму или мелких зерен, включенных в биотит, или призматических кристаллов, с плохо выраженными конечными гранями и характерной вертикальной штриховкой на плоскостях призм. Более поздние (постмагматические) турмалины, образовавшиеся в результате метасоматического замещения полевых шпатов, обладают неправильной скелетной формой или представлены футлярообразными кристаллами (рис. 22). В измененных (двулюдных или грейзенизированных) гранитах встречаются также спутанно-волоконистые и радиально-лучистые агрегаты игольчатых кристаллов этого минерала. Это, очевидно, наиболее низкотемпературные образования турмалина, так как в кварцевых жилах низкотемпературные турмалины также часто образуют радиально-лучистые или тонкошестоватые агрегаты.

Для турмалина измененных гранитоидов характерна ассоциация с многочисленными сульфидами, главным образом пиритом, халькопиритом, молибденитом.

Окраска турмалина довольно разнообразна и обусловлена наличием в его составе таких хромофоров, как Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Cr^{3+} . При этом розовая окраска обусловлена Mn^{3+} , зеленая — Fe^{2+} или Cr^{3+} , коричневая — Fe^{3+} , синяя — ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$) и т. п. Более поздние по времени выделения турмалины часто бывают и более светлоокрашены.

В гранитах преобладают турмалины черной, реже коричневатой окраски. Синие, голубые или зеленоватые оттенки наблюдаются преимущественно в турмалине из измененных гранитоидов.

В гранитоидах турмалин представлен железистой разновидностью — шерлом, иногда с незначительной примесью дравитового компонента. Содержание других элементов в этом минерале во многом зависит от времени его выделения. В наиболее ранних железистых турмалинах в максимальных количествах накапливаются хром, титан и цирконий; в поздних полихромных разновидностях — цинк, свинец, литий.

Сложная структура турмалина благоприятствует различным изоморфным замещениям в его кристаллической решетке: Fe^{2+} — Mn , Sc , Zn ; Fe^{3+} — Cr , Sn , Ti ; Al — Ga , Ta ; Mg — Li и т. п.

Редкие элементы концентрируются в турмалине в различной степени. В наиболее значительных количествах в нем накапливаются такие элементы, как Ge , In , Sc , Sn , Mo , содержание которых в 8—25 раз превышает кларки этих элементов в кислых породах (табл. 25). Поэтому турмалин может рассматриваться как надежный минерал-индикатор этих элементов. В несколько меньшем количестве в нем концентрируются Pb , Co , Ga , F , Zn ,

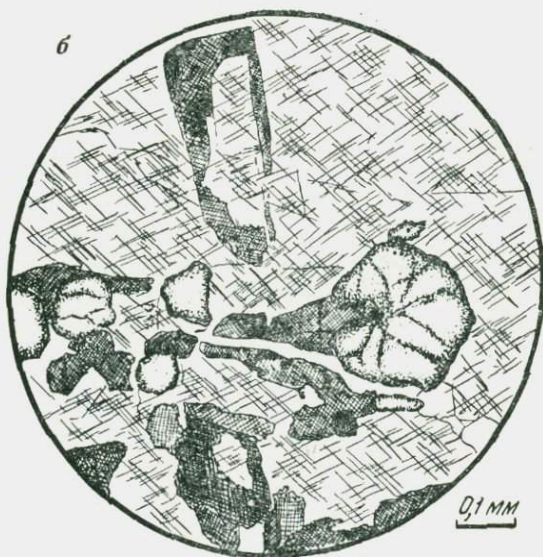
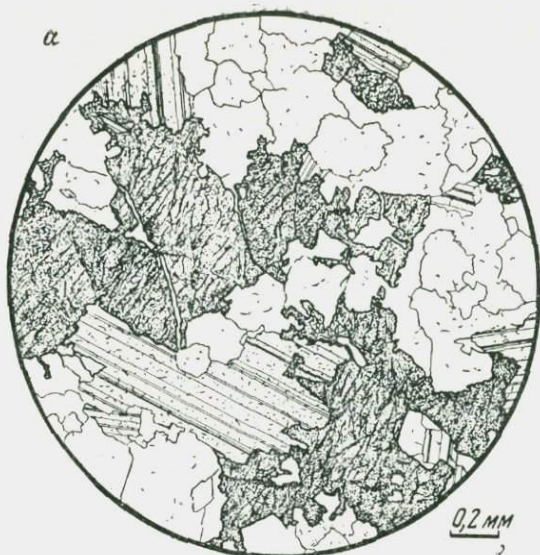


Рис. 22. Формы нахождения турмалина в гранитах.

a — неправильные выделения турмалина в биотитовом граните. Карахольский массив. Западная Тува; *б* — гранат и турмалин, развивающиеся в микроклине. Биотитовый гранит. Талицкий массив. Горный Алтай

Средние содержания и состав аксессуарного турмалина в гранитах и связанных с ними жильных породах, г/т

Порода	Средние содержания турмалина в породе, г/т	Ga	Zr	Sc	Sn]	Mo	Li	Zn
Граниты	262,0	64,4	84,0	46	8,6	8,2	114,6	153,0
Аплиты	1074,0	80,3	115,3	47	19,5		1437,2	275,0
Пегматиты	5250,4	278,5	263,2	221,7	231,5	6,0	1629,2	780,0
Кварцевые жилы	18,2	50,5	92,0	13,3	799,2		449,8	50,0

Be, Ni, Li, Au, а такие элементы, как Cr, Zr, Cs, Rb, Sr, в турмалине не накапливаются, что отражается на низком значении их коэффициентов концентрации, которые обычно меньше единицы.

В гранитах различного состава наиболее высокие содержания редких элементов наблюдаются в турмалине лейкократовых гранитоидов, в которых содержание олова и галлия достигает 400 г/т, бериллия — 50, меди — 27 г/т.

Содержание элементов-примесей в турмалине во многом зависит от его состава и генезиса и может быть использовано при суждении о времени его выделения.

Содержание магния, титана и кальция последовательно уменьшается от турмалинов из гранитов к турмалинам аплитов, пегматитов и кварцевых жил. В последних этот минерал обладает наиболее высокими содержаниями олова, висмута, меди, а в пегматитах — Sc, Zn, Ga, Be, Ta, Zr, Li, Cs, F.

Турмалиносодержащие граниты представляют большой интерес не только как потенциальный источник бора (они могут содержать до 170 кг/т турмалина), но и как концентраторы значительного количества цезия и олова. Процессы дифференциации приводят к накоплению в турмалине циркония, и его содержание в этом минерале из аплитов и пегматитов увеличивается соответственно до 115 и 263 г/т. В турмалине пегматитов наблюдается 5-кратное обогащение цезием, медью; 7—9-кратное — скандием и оловом; 20-кратное — танталом, что свидетельствует о четко выраженной тенденции этих элементов концентрироваться в поздних дифференциатах.

Содержание скандия значительно в турмалине аплитов и особенно пегматитов. В последнем случае оно достигает 221,7 г/т. Особенно обогащены этим элементом (до 260 г/т) турмалины из кварцево-флюоритовых пегматитов Казахстана. Значительно увеличивается содержание лития в турмалине пегматитов, где оно составляет в среднем 1060 г/т. Богатые литием турмалины из пегматитов (до 5980 г/т Li) получили название эльбаитов. Наибольшая концентрация олова отмечается в турмалине из пегмати-

тов (231,5 г/т) и кварцевых жил (799 г/т), что отражает тенденцию этого элемента накапливаться в наиболее поздних, гидротермальных, продуктах дифференциации гранитных магм.

Турмалин, образующийся в процессе изменения гранитоидов, особенно при их грейзенизации, содержит в 2—3 раза больше по сравнению со средним циркония, олова, бериллия, что свидетельствует о мобилизации этих элементов в процессе изменения гранитов и их последующем накоплении в минералах, сингенетичных этому изменению. Так, в турмалине из измененных гранитов Сибири содержание олова достигает 100—300 г/т. Высокие содержания в турмалине измененных гранитов установлены и для лития (в среднем 194,3 г/т) и ниобия (1000 г/т), хотя в последнем случае не исключено влияние микровключений тантало-ниобатов.

Турмалины могут быть определенным индикатором рудоносности интрузий. Для суждения о возможной рудоносности грейзенизированных гранитов и кварцевых жил может быть использована высокая степень концентрации в турмалине вольфрама и висмута. Значительно повышено содержание меди в турмалине из рудоносных гранитоидов Мегринского плутона (до 100—300 г/т), хотя не исключено, что оно частично связано с микровключениями халькопирита. Как правило, выше среднего бывает и содержание молибдена в турмалине молибденоносных, а олова — в турмалине оловоносных гранитов, хотя в последнем случае эта зависимость выдерживается не всегда. Более четко она устанавливается для турмалинов гидротермального генезиса. Так, если в турмалине из гранитов среднее содержание олова равно 29 г/т, то в турмалине из турмалинсодержащих гранитов и грейзенов оловорудного Мяо-Чанского района оно возрастает до 100—300 г/т, а в турмалине из кварцево-турмалиновых и турмалиновых пород даже до 1500 и 6000 г/т. В турмалине из гранитоидов Центрального Сихотэ-Алинского и Приханкайского оловорудных районов содержание олова также высоко и колеблется от 100 до 500 г/т, достигая особенно высоких значений — до 2000 г/т — в турмалине из кварцево-турмалиновых рудных тел. Подобные содержания, по-видимому, во многом обусловлены наличием микровключений касситерита. В турмалине из оловоносных гранитов Северо-Востока СССР содержание скандия значительно ниже среднего и составляет 5—8 г/т, что, возможно, связано с наличием в этих гранитах касситерита — минерала, емкого в отношении скандия. Кроме того, турмалины оловоносных гранитов характеризуются повышенным содержанием рубидия; возможно, это объясняется имевшими место процессами калиевого метасоматоза.

Сравнительно давно указывалось, что турмалин может быть использован как индикатор при поисках руд редких и рассеянных элементов, связанных с пегматитами. Так, наличие синего и зеленого турмалина свидетельствует об интенсивном развитии альбитизации, с которой нередко связано появление редкометалльного (Sn, Ta, Nb) оруденения. Розовые и полихромные турмалины

указывают на появление процесса лепидолитизации, сопровождаемого образованием минералов Cs, Li, Ta и т. п.

В отличие от турмалинов из слюдоносных пегматитов турмалины редкометаллических пегматитов содержат в 1,5 раза больше фтора, в 3 раза — цезия и тантала, в 4 раза — лития.

Например, турмалины слюдоносных пегматитов содержат фтора 4600 г/т, а редкометаллических — 7800 г/т; турмалины слюдоносных пегматитов содержат лития 184 г/т, а редкометаллических — 7544—8000 г/т. При этом содержание лития зависит не только от его концентрации в граните, но и от количества в последнем биотита. Наблюдается интересная зависимость, заключающаяся в том, что турмалины гранитов, содержащих акцессорные минералы лития, содержат этого элемента также больше (100—120 г/т), чем турмалины из нелитиеносных гранитов (30—70 г/т). Подобная закономерность может быть использована как важный индикаторный и поисковый признак.

В турмалине редкометаллических пегматитов наблюдается значительная концентрация галлия (до 500—800 г/т); более низкие содержания последнего характеризуют турмалины слюдоносных пегматитов. Например, турмалин из мусковитовых пегматитов Восточной Сибири содержит только 6—60 г/т галлия, что, возможно, связано с большей изоморфной емкостью мусковита в отношении этого элемента.

В турмалинах увеличивается также содержание тантала и ниобия при переходе от безрудных к литиевым танталсодержащим пегматитам; этот признак можно использовать для поисковых целей на танталосодержащие пегматиты.

При поисках редкометаллических пегматитов как индикатор можно использовать и повышенные содержания цезия в турмалине. Так, в Приморье цезий не обнаружен в турмалинах слюдоносных пегматитов, а турмалины редкометаллических пегматитов содержат 5—6 г/т этого элемента.

В турмалине, минерале позднем по времени выделения, концентрируются и многие рудные элементы — Ge, Sc, Sn, Mo, Pb. Поэтому величина содержания в нем этих элементов может отражать их тенденцию (или отсутствие таковой) к накоплению в поздних продуктах кристаллизации, т. е. может отражать рудогенерирующую способность гранитов.

Состав турмалина может быть использован и при поисках месторождений метаморфического и контактово-метасоматического генезиса. Так, хромовые турмалины встречаются в связи с месторождениями хромита, а также в железорудных метаморфических толщах. Хромовый турмалин, содержащий 66 кг/т хрома, встречается в хромсодержащих скарнах Финляндии, залегающих среди серпентинитов и кварцитов. В турмалине иногда присутствуют элементы, появление которых связано со своеобразными условиями формирования включающей его породы и которые, таким образом, могут быть использованы в качестве индикаторов при выяснении

генезиса пород. Так, никель, кобальт и хром появляются в турмалинах в том случае, когда вмещающие его породы залегают вблизи амфиболитов или серпентинитов. Хромовые турмалины обнаружены в тальковых сланцах Урала, образовавшихся за счет метаморфизма ультраосновных магматических пород. Хромосодержащий дравит, обнаруженный в метаморфических породах криво-рождской свиты, указывает на их вероятное образование в результате метаморфизма основных изверженных пород.

При выяснении генезиса гранитов важно иметь в виду, что в осадочно-метаморфических породах или в эндоконтактовых фациях гранитных массивов встречаются турмалины преимущественно дравитового состава, в то время как в неизмененных гранитах магматического генезиса преобладают шерлы. Поэтому наличие дравитов в гранитах может указывать на то, что они образовались или в результате щелочного метасоматоза метаморфических толщ, для которых характерен магниальный состав турмалина, или в результате значительной ассимиляции вмещающих пород в процессе формирования гранита. Действительно, в докембрийских гранитах Украины присутствуют турмалины с высоким содержанием магния. В тех случаях, когда породы несут значительные следы ассимиляции, в них также присутствует турмалин со значительной примесью дравитового компонента. Ванадий — также не характерный элемент турмалинов, но иногда в результате ассимиляции ванадиеносных сланцев наблюдается образование даже ванадиевых турмалинов.

В турмалине гранитоидов, связанных с габбро, в большом количестве содержатся Cr, Ni, Co, V, Ti, Mg, характерные элементы основных магм.

Сфен

Сфен — $\text{Ca, Ti}(\text{SiO}_4)\text{O}$; мон.; плотность 3,29—3,56; тв. 5—6; является распространенным минералом и встречается в самых различных породах: скарнах, сланцах, гнейсах, лампрофирах, долеритах, андезитах, габбро, сиенитах, диоритах и гранитах.

В гранитах сфен встречается в виде зерен и хорошо образованных кристаллов, форма и окраска которых во многом определяются своеобразием генезиса этого минерала. Наиболее распространены в гранитах светло-желтые пластинчатые кристаллы



Рис. 23. Форма кристаллов сфена, наиболее часто встречающаяся в гранитах: «конвертообразная», обусловленная комбинацией граней (111) и (100)

конвертообразной формы (рис. 23), хотя встречаются призматические и реже игольчатые кристаллы, радиально-лучистые и игольчато-волокнистые агрегаты. Последние появляются преимущественно в гидротермально измененных породах — кислых и щелочных.

Для сфена ранних генераций типична клиновидная форма кристаллов, для позднего — конвертообразная. В долеритах, андезитах или трахитах присутствуют крупные призматические кристаллы его, обычно вытянутые по вертикальной оси и иногда сдвойникованные по (100).

Обычно сфены обладают светло-желтой окраской, но развиты также бурые и красно-коричневые разновидности. Более темная окраска связана с повышенным содержанием железа и чаще наблюдается в сфене из основных разновидностей гранитоидов — гранодиоритов и диоритов. Этим же объясняется и сгущение окраски сфена в периферических частях гранитных массивов. Такой темный, богатый железом сфен обладает повышенными магнитными свойствами. Сфены метасоматического генезиса, как, например, вторичный сфен из альбитизированных гранитов, часто имеют светло-серую окраску. В метасоматических альбититах Казахстана, образованных за счет гранитов, бесцветный сфен, например, развивается в процессе альбитизации в результате перекристаллизации обычного бурого сфена.

Для сфена характерна ассоциация с магнетитом, цирконом, а также такими кальцийсодержащими минералами, как апатит, ортит, эпидот (рис. 24). В виде включений в нем встречаются мелкие кристаллики циркона, апатита, ильменита, магнетита, относящиеся к ранним генерациям этих минералов.

Сфен — довольно неустойчивый минерал. Под воздействием поздних растворов он может разлагаться с образованием смеси из кальцита, кварца и скрытокристаллических — рутила или анатаза. Наиболее обычно образование светло-желтого скрытокристаллического анатазового лейкоксена.

Особенности распределения сфена в гранитоидах вполне определенно указывают на зависимость его содержания от генезиса этого минерала и от петрохимических особенностей гранитоида. Обогащение гранитной магмы кальцием и титаном, отмечаемое в гибридных породах, отражается на содержании сфена, количество которого в этих породах достигает в среднем 8,6 кг/т, а, например, в гибридных гранитах Шилово-Конеvского массива (Урал) — даже 15,7 кг/т. С обогащением гранитной магмы кальцием связано и локальное обогащение сфеном приконтактных частей гранитных массивов, где содержание его может достигать 8 кг/т. Большая роль ассимиляции вмещающих пород, которые являются дополнительным источником кальция, проявляется и в том, что повышенные содержания сфена вообще характерны для гранитов, прорывающих богатые кальцием породы. Последнее очень важно иметь в виду при различных сопоставлениях, так как

гранитные массивы, принадлежащие к одному магматическому очагу, но внедрившиеся в различные по литологическому составу породы, будут характеризоваться различным содержанием сфена.

По сравнению с биотитовыми гранитами содержание сфена в лейкократовых гранитах и аляскитах в соответствии с химизмом этих пород значительно ниже. В то же время весьма примечательны различия, которые наблюдаются в содержании сфена, между аляскитами различного генезиса. Аляскиты складчатых зон, слагающие обычно поздние фазы многофазных интрузивов и являющиеся продуктом кристаллизации малоизвестковистой гранитной магмы, характеризуются низким (60—70 г/т) содержанием сфена. Докембрийские аляскиты платформенных областей, нередко образующиеся в результате интенсивной микроклинизации плагногранитов или плагнонейсов, содержат сфена почти в два раза больше, чем послекембрийские биотитовые граниты. В этом случае появление избыточных количеств кальция и титана в процессе разрушения цветных минералов и плагноклаза объясняет причину высоких содержаний сфена в аляскитах метасоматического генезиса.

В докембрийских биотитовых гранитах содержание сфена почти в три раза выше, чем в послекембрийских биотитовых гранитах. Это также указывает на их необычный генезис. Граниты, измененные постмагматическими процессами, содержат сфен в различных количествах. В альбитизированных гранитах содержание сфена в полтора раза превышает его количество в неизмененных биотитовых гранитах, так как большая часть кальция, высвобождающегося при альбитизации плагноклаза, связывалась в виде сфена. В то же время в грейзенизированных гранитах содержание сфена уменьшается в сотни раз ввиду того, что значительная часть титана, высвобождающегося при разрушении цветных минералов, шла на образование рутила, количество которого в этих породах сильно возрастает.

Жильные породы обеднены сфеном, причем наиболее низкие его содержания отмечаются в кварцевых жилах.

Поскольку высокие содержания сфена в граните отражают богатство гранитной магмы титаном и кальцием, этот минерал можно использовать для установления генетической связи жильных пород с гранитоидами определенного возраста или состава. Так, богатые сфеном токовские граниты Украины сопровождаются пегматитами, также богатыми сфеном; граниты Воронежского кристаллического массива, содержащие обильный сфен, — аплиты с обычно высоким для этих пород количеством сфена — 1320 г/т. Сфеновые граниты Салтычьей Могилы (Украина) сопровождаются кварцевыми жилами с высоким (370 г/т) содержанием этого минерала, а богатые сфеном граниты Ванчского интрузива (Памир) — аплиты и пегматиты, которые за обилие в них сфена получили названия сфеновых.

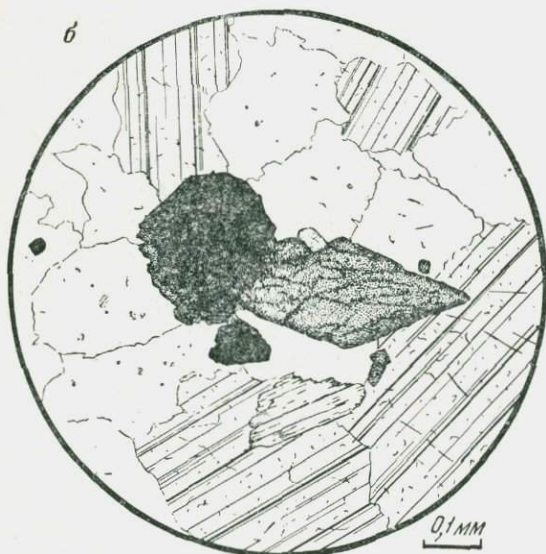
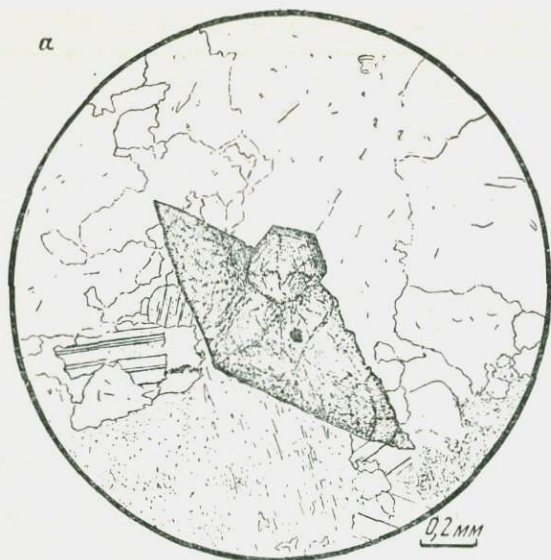
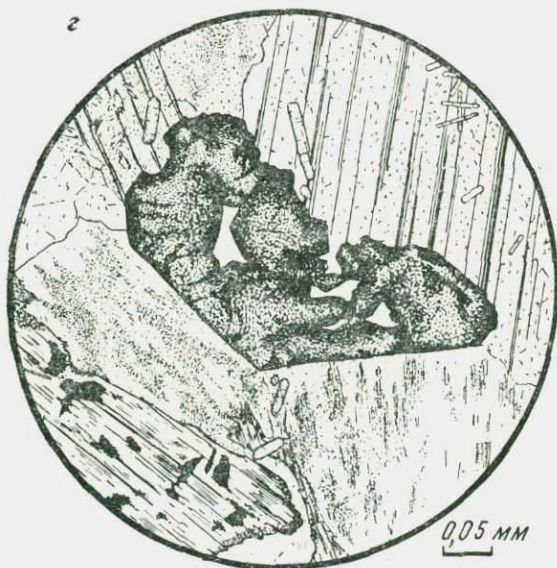
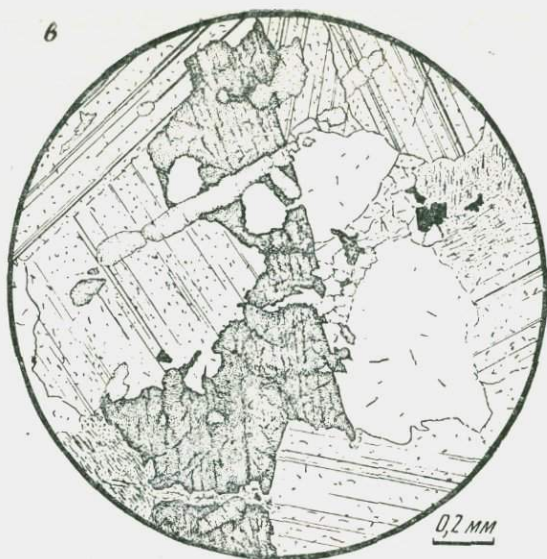


Рис. 24. Формы нахождения сфена в гранитах.

a — сросток идиоморфного кристалла сфена и зонального циркона. Лейкократовый гранит. Эльджуртинский массив. Северный Кавказ; *б* — идиоморфный кристалл сфена, ассоциирующий с магнетитом. Бiotитовый гранит. Мурзинский массив. Урал; *в* — крупное скелетное выделение сфена в ассоциации с апатитом. Бiotит-роговообманковый гранодиорит. Челябинский массив. Урал; *г* — скелетная форма кристалла сфена в плагиоклазе. Гибридный гранит. Тонгульский массив. Западная Тува



Особенности состава и структуры сфена определяют его большую емкость в отношении таких элементов, как ниобий и редкие земли. Поэтому в гранитах с высоким содержанием сфена не концентрируются минералы этих элементов. Среди гранитоидов Советского Союза наиболее высокими содержаниями сфена характеризуются граниты Русской платформы, Восточного Саяна и Казахстана. Самые большие количества сфена — 15,7 кг/т — выявлены в гибридных гранитах.

В сфене установлено присутствие, а иногда и значительное содержание разнообразных редких элементов: Sr, TR, замещающих кальций; Nb, Ta, Sn, замещающих титан, и др. Величина их содержания определяется геохимическими особенностями гранитной магмы и своеобразием генезиса сфена. Имеющиеся данные (табл. 26) свидетельствуют о том, что в наиболее значительной степени (в 20—100 раз) в сфене концентрируются такие элементы, как Bi, Nb, Sn, Mo, Ta, U, TR, Th, W, Pb, т. е. геохимически близкие к кальцию или титану. Для этих элементов сфен может рассматриваться как надежный минерал-индикатор. Такие же элементы, как Au, Ge, Ni, Be, Ga, Cu и др., не концентрируются в сфене и для выявления их геохимической судьбы необходимо использовать другие минералы.

Таблица 26

Средние содержания и состав аксессуарного сфена в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание сфена в породе	Nb	Sn	Mo	Ta	U	TR	Th	Zr	V	Sc
граниты	313	1924	255	82	240	211	17 100	464	686	300	10
Липариты	19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Габбро	2026	662	25	40	219	—	4 800	—	200	3500	6
Сиениты нефелиновые	772	1097	273	80	143	83	16 000	26	1850	500	8
Гнейсы	107	—	—	—	—	—	20 700	—	—	—	—

Содержание редких и рудных элементов неодинаково в сфене из гранитоидов различного состава. Наиболее обогащены этими элементами сфены из лейкократовых гранитоидов, в которых их содержание достигает (в г/т): вольфрама — 78, олова — 350, молибдена — 36, тантала — 333, скандия — 65, ниобия — 2567. В то же время сфены из гранодиоритов содержат минимальные количества скандия — 3,8 г/т, р. з. э. — 11 600 г/т и максимальные стронция — 4861 г/т. Эта зависимость в значительной мере обусловлена ограниченными возможностями к изоморфному рассеянию Nb, Ta, Sn, Sc, W, TR в бедных минералами железа и титана лейкократовых гранитоидах; тем самым подчеркивается огромное влияние кристаллохимического фактора, в данном случае — изоморфного рассеяния на содержание редких элементов в минералах.

В сфене биотитовых гранитов значительно больше содержится Y, чем в сфене из диоритов и гранодиоритов. Значительное количество редких земель иттриевой группы установлено и в сфенах пегматитов, где иногда даже встречается иттриевый сфен — кейльгаут.

Различие в содержании редких и рудных элементов в сфене, обусловленное петрохимическими особенностями гранитоида, может быть использовано как дополнительный материал при минералого-геохимическом расчленении многофазных интрузивов. Так, в наиболее основных разностях гранитоидов — диоритах и гранодиоритах — в сфене наблюдается значительная концентрация урана и стронция — элементов, геохимически близких к кальцию; в сфене биотитовых гранитов — молибденита, германия — элементов, геохимически близких к кремнию; в сфене лейкократовых гранитоидов — Nb, Ta, TR, Sn, W, Sc, Ge, Zr, Bi, Be, т. е. большинства рудных элементов. Последнее может быть следствием различных причин: относительного увеличения содержания этих элементов в таких поздних дифференциатах, какими обычно являются лейкократовые граниты; ограниченными возможностями этих элементов к изоморфному рассеянию в силу бедности лейкократовых гранитоидов минералами Ga, Fe и Ti или наличием микровключений собственных минералов этих элементов, количество которых в лейкократовых гранитоидах обычно значительно увеличивается.

Во всех случаях установленная особенность состава сфена свидетельствует о повышенной рудогенерирующей способности лейкократовых гранитоидов.

Наблюдается определенная тенденция к обогащению сфена редкими элементами в процессе дифференциации. При сравнении состава этого минерала из различных жильных дериватов гранитов — аплитов или пегматитов — выявляется, что наиболее высокие содержания Nb, Ta, Th, TR, Sn, W, Mo, Sc, Ga наблюдаются в сфене пегматитов, германия, висмута, циркония — в сфене аплитов, стронция — в сфене гранитоидов.

По сравнению с гранитами среднее содержание р. з. э. в сфене пегматитов увеличивается до 28 600 г/т, вольфрама — 100, галлия — 30, скандия — 1430, тория — 5400, ниобия — 10 000 г/т и т. д.

Аналогичное обогащение молибденом, вольфрамом, оловом и другими редкими элементами фиксируется и в сфене из гранитоидов поздних фаз многофазных гранитных массивов.

В измененных (грейзенизированных или альбитизированных) гранитоидах нередко имеет место образование позднего, светлоокрашенного метасоматического сфена. В нем обычно отмечается увеличение содержания ниобия, тантала и редких земель иттриевой подгруппы. В то же время содержание стронция в подобном сфене в 1,5—2,0 раза меньше, чем в сфене неизмененных гранитоидов.

Сфены разных генераций обладают неодинаковым содержанием олова. В гранодиоритах джидинского комплекса, например, темноокрашенный сфен ранней генерации содержит 425 г/т Sn, а светложелтый поздней генерации значительно меньше — 277 г/т. Это свидетельствует об отсутствии тенденции олова к накоплению

в более поздних продуктах кристаллизации неоловоносных гранитов.

Знание средних содержаний редких элементов в акцессорных минералах и, в частности, в сфене дает возможность выделять различные генерации этих минералов не только по особенностям морфологии, но и по особенностям состава. Наиболее ранние сфены образуют клиновидные темноокрашенные кристаллы, богатые железом и алюминием и бедные редкими землями иттриевой подгруппы. По составу к ним очень близок сфен из гибридных пород. Более широко распространенный позднемагматический сфен образует светло-желтые конвертообразные кристаллы или неправильные выделения, располагающиеся в интерстициях. Они постоянно содержат ниобий, редкие земли и уран и поэтому нередко окружены плеохронными дворниками. Метасоматический сфен отличается от магматического игольчатой или неправильной формой выделений, включениями реликтов породообразующих минералов, более светлой, часто серо-белой окраской, меньшим содержанием железа и алюминия и большим — ниобия и редких земель иттриевой подгруппы.

Содержание р. з. э. в сфенах из гранитоидов различных регионов неодинаково. Самая большая концентрация их установлена в сфене из биотитовых гранитов Приморья (39,9 кг/т) и Тувы (50 кг/т). Эти сфены можно отнести уже к их редкоземельной разновидности — кейльгауиту.

Возможность использования сфена как индикатора рудоносности интрузивов определяется высокой степенью концентрации в нем ряда редких и рудных элементов. Последнее обусловлено особенностями состава и структуры сфена, которые определяют его большую изоморфную емкость в отношении таких элементов, как TR, Nb, Ta, Sn, W, Mo. Поэтому граниты с высоким содержанием сфена не будут содержать больших количеств минералов этих элементов, т. е. их рудогенерирующая способность в отношении этих элементов будет значительно ослаблена благодаря широким возможностям для кристаллохимического рассеяния последних. В качестве иллюстрации этого положения можно привести следующие примеры. Сравнительно давно известны антагонизм между сфеном и монацитом: граниты с большим количеством сфена практически лишены собственно редкоземельного минерала — монацита. Последнее объясняется как особенностями минерального состава сфеновых гранитов вообще, содержащих большое количество минералов кальция, в кристаллических решетках которых рассеивались р. з. э., так и большой изоморфной емкостью в отношении р. з. э. самого сфена. Действительно, в гранитах с высоким содержанием сфена на долю этого минерала приходится до 23% TR_2O_3 от их общего содержания в породе.

Благодаря возможности изоморфного замещения $Ti^{4+} — Mo^{4+}$ сфен может быть использован как индикатор соответствующей металлоносности интрузий. Так, сфены молибденоносных гранито-

идов Восточного Забайкалья и Армении характеризуются высоким содержанием молибдена (34—400 и 300 г/т соответственно). Повышенное содержание молибдена (80—100 г/т) было отмечено и в сфене из гранитов вольфрамово-молибденового месторождения Тырнауз.

По сравнению со средним содержанием сфены оловоносных гранитов обогащены оловом: в гранитоидах Северо-Востока они содержат 2400—3300 г/т, в гранитах Дальнего Востока — 290 г/т Sn.

Высокая степень концентрации тантала и ниобия в сфене определяет его важную роль в геохимической судьбе этих элементов; гранитоиды, содержащие значительное количество сфена, практически лишены собственных минералов этих элементов. Поэтому высокие содержания ниобия и тантала в сфене при значительном содержании последнего в породе будут характерны для гранитоидов, в которых не проявлена рудогенерирующая способность на ниобий. По аналогии с ниобием и танталом можно сказать, что высокое содержание олова в биотите и сфене является отрицательным показателем рудогенерирующей способности гранитной магмы на олово.

Весьма интересны отличия в составе сфена из гранитоидов различного генезиса. В соответствии с геохимическими особенностями основной магмы наиболее низкие содержания олова фиксируются в сфене гранитоидов габбровой формации. Значительно понижено (40 г/т) содержание олова в сфене мезозойских гранитоидов Малого Кавказа, которые считаются производными базальтовой магмы. Не менее характерны и низкие содержания ниобия и тантала в сфене гранитоидов этого типа. Сфены автохтонных гранитоидов содержат по сравнению со сфеном интрузивных гранитоидов меньше молибдена, вольфрама и олова. В докембрийских гранитах Воронежского кристаллического массива сфен, например, содержит 20—80 г/т олова, в автохтонных гранитах Украины — 28 г/т молибдена, что в 3 раза меньше средних содержаний, вычисленных для этих элементов. По сравнению с интрузивными гранитоидами сфены автохтонных гранитоидов обладают несколько повышенным содержанием р. з. э. В этом отношении они напоминают сфены гнейсов и мигматитов, также характеризующихся высоким содержанием TR_2O_3 — 20,7 кг/т, или сфены контактово-метасоматических пород, содержащих до 23—40 кг/т TR_2O_3 .

Таким образом, более высокие средние содержания р. з. э. в сфене автохтонных гранитов (19,2 кг/т) по сравнению со сфеном интрузивных гранитов (17,1 кг/т) может служить одним из признаков, подтверждающих большую роль метасоматических процессов в формировании этих гранитоидов. Об этом же свидетельствуют и более высокие, в 1,5 раза превышающие среднее, содержания ниобия и тантала в сфене автохтонных гранитоидов.

Своеобразие генезиса гранитоида находит отражение и на составе р. з. э. в сфенах. В большинстве случаев в интрузивных

гранитах сфены обладают селективно цериевым составом редких земель. Сфены основных пород характеризуются резко селективно цериевым составом р. з. э. Соответственно среди гранитоидов наиболее цериевым составом обладают сфены гранитоидов габбровой формации. Наиболее иттриевый состав р. з. э. свойствен сфенам из гнейсов, мигматитов и автохтонных гранитов.

По сравнению со сфенами гранитов сфены щелочных сиенитов характеризуются значительно меньшим содержанием иттриевой подгруппы р. з. э.

Сравнение состава сфенов гранитоидов со сфенами других типов изверженных пород: щелочных и основных, — свидетельствует о том, что он достаточно полно отражает геохимические особенности среды минералообразования. Действительно, по сравнению со сфенами гранитоидов сфены основных пород в соответствии с их геохимическими особенностями характеризуются самыми низкими содержаниями Nb, Ta, Zr, TR, Sn, Mo; сфены из щелочных пород — самыми высокими Zr, Sr, Ga, Cu.

Сфен — характерный минерал щелочных пород, где его содержание достигает 11 кг/т. Особенно много его в меланократовых разностях сиенитов. Так, эгирин-авгитовые сиениты Средней Азии содержат до 100 кг/т этого минерала. Особенностью сфена нефелиновых сиенитов является копьевидный и таблитчато-копьевидный габитус кристаллов; в то же время для щелочных сиенитов и гранитов характерна преобладающая конвертообразная форма.

Окраска сфена весьма разнообразна: желтая, коричневая, зеленая. В альбитизированных разностях нефелиновых сиенитов появляются бесцветные сфены, которые иногда образуют радиально-лучистые агрегаты.

Сфен нефелиновых сиенитов характеризуется высоким содержанием ниобия (до 7,7% Nb_2O_5) и резко селективно цериевым составом редких земель в противоположность более комплексному составу р. з. э. в сфене гранитоидов. В нем отмечаются также повышенные содержания циркония и стронция, причем содержание последнего достигает 0,38%

Сфен практически отсутствует в породах гипербазитовой формации, а в габбро-пироксенит-дунитовой содержание его в три-семь раз превышает среднее содержание в гранитах. Здесь он встречается в виде отдельных кристаллов или кучных обособлений. Последние являются образованиями вторичными, так как обычно наблюдаются в измененных, сосюритизированных породах, где количество сфена резко возрастает. Сфены основных пород характеризуются отсутствием или сильно пониженным содержанием редких земель, ниобия, тантала, в то время как Al и Fe присутствуют в значительном количестве. Сфен из габбров Урала содержит, например, 0,9% TR_2O_3 , т. е. значительно меньше, чем сфен из гранитов (1,7% TR_2O_3).

Ильменит

Ильменит — FeTiO_3 ; триг.; плотность 4,72; тв. 5—6; относится к числу широко распространенных акцессорных минералов; он встречается в метаморфических, основных и щелочных изверженных породах, а в гранитах присутствует практически постоянно.

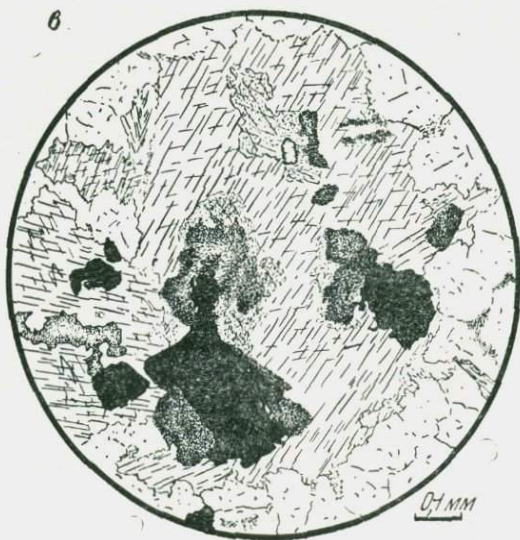
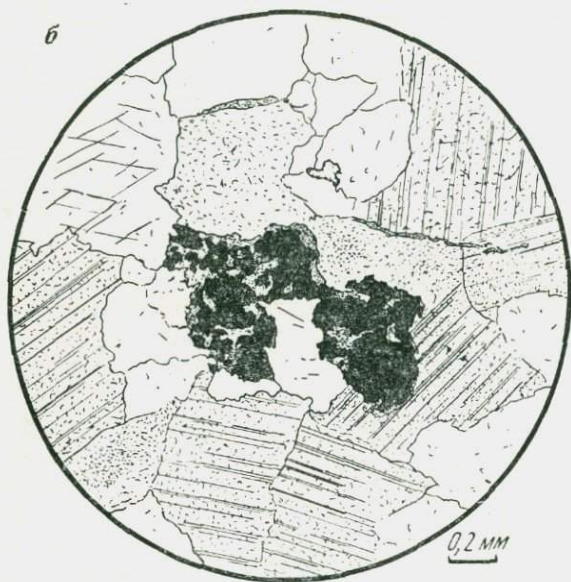
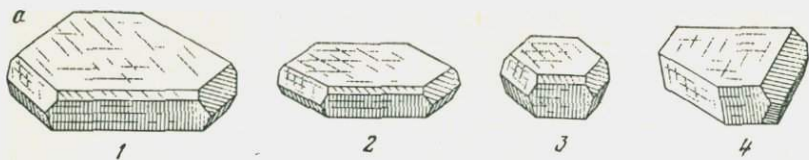
Преобладающая форма минерала — черные неправильные зерна, наряду с которыми часто встречаются и толстотаблитчатые кристаллы с плохо образованными гранями ромбоэдра (рис. 25, а). Очень редко встречаются кристаллы ильменита своеобразной удлиненной формы, обусловленной тем, что у них грань базопинакоида (0001) резко подчинена ромбоэдрическим граням. Также очень редко наблюдаются и двойниковые сростки по ромбоэдру.

Поверхность кристаллов и зерен обычно неровная, ямчатая. Углубления заполнены кремово-желтым агрегатом лейкоксена, анатаза или мелкими кристалликами сфена.

В гранитах ильменит встречается совместно со сфеном и магнетитом, однако они никогда не присутствуют одновременно в больших количествах. Обычно значительно преобладает один из двух минералов. Причинами таких антагонистических соотношений являются особенности содержания в расплаве железа, титана и кальция, а также величина окислительно-восстановительного потенциала, обуславливающего преимущественное нахождение железа в закисной (ильменит) или окисной (магнетит) формах.

Распространение ильменита в гранитоидах неравномерное. Наиболее богаты им гибридные разности, а также плагιοграниты и кварцевые диориты, ассоциирующие с габбро. По сравнению с гранитами жильные породы содержат этого минерала значительно меньше. Наиболее высокие содержания ильменита характерны для гранитоидов Горного Алтая и Казахстана.

Хотя ильменит и считается минералом устойчивым и образует крупные скопления в россыпях, он довольно легко замещается лейкоксеном при поздне- и постмагматическом изменении гранитоидов (рис. 25, б—д). Термин «лейкоксен» является собирательным и может включать в себя различные минералы: анатаз, брукит, реже перовскит или сфен. Характер минералов, замещающих ильменит, во многом определяется особенностями среды, в которой происходит его изменение. При эпидотизации породы наблюдается замещение ильменита по краям зерен и вдоль трещин вторичным сфеном, что связано с наличием ионов кальция в растворах, производящих это изменение. Более обычным, однако, является случай, когда при значительном парциальном давлении кислорода в растворе, производящем изменение гранитоида, будет происходить замещение ильменита рутилом и гематитом. Подобное изменение особенно характерно для грейзенизированных гранитов, так как в процессе грейзенизации кислородный потенциал раствора заметно повышается.



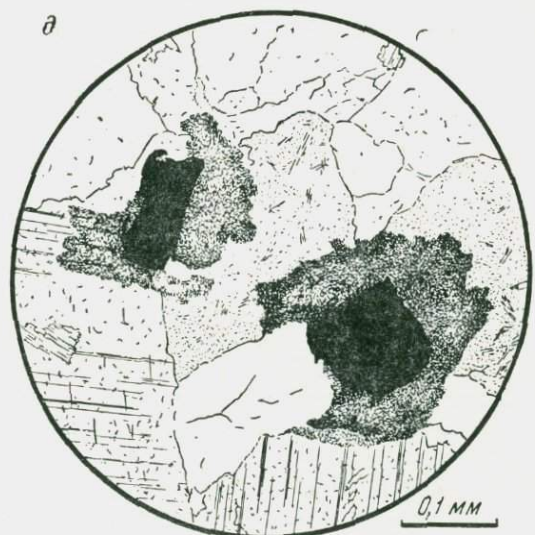
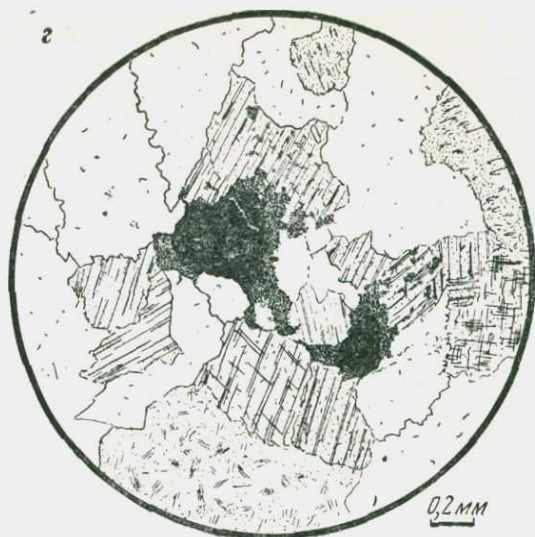


Рис. 25. Формы нахождения ильменита в гранитах.

a — пластичатая форма кристаллов ильменита, наиболее часто встречающаяся в гранитах. Обусловлена преобладающим развитием грани базопинакоида (0001). В зависимости от степени развития ромбоэдрических граней образуются тонкопластинчатые (1, 2) и толстопластинчатые (3, 4) кристаллы; *b* — лейкоксенитизированный ильменит в биотитовом граните. Тонгульский массив. Западная Тува; *в* — включения ильменита в хлоритизированном биотите, замещаемые лейкоксеном. Биотит-роговообманковый гранит. Ольгинский массив. Приморье; *г* — лейкоксенитизированный ильменит, ассоциирующий с хлоритизированным биотитом; *д* — лейкоксенитизированный ильменит, ассоциирующий с серитизированным плагиоклазом. Биотитовый гранит. Карахольский массив. Западная Тува

В процессе окисления железо может выноситься и тогда будет наблюдаться образование полных псевдоморфоз рутила по ильмениту. Такой вид преобразования ильменита особенно характерен для гипергенных условий. Не только железо, но частично и титан могут выноситься за пределы разрушающегося зерна ильменита и формировать вокруг него оболочку из мелких кристалликов рутила или анатаза. В противоположность рутилу замещение ильменита анатазом наблюдается в гранитоидах, измененных более низкотемпературными гидротермальными процессами.

В ильмените возможно частичное замещение Fe^{2+} на Mg и Mn, что приводит к появлению магнезиальных (гейкелит) и марганцевых (пирофанит) разновидностей ильменита, отличающихся по показателю преломления и плотности. Поэтому в составе ильменита наблюдаются некоторые отличия в зависимости от особенностей химизма материнской породы. Ильмениты из основных пород и кимберлитов содержат много магния, из щелочных пород — марганца.

Состав аксессуарного ильменита гранитоидов также непостоянен. В ильмените гибридных гранитов отмечаются высокие содержания магния, а в ильмените щелочных сиенитов, связанных с гранитами, — высокие содержания марганца. Обогащение марганцем (иногда до 13,8%) наблюдается и в ильмените пегматитов. В этом отношении ильмениты пегматитов напоминают богатые марганцем эпидоты и гранаты пегматитового генезиса.

Ильменит является одним из наиболее ранних по времени выделения аксессуарных минералов. В гранитах могут присутствовать по меньшей мере две генерации магматического ильменита: ранняя сформировалась в виде кристаллов до образования амфибола и плагноклаза, а поздняя выделялась вместе с кварцем в виде неправильных зерен. Поздняя генерация ильменита обладает более высокими содержаниями марганца и ниобия.

Состав и структура ильменита допускают разнообразные изоморфные замещения: как изовалентные (Fe^{2+} — Zn^{2+} , Mn^{2+} ; Ti^{4+} — Sn^{4+} , W^{4+} , Mo^{4+} , Zr^{4+}), так и гетеровалентные (2Ti^{4+} — Fe^{3+} , Sc^{3+} , Nb^{5+} , Ta^{5+}). Содержание этих элементов в минерале непостоянно и во многом определяется временем его выделения, составом и генезисом включающей породы (табл. 27).

В наибольшей степени в ильмените концентрируются Nb, Ta, Mo, Sn, Sc, W, Zr, содержание которых в десятки раз превышает таковое в гранитах и для которых ильменит может рассматриваться как надежный минерал-индикатор. Такие элементы, как Ni, Be, Ga, Pb, в ильмените не концентрируются.

Наблюдается четкая зависимость содержания редких и рудных элементов в ильмените от петрографического состава гранитоида. Она выражается, в частности, в том, что наиболее высокие концентрации большинства элементов: Nb, Ta, Mo, Zr, Sn, Cu, Ga, Be — наблюдаются в ильмените лейкократовых гранитоидов. Действительно, средние содержания этих элементов в ильмените

Средние содержания и состав акцессорного ильменита в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание ильменита в породе	Nb	Ta	Mo	Sn	W	Zn	V	Zr
Граниты	360	2214	262	69	147	63	840	267	262
Липариты	160	—	—	—	—	—	—	—	—
Габбро	3214	560	—	3	17	1	290	1100	360
Сиениты нефелиновые	621	2632	194	17	337	13	5180	275	3400
Осадочно-метаморфические породы	692	245	122	—	—	—	—	—	—

лейкократовых гранитоидов достигают (в г/т): цинка — 2750 молибдена — 328, ниобия — 4674, тантала — 443, олова — 188 и т. п. Это позволяет использовать ильменит при оценке рудо-генерирующей способности этих гранитоидов, с которыми в большинстве случаев пространственно и, очевидно, генетически связаны многие месторождения указанных элементов. В то же время ильмениты гранодиоритов содержат большее количество ванадия (489 г/т) и свинца (5 г/т). Низкие средние содержания ниобия, тантала, олова в ильмените гранодиоритов обязаны, вероятно, высокому содержанию в этих породах биотита, сфена и магнетита, в кристаллических решетках которых также могло рассеиваться значительное количество этих элементов.

Процессы дифференциации гранитной магмы приводят к некоторому увеличению содержания ниобия и тантала в ильмените из поздних дифференциатов. Так, в гранитах I фазы массива Кызылтау ильменит содержит 3640 г/т, а в гранитах II фазы — 3780 г/т ниобия.

В ильмените пегматитов увеличивается содержание (в г/т): урана — 1680, свинца — 10, меди — 200, скандия — 500. Поэтому накопление редких и рудных элементов в ильмените из жильных пород и поздних фаз многофазных интрузивов позволяет рекомендовать использовать его наряду с другими минералами как при расчленении сложно построенных интрузивов, так и при выяснении геохимической судьбы редких и рудных элементов, выраженной в их тенденции рассеиваться в ранних или накапливаться в поздних продуктах кристаллизации.

Определенный отпечаток на состав ильменита накладывают процессы изменения гранитоидов. Так, при переходе от гранитов к грейzenам в нем значительно возрастает количество Mn, Nb, Ta, Zn, в то время как содержание Sn, Mo, Sc уменьшается. В ильмените грейзенизированных гранитов содержание олова, например, уменьшается до 66,7 г/т, но резко возрастает (до 400 г/т) в этом минерале из кварцевых жил.

Ильмениты измененных (альбитизированных или грейзенизированных) гранитоидов характеризуются более высоким средним содержанием тантала (820 г/т) и ниобия (9916 г/т), возможно обусловленным некоторой импрегнацией их мельчайшими включениями тантало-ниобатов, обильных в этих породах.

Особенности состава ильменита можно использовать и для суждения о времени его выделения: в гранитах поздние генерации ильменита должны обладать более высокими содержаниями Мп, Nb, Ta, Sn, Zr. Следует напомнить, что аналогичные отличия наблюдаются и при сравнении состава ильменита гранитов и ильменита пегматитов.

Использование ильменита как индикатора рудоносности возможно благодаря высокой концентрации в нем таких элементов, как Nb, Ta, Mo, W, Sn, Zr. Применение ильменита в качестве индикатора на W-оруденение показывает, что для этого минерала из рудоносных гранитов характерны высокие содержания вольфрама (в г/т): в ильмените из Восточного Забайкалья — 75, Горного Алтая — 70—100, Казахстана — 90—140, что в 1,5—2 раза превышает среднее содержание этого элемента в ильмените.

Использование ильменита в качестве индикатора на Mo-оруденение показало, что содержание этого элемента в ильмените из рудоносных гранитов Орского Зауралья (48 г/т), Армении (400 г/т), Азербайджана (400 г/т) также выше среднего. Ураганные содержания в последних случаях, вероятно, объясняются микровключениями молибденита.

Ильмениты из оловоносных гранитов Восточного Забайкалья характеризуются повышенным, но непостоянным содержанием олова (80—300 г/т), что позволяет предполагать наличие в них микровключений касситерита. В ильмените из гранитоидов рудоносного Мегринского плутона, с которыми связано медно-молибденное месторождение, содержание меди значительно превышает среднее и составляет 200 г/т.

Использование ильменита в качестве индикатора на Ta-Nb-оруденение позволило установить, что для ильменита из танталоносных гранитов Восточного Забайкалья характерны высокие содержания тантала (504 г/т) и ниобия (2870 г/т), также значительно превышающие их средние значения.

В то же время при сопоставлении содержания ниобия в ильмените с содержанием тантало-ниобатов в граните (Центральный Казахстан), из которого был извлечен ильменит, оказывается, что при содержании в граните 21 г/т тантало-ниобатов количество ниобия в ильмените составляет 3640 г/т, а при меньшем содержании тантало-ниобатов, равном 14 г/т, ильменит содержит ниобия несколько больше — 3780 г/т. Поэтому простое привлечение только особенностей содержания рудного элемента в минерале еще не может дать ответа на вопрос о возможной рудоносности гранитоида, так как фиксирует содержание элемента в магме в момент образования минерала, но не отражает преобладающей

тенденции рудного элемента к изоморфному рассеянию или к накоплению его в виде собственных минералов. Поэтому представляется очень важным сопоставлять содержание элемента в минерале-концентраторе с количеством собственных минералов данного элемента.

Необходимо также иметь в виду, что ильменит по сравнению со сфеном менее емок в отношении тантала и ниобия. Поэтому присутствие в граните ильменита меньше препятствует образованию собственных минералов этих элементов, чем наличие сфена.

Существенно выделяется по содержанию редких элементов ильменит из гранитов различных генетических типов. Наиболее богаты редкими и рудными элементами ильмениты интрузивных гранитоидов. Ильмениты автохтонных гранитоидов выделяются повышенным содержанием цинка и галлия — элементов, количество которых в песчано-сланцевых породах в 1,5 раза выше, чем в кислых изверженных. Плагииграниты и кварцевые диориты, пространственно связанные с массивами габбро, содержат в пять раз больше ильменита, чем породы аналогичного состава, но связанные с гранитами. Вместе с тем ильменит этих пород отличается от ильменита гранитов большим содержанием магния и меньшим марганца, ниобия, тантала, олова. Кроме того, в ильмените из диоритов габбровой формации значительно выше содержание меди — от 15 до 70 г/т, что составляет в среднем 42 г/т. Это напоминает большее содержание меди в ильмените основных пород по сравнению с ильменитом гранитоидов и позволяет судить о возможности образования гранитоидов при дифференциации основных магм.

По сравнению с ильменитом интрузивных гранитоидов ильмениты осадочно-метаморфических пород содержат значительно больше никеля, в среднем 33,3 г/т. Кларковое содержание Ni в осадочных породах более чем в 10 раз превышает таковое в гранитоидах. Эту особенность ильменита можно использовать при выделении автохтонных гранитов.

Среди изверженных пород различного состава наиболее низкими содержаниями рудных и редких элементов и наиболее высокими магния, ванадия, меди отличаются ильмениты основных пород, что может быть использовано при выделении гранитоидов габбровой формации. В отличие от ильменитов известково-щелочных гранитов ильмениты щелочных гранитов содержат больше Ta, TR.

Ильменит — характерный минерал нефелиновых и щелочных сиенитов, где он встречается в количестве до 26 кг/т. Для агпитовых нефелиновых сиенитов ильменит не характерен, так как большая часть титана входит в состав различных титано- и цирконосиликатов и цветных породообразующих минералов. Присутствует ильменит в неправильных выделениях и обычных для этого минерала пластинчатых кристаллах. В пегматитах нефелиновых сиенитов встречается даже марганцевый аналог ильме-

нита — пиррофанит. Содержание ниобия в ильмените обычно составляет 0,1—0,3% и существенно не отличается от такового гранитов, хотя в ильмените нефелиновых сиенитов содержание Nb_2O_5 местами достигает 0,5%.

Более высокие по сравнению с гранитами кларковые содержания молибдена, олова, ниобия в щелочных породах находят отражение и в составе ильменита, который содержит значительно больше молибдена (17 г/т), олова (337 г/т), ниобия (5250 г/т), цинка (5180 г/т).

В соответствии с геохимическими особенностями габбро ильмениты основных пород характеризуются максимальным содержанием меди — 125 г/т и минимальным вольфрама — 1 г/т, олова — 17 г/т и других редких элементов. Эти особенности в составе ильменита необходимо учитывать при различных сопоставлениях.

Рутил

Рутил — TiO_2 ; тетр.; плотность 4,2—4,3; тв. 6; часто встречается в метаморфических породах и в гранитоидах, где он наиболее широко распространен в двуслюдяных и лейкократовых гранитах и пегматитах. Содержание рутила в пегматитах и аляскитах достигает 20 г/т, что в 3 раза превышает его среднее содержание в биотитовых гранитах. Наиболее высокие содержания рутила (285 г/т) были отмечены в аляскитовых гранитах и в некоторых пегматитах (до 300 г/т). В гранитах этот минерал присутствует преимущественно в виде продолговатых округлых зерен и призматических кристаллов с сильно сглаженными ребрами. Реже наблюдаются коленчатые двойники или сноповидные сростки кристаллов. Преобладающий цвет рутила красный разных оттенков, но встречаются зеленоватые, желтоватые и черные разновидности.

Генезис рутила может быть различен. Об этом говорят особенности его состава и окраски, неодинаковые в породах различного состава или различной степени измененности. В неизмененных гранитах преобладают корродированные кристаллы рутила красного цвета, встречающиеся в виде включений в цирконе или апатите. Аналогичный рутит отмечен и в субэффузивных породах. Несмотря на незначительное содержание, красный рутит распределен в гранитах довольно равномерно. Его можно рассматривать как образование магматическое, в широком смысле этого слова.

С другой стороны, устанавливается определенная связь повышенных содержаний рутила с измененными гранитами. В двуслюдяных и грейзенизированных гранитах наряду с красным рутилом чаще встречаются его черные или серые кристаллы. Последние являются образованиями вторичными, возникающими за счет ильменита в процессе изменения гранитов. Этот вторичный рутит в отличие от магматического обладает пониженной твердостью, низким преломлением и способностью растворяться в го-

рячих кислотах. Часто обладает черным цветом также и новообразованный рутил из россыпей.

Концентрация рутила в участках измененных гранитов указывает на возможность извлечения титана из разрушающихся минералов. Наличие в измененном биотите сагенита — решетки из игольчатых кристаллов рутила — говорит о реальной возможности образования вторичного рутила в процессе изменения гранитоидов. В грейзенизированных гранитах нередко наблюдается образование полных псевдоморфоз рутила по ильмениту. Образующаяся при разрушении ильменита ассоциация гематит — рутил указывает на окислительную обстановку и объясняет более частую встречаемость и большие содержания рутила в грейзенизированных гранитах и его редкость и исчезающе малые содержания в альбитизированных гранитах, где главная масса титана связывается в виде сфена.

Образование рутила по ильмениту наблюдается преимущественно в грейзенизированных гранитах, в то время как в гранитах, измененных более низкотемпературными гидротермальными растворами, наблюдается преимущественное образование анатаза. Однако в отдельных случаях рутил может образоваться и при низких температурах. Так, в жилах альпийского типа разрушение сфена сопровождается образованием агрегата рутила, кварца и кальцита.

Благодаря возможности изоморфного замещения в структуре рутила: $2\text{Ti}^{4+} - \text{Fe}^{3+} + (\text{Nb}, \text{Ta})^{5+}$, в нем наблюдается то или иное количество ниобия или тантала. Богатые ниобием и танталом рутилы получили названия соответственно ильменорутила и стрюверита.

Ильменорутил пользуется весьма широким распространением. Двуслюдяные и аляскитовые граниты дополнительных интрузивов содержат его больше, чем биотитовые граниты главной фазы — до 594 г/т, а мусковитизированные граниты — до 801 г/т, — количества, весьма значительные для этого минерала. Ильменорутил образует черные короткопризматические, очень редко дипирамидальные с узким поясом призм кристаллы. Иногда наблюдаются двойники по (011). Минерал обладает резким плеохроизмом — от желто-коричневого по *Np* до сине-зеленого по *Ng* — и не несет следов замещения вторичными продуктами. В пегматитах отмечено присутствие железистого ильменорутила, образование которого связано с процессом перекристаллизации в пегматитовых телах.

Стрюверит — это богатая танталом разновидность рутила. Обычно встречается в гранитных пегматитах. Однако в последнее время стрюверит обнаружен в виде мелких дипирамидальных кристаллов и в порфириовидных биотитовых и мусковитизированных гранитах в количестве до 50 г/т.

Ильменорутил и стрюверит, встречающиеся в пегматитах, содержат значительно больше ниобия и тантала, чем те же мине-

ралы пневматолито-гидротермального генезиса. Указанные особенности их состава могут быть использованы для суждения о генезисе этих минералов.

Скопления ниобиевого и танталового рутила в грейзенизированных и турмалинизированных гранитах являются источником россыпных месторождений этих минералов на Малайском полуострове и в Сьерра-Леоне.

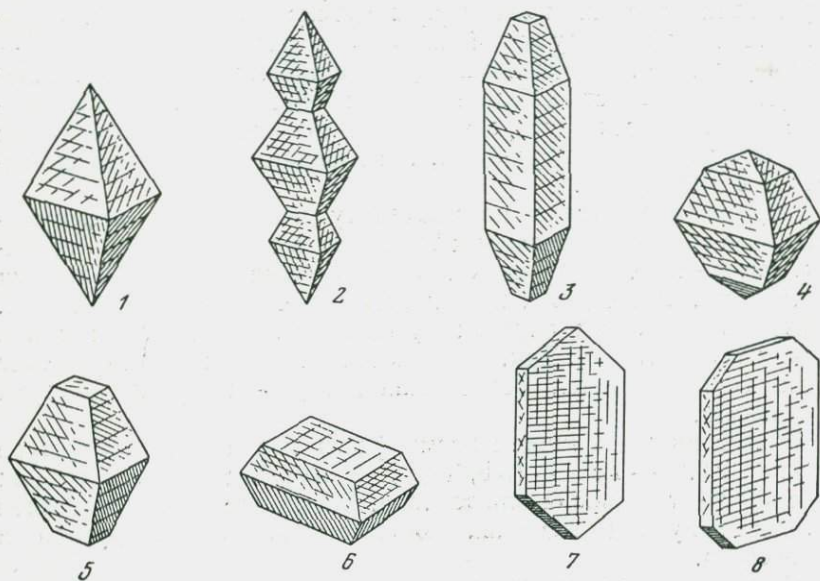


Рис. 26. Формы кристаллов анатаза (1—6) и брукита (7, 8) из гранита.

Кристаллы анатаза: 1 — дипирамидальный, 2 — сросток трех кристаллов с общей вертикальной осью, 3 — длиннопризматический, усеченный гранями пинакоида, 4, 5 — короткопризматические с пирамидальным и пинакоидальным окончаниями, 6 — пластинчатый, форма которого обусловлена сильным развитием грани пинакоида, *кристаллы брукита:* таблитчатые с сильно развитыми гранями пинакоида, ограниченными двумя (7) или тремя (8) призмами

Рутил встречается в незначительных количествах в породах габбро-пироксенит-дунитовой формации. Если для гранитов характерно частое присутствие ниобиевого рутила — ильменорутила, то для ультраосновных пород отмечается наличие хромового рутила. Наблюдается определенная связь повышенных концентраций рутила с процессами амфиболизации. В некоторых ортоамфиболитах содержание рутила достигает 10—20 кг/т.

Анатаз встречается в гранитах в виде пирамидальных кристаллов. Последние иногда усечены базопинакоидом, в результате чего кристаллы становятся таблитчатыми (рис. 26, а). В пегматидных гранитах преобладают кристаллы анатаза дипирамидального габитуса. Преобладающая окраска — серо-голубая, реже наблюдаются желтые, зеленоватые и коричневатые оттенки.

В грейзенизированных гранитах отмечается появление небольшого количества анатаза черного цвета.

Содержание анатаза в гранитоидах весьма незначительное, оно несколько повышается (20 г/т) в лейкократовых и грейзенизированных гранитах, в которых анатаз встречается наиболее часто. Особенно высокие содержания анатаза (до 334 г/т) наблюдаются в каолинизированных гранитах. Эта приуроченность весьма характерна, так как указывает на преимущественное образование анатаза при низкотемпературных гипергенных процессах. Подтверждением этому служит и то, что рутил и анатаз редко встречаются совместно в больших количествах. В грейзенизированных гранитах анатаз подчинен рутилу, а в гранитоидах, измененных гидротермальными процессами, рутил подчинен анатазу.

В гидротермально измененных биотит-роговообманковых гранитах встречаются желто-коричневые кристаллы анатаза, замещающие сфен. Замещение сфена анатазом наблюдалось и в пегматитах.

Хотя причина появления различной окраски у кристаллов анатаза не совсем ясна, ее иногда можно использовать при сопоставлении гранитов. Так, в некоторых гранитах преобладает анатаз коричневой или желтой окраски, а в других — анатаз голубого цвета.

Брукит в гранитах присутствует преимущественно в виде желтых разных оттенков таблитчатых по плоскости (100) кристаллов с характерной вертикальной штриховкой (см. рис. 26, б). В пустотах андезита отмечались и призматические кристаллы брукита, вытянутые по вертикальной оси. В заметных количествах (0,1 г/т) брукит установлен в лейкократовых гранитах, в которых он встречается часто. Брукит — вторичный минерал, образующийся преимущественно при изменении ильменита.

Магнетит

Магнетит — FeFe_2O_4 ; куб.; плотность 4,9—5,2; тв. 5,5—6,0; один из наиболее распространенных аксессуарных минералов, способный образовываться в широком диапазоне температур и давлений и встречающийся в силу этого в самых разнообразных породах: изверженных, осадочных и метаморфических.

Будучи постоянным аксессуарным минералом изверженных пород и многих рудных месторождений, обладая свойством включать в свою решетку большое количество различных элементов, он является благоприятным объектом для различных петрологических и геохимических исследований.

Содержание магнетита в породе при сходном содержании железа в исходной магме в значительной мере определяется кислородным потенциалом и щелочностью среды, из которой происходила его кристаллизация. Выделению магнетита препятствуют высокая щелочность силикатных расплавов, обуславливающая

связывание большей части железа в роговых обманках и слюдах, и высокое содержание титана, приводящее к кристаллизации ильменита и гематита.

Поэтому гранитоиды могут отличаться по содержанию магнетита или совсем не содержать его. Магнетит, например, является наиболее характерным рудным минералом гранитов Карамазара и третичных интрузий Центрального Колорадо. В то же время он не всегда встречается в гранитах Северной Карелии, а некоторые граниты Енисейского кряжа и Северного Кавказа характеризуются почти полным отсутствием этого минерала. Некоторые граниты Англии выделяются наличием пирротина и отсутствием магнетита. Все это позволяет более уверенно расчленять или, наоборот, объединять по этому признаку внешне сходные гранитоиды, так как этим подчеркиваются не только особенности состава, но и своеобразие условий формирования пород.

По сравнению с биотитовыми гранитами аляскиты и особенно лейкократовые граниты содержат меньше магнетита, что наряду с незначительным содержанием биотита отражает бедность магмы этих гранитоидов железом. В то же время аналогичные им по составу докембрийские аляскитовые граниты платформ содержат магнетита в 4 раза больше, чем биотитовые граниты, и почти в 6 раз больше, чем аляскиты складчатых зон. Метасоматическая природа древних аляскитов, образовавшихся в результате калиевого метасоматоза богатых плагиоклазом гранитов и гнейсов, объясняет появление такого значительного количества магнетита за счет разложения цветных минералов в процессе микроклинизации исходных пород.

Граниты, формирование которых сопровождалось ассимиляцией вмещающих пород, содержат в три раза больше магнетита, чем граниты, не несущие следов ассимиляции. Кроме того, магнетит гибридных пород обладает повышенным содержанием титана и нередко представлен титаномагнетитом.

В измененных (альбитизированных и грейзенизированных) гранитах содержание магнетита сокращается в пять раз. Это свидетельствует о его неустойчивости при метасоматических процессах, когда, разрушаясь, он частично превращается в гематит, а частично выносится или идет на образование таких минералов, как турмалин, эпидот и т. п.

Жильные породы, генетически связанные с гранитоидами, содержат в общем меньше магнетита, чем биотитовые граниты. Наиболее высокие содержания среди них установлены для аплитов, более низкие — для кварцевых жил. Это говорит о том, что в процессе кристаллизации гранита большая часть находящегося в магме железа входила в состав цветных породообразующих или аксессуарных минералов ранних дифференциатов. Указанная закономерность находит подтверждение и в снижении содержания магнетита в породах поздних интрузивных фаз. Более высокие по сравнению с биотитовыми гранитами содержания магнетита

наблюдаются в кварцевых диоритах и гибридных гранитоидах, характеризующихся значительным содержанием железа и цветных минералов.

Среди гранитоидов наиболее высокие содержания магнетита присущи докембрийским гранитоидам Украинского кристаллического щита и Русской платформы. Среди послекембрийских интрузий высокими содержаниями его выделяются гранитоиды Казахстана, Восточного Саяна и Горного Алтая. Особенно высокие содержания (в среднем 23 кг/т) наблюдаются у кварцевых диоритов и гранодиоритов, связанных с габбро, что существенно отличает их от аналогичных по составу пород, ассоциирующихся с гранитами, и может быть использовано при выяснении особенностей генезиса гранитоидов среднего состава. Например, максимальное содержание магнетита (89 кг/т) было определено в кварцевых диоритах Магнитогорского массива (Урал), генетически связанных с основной магмой.

Распределен магнетит в гранитоидах довольно неравномерно. В большинстве случаев отмечается четко выраженное обогащение им приконтактных частей интрузивов, где имело место ассимиляционное обогащение гранитной магмы железом.

В основных и особенно в ультраосновных породах магнетит встречается в сравнительно небольших количествах, так как богатство этих пород титаном и слабый окислительный потенциал приводят к преимущественному образованию ильменита, титаномагнетита и ульвошпинели. Высокие содержания Cr, Ni, Co, Ti, V, Cu характеризуют магнетиты этих пород.

В щелочных породах магнетит также встречается обычно в небольших количествах, так как высокая щелочность силикатных расплавов способствует связыванию большей части железа в щелочных пироксенах или роговых обманках.

Между содержанием в породе магнетита и других железосодержащих минералов (ильменит, гематит) наблюдается известный антагонизм, выражающийся в том, что они никогда не встречаются одновременно в больших количествах.

Форма нахождения магнетита и его состав во многом определяются способом образования этого минерала. Ранние выделения магнетита ассоциируют обычно с цветными пороодообразующими минералами, а более поздние приурочены к интерстициальным участкам породы.

В неизмененных биотитовых гранитах магнетит присутствует в виде октаэдрических кристаллов, нередко несущих следы растворения, выражающиеся в сглаженности их вершин и ребер или в виде неправильных интерстициальных выделений (рис. 27, 28). Последние обычно преобладают. Для этой раннемагматической генерации магнетита характерна ассоциация с комплексом акцессорных минералов соответствующего генезиса — мелкими светлоокрашенными кристаллами циркона, темным сфеном, игольчатым апатитом и т. п. О возможности образования магнетита в самые

ранние стадии кристаллизации гранитной магмы говорят наблюдения, показывающие, что при дальнейшей кристаллизации магнетит становится неустойчивым и замещается биотитом. Сохраняются только те его кристаллы, которые оказались законсервированными во внутренних частях порфировых вкрапленников полевых шпатов. Возможность магматического генезиса магнетита подтверждается тем, что в излившихся породах магнетит присутствует в двух отчетливо выраженных генерациях. С одной стороны, это порфировые вкрапленники, заключенные в стекловатой или мелкозернистой основной массе, а с другой — мельчайшие выделения магнетита, распыленные в основной массе.

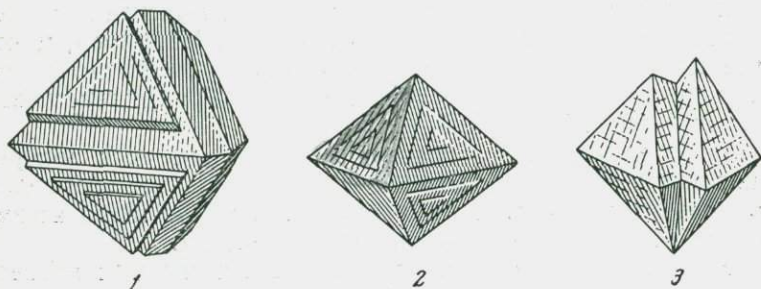


Рис. 27. Формы кристаллов магнетита из гранита.

1, 2 — октаэдрические кристаллы магнетита со следами роста и растворения на гранях; 3 — сросток октаэдрических кристаллов магнетита

Вторичный магнетит, образование которого связано с разрушением цветных минералов — роговой обманки или биотита — характеризуется не только неправильной формой, но и постоянной приуроченностью к измененным участкам породы и ассоциацией с крупными выделениями титан- и кальцийсодержащих аксессуарных минералов, также образовавшихся в результате разрушения породообразующих минералов гранита. Эти выделения магнетита ассоциируют с аксессуарными минералами, форма которых также свидетельствует о позднем времени их выделения: с крупными темными кристаллами циркона, светлым сфеном, короткостолбчатым апатитом и т. д.

Реже в гранитах наблюдаются выделения магнетита в виде мелких шарообразных блестящих образований черного цвета, обладающих радиально-лучистым строением. Поскольку подобные формы наиболее часто наблюдаются в гранитах, испытавших калиевый метасоматоз, их можно считать характерными формами позднего, вторичного магнетита.

В зависимости от времени выделения магнетита изменяются состав и содержание встречающихся в нем редких и рудных элементов, что обязательно надо учитывать при использовании магнетита как геохимического индикатора. Магнетиты метасоматического генезиса, например, обладают непостоянным, сильно

колеблющимся содержанием таких элементов, как титан, ванадий, хром, марганец, обладающих различной подвижностью при процессах метасоматоза. Поэтому магнетиты контактово-метасоматических месторождений отличаются от магнетитов осадочно-метаморфического происхождения более неравномерным содержанием этих элементов.

Рассматривая концентрации редких и рудных элементов в магнетите интрузивных гранитоидов, нетрудно убедиться, что наибольших значений они достигают у элементов, геохимическая близость которых Fe^{II} или Fe^{III} общеизвестна — это V, Cr, Mo, Sn, Co, Zn и др. Для этих элементов магнетит может рассматриваться как минерал-концентратор, достаточно точно отражающий геохимические особенности материнской магмы. Такие элементы, как TR, Zr, Ti, Be, Li, в магнетите не концентрируются.

Содержание редких элементов в магнетите так же, как и петрогенных (Ti, Mg, Mn), во многом определяется петрохимическим типом гранитоидов, минеральный состав которых представляет различные возможности для изоморфного рассеяния этих элементов.

В наиболее ранних и основных по составу диоритах — гранодиоритах магнетит характеризуется высокими содержаниями элементов ранней стадии кристаллизации — Mg, Ti, V, Cr, Ni, Co, а также Ge и Th. Например, наиболее высокие по сравнению со средним содержания хрома — 773,1 г/т — отмечаются в магнетите диоритов — гранодиоритов, а наиболее низкие — 78,5 г/т — в магнетите лейкократовых гранитов. Поэтому высокие содержания хрома в магнетите гранитов могут указывать на его раннемагматическое происхождение (табл. 28).

В наиболее поздних, лейкократовых гранитах, ко времени образования которых имело место не только относительное обогащение расплава редкими элементами, но и значительно уменьшились возможности к изоморфному рассеянию редких элементов,

Т а б л и ц а 28

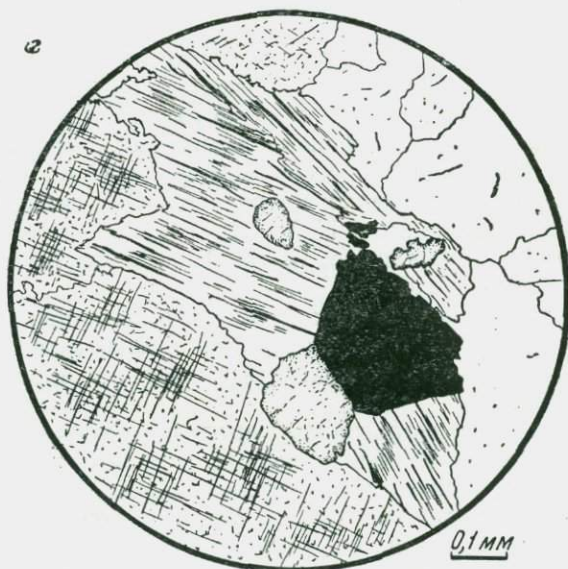
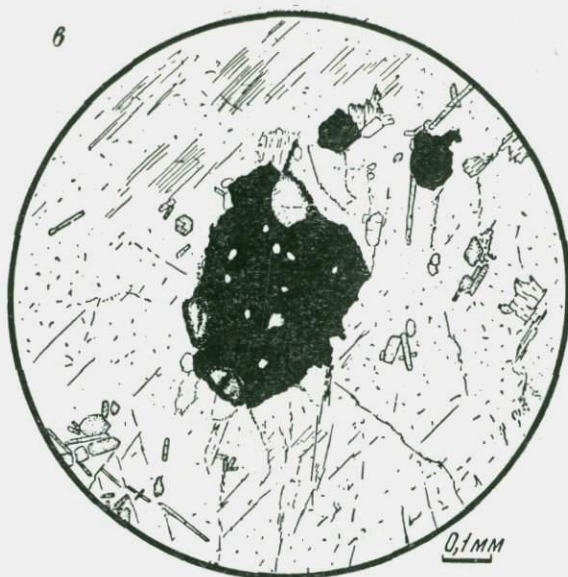
Средние содержания и состав аксессуарного магнетита в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание магнетита в породе	V	Cr	Mo	Sn	Ni	Zn	Cu	Ti	Ga	Sc
Граниты	1 397	1067	363	13	26	35	238	76	8 202	21	6,5
Липариты	29	6000	409	—	—	—	—	120	6 600	—	—
Габбро	94 225	2352	492	—	4	70	266	450	26 047	16	10,0
Сиениты нефелиновые	2 771	921	491	7	21	38	343	10	11 868	45	8,7
Осадочно-метаморфические породы	684	728	—	—	—	—	—	—	3 028	—	—



Рис. 28. Формы нахождения магнетита в гранитах.

a — крупные выделения магнетита, приуроченные к биотиту. Гранит биотитовый. Талицкий массив. Горный Алтай. *б* — выделения магнетита, приуроченные к скоплению пластинок биотита. Гранит биотитовый. Коровихинский массив. Горный Алтай; *в* — ассоциация магнетита, апатита, сфена и циркона в биотитовом граните. Тонгульский массив. Горный Алтай; *г* — выделения магнетита и апатита в мусковитизированном биотите. Гранит. Еловский массив. Горный Алтай



магнетит характеризуется наиболее высокими содержаниями U, Pb, Zn, Mn, Sn, Sc, W, Nb. Например, наиболее высокие по сравнению со средним содержания цинка — 322,5 г/т — присущи магнетиту лейкократовых гранитоидов, а ниобия — 336 г/т — магнетиту аляскистов, в которых возможности к изоморфному, рассеянию этих элементов в других минералах были весьма ограничены. В то же время низкое содержание ниобия — 12,2 г/т —

в магнетите диоритов свидетельствует о преимущественном рассеянии его в кристаллических решетках цветных породообразующих минералов.

Эти особенности состава магнетита и могут быть использованы при расчленении сложно построенных интрузивов. Они также свидетельствуют о том, что использовать состав магнетита в целях корреляции или определения потенциальной рудоносности породы можно, только сравнивая магнетиты из гранитоидов, сходных по петрографическому составу.

В отличие от магнетитов интрузивных гранитоидов магнетит из гибридных или контаминированных разностей обладает значительно большим содержанием Ti, V, Cr, Ni и меньшим Mn, Nb, Sc, очевидно, благодаря обилию в этих породах других Ti- и Fe-содержащих минералов, в которых могли рассеиваться эти элементы. Действительно, содержание ниобия в магнетите гибридных гранитов уменьшается до 19,1 г/т, среднее содержание ванадия повышается до 2756 г/т, а титана — до 13 021 г/т, и этот минерал представлен здесь нередко титаномagnetитом.

Таким образом, повышенные содержания Ti, Cr, Ni в магнетите наряду с геолого-петрографическими данными могут рассматриваться как индикатор степени гибридности (или контаминации) гранитоидов.

Изменения содержаний редких элементов в магнетите, происходящие в процессе дифференциации гранитной магмы, во многом подтверждают тенденцию к накоплению их в ранних или поздних продуктах кристаллизации. Представление об изменении состава магнетита под влиянием процессов дифференциации можно получить на примерах многофазных интрузивов. Они свидетельствуют о более высоких содержаниях Ti, V, Ni, Cr в магнетите из гранитоидов I фазы и о накоплении Mo, W, Sn, Ta, Pb, Mn, Co в магнетите гранитоидов поздних фаз.

В магнетите из многофазных гранитов Казахстана, например, содержание урана увеличивается от 13 г/т в магнетите из гранитов главной фазы до 23—26 г/т в магнетите из гранитов дополнительных интрузивов.

В известной мере аналогичная картина наблюдается при анализе особенностей содержания редких элементов в магнетитах гранитов и сопровождающих их жильных пород. Можно говорить о более высоком содержании Mg, Cr, Mn, V в магнетите гранитов; Zn, U, Sn, Mo — аплитов; Ga — пегматитов; Cu, Sn и Mo — из кварцевых жил. Последняя особенность состава магнетита весьма примечательна и может быть использована при оценке рудоносности гидротермальных производных гранитной магмы. Действительно, в магнетите кварцевых жил содержания рудных элементов значительно повышены и достигают (в г/т): молибдена — 37, олова — 76, меди — 1204 и т. п.

Магнетиты измененных, альбитизированных или грейзенизированных гранитов содержат в среднем меньше Ti, V, Cr, Ni,

а также Ge, Sn, Sc, Nb, но больше Zn, Ga, W, U. Кроме того, магнетит грейзенов по сравнению с магнетитами гранитоидов содержит больше Sn, Y, Be, Nb и Zn (в отдельных пробах появляется Bi), тогда как содержание Pb и Co уменьшается.

Эти особенности состава магнетита свидетельствуют о том, что в процессе изменения гранитоидов наиболее вероятен привнос таких элементов, как Zn, W, U, Sn, Bi, в то время как Cr, Ni, Co, Ti, V переходили в раствор и выносились из зоны изменения или частично входили в состав других вновь образуемых минералов.

Заметное уменьшение содержания ниобия — до 18 г/т — в магнетите измененных гранитоидов свидетельствует о возможности перехода в раствор части ниобия при мартитизации магнетита.

Время выделения магнетита накладывает заметный отпечаток на его химический состав, а последний — на физические свойства; в частности, плотность для магнетита различного генезиса колеблется от 4,96 до 5,30.

На ранних стадиях кристаллизации выделяются магнетиты, наиболее богатые ванадием, хромом, магнием. В более низкотемпературных магнетитах кварцевых жилах содержание значительно уменьшается, зато увеличивается содержание меди, олова, цинка. Значительные содержания марганца известны в магнетитах пегматито-пневматолитового генезиса. В этом отношении наблюдается известная аналогия с богатыми марганцем ильменитами, эпидотами, апатитами и гранитами, также встречающимися преимущественно в пегматитах. Общая тенденция цинка накапливаться в остаточном растворе объясняет обогащение им поздних магнетитов.

Особенности состава акцессорного магнетита могут указывать на потенциальную рудоносность интрузии или оказывать помощь при установлении генетической связи оруденения с определенными интрузиями.

Обычно в магнетите рудоносных гранитоидов отмечается повышенное содержание тех элементов, которые участвуют в формировании месторождения. Так, магнетит интрузивных пород, ассоциирующих с цинковой минерализацией, характеризуется повышенным — в среднем 700 г/т, а в отдельных случаях до 1000 г/т — содержанием цинка.

Магнетитам оловоносных гранитоидов свойственны повышенные содержания олова. В магнетите оловоносных гранитов Дальнего Востока среднее содержание олова 40 г/т, а в магнетите оловоносных гранитов Восточного Забайкалья — 96 г/т, т. е. в 1,5—4 раза превышает среднее значение.

Среди акцессорных минералов магнетит является наиболее важным после сфена концентратором молибдена, накопление которого в этом минерале, по-видимому, можно объяснить его кристаллохимической близостью с трехвалентным железом. То обстоятельство, что молибден может входить в решетку магнетита,

представляется вполне вероятным, если учесть, что в фумарольном магнетите Катмаи присутствует до 400 г/т Мо.

В гранитоидах Мегринского плутона, с которыми связано медно-молибденовое месторождение, содержание молибдена в магнетите значительно выше среднего и составляет 30—100 г/т. В рудоносных гранитах Орского Зауралья, содержащих кварцевые штокверки с молибденитом, содержание молибдена в магнетите также выше вычисленного среднего и составляет 33—40 г/т.

Среди акцессорных минералов магнетит является наиболее важным после сфена концентратором вольфрама. По сравнению с нерудоносными гранитами магнетит гранитов, с которыми связаны вольфрамовые рудопроявления (Казахстан), содержит по сравнению со средним больше W — 128 г/т. Магнетит из гранитов Тырнауза, с которыми связано W-Мо-оруденение, характеризуется повышенным содержанием вольфрама — 51,5 г/т.

В гранитах, перспективных на ниобиевое оруденение, содержание Nb в магнетите достигает 350 г/т, т. е. также значительно превышает среднее.

Отражение составом магнетита геохимических особенностей материнской магмы четко прослеживается и в более поздние этапы. Так, если титаномагнетиты контактово-метасоматических месторождений, связанных с основными породами, содержат в среднем 4833 г/т титана, то магнетиты контактово-метасоматических месторождений, связанных с гранитоидами, — только 236—1150 г/т.

Поэтому особенности содержания редких и рудных элементов в магнетите можно использовать для установления генетической связи месторождений с теми или иными изверженными породами. Так, сопоставление химического состава рудообразующего магнетита с составом акцессорного магнетита интрузивных комплексов различных формационных типов показало, что свойства исходной магмы наследуются постмагматическими рудными образованиями. На примере ряда скарново-железорудных месторождений выявлена прямая корреляция в содержании марганца и других примесей в магнетите руд и акцессорном магнетите материнских по отношению к железоруденению интрузивов. Так, максимальные содержания марганца (0,67—0,83% MnO) свойственны магнетиту граносиенитовых интрузивов железорудных районов Горной Шории. Одновременно рудообразующий магнетит месторождений этих районов также максимально обогащен марганцем (0,41—0,51% MnO).

Магнетиты железорудных месторождений различного происхождения отчетливо отличаются друг от друга по содержанию в них германия. Наибольшей германиеносностью характеризуются магнетиты руд осадочно-вулканогенных месторождений, наименьшей — контактово-метасоматических. Это обстоятельство может быть использовано в качестве геохимического критерия для уточнения генезиса железных руд. Среднее содержание германия

в магнетите контактово-метасоматических месторождений составляет 2,5 г/т. Эта цифра может быть принята как ориентировочный средний уровень содержания Ge для магнетита руд этого генетического типа. Как видно, эта цифра аналогична среднему содержанию германия в магнетите интрузивных гранитоидов (см. табл. 28).

Прекрасно отражает генетические связи рудообразующих растворов с магмой определенного состава и содержание ванадия в магнетите. Так, если среднее его содержание в магнетите основных пород значительно выше, чем приведенное среднее — 2352,3 г/т, а иногда может достигать и 3192 г/т, то аналогичное отличие характеризует и магнетиты контактово-метасоматического генезиса. В случае связи контактово-метасоматических образований с кислыми породами встречающийся в них магнетит содержит в среднем 459 г/т, а в случае связи с основными породами — 2128 г/т V.

Таким образом, особенности содержания рудных и редких элементов в магнетите могут быть использованы как для суждения о возможной рудоносности (W, Mo, Zn, Sn, Nb) гранитоидов, так и о генетической связи (Mg, V, Ti, Cr, Mn) железооруднения с определенным типом изверженных пород.

Не менее важным признаком является повышенное содержание магнетита в породе, указывающее на возможность нахождения в связи с тем или иным массивом или породой рудопроявлений или месторождений железа. Граниты Ольгинского и Владимирского массивов Приморья, которые сопровождаются скарнами с магнетитом, содержат повышенные концентрации последнего. Среди гранитоидов Урала особенно высокими содержаниями магнетита, достигающими 89 кг/т, выделяются гранитоиды Магнитогорского интрузива, с которыми тоже связано месторождение железных руд.

По содержанию редких и рудных элементов существенно отличаются от остальных магнетиты из гранитоидов различного генезиса, что в значительной мере обусловлено геохимическими особенностями тех исходных пород или магм, за счет которых происходило формирование гранита.

Прежде всего устанавливается, что наиболее высокие содержания редких и рудных элементов — Nb, Ta, W, Mo, Sn, Ge — присущи магнетиту интрузивных гранитоидов, с которыми связаны и рудопроявления этих элементов.

Магнетиты автохтонных гранитоидов выделяются наиболее высоким содержанием Zn, Ga, U, Sr, т. е. элементов, содержание которых в осадочных породах выше (или равно), чем в кислых. Черты этой унаследованности прекрасно видны и на примере состава магнетита гранитоидов габбровой формации.

По Ю. А. Кузнецову, среди гранитоидов выделяются два основных генетических ряда: 1) ряд батолитовых гранитоидных формаций; 2) гранитоиды, производные основной магмы, относя-

щиеся к ряду вулканогенных эффузивно-интрузивных формаций. Эти гранитоиды внешне сходны между собой, но хорошо различаются по составу акцессорного магнетита. Последний в гранитоидах, являющихся производными основной магмы, содержит больше Mg, Ti, V, Cr, Sc, Ni, т. е. как раз тех элементов, которые типичны для основных магм и не характерны для кислых.

По сравнению с акцессорным магнетитом гранитоидов ряда эффузивно-интрузивных формаций в акцессорном магнетите гранитоидных интрузивов батолитового типа в несколько большей степени проявлена тенденция к концентрации таких элементов, как свинец, германий, олово.

Акцессорные магнетиты и титаномагнетиты из щелочных пород различного происхождения также значительно отличаются по содержанию ряда элементов. В титаномагнетитах щелочных пород базальтоидного и сиалического происхождения наблюдаются следующие отличия в средних содержаниях (в %): TiO_2 — соответственно 3,6 и 0,91; V_2O_5 — 0,57 и 0,23; Cr_2O_3 — 0,22 и 0,17; MnO — 0,98 и 0,35. Одновременно содержание железо-титановых рудных минералов в базальтоидных щелочных породах примерно в два раза выше, чем в щелочных породах сиалического происхождения, составляя соответственно 1,6 и 0,7%.

Среди гранитоидов различного генезиса более высокие средние содержания титана характеризуют магнетиты гранитов габбровой формации — 12 675 г/т, а более низкие — 7855 г/т — магнетиты автохтонных гранитоидов. Подобные отличия наблюдаются и при сравнении среднего содержания титана в магнетите из основных и метаморфических пород: первые обладают более высоким (26 647 г/т), вторые — более низким (3028 г/т) содержанием титана. Эти отличия можно использовать в качестве петрологических доказательств. Так, в магнетите из гранитоидов Камчатки содержание титана значительно превосходит приведенное среднее и составляет 12 331—29 205 г/т, что позволяет считать эти гранитоиды производными базальтовой магмы. Такой вывод подтверждается и более высоким содержанием в нем ванадия, которое в 2—3 раза больше (2436—3604 г/т V_2O_5) по сравнению с численным средним (см. табл. 28).

Обычно наблюдается обратная зависимость между содержанием титана в магнетите и количеством в породе сфена и ильменита, еще раз иллюстрирующая, в какой мере изоморфное рассеяние может способствовать или препятствовать образованию минерала того или иного элемента.

Среди гранитоидов различного генезиса максимальные средние содержания хрома (580,5 г/т) характеризуют магнетиты гранитоидов габбровой формации, минимальные (175,3 г/т) — магнетиты автохтонных гранитоидов.

Примечательно, что и в титаномагнетитах щелочных пород базальтоидного происхождения среднее содержание хрома

(1518 г/т) выше, чем в магнетите щелочных пород сиалического происхождения, где оно составляет только 117 г/т.

Для магнетитов автохтонных гранитоидов характерны минимальные содержания никеля (21,4 г/т), а для магнетитов гранитоидов габбровой формации — максимальные (108 г/т). Последнее также свидетельствует о хорошей унаследованности магнетитом геохимических особенностей основной магмы, так как магнетиты габбро содержат в два раза больше никеля (69,7 г/т), чем магнетиты интрузивных гранитоидов. Особенно высокие средние содержания никеля (41 120 г/т) присущи магнетиту из ультраосновных пород Урала.

Среди гранитоидов различного генезиса наиболее обогащены цинком (265,5 г/т) магнетиты автохтонных гранитов и магнетиты гранитов габбровой формации (244 г/т). Последнее, вероятно, является отражением более высокого содержания цинка в основных породах. Так, в магнетите из габбро содержание цинка достигает 266 г/т.

Магнетиты докембрийских автохтонных гранитоидов, так же как и магнетиты осадочно-метаморфических пород, содержат значительно меньше ванадия, германия, скандия по сравнению с магнетитом интрузивных гранитоидов.

Акцессорный магнетит из гранитов гранитной формации среднепалеозойского интрузивного комплекса Тувы, например, характеризуется повышенным содержанием германия, в то время как в магнетитах из пород таннуольского комплекса, являющихся производными базальтоидной магмы, этот элемент не был обнаружен.

По сравнению со средним содержанием, характерным для магнетита интрузивных гранитоидов, содержание магнетитов автохтонных гранитоидов или гранитоидов габбровой формации значительно меньше содержания тантала (2,0—2,2 г/т) и олова (7,6—7,5 г/т), что может явиться хорошим диагностическим признаком при генетическом расчленении гранитоидов.

Среди гранитоидов различных генетических типов минимальным содержанием молибдена (3,3 г/т) обладают магнетиты гранитоидов габбровой формации. Следует отметить, что и магнетит габбро также характеризуется весьма низким его содержанием (3,0 г/т).

Таким образом, повышенное содержание в магнетите Cr, Ni, Co, V, Ti при пониженном содержании редких элементов может служить указанием на вероятную генетическую связь гранитоидов с основной магмой. В то же время для магнетита гранитоидов, источником которых были магматические очаги, расположенные в верхних горизонтах сиала, характерны пониженные содержания элементов семейства железа и повышенные Sn, W, Pb, Nb и других редких элементов.

Среди гранитоидов различного генезиса особенно низкой величины достигает среднее содержание вольфрама в магнетите автохтонных гранитоидов — 1,2 г/т.

По содержанию редких и рудных элементов существенно отличаются между собой магнетиты из различных типов изверженных пород: кислых, щелочных и основных.

Магнетитам основных пород свойственны наиболее высокие содержания таких характерных элементов основных магм, как Ti, V, Cr, Ni, Cu, Sc; щелочных пород — Co, Pb, Zn, Ga, Mn; кислых пород — Ge, Sn, W, Mo, Nb, U. По сравнению с магнетитами интрузивных гранитоидов магнетиты основных пород содержат больше меди — 450 г/т, никеля 55 г/т, кобальта 210—1520 г/т, а магнетиты ультраосновных пород — хрома (3192—12 099 г/т), что является отражением геохимических особенностей основных пород.

В основных породах магнетит встречается часто, но содержания его непостоянны. В габбро Урала, например, содержится 4,9% магнетита, а в некоторых габбро Памира он отсутствует. В соответствии с особенностями химизма ультраосновных и основных пород различных формационных типов магнетит пород гипербазитовой формации характеризуется высоким содержанием магния и никеля, а из пород габбро-пироксенит-дунитовой формации — ванадия и титана. Последнее выражается не только в преобладающем развитии собственно титаномагнетита, но и в часто наблюдающихся вокруг кристаллов титаномагнетита венчиках из зерен сфена. Наиболее чистым является вторичный магнетит, образование которого связано с процессом серпентинизации основных и ультраосновных пород.

В породах габбро-пироксенит-дунитовой формации титаномагнетит нередко образует промышленные концентрации. В некоторых рудных пироксенитах Урала содержание титаномагнетита достигает 11—14%, а в рудных оливиновых габбро — до 21%.

В отличие от магнетита из гранитов магнетит щелочных пород характеризуется высоким содержанием титана (до 20—25%), а также алюминия и марганца. Отмечается присутствие вторичного магнетита, образующегося за счет разложения цветных минералов сиенитов.

В агпайтовых нефелиновых сиенитах образование магнетита затруднено, так как большая часть железа входит в состав эгирина или других цветных минералов. В то же время в миаскитовых нефелиновых сиенитах магнетит присутствует постоянно и иногда в значительном количестве. В щелочных сиенитах содержание магнетита в 4 раза превышает таковое в гранитах, а в щелочных сиенитах Армении оно достигает 24 кг/т. В Туркестанском хребте описаны даже магнетитовые нефелиновые сиениты, в которых содержание магнетита местами достигает 200 кг/т.

Магнетит осадочно-метаморфических пород характеризуется самыми низкими содержаниями титана, ванадия и марганца, что может быть использовано при выделении автохтонных гранитоидов. Особенности состава магнетита основных пород объясняют своеобразие состава магнетита гранитоидов габбровой формации.

Магнетиты эффузивных пород обычно характеризуются более высоким содержанием титана. Последнее, например, характерно для магнетита из порфировых вкрапленников кислых лав. Сильно повышенные количества Mg, Ti, V, а также Ni, Co, Cu и Cr, т. е. элементов ранних стадий кристаллизации, установлены в магнетите андезитов.

Пирит

Пирит — FeS_2 ; куб.; плотность 4,9—5,2; тв. 6,0—6,5; широко распространенный аксессуарный минерал гранитоидов. Наиболее высокие его содержания характерны для кварцевых диоритов и гранодиоритов, связанных с габбро, наиболее низкие — для аплитов. Биотитовые докембрийские граниты содержат пирита в два раза больше, чем послекембрийские. Среди гранитоидов Советского Союза наиболее обогащены им гранитоиды Урала, Русской платформы и особенно Дальнего Востока.

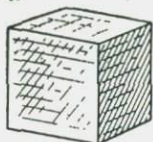
Пирит образуется в большом диапазоне температур и по происхождению может быть позднемагматическим, гидротермальным или даже гипергенным. В зависимости от времени выделения минерала, особенностей его состава и окислительно-восстановительных условий процесса кристаллизации форма кристаллов пирита подвержена значительным изменениям. Наиболее распространенные формы — куб (100), пентагондодекаэдр (210) и реже октаэдр (111) (рис. 29, а).

Зависимость между формой кристаллов пирита и содержанием в нем редких или рудных элементов окончательно не установлена. Так, октаэдрический габитус иногда объясняется повышенным содержанием в пирите кобальта и никеля или кобальта и мышьяка. Однако более поздние исследования показали, что высокими содержаниями мышьяка (больше 0,1%) обладают и кристаллы, ограниченные кубом, пентагональным додекаэдром и их комбинацией. В кристаллах, образованных комбинацией граней (100) и (111), содержание As меньше 0,1% и лишь изредка достигает этой величины. Однако в последнем случае грани октаэдра развиты незначительно. Отсюда следует, что высокое содержание мышьяка не отражается на развитии октаэдрических граней. Содержание никеля и кобальта выше в кубических пиритах.

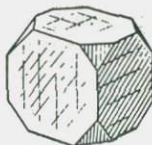
Форма нахождения редких элементов в пирите может быть различной. Помимо изоморфной примеси весьма вероятно наличие разнообразных микровключений собственных минералов ряда рудных элементов: халькопирита, галенита, сфалерита, арсенипирита, тантало-ниобатов и т. п. Небольшие количества этих элементов могут находиться в пирите и в виде твердого раствора.

По времени выделения пирит относится к поздне- или постмагматическим минералам, так как обычно концентрируется в межзерновых участках или участках измененного гранита (рис. 29, б—д).

a



1

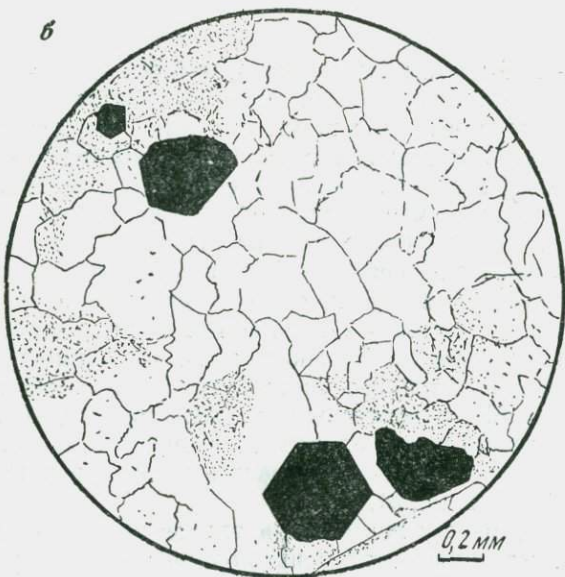


2

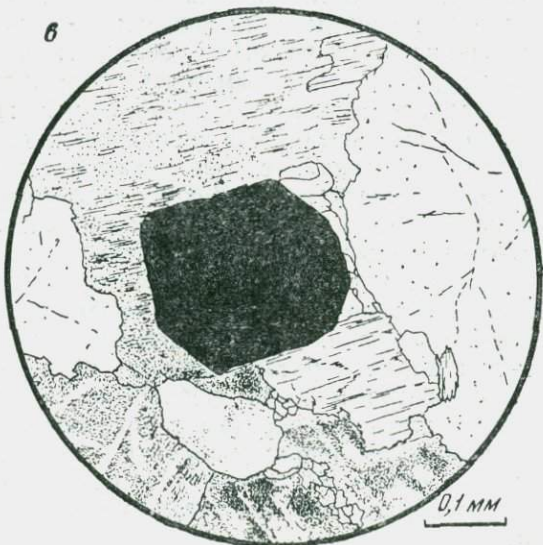


3

b



b



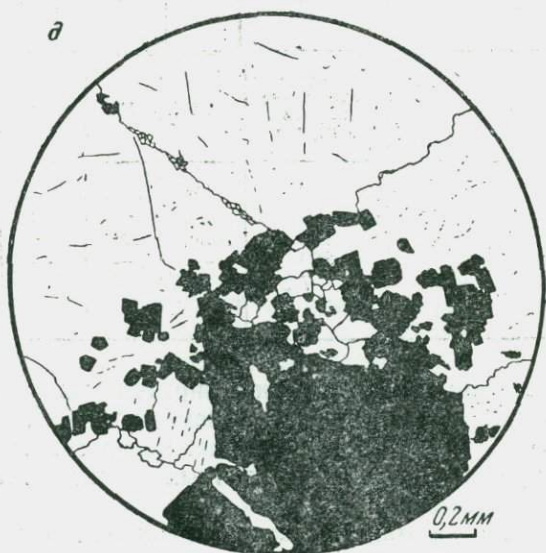
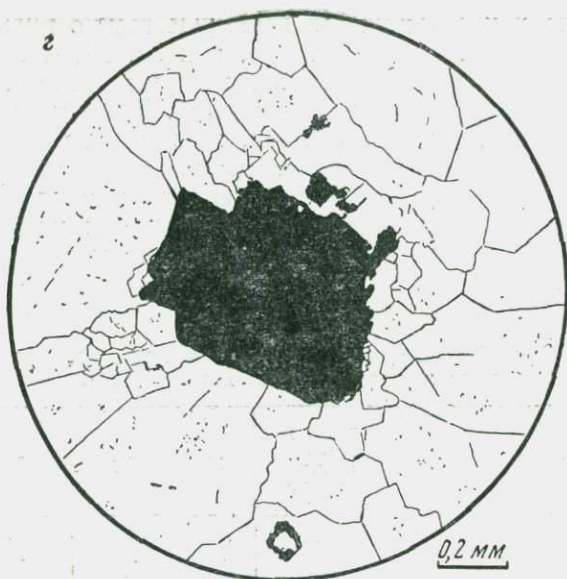


Рис. 29. Формы нахождения пирита в гранитах.

a — кристаллы пирита в граните: 1 — кубические, образованные гранями (100), 2 — кубооктаэдрические, образованные комбинацией граней (100) и (111), 3 — пентагондодекаэдрические, образованные комбинацией граней (210) — наиболее характерны для окварцованных альбитизированных и грейзенизированных гранитов; *b* — кристаллы в двуслюдяном граните. Алашский массив. Западная Тува; *z* — кристалл в мусковитовом граните. Талицкий массив. Горный Алтай; *z* — крупный кристалл в окварцованном граните. Эльджуртинский массив. Северный Кавказ; *d* — многочисленные выделения пирита, приуроченные к зернам кварца. Бiotитовый гранит. Восточный Саян

В пирите концентрируются преимущественно рудные халькофильные элементы, особенно такие, как Se, Bi, Co, Cd, As, Sb, Sc, Ni, Mo, Cu, а также Au, Ag, для которых он может рассматриваться как надежный минерал-индикатор. Такие же литофильные элементы, как V, Nb, Zr, Ga, Mn, в пирите не накапливаются в сколько-нибудь значительной степени.

Не столько форма кристаллов пирита или его содержание в гранитоидах, сколько особенности состава могут быть использованы при суждении о генезисе породы или ее возможной рудоносности (табл. 29).

Т а б л и ц а 29

Средние содержания и состав акцессорного пирита
в породах различного генезиса и состава, г/т

Порода	Среднее содержание пирита в породе	Bi	Ag	Co	As
Граниты	9	6,7	13,7	1114,0	214,0
Липариты	9	5,0	1,0	30,0	770,0
Габбро	126	5,0	3,0	2734,0	100,0
Сиениты нефелиновые	339	—	—	—	—
Садочно-метаморфические породы	7,2	—	—	375,0	—

Порода	Среднее содержание пирита в породе	Ni	Mo	Cu	Zn	Cr
Граниты	9	299,0	28,0	242,0	275,0	10,0
Липариты	9	60,0	—	3383,0	100,0	—
Габбро	126	1020,0	15,0	190,0	136,0	2272,0
Сиениты нефелиновые	339	—	—	—	—	—
Осадочно-метаморфические породы	7,2	30,0	—	175,0	175,0	—

Высокая степень концентрации в пирите большинства рудных, преимущественно халькофильных, элементов — Se, Au, Bi, Ag, Co, Cd, As, Sb, Ni, Mo, Cu — позволяет использовать особенности его состава при рассмотрении различных аспектов генезиса эндогенных месторождений.

Своеобразие содержания отдельных элементов отражает особенности генезиса пирита. Здесь прежде всего следует отметить, что в отличие от магматического пирита пириты гидротермального генезиса содержат в большем количестве ряд элементов, в том числе Bi, Se, As, Mo, Au, Ag, что и может быть использовано как соответствующая мера отличия.

В пирите из гидротермально измененных эффузивных пород Армении по сравнению с пиритом неизмененных пород появляются

Zn, Mo, As, Ba, а содержания Ag, Sb, Sr и особенно Cu значительно увеличиваются, что свидетельствует о наличии более низкотемпературной генерации этого минерала.

Важной особенностью состава пирита золото-сульфидных месторождений является повышенная концентрация в нем мышьяка, а также и других рудогенных элементов, в первую очередь серебра и висмута, а также меди, цинка, свинца и сурьмы.

Так же, как это было установлено ранее для сфалерита, особенности содержания редких элементов в пирите могут быть использованы для регионально-геохимических построений. Так, например, своеобразие состава пирита, а именно повышенное содержание в нем Se, Te, Bi, Ag, Au позволяет считать район Карамазара своеобразной провинцией на эти элементы, в то время как таллий, кобальт и никель для нее не характерны.

Унаследованность особенности состава исходных магм или растворов пиритом может быть использована для выяснения генезиса некоторых месторождений. Так, кобальтоносность в пиритах вполне закономерно повышается по мере перехода от контактово-метасоматических железорудных месторождений, генетически связанных с гранитоидами гранитного ряда, к месторождениям, ассоциирующим с гранитоидами габбровой формации. Пользуясь этим критерием, в отдельных месторождениях (Шерегешевское, Ампалыкское, Инское) удалось выделить два типа пирита, а следовательно, и две разновозрастные эпохи минерализации: 1) кобальтоносный пирит, связанный общностью очага со скарново-магнетитовым процессом; 2) некобальтоносный пирит, связанный с послескарновыми гранитными интрузиями батолитового типа. Примером таких интрузий служат граниты Тигирекского (Горный Алтай) и Мустаг-Сарлыкского (Горная Шория) массивов. Химические и спектральные анализы аксессуарного пирита из этих гранитов показывают отсутствие или крайне ничтожное содержание в нем кобальта и никеля.

Состав элементов-примесей в пиритах отражает металлогенические особенности гранитоидов. Так, пириты из оловоносных гранитов содержат по сравнению со средним больше олова; пириты из гранитоидов, сопровождающихся медно-молибденовым оруденением, — больше меди; пириты из гранитов, с которыми связаны полиметаллические месторождения, — свинца и цинка. Пириты из магматических пород Карамазара, района с характерными скарново-полиметаллическими и медно-молибденовыми месторождениями, содержат меди 1090 г/т, т. е. в семь раз больше, чем пириты из пород Западного Узбекистана — 152 г/т, являющегося Au-W-Mo-провинцией.

Характерными чертами золотоносных гранитоидов являются их повышенная основность и принадлежность к гип- или мезо-абиссальным образованиям. Не менее важную особенность золотоносных гранитоидов составляет повышенное содержание золота в пирите, достигающее 3,8—6,4 г/т.

Изучение элементов-примесей в пиритах из ореолов Балейского золоторудного поля показало, что повышенные концентрации в них золота (100—300 г/т) и серебра (3—10 г/т) приурочены к зонам оптимального оруденения, а мышьяка и сурьмы — к горизонтам, расположенным выше зоны оптимального оруденения.

Зависимость содержания редких и рудных элементов в акцессорном пирите от условий формирования материнской породы отражается и на составе пирита эффузивов, который обычно обогащен такими элементами, как Mn, As, в то время как из глубинных пород — большинством рудных элементов — Sb, Ag, Co, Ni, Pb, Nb, Zr, что свидетельствует о более благоприятных условиях для их изоморфного рассеяния.

Весьма любопытны отличия в составе пиритов из гранитоидов различного генезиса: пириты гранитоидов габбровой формации содержат значительно больше Cu, Co, Ni, V, Ti, т. е. характерных элементов основной магмы. На Урале, например, пириты гранитоидов габбровой формации характеризуются сильно повышенным содержанием никеля — 920 г/т и кобальта — 2800 г/т по сравнению с пиритом из гранитов гранитной формации, содержащем 560 г/т Ni и 410 г/т Co.

Эта унаследованность геохимических особенностей исходных пород или магм подтверждается и тем, что пиритам, приуроченным к продуктам метаморфизма ультраосновных пород — вторичным кварцитам и кварц-карбонатно-тальковым породам — присущи особенно высокие содержания никеля и кобальта, т. е. характерных элементов ультраосновных пород.

Прочие акцессорные минералы

Тантало-ниобаты (колумбит, фергюсонит, эвксенит, поликраз, эшинит, блонстрандин, пирохлор) встречаются в гранитах сравнительно редко и концентрируются преимущественно в лейкократовых, особенно измененных гранитах поздних фаз и в пегматитах.

Благодаря геохимической близости ниобия и тантала с титаном эти элементы обычно рассеиваются в кристаллических решетках титановых и титансодержащих минералов, большое содержание которых препятствует образованию собственных минералов ниобия и тантала. Наиболее высокие содержания тантало-ниобатов наблюдаются в лишенных биотита аляскитах или в измененных (альбитизированных или грейзенизированных) гранитах. Представлены тантало-ниобаты различными минералами, обычно образующими прозрачные или непрозрачные красновато-желтые, темно-коричневые, канифольно-желтые, черно-зеленые зерна неправильной формы с характерным раковистым изломом и сильным блеском, обычно изотропные и иногда покрытые с поверхности корочкой вторичных продуктов. Их видовой состав во многом определяется петрохимическими особенностями гранитов. Для биотитовых гранитов характерен наиболее железистый минерал этой группы — колумбит, для лейкократовых гранитов и аляскитов —

фергюсонит и эксенит, для щелочных гранитов — пирохлор (рис. 30, а).

Время выделения аксессуарных тантало-ниобатов различно. Их концентрации обычно обусловлены поздними процессами, однако ряд признаков — состав, структура и форма этих минералов — указывают на то, что они могут выделяться и в собственно магматическую, правда преимущественно позднемагматическую, стадию.

К о л у м б и т встречается главным образом в гипабиссальных трещинных кислых интрузивах, для которых характерны процессы микроклинизации, альбитизации или мусковитизации. Форма выделения — черные зерна и удлиненные пластинчатые кристаллы, нередко образующие двойники по плоскости (010). В альбитизированных гранитах форма выделения колумбита более разнообразная: игольчатые, таблитчатые или коротко-призматические кристаллы, что указывает на разное время выделения этого минерала. Грейзенизация ведет к появлению копьевидных сростков таблитчатых кристаллов колумбита.

Ф е р г ю с о н и т часто приурочен к измененным, альбитизированным, мусковитизированным или микроклинизированным гранитам. Образует удлиненные кристаллы с очень острыми головками, часто развитыми значительно больше, чем грани призматического пояса. Цвет восково-желтый с переходом в желто-коричневый. Встречаются агрегаты из параллельно сростшихся кристаллов. Их поверхность обычно корродирована и покрыта скоплениями вторичного палево-желтого минерала. С этими процессами связано неодинаковое содержание в различных зернах фергюсонита урана, тория и свинца.

Существуют определенные отличия в фергюсонитах различного генезиса. Так, подобно монациту и другим редкоземельным минералам в фергюсонитах из гранитных пегматитов по сравнению с аксессуарными фергюсонитами из гранитов содержится больше иттриевых редких земель.

Аксессуарный фергюсонит из аляскитовых гранитов Кураминского хребта относится к высокотемпературной моноклинной модификации β -фергюсониту, что указывает на магматический генезис этого минерала. Отчасти на это указывают и случаи образования фергюсонита цирконом.

Э к с е н и т распространен в гранитах довольно широко и встречается в дайках и штоках лейкократовых гранитов и в обычных биотитовых порфиридных гранитах. Он образует черные, коричневые, зеленовато-желтые призматические уплощенные по (010) кристаллы и их сростки, нередко покрытые более светлой землистой корочкой вторичных продуктов.

Другой минерал этой группы — поликраз — образует наиболее значительные скопления в слабо альбитизированных биотитовых гранитах. В гранитах поздних фаз многофазных массивов редко встречается титано-ниобат редких земель — эшинит. Иттриевым

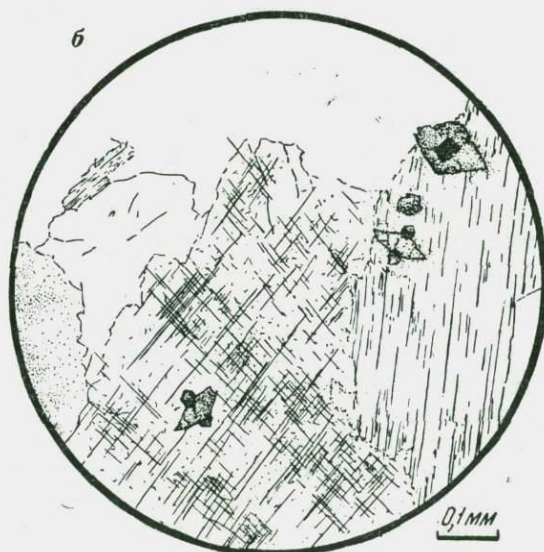
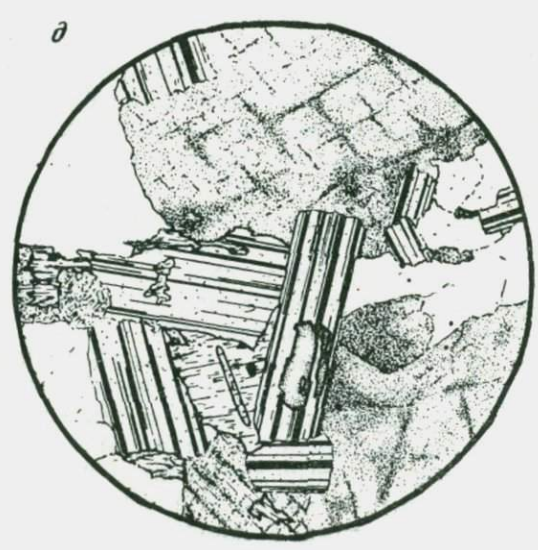
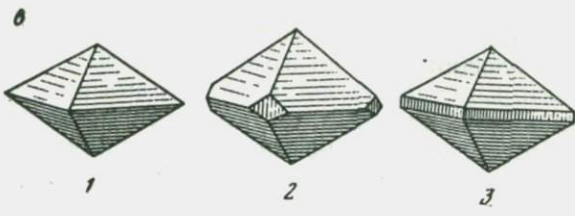


Рис. 30. Формы нахождения минералов редких элементов в гранитах.

a — радиоактивный тантало-ниобат в биотите, окруженный плеохроичным ореолом. Биотитовый гранит. Талицкий массив. Горный Алтай; *б* — сростки циркона и ксенотима. Мусковитовый гранит. Юго-Восточная Тува; *е* — кристаллы ксенотима из гранита: 1 — дипирамидальные, 2 — дипирамидальные со слабым развитием призм (110), 3 — дипирамидальные с узким поясом граней призм (100); *г, д* — аксессуарный берилл в грейзенизированном граните



аналогом эшинита является блонстрандин — редкий аксессуарный минерал, образующий пластинчатые кристаллы красно-коричневого или желто-коричневого цвета. Он обычно приурочен к приконтактовым или апикальным частям массивов биотитовых гранитов. Его расположение в межзерновых участках породы указывает на позднее время выделения.

Пироклор характерен для гранитов повышенной щелочности, например для рибекитовых гранитов. Встречается пироклор в виде неправильных зерен или октаэдрических кристаллов красно-коричневого, реже желтого или зеленовато-желтого цвета, часто покрытых легко отделяемой корочкой светло-желтых вторичных продуктов. О возможности магматического генезиса пироклора говорят его находки в андезитовых лавах Японии, а также наличие ориентированных сростков пироклора с цирконом и апатитом магматического генезиса.

Среди гранитоидов Советского Союза высокие содержания тантало-ниобатов характерны для лейкократовых разностей. Наиболее значительные концентрации отмечены в связи с грейзенизированными и особенно альбитизированными гранитами. В них количество тантало-ниобатов в отдельных случаях может достигать практически интересных содержаний — 6 кг/т и более. Высокие содержания фергусонита установлены в богатых гранатом гранитах Индии, пироклора и колумбита — в альбит-рибекитовых гранитах Нигерии. Гранитоиды с повышенным содержанием тантало-ниобатов интересны в том отношении, что с ними нередко связаны аллювиальные скопления этих минералов. Так, граниты батолита Айдахо (США) содержат наряду с монацитом значительное количество эксенита и являются источником этих минералов в россыпях.

Ксенотим — довольно распространенный аксессуарный минерал, хотя присутствует обычно в незначительных количествах. Он встречен в метасоматически измененных гнейсах, нефелиновых сиенитах, среди серпентинизированных пород, в конкрециях бурого железняка, в кварцевых и карбонатных жилах. Однако наиболее часто ксенотим присутствует в гранитах и связанных с ними пегматитах.

Содержания ксенотима в гранитоидах непостоянны и зависят от петрохимического типа гранитоидов и степени их измененности. Повышенные количества его характерны для двуслюдяных и грейзенизированных гранитов. Это же является причиной часто наблюдаемой ассоциации ксенотима и граната.

Приуроченность повышенных содержаний ксенотима к двуслюдяным и грейзенизированным гранитам объясняется большой подвижностью и устойчивостью комплексных соединений тяжелых лантаноидов, в частности их фторкомпонентов. Последнее облегчает накопление тяжелых лантаноидов и иттрия в поздних дифференциатах гранитной магмы. Не исключена возможность, что концентрация ксенотима в измененных гранитах частично

также связана с легкой извлекаемостью иттрия и иттриевых редких земель из разрушающихся минералов гранитоидов и их последующим отложением в виде ксенотима.

Наиболее высокие содержания ксенотима (200 г/т и более) встречены в гранитных пегматитах. Изучение характера распределения монацита и ксенотима в пегматитах показало, что количество ксенотима увеличивается от зальбандов к центральным частям жил. Это указывает на обогащение остаточных флюидов тяжелыми лантаноидами. По сравнению с биотитовыми гранитами кварцевые диориты, гибридные гранитоиды и аплиты характеризуются самыми низкими содержаниями ксенотима. Среди гранитоидов различных петрографических провинций наиболее высокие его содержания присущи гранитоидам Горного Алтая и Восточного Забайкалья. Докембрийские граниты содержат несколько больше ксенотима, чем послекембрийские. Особенности распределения ксенотима в пределах гранитных массивов обычны для редкоземельных фосфатов: в приконтактных участках его содержание несколько меньше, чем в центральных частях.

Наблюдается известный антагонизм между ксенотимом и другими иттрийсодержащими акцессорными минералами. Граниты рапакиви, например, характеризующиеся высокими содержаниями фергюсонита или иттриалита, лишены ксенотима или содержат его в весьма незначительном количестве.

Интересны те изменения в форме кристаллов ксенотима, которые могут указывать на время его выделения. В неизменных гранитах преобладают дипирамидальные кристаллы, по-видимому, позднематматического генезиса. В измененных гранитах и в различных жильных породах часто встречаются кристаллы призматического габитуса, обладающие хорошо развитыми гранями пояса призм и иногда пинакоидом (рис. 30, б, в). Преобладающая окраска светло-желтая, хотя попадаются зеленовато-желтые, бледно-зеленые и белые кристаллы. В пегматитах чаще отмечается буро-красная или красновато-желтая окраска.

Иногда наблюдается замещение ксенотима различными вторичными продуктами, развивающимися внутри кристалла в виде красных и желтых мелких пятен, иногда сливающихся в сплошные участки, что вызывает изменение первичной окраски минерала. Реже наблюдается замещение ксенотима снежно-белым землистым минералом, принадлежащим к тенгериту или черчиту.

Не менее характерны сростки ксенотима с другими минералами, также преимущественно наблюдающиеся в метасоматически измененных гранитоидах. В турмалиновых гранитах обычны сростки ксенотима и турмалина, в альбитсодержащих гранитах — ксенотима и колумбита. В гранитах также встречаются закономерные сростки циркона и ксенотима, обычно циртолита, обладающие общей вертикальной осью (см. рис. 30, б).

Особенности формы, состава и содержания ксенотима в гранитах указывают, что этот минерал может быть как магматического,

так и постмагматического генезиса. Наличие в гранитах ксенотима магматического генезиса еще не может служить указанием на повышенное содержание иттриевых редких земель в породе. Для этого необходимо знать их содержание в таких минералах, как циркон, гранат, флюорит, сфен, где концентрируются эти элементы. Обычно в тех случаях, когда эти минералы характеризуются высоким содержанием иттриевых редких земель, ксенотим в гранитах отсутствует или его содержание ничтожно и наоборот.

В отдельных случаях граниты могут служить источником ксенотима. Так, из разрушенных гранитов Нигерии добывается ксенотимовый концентрат, состоящий из 75% ксенотима, 15% циркона и 19% колумбита.

Помимо ксенотима в гранитах встречается другой, очень редкий иттриевый минерал — иттриалит. Он присутствует в зернах неправильной формы, кремового или желтого цвета, непрозрачных, с сильным эмалевидным блеском и плоскораковистым изломом. Отмечен в альбитизированных гранитах и в докембрийских гранитах рапакиви, где его содержание достигает особенно большой величины — 0,4 кг/т.

У р а н и н и т — довольно редкий минерал гранитоидов. Наиболее часто и в наибольших количествах (0,6—1,6 г/т) он отмечается в лейкократовых и биотитовых гранитах. Среди гранитоидов Советского Союза наиболее обогащены этим минералом лейкократовые граниты.

Встречается в форме кубических (иногда в комбинации с гранями октаэдра) кристаллов или в виде неправильных зерен. Уменьшение содержания тория и редких земель в уранинитах пегматитов сопровождается последовательной сменой кубических в комбинации с гранями ромбододекаэдра кристаллов — кубическими, а последних — кубооктаэдрическими. Установлено также, что ураниниты из пегматитов имеют больший размер элементарной ячейки, чем ураниниты жильных или осадочных месторождений. По тем же признакам можно различать ураниниты магматического и пегматитового генезисов.

Говоря о времени выделения уранинита, следует отметить, что он так же, как и другие минералы, содержащие четырехвалентный уран, может быть первичным продуктом магматической кристаллизации. Это подтверждается, в частности, тем, что его распространение в граните совпадает с особенностями распространения урана в кислых породах (концентрация в приконтактовых и апикальных частях, в гранитах поздних фаз и т. п.). В то же время происхождение некоторых минералов, содержащих шестивалентный уран, обычно локализующихся вдоль трещин и в агрегатах измененных породообразующих минералов, связано с поздними процессами. Таковы β-уранофан, обнаруженный в трещинах монзонита, настуран, натроотенит и параскупит, установленные в измененных гранодиоритах, и т. п.

В гранитах уран образует не только самостоятельные минералы, но и входит в виде изоморфной примеси в апатит, сфен, циркон, ксенотим, флюорит, ортит, роговые обманки, слюды или плагиоклазы. Поскольку эти минералы обладают переменным составом, а само замещение четырехвалентным ураном ионов Ca^{2+} , Zr^{4+} , TR^{3+} подразумевает соответствующую компенсацию $(\text{F}, \text{OH})^-$ на O^{2-} , то преобладающая форма нахождения урана в граните во многом будет определяться содержанием летучих компонентов в магме и составом образующихся при ее кристаллизации минералов.

Непостоянный баланс урана в гранитах подтверждает это. В гранитах Горного Алтая с аксессуарными минералами связано 40—50% урана породы; в гранитах Казахстана — 67%; в гранитах Тироля — 95%.

Несмотря на малые количества уранинита в гранитах, в отдельных случаях его содержания становятся практически интересными. Таковы ультращелочные граниты Аляски, содержащие значительные скопления минералов урана и тория, гранатовые граниты Индии, в которых количество уранинита и фергюсонита достигает 40 кг/т, и т. п.

Причины появления повышенных содержаний уранинита в гранитах во многом обязаны особенностям его кристаллизации. Если формирование гранита не сопровождается отщеплением урансодержащих флюидов, то большая часть магматического урана будет фиксироваться в породе. Повышенные содержания уранинита в гранитах могут указывать на наличие в связи с последними урановых рудопроявлений. Так, в Колорадо жилы с урановой смолкой тесно ассоциируют с ураноносными кварцевыми бостонитами.

Помимо уранинита в гранитах встречается и другой богатый ураном минерал — браннерит.

Т о р и т — обычный минерал гранитоидов. Меньшая по сравнению с ураном миграционная способность тория приводит к тому, что его содержание в породах поздних интрузивных фаз обычно уменьшается. Особенно большие содержания торита (до 1,7 кг/т) характерны для альбитизированных гранитов.

В гранитах торит встречается в красно-бурых, смоляно-черных, чаще зеленовато-желтых зернах и короткопризматических кристаллах. Очень редко в них наблюдаются включения кристаллов уранинита или циркона. Минерал часто изотропизирован или обладает агрегатным угасанием. Иногда наблюдается зональное или скорлуповатое строение кристаллов. С поверхности выделения торита нередко покрыты красновато-желтой землистой коркой вторичных продуктов.

В зависимости от особенностей состава среди торитов различают ферриториты, торит-оранжиты, урано-ториты, обычно метамиктные, содержащие до 15% урана и богатые водой гидроториты (макинтошиты), встреченные в гранитах Южного Тимана и Южной Африки.

Равномерное распределение тория по всему гранитному массиву служит известным указанием на первичное происхождение акцессорного торита в гранитах. Граниты со значительным количеством тория обычно характеризуются высоким содержанием торита. Так, в торитоносных гранитах Украины содержание этого элемента превышает кларковое. Подобные граниты можно рассматривать как возможное сырье будущего, и в них иногда даже подсчитаны «запасы» тория. Так, в гранитном батолите Конвей при подсчете на глубину 30 м содержится свыше 3 млн. т металлического тория.

Б е р и л л — более распространенный акцессорный минерал гранитов, чем это принято думать. Причиной этого является его незначительная плотность, благодаря чему он смывается частично при промывке, частично при делении в тяжелых жидкостях, так как концентрируется в легкой фракции, которая не всегда просматривается.

Наиболее часто и в заметных количествах встречается берилл в гранитах, сильно измененных поздними процессами: в мусковитизированных или в грейзенизированных. Ассоциация берилла с такими минералами, как топаз, турмалин, флюорит, касситерит, хорошо подчеркивает поздний, в большинстве случаев метасоматический характер выделений берилла (рис. 30, *г—д*).

Встречается берилл в виде белых и бледно-зеленых зерен и призматических кристаллов. В измененных гранитах обнаружены и другие минералы бериллия: хризоберилл, бертрандит и миларит.

С п о д у м е н , а м б л и г о н и т. Среди акцессориев минералы лития представляют редкость. В заметном количестве и довольно постоянно они встречаются только в гранитоидах Сибири.

Сподумен образует шестоватые зерна и уплощенные призмы, бесцветные и белые, с хорошей продольной спайностью и четкой поперечной отдельностью. Он нередко содержит многочисленные газово-жидкие включения или включения мельчайших пластинок биотита. В иммерсионных препаратах во многих зернах наблюдаются реликты полевого шпата. Встречается также в сростках с полевым шпатом и редко со сфеном.

Амблигонит образует неправильной формы зерна молочно-белого цвета, обладающие стекляннм блеском и ясной спайностью по нескольким направлениям. Участками зерна насыщены бесцветными включениями. Образует сростки с полевым шпатом, турмалином и топазом. Отмечаются полисинтетически sdвойникованные зерна. Вторичные изменения минерала выражаются в непостоянных показателях преломления, изменяющихся даже в одном зерне.

А н д а л у з и т — сравнительно редкий акцессорный минерал гранитоидов, встречающийся далеко не во всех их разновидностях. Он редок в диоритах, альбитизированных и гибридных

гранитах, в то время как в двуслюдяных, лейкократовых и особенно докембрийских гранитах встречается наиболее часто.

Хотя содержание андалузита в биотитовых гранитах весьма незначительно — 40,5 г/т, оно несколько увеличивается в пегматитах, докембрийских и двуслюдяных гранитах. В грейзенизированных гранитах бассейна р. Индигирки содержание андалузита, например, достигает 100 кг/т.

В гранитах андалузит встречается в виде неправильных зерен или призматических кристаллов, часто переполненных газово-жидкими, реже темными дисперсными включениями. Преобладающая окраска розово-красная. Иногда наблюдается интенсивное, вплоть до образования полных псевдоморфоз, замещение андалузита светлой слюдой.

Для андалузита характерна весьма своеобразная ассоциация с такими высокоглиноземистыми минералами, как силлиманит, ставролит, дистен, корунд, шпинель, топаз, кордиерит, гранат.

В большей части классификаций аксессуарных минералов андалузит и обычно сопровождающие его силлиманит, дистен, ставролит, кордиерит, шпинель, корунд классифицируются как контаминационные минералы. Доводом в пользу контаминационного происхождения андалузита и сопровождающих его минералов является их пространственная приуроченность к эндоконтактовым частям гранитных массивов или к заключенным в них ксенолитам.

Однако известно много примеров, показывающих отсутствие подобной пространственной (и генетической) связи между появлением в граните андалузита и сопровождающих его минералов и степенью загрязненности гранита обломками вмещающих пород. Они скорее указывают на связь этих минералов с гранитами, измененными постагматическими процессами. Такова приуроченность андалузита к двуслюдяным или топаз- и турмалинсодержащим гранитам. Это свидетельствует о том, что андалузит (и силлиманит) может возникать за счет разложения полевых шпатов, а не только за счет ассимиляции глинистого материала.

Высокие содержания андалузита в двуслюдяных гранитах, его постоянная ассоциация с другими высокоглиноземистыми минералами и такими минералами пневматолито-гидротермального генезиса, как топаз, флюорит, турмалин, позволяют считать, что андалузиты метасоматического генезиса пользуются в гранитоидах более широким распространением, чем андалузиты контаминационного.

Характерными признаками андалузита метасоматического генезиса являются розовая или пурпурная окраска, обычно наблюдающаяся в андалузите из двуслюдяных гранитов, обилие газово-жидких включений, ассоциация с минералами пегматито-пневматолитового генезиса — топазом, турмалином, флюоритом.

Для андалузитов контаминационного генезиса или в тех случаях, когда они представляют собой ксенокристаллы, попавшие

в магму ксенолитов метаморфических пород, характерны дисперсные включения темных (углистых) частиц и серый цвет. В этом отношении они напоминают апатиты из гибридных гранитоидов, которые также обладают темным цветом, так как содержат в центральных частях кристаллов скопления темных частиц. Гранитоиды, содержащие андалузит контаминационного генезиса, характеризуются также высоким содержанием сфена, магнетита и апатита, что не наблюдается в гранитоидах с метасоматическим андалузитом.

Силлиманит в гранитах находится в виде бесцветных зерен с совершенной спайностью, уплощенно-призматических кристаллов или агрегатов из параллельно сросшихся игольчатых индивидов. Силлиманит — высокотемпературный минерал. Он отмечен в наиболее глубоко эродированных частях гранитных массивов или в их приконтактных участках.

Многие исследователи считают силлиманит минералом контаминационного генезиса. В то же время он часто ассоциирует с мусковитом, в котором присутствует в виде игл, а его волокнистые агрегаты иногда проникают в поздний кварц.

Анализ распространенности силлиманита в гранитоидах показывает, что наиболее часто и в наибольших количествах (7 г/т) он встречается в грейзенизированных гранитах, в то время как в гибридных его содержание не превышает 0,2 г/т. Несомненно, что генезис силлиманита из гранитов может быть различен.

Д и с т е н встречается в гранитах в виде удлинённых зерен или шестоватых кристаллов, голубых или бесцветных, обладающих спайностью по двум направлениям. Дистен — самый низкотемпературный высокоглиноземистый минерал. Это подтверждает и анализ распространенности дистена, который показывает, что по сравнению с его распространенностью в гранитоидах наиболее часто и в наибольших количествах он отмечен в кварцевых жилах.

С т а в р о л и т. Форма выделения — угловатые зерна, реже короткопризматические кристаллы, бесцветные, чаще светло-желтые. Ставролиты из пегматитов могут иметь более темную красно-бурую окраску. В виде корродированных зерен, являющихся, очевидно, ксенокристаллами, ставролит образуется вокруг ксенолитов метаморфических пород в граните. Анализ распространенности ставролита показывает, что его наибольшие содержания (0,5 г/т) характерны для биотитовых гранитов, а наиболее часто он встречается в аляскитовых гранитах.

К о р д и е р и т в гранитах находится в виде короткопризматических зерен, нередко замещаемых слюдястыми минералами. Кордиерит из глубоких частей гранитных массивов лишен двойникового строения и плеохроичных двориков и содержит включения силлиманита, в то время как кордиериты из приконтактных их частей обладают двойниковым строением, практически лишены включений силлиманита, содержат желтые плеохроичные дворики.

В чудново-бердичевских гранитах Украины, в гранитах Шварцвальда и Финляндии, в которых кордиерит широко распространен, он является минералом-новообразованием, возникшим при замещении биотита.

К о р у н д в гранитоидах довольно широко распространен. Генезис корунда в гранитах трактуется различно: в одних случаях его появление связывается с процессом автометасоматического разложения полевых шпатов, в других — с контаминацией гранитной магмы высокоглиноземистыми осадками.

Среди гранитов наиболее часто и в наибольших количествах (0,7 г/т) корунд встречается в аляскитовых гранитах платформ в виде бесцветных, светло-розовых, бурых или сине-голубых зерен. Реже отмечаются пластинчатые кристаллы. Окрашенные разности сильно плеохроируют — от светло-серого до ярко-голубого. Встречаются сростки с ильменитом и зеленой шпинелью.

Форма кристаллов корунда различна. Дипирамидальные, длиннопризматические и ромбоэдрические кристаллы характерны для корунда из ультраосновных и основных пород. Кристаллы пинакоидального габитуса — пластинчатые и таблитчатые — характерны почти исключительно для богатых глиноземом гнейсов и гранитов. С андалузитом, силлиманитом и дистеном ассоциируют пластинчатые кристаллы корунда. Известное влияние на габитус его кристаллов оказывает давление. Так, при давлении $11,1 \cdot 10^4$ кПа образуются преимущественно таблитчатые, а при $3,54 \cdot 10^4$ кПа — призматические кристаллы.

Ш п и н е л ь в гранитоидах встречается довольно редко в виде голубовато-зеленых, реже черных зерен или октаэдрических кристаллов. Судя по окраске, шпинель из гранитов содержит железо и магний, отвечая по составу плеонасту. В пегматитах обычно присутствует цинковая шпинель — ганит. Подобно корунду, шпинель наиболее часто отмечается в аляскитовых гранитах платформ, хотя наибольшие ее содержания характерны для пегматитов. Аналогично другим высокоглиноземистым минералам ее генезис в гранитах может быть различным. В ряде случаев она является контаминационным минералом, появляющимся аблизи контактов. В гибридных гранитах шпинель встречается в виде ксенокристаллов, окруженных венчиками из силлиманита и кордиерита. С другой стороны, наличие зеленой шпинели отмечено в турмалиновых грейзенах и в лишенных следов гибридизма гранитах и пегматитах. Поскольку эти породы не несут следов гибридизма и в то же время подвержены поздним изменениям, можно считать, что шпинель возникает при метасоматическом изменении гранитов.

О л и в и н. Как аксессуарный минерал оливин наиболее часто отмечался в гранитах рапакиви, где его содержание иногда может достигать 5%. Обнаружен он также в гранитах, гранитных пегматитах, гранофирах и литофизах обсидианов.

Не подтверждается мнение о склонности оливина концентрироваться в наиболее гибридных разностях гранитоидов, так как в заведомо гибридных гранитах он не установлен.

По составу аксессуарный оливин гранитоидов отвечает железистой разности — фойялиту. Он отличается, таким образом, от более магnezияльного оливина габбро и ультраосновных пород, и поэтому его выделения не могут рассматриваться как ксенокристаллы. Эти отличия в составе, а также легкая подверженность оливина замещению вторичными продуктами позволяют связывать его появление в гранитах со своеобразными условиями кристаллизации последних. К их числу относятся высокое отношение Fe/Mg, низкая температура начала кристаллизации, повышенное парциальное давление водорода.

Муассанит. SiC; гекс., плотность 3,1, тв. 9,5. До недавнего времени муассанит считался редким минералом горных пород. Однако в связи с детализацией минералогических исследований он обнаружен в последние годы в самых разнообразных горных породах — интрузивных, эффузивных, метаморфических и осадочных. Обнаружен муассанит в гранитоидах Северного Кавказа, Памира, Тянь-Шаня, Казахстана, Украины, дацитах Армении, кимберлитах Якутии, траппах Иркутской области, сиенитах и эклогитах Кольского полуострова, пегматитах Украины, бокситах Тимана и т. п.

Встречается муассанит в виде угловатых зерен или пластинчатых кристаллов голубого, зеленого или синего цвета, обладающих сильным алмазным блеском. Излом раковистый, спайность выражена плохо. В кислотах не разлагается. Иногда внутри зерен встречаются непрозрачные включения, по-видимому, рудных минералов.

Различают высокотемпературную (гексагональная и тригональная) и низкотемпературную (кубическая) модификации муассанита. Вероятно, муассанит может образоваться в различных условиях, на что указывают находки его высокотемпературных модификаций в изверженных породах, а низкотемпературных — в гидротермально измененных породах и сульфидных рудах.

Сравнительно недавно при решении различных петрологических вопросов стали использовать особенности состава и структуры породообразующих минералов. Так, железистость биотита используют для выделения гранитоидов различных комплексов. Преобладание альбитовых двойников у плагиоклазов магматических и периклиновых у плагиоклазов метаморфических пород позволяет по этому признаку судить о вероятном генезисе пород, включающих эти минералы. Выделение среди плагиоклазов низко- и высокотемпературных модификаций облегчило распознавание песчаников туфогенного и аркозового типов. Изучение структурного состояния калинатровых полевых шпатов метасоматического генезиса позволило установить высокую степень их упорядоченности, в то время как в магматических породах часто встречаются полевые шпаты с низкой степенью упорядоченности.

Однако в изверженных породах помимо породообразующих присутствует весьма разнообразная в видовом отношении группа акцессорных минералов, которые в особенностях своей формы, состава, содержания и ряда других признаков несут обильную информацию об условиях возникновения, формирования и последующего изменения включающей их породы. Появляется возможность использовать характерные признаки акцессорных минералов при решении некоторых спорных вопросов петрологии и металлогении изверженных пород. Однако возможность этого использования усложняется тем, что многие акцессорные минералы могут иметь разнообразный генезис и выделяются в течение длительного промежутка времени, образуя обычно несколько генераций, отличающихся формой, окраской, составом или другими признаками. Поэтому знание видового состава или содержания акцессорных минералов оказывается недостаточным для того, чтобы судить о чертах сходства или различия между сравниваемыми породами или массивами. Для этого необходимо из всего разнообразия форм, окрасок и размеров акцессорных минералов выделить преобладающие формы, окраски или размеры, т. е. признаки, характерные для главной массы данного акцессорного минерала и, таким образом, запечатлевшие наиболее характерные особенности процессов, сопровождающих формирование данной породы. Однако еще недостаточно известно, на каких признаках акцессорных минералов наиболее сильно сказываются такие факторы, как, например, различная глубина формирования массива, различное содержание летучих в магме, различный литологический состав вмещающих пород и т. п. Выяснение этих признаков является задачей ближайших исследований.

Индикаторные признаки акцессорных минералов

К числу наиболее характерных признаков акцессорных минералов относятся форма и габитус кристаллов, их окраска, размер, количество и состав включений, наличие зонарного строения или двойников, оптические аномалии, степень измененности или замещения вторичными продуктами и, конечно, особенности их состава.

Изучение перечисленных признаков акцессорных минералов обязательно должно носить количественный характер, так как только в этом случае появляется возможность выделить коррелятивные и индикаторные признаки отдельных акцессорных минералов. Для этого необходимо общее содержание минерала со всеми его разновидностями принять за 100%, а затем высчитать процентное содержание отдельных разновидностей. Целеустремленно подобранный материал из синтетонических (согласных) и посттектонических (трещинных) интрузий, из пород неизмененных, гибридных и измененных поздними процессами (альбитизацией, грейзенизацией), из апикальных и глубинных частей массива, из пород главной и более поздних интрузивных фаз, а также из жильных пород, их сопровождающих, позволит выявить влияние отдельных факторов на те или иные признаки акцессорных минералов.

Форма и габитус кристаллов

Индикатор быстрого охлаждения. Морфологические особенности акцессорных минералов являются функцией физико-химических условий их образования. Примером может служить появление длиннопризматических или игольчатых кристаллов в условиях быстрого охлаждения породы. Так, по сравнению с глубинными апикальные части гранитных массивов чаще содержат длиннопризматические кристаллы циркона. То же самое наблюдается и в жильных породах, связанных с гранитными массивами и характеризующихся быстрыми условиями охлаждения. В аплитах и кварцевых жилах по сравнению с гранитами количество длиннопризматических кристаллов циркона увеличивается в 3—5 раз. Сильно удлиненные его кристаллы характерны и для жильных гранит-порфиоров. Наличие большого количества длиннопризматических кристаллов циркона может служить известным указанием на приповерхностные условия формирования или жильную форму залегания включающей его изверженной породы (см. рис. 14, 13—17).

Индикатор генезиса. Для такого стойкого к механическим воздействиям и химическим превращениям минерала, как циркон, особенности габитуса его кристаллов — коэффициент удлинения или коэффициент окатанности — с успехом используются при выяснении генезиса гранитных массивов.

Под коэффициентом удлинения для призматических кристаллов подразумевается отношение их длины к ширине. Установлено, что цирконы из гранитных массивов магматического генезиса обладают коэффициентом удлинения более 2,0, а цирконы из осадочных пород, обычно в различной мере окатанные, характеризуются коэффициентом удлинения менее 2,0. Отсюда был сделан вывод, что граниты, содержащие значительное количество кристаллов циркона с удлинением менее 2,0, имеют, вероятнее всего, метасоматическое происхождение, так как присутствующий в них циркон заимствован из вмещающих пород.

Позже было обращено внимание на то, что в щелочных породах и щелочных разностях гранитоидов преобладают короткопризматические и бипирамидальные цирконы с коэффициентом удлинения менее 2,0, а в осадочных породах (песчаниках, сланцах) могут встречаться, хотя и окатанные, но длиннопризматические кристаллы циркона с удлинением более 2,0, что зависит от минералогических особенностей разрушающейся породы, поставившей циркон в осадки, и длительности транспортировки. Для заключения о генезисе гранита более приемлем коэффициент окатанности, т. е. процентное содержание окатанных зерен циркона в общей массе кристаллов этого минерала, принятой за 100%. Высокое значение этого коэффициента является показателем осадочного происхождения гранитоида, низкое — магматического. Применение этого коэффициента позволило получать интересные данные. Так, в гранитах Кранберри и Гендерсон (США) количество окатанных зерен циркона составляет 60—98%, на основании чего наряду с геологическими данными эти граниты считаются образовавшимися за счет осадков. Гнейсы Северного Кавказа и Турции содержат циркон, большая часть кристаллов которого сильно окатана (до 90%), что позволяет считать эти образования не орто-, а парагнейсами. Большое количество (45%) окатанных зерен циркона присутствует в чудново-бердичевских гранитах Украины, образовавшихся, вероятнее всего, в результате гранитизации парагнейсов. Подобные окатанные зерна нередко обрастают регенерационными гранями, придающими им форму идиоморфных кристаллов (рис. 31).

Не менее интересно изучение особых форм аксессуарных минералов, к числу которых относятся различные скелетные, сетчатые и футлярообразные, указывающие на метасоматический характер образования минералов. По количеству этих форм можно судить об интенсивности тех процессов, которые привели к их возникновению. Таковы сетчатые и петельчатые выделения сфена, часто встречающиеся в участках гранитоидов, подвергшихся щелочному метасоматозу (см. рис. 5); скелетные зерна граната и футлярообразные кристаллы апатита и циркона (рис. 32), а также молочно-белые неправильные выделения апатита, встречающиеся в участках грейзенизированных гранитов. Искаженные формы кристаллов циркона, образовавшиеся в условиях стесненного роста,

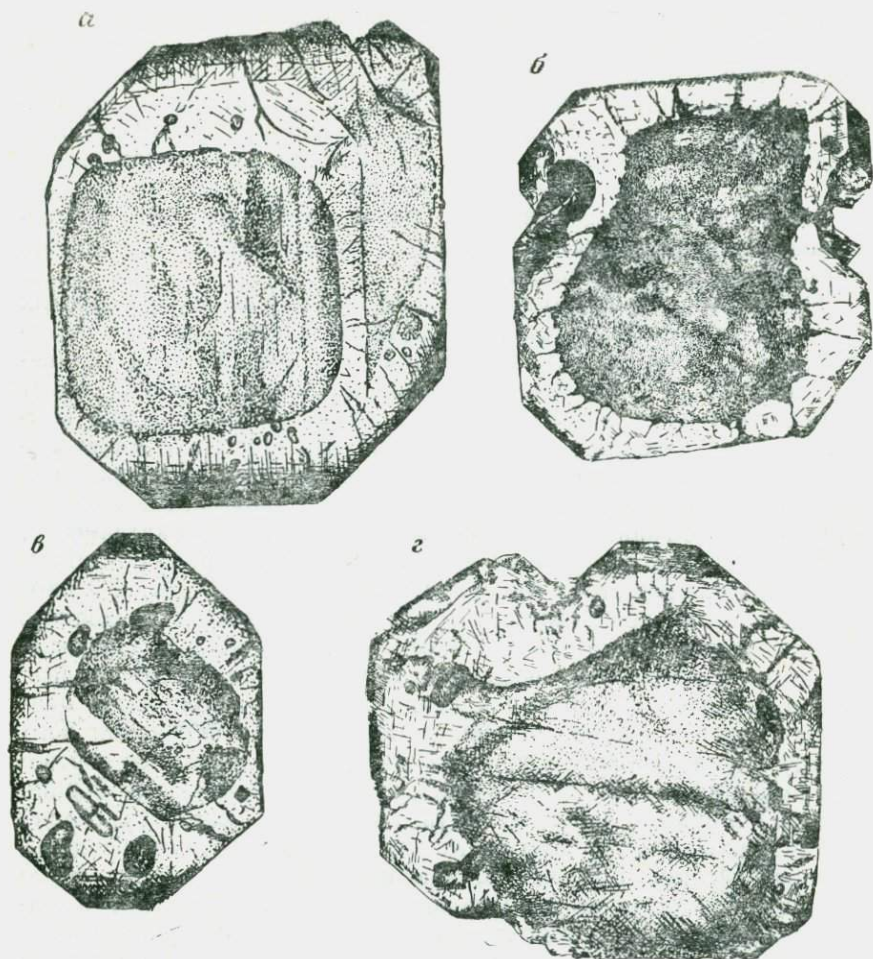


Рис. 31. Окатанные ядра циркона в кристаллах циркона.

а — биотитовый гранит. Корыстышев, Украина; *б, в* — сиенито-гранит. Воронежский кристаллический массив; *г* — параллельные сростки кристаллов циркона с общим ядром из окатанного зерна циркона

также могут указывать на метасоматическое преобразование включающей их породы. Среди подобных необычных форм наибольший интерес при решении вопросов генезиса представляют своеобразные выросты, которые могут наблюдаться на гранях кристаллов циркона, граната, турмалина и др. Поскольку подобные выросты, представляющие собой следы роста, часто наблюдаются среди аксессуарных минералов осадочных пород, то присутствие в гранитах большого количества минералов с подобными выростами может служить указанием на их происхождение за счет

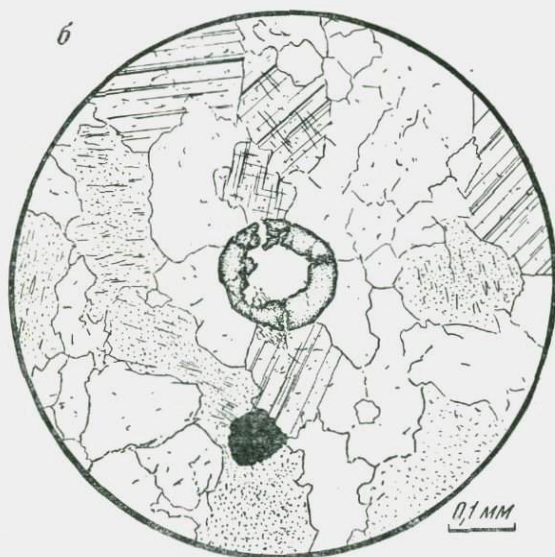
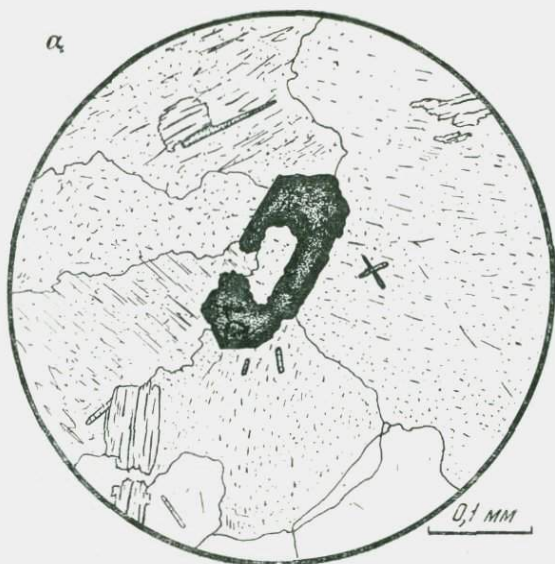
метасоматоза или гранитизации осадков. Подобные выросты также часто встречаются у цирконов из контактовых зон гранитных массивов. Некоторые бушвельдские граниты, считающиеся перекристаллизованными фельзитами и гранитизированными вмещающими породами, также содержат цирконы с подобными выростами.

Индикатор при сопоставлениях. Для целей сопоставления может быть использовано преобладающее распространение в породе кристаллов, образованных определенной комбинацией простых форм. Так, в гранитах Восточного Забайкалья преобладают кристаллы циркона, обладающие дитетрагональной дипирамидой (131), обычно лучше развитой, чем дипирамида (111), а в цирконах из гранитов Восточного Саяна преобладает дипирамида (111). Граниты Горного Алтая содержат цирконы, у которых преобладает призматическая грань (100), а у цирконов из гранитов Западной Тувы преобладает призматическая грань (110). Некоторые граниты Богемского массива (ГДР) характеризуются наличием цирконов с преобладающей пирамидой (111) и слабо развитой дипирамидой (131). Другие граниты этого района содержат цирконы с хорошо развитой гранью (131), а грань (111) отступает на второй план. Кейптаунские граниты (ЮАР) содержат сильно удлиненные игловидные кристаллы циркона с необычно острыми пирамидальными окончаниями (331), чем значительно отличаются от цирконов других южноафриканских гранитов.

Большой интерес для целей корреляции представляет наличие редких форм у кристаллов акцессорных минералов. Примером этому может явиться появление октаэдрических граней у кристаллов пирита, кубических — у магнетита, пинакоидальных — у кристаллов ксенотима или циркона и т. п.

Не только простые формы, но и общий облик кристаллов акцессорных минералов могут быть использованы для целей корреляции. Описаны случаи, когда породы определенных тектоно-магматических эпох характеризуются только им присущим преобладающим габитусом кристаллов того или иного акцессорного минерала. Так, призматический и короткопризматический циркон преобладает в варисских породах Северной Киргизии, а для каледонских пород характерны длиннопризматические и игольчатые его кристаллы. Эти отличия столь характерны, что предложены в качестве критерия для определения принадлежности породы к тому или иному магматическому комплексу. Равным образом цирконы из среднепалеозойских гранитов Восточного Забайкалья обладают более длиннопризматическим габитусом, чем цирконы из гранитов верхнего палеозоя — нижнего палеозоя.

Индикатор химизма среды. Большое влияние химизма среды на форму образующихся кристаллов общеизвестно, и по преобладанию простых форм у отдельных акцессорных минералов можно судить об особенностях химизма среды, из которой шло их образование. Известно, например, что из бедных



SiO_2 магм корунд кристаллизуется в длиннопризматических дипирамидальных кристаллах, а из богатых SiO_2 — в пластинчатых или таблитчатых. Среди кристаллов граната, образовавшихся в породах, богатых кальцием, железом и магнием, преобладающей формой кристаллов является ромбододекаэдр, а в породах, богатых глиноземом, — тетрагонтриоктаэдр.

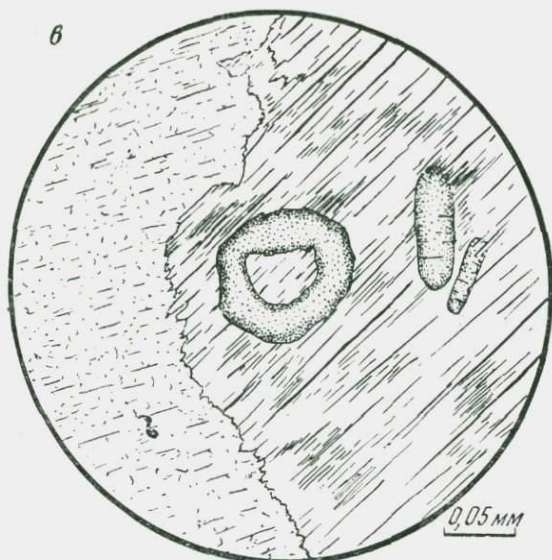


Рис. 32. Скелетные кристаллы аксессуарных циркона (а), граната (б) и апатита (в) из метасоматически измененных гранитов

В кислых породах кристаллы сфена обычно имеют форму уплощенных конвертообразных призм, которые при сильном развитии (001) нередко принимают таблитчатую форму. В щелочных породах чаще встречаются призматические кристаллы сфена с хорошо развитыми гранями призмы (110).

Диориты чаще содержат сложноограненные кристаллы циркона, характеризующиеся обилием дипирамидальных граней, иногда придающих им изометричный облик. Гранитам свойственны призматические, а щелочным гранитам — короткопризматические и дипирамидальные кристаллы циркона (см. рис. 14).

Апатиты из диоритов обладают короткопризматической формой и хорошо развитой гранью пинакоида, в то время как кристаллы апатита из аляскитов и щелочных сиенитов оканчиваются преимущественно пирамидальными гранями.

Следует отметить, что в ряде случаев наблюдаются вполне определенные изменения в форме кристаллов какого-либо минерала в зависимости от особенностей его вещественного состава. Так, было установлено, что пириты, содержащие значительную примесь кобальта, имеют, как правило, октаэдрическую форму кристаллов. Кубические или кубооктаэдрические кристаллы уранинита в случае значительного содержания TR_2O_3 усложняются за счет появления граней ромбододекаэдра. Высокое содержание редких земель, урана, гафния, скандия ведут к сильному искаже-

нию облика кристаллов циркона, среди которых иногда встречаются образования, напоминающие расщепленные кристаллы.

Индикатор времени выделения. Изменение формы кристаллов акцессорных минералов в зависимости от времени их выделения обусловлено общим падением температуры, изменением содержания щелочей и летучих, а также изменяющейся концентрацией ряда элементов в магматическом расплаве-растворе. Благодаря влиянию этих факторов возможно образование граней с различной ретикулярной плотностью. Появляется вполне реальная возможность по форме минерала судить о времени его выделения или о наличии в породе нескольких его генераций. Так, в карбонатах кристаллы раннего пирохлора имеют октаэдрическую или додекаэдрическую формы, в то время как для более поздних кристаллов характерны кубооктаэдрическая и кубическая. Это изменение облика кристаллов во времени соответствует постепенному уменьшению ретикулярной плотности граней при снижении пересыщения минералообразующего раствора.

Наиболее высокотемпературному флюориту из гранитов и гранитных пегматитов свойствен октаэдрический габитус кристаллов, а флюориту из гидротермальных жил — преимущественно кубический.

Обычно считается, что ранний апатит представлен мелкими призматическими или игольчатыми кристаллами, в то время как более поздние его генерации образуют короткостолбчатые кристаллы или неправильные зерна (см. рис. 17). Для более низкотемпературных апатитов из кварцево-сульфидных жил и жил альпийского типа преобладающей формой кристаллов является пластинчатая, при которой пинаконд (0001) доминирует.

В отличие от бипирамидальных кристаллов ксенотима, преобладающих в гранитах, в кварцево-касситеритовых жилах или жилах альпийского типа ксенотим обычно имеет призматическую форму с хорошо развитыми гранями призм (110) и (100). Появление редкой пинакондальной грани (001) отмечалось в ксенотиме из альбитизированных гранитов.

Две одновременные генерации отчетливо выделяются среди кристаллов циркона: ранняя, представленная призматическими (до длиннопризматических) кристаллами, встречающимися в виде включений в других минералах, и поздняя, образующая короткопризматические (до дипирамидальных) кристаллы, иногда обладающие тенденцией располагаться цепочкообразно во вмещающей их породе.

В гранитах ортит обычно присутствует в форме таблитчатых кристаллов, а в гранитных пегматитах более часто встречаются его удлиненно-таблитчатые и призматические формы. Кроме того, кристаллам ортита из гранитов свойственно незначительное количество форм, а его кристаллы из пегматитов более разнообразны по огранке.

Монацит из гранитов часто обладает призматической, а из пегматитов — преимущественно таблитчатой формами кристаллов. В редкометальных кварцевых жилах монацит также встречается в крупных таблитчатых кристаллах.

Определенные отличия в форме наблюдаются и у кристаллов касситерита, вольфрамиты и рутила, образовавшихся в магматическую, пегматитовую или гидротермальную стадии. Для касситерита отмечается переход от тупого дипирамидального габитуса, характерного для гранитов и пегматитов, к длиннопризматическому, свойственному низкотемпературным гидротермальным месторождениям. Высокотемпературные вольфрамиты обладают призматическим габитусом, а вольфрамиты из низкотемпературных кварцевых жил — таблитчатым. Рутил из кварцевых жил обычно изометричен в сечении (001), а в пегматитовых жилах — силюснут до пластинчатого.

В гранитах и пегматитах обычно встречаются кристаллы колумбита пластинчатого, реже таблитчатого габитусов, которые иногда находятся в параллельном срастании друг с другом по грани пинакоида (010). В альбитизированных гранитах колумбит присутствует в кристаллах столбчатого, а в альбитизированных пегматитах — еще более вытянутого, игольчатого габитусов. В связи с этим следует отметить, что игольчатая форма кристаллов ряда минералов может считаться надежным индикатором позднего времени их выделения. Так, игольчато-волокнистые и радиально-лучистые выделения сфена в щелочных породах считаются наиболее поздними; в альбитизированных гранитах наблюдается появление тонкопластинчатого ортита, собранного в лучистые агрегаты; в пегматоидных занорышах и участках рассланцевания гранитов встречаются радиально-лучистые агрегаты эпидота; снеповидные и радиально-лучистые агрегаты образуют поздние цирколиты в пегматитах и монациты в кварцево-карбонатных жилах.

Окраска

Индикатор генезиса. Многие минералы позднемагматического или пегматитового генезиса обладают более темной окраской, чем одноименные минералы магматической стадии. Бурые темноокрашенные цирконы характерны не только для пегматитов, но и для альбитизированных и микроклинизированных гранитов. Таким образом, можно, очевидно, считать, что обилие темноокрашенных полупрозрачных цирконов может служить указанием на имевшие место процессы щелочного метасоматоза.

Ранние флюориты бесцветны или обладают бледно-зеленой окраской, а более низкотемпературные флюориты обычно имеют темно-фиолетовую окраску. Это подтверждается и прямыми наблюдениями в шлифах, позволяющими установить, что бесцветный или бледноокрашенный флюорит развивается обычно внутри

зерен полевых шпатов, а фиолетовый располагается цепочкообразно, будучи приуроченным к трещинам.

В распространении различно окрашенных кристаллов рутила наблюдается определенная приуроченность красных рутилов к наименее измененным гранитоидам, а черных — к их метасоматически измененным участкам. На этом основании красный рутил считают первичным, а черный — имеющим метасоматическое или даже гипергенное происхождение.

В гранитах и пегматитах, где слабо проявлены процессы замещения, турмалин представлен обычно черной железистой разновидностью — шерлом. При интенсивном развитии альбитизации широко развитие получают синие или зеленые полихромные турмалины.

В отличие от неизмененных гранитов в их альбитизированных участках часто встречаются сфены необычно светлой окраски: бесцветные, бледно-зеленые или светло-бурые. В то же время сфен гибридных гранитоидов отличается очень темной окраской и нередко плеохроирует.

Индикатор состава минерала. В ряде случаев по окраске акцессорного минерала можно судить об особенностях его состава. Так, ранний желтый монацит из гранитов характеризуется отсутствием иттриевой подгруппы редких земель, в то время как более поздний красно-бурый монацит содержит редкие земли иттриевой подгруппы. Аналогично изменяется окраска в зависимости от особенностей состава и у циркона. По сравнению с более ранними светлоокрашенными кристаллами более поздние выделения циркона, обладающие красно-бурой окраской, характеризуются большим содержанием урана, редких земель, гафния и скандия. Окраска более раннего зеленого флюорита обусловлена присутствием двухвалентного самария, а более позднего темно-фиолетового — четырехвалентного урана.

Отражением различного окислительно-восстановительного потенциала среды является окраска брукита: желтая, обусловленная присутствием Fe^{3+} , и зеленая — Fe^{2+} . Разнообразная окраска турмалинов вызвана присутствием различных хромофоров: розовая — Mn^{3+} , зеленая — Fe^{2+} , Cr^{3+} , синяя — Fe^{2+} , Fe^{3+} .

Кроме сказанного окраска акцессорных минералов в ряде случаев может быть использована как корреляционный признак, так как она, в конечном счете, отражает геохимические особенности магмы (наличие элементов-хромофоров, окислительно-восстановительный потенциал и т. п.). Так, среди гранитов Англии выделяются разности, содержащие пурпурный и бесцветный андалузит. Кроме того, в первых доминирующей окраской анатаза является коричневая до желтой, а во вторых — голубая. Граниты Габеронес (Южная Африка) резко выделяются среди других гранитов того же района наличием темно-пурпурных плеохроирующих гиацинтов.

Индикатор времени выделения. Акцессорные минералы в зависимости от особенностей генезиса могут иметь различный состав элементов-примесей. Последнее может быть с успехом использовано для решения обратной задачи — по особенностям состава судить о генезисе акцессорных минералов.

По содержанию ниобия, тантала и циркония касситериты пегматитовых жил значительно отличаются от касситеритов гидротермального происхождения, которые при меньшем содержании этих элементов обладают повышенными количествами ванадия, вольфрама, цинка, свинца, мышьяка, индия. Такой элемент, как скандий, содержится в повышенных количествах в касситеритах месторождения грейзенового типа и почти не встречается в касситеритах из пегматитов и сульфидно-касситеритовых жил. Акцессорный касситерит гранитов сильно обогащен титаном и в отличие от касситеритов из рудных тел обеднен танталом, ниобием и скандием. Подобное отличие в составе указывает на первичную магматическую природу встречающегося в гранитах касситерита, а равно и многих других акцессорных минералов.

Весьма показательное распределение элементов-примесей в гранатах. Максимальные содержания циркония, например, характеризуют гранаты из гранитов, галлия — гранаты из пегматитов, германия — гранаты пневматолито-гидротермального генезиса. Гранаты грейзенов содержат значительно меньшие количества иттрия и скандия, чем гранаты из гранитов.

Подобные особенности состава отмечаются и для других минералов, которые в зависимости от своего происхождения — магматического, пегматитового или метасоматического — характеризуются различным содержанием редких элементов. Их максимальные содержания обычно характерны для минералов из пегматитов. Монациты из гидротермальных жил, например, содержат мало тория — 9 кг/т, что сильно отличает их от монацитов магматического генезиса, содержащих 44 кг/т тория. Наиболее ранние генерации монацита, представленные желтыми пластинчатыми кристаллами, как правило, лишены тяжелых лантаноидов, а более поздние красно-бурые его кристаллы содержат больше элементов иттриевой группы. Аналогичным образом и в ранних бледноокрашенных генерациях циркона меньше редких земель, урана и гафния, чем в более поздних и крупных густоокрашенных его кристаллах.

По сравнению с апатитами из гранитов апатиты пегматитов содержат больше редких земель и марганца, в то время как наличие хлора и SO_3 характерно для апатитов, образовавшихся в результате метасоматоза.

В поздних генерациях колумбита накапливается тантал. По сравнению с ранними турмалинами, обогащенными серебром, бериллием, свинцом, в поздних генерациях этого минерала отмечается накопление Li, Ga, Ge, Sn, Bi, W.

Ранние генерации магнетита концентрируют титан, никель и магний, а поздние содержат больше марганца, ванадия и цинка. Поздние генерации апатита и граната содержат больше марганца, сфалерита — индия, молибденита — рения и т. п.

Таким образом, в зависимости от времени выделения акцессорных минералов закономерно изменяется содержание встречающихся в них редких и рудных элементов. Поздние по времени выделения акцессорные минералы обладают более сложным составом и содержат больше редких элементов, чем ранние.

Индикатор генезиса. Наблюдаются определенные отличия в составе одноименных минералов в зависимости от их генезиса. Так, хромиты из габбро по сравнению с хромитами из перидотитов характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 , магнетиты диабазов отличаются от магнетита гранитов более высоким содержанием MgO , а из нефелиновых сиенитов — Al_2O_3 и MnO . Магний в большем количестве содержится в ильмените из кимберлитов, чем в ильмените гранитов, и т. п.

Наследуя геохимические особенности родоначальных магм, магнетиты, ильмениты, пириты, апатиты, цирконы, гранаты, эпидоты из диоритов и гранодиоритов, генетически связанных с основной магмой, отличаются от одноименных минералов из диоритов и гранодиоритов, производных кислой магмы, большим содержанием Cr , Ni , Co , Sr и меньшим — большинства редких и рудных элементов. Если в гранитах шпинель обычно представлена магнезиально-железистой разновидностью — плеонастом, то в грейзенизированных гранитах и пегматитах преобладает цинковая шпинель — ганит, а в ультраосновных породах — хромовая шпинель.

В гибридных гранитах присутствуют темноокрашенные, нередко плеохроирующие, богатые железом сфены. Магнетит гибридных гранитоидов характеризуется очень высоким содержанием титана, щелочных пород — марганца, основных — магния.

Индикатор рудоносности. В таком сложном вопросе, как определение потенциальной рудоносности интрузий, особенности вещественного состава акцессорных минералов имеют первостепенное значение, так как они отражают геохимические особенности породившей их магмы и исключают возможность трактовки наличия в них рудных элементов за счет привноса поздними, не связанными с формированием данного массива, растворами. На примере молибденоносных гранитов установлено, что сфены и ильмениты из этих гранитоидов характеризуются повышенными содержаниями молибдена по сравнению с одноименными минералами из немольбденоносных интрузивов.

Цирконы и сфены гранитных массивов, с которыми связаны вольфрамовые рудопроявления, характеризуются повышенными содержаниями вольфрама.

Индикатором оловоносности гранитов помимо биотита может служить сфен, в котором отмечаются повышенные содержания

олова. Постоянно содержат примесь олова пириты и турмалины, возникшие в результате постмагматических процессов, обусловивших появление оловянного оруденения. Высокие содержания цинка характерны для магнетитов из гранитоидов, с которыми связаны полиметаллические месторождения.

Турмалины и эпидоты литиеносных гранитоидов, содержащих в качестве акцессорных минералов амблигонит или сподумен, характеризуются постоянными повышенными содержаниями лития. Последние отмечаются и в кордиерите из литиевых пегматитов.

Индикатор при сопоставлениях. Особенности состава акцессорных минералов, отражающие геохимическое своеобразие магматического очага, могут быть использованы для целей сравнения отдельных гранитных массивов или магматических комплексов. Так, эпидоты, ортиты и апатиты из гранитов уруштенского комплекса (Северный Кавказ) в отличие от тех же минералов из более молодых калиевых гранитов характеризуются постоянным присутствием стронция.

Гранат и циркон из чудново-бердичевских и коростеньских гранитов Украины содержат значительные количества скандия. Те же минералы из гранитов других магматических комплексов Украины характеризуются значительно меньшим количеством этого элемента.

В магнетите, пирите, сфене из каледонских гранитов Северной Киргизии постоянно присутствуют в повышенном количестве медь, титан, цирконий, никель, в то время как те же минералы из более молодых гранитоидов варисского возраста обладают более значительной концентрацией в них бериллия, олова, молибдена, мышьяка, олова, свинца, цинка, тантала.

Такие акцессорные минералы, как апатит, эпидот, сфен, иногда обладают повышенной радиоактивностью и тогда их включения в пластинках биотита окружены плеохроичными двориками. Эта их особенность позволяет довольно уверенно различать породы сходного состава, но отличающиеся по содержанию радиоактивных элементов в упомянутых минералах.

Менее полно изучены другие признаки акцессорных минералов, такие, как зонарное строение, включения, измененность и размер.

Зонарное строение

Акцессорные минералы, обладающие зонарным строением, отражают своеобразие как условий формирования породы, так и состава минералов. В гранитах встречаются зонарные гранаты, флюориты, турмалины, ортиты, цирконы. Причины, вызывающие появление зонарности, могут быть различны. Есть данные о том, что анизотропные зонарные гранаты образуются в более низкотемпературных условиях, чем изотропные, а зонарность флюоритов

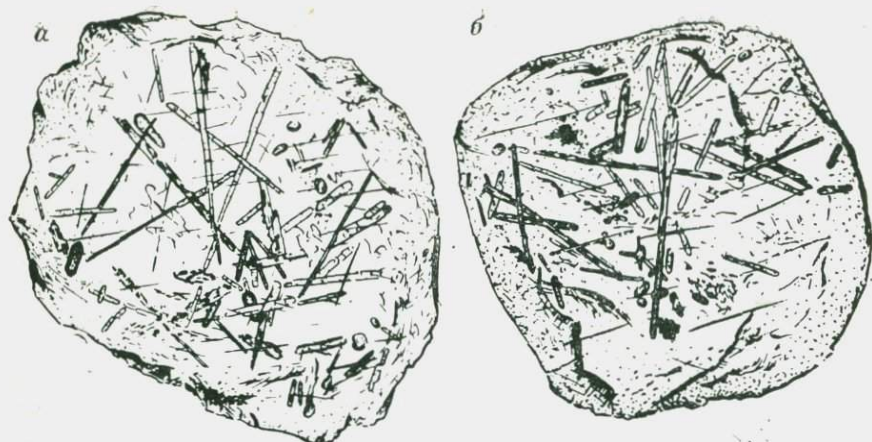


Рис. 33. Включения акцессорных минералов в породообразующих.

a, б — игольчатые кристаллы апатита и зерна циркона и эпидота в полевом шпате. Сенито-гранит. Воронежский кристаллический массив; *a, г* — микровключения монацита (*б*) и кристаллы циркона и апатита (*г*) в биотите. Биотитовый гранит. Талицкий массив. Горный Алтай

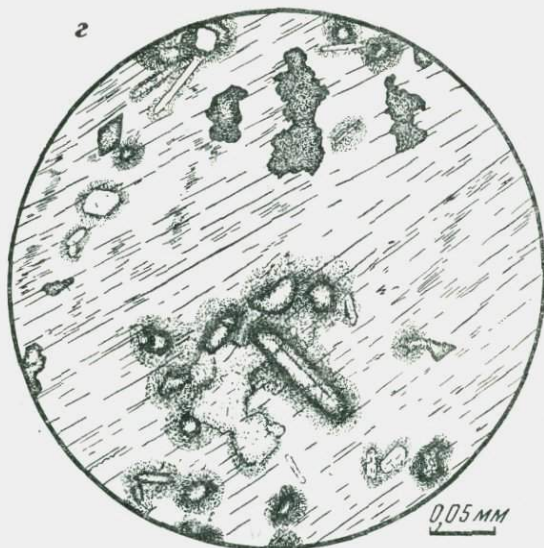
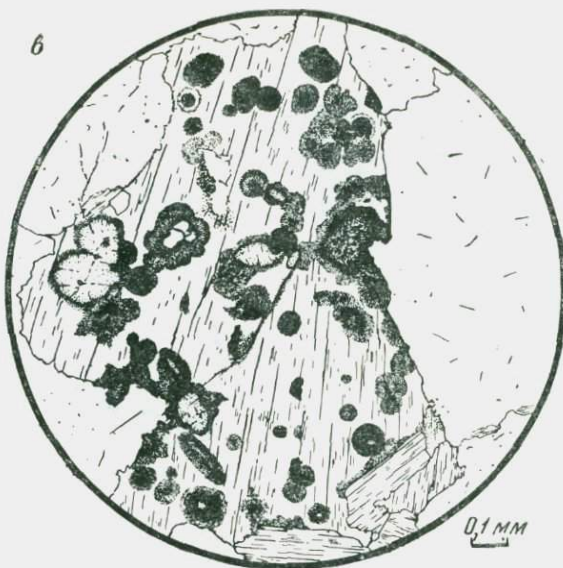
связывается не столько с падением температуры, сколько с пере-
 насыщением раствора ионами Са и F. Зонарность у кристаллов
 циркона — частое, но не повсеместно наблюдаемое явление. Она,
 очевидно, обусловлена разными причинами, так как наиболее
 часто наблюдается не только в цирконе из метасоматически измен-
 нных гранитоидов, но и в цирконах из приконтактных частей
 массивов и из гранитов трещинных интрузий, формировавшихся
 в условиях сравнительно быстрого охлаждения.

Включения

Акцессорные минералы встречаются не только в виде включений в породообразующих минералах, в зависимости от характера которых можно судить о времени их выделения (рис. 33), но и сами содержат разнообразные выделения (рис. 34).

Наличие большого количества газовой-жидких включений в акцессорных минералах может служить указанием на позднее время их выделения из среды, обогащенной летучими. В отличие от прозрачного магматического апатита и граната апатит из грейзенизированных гранитов и гранат из пегматитов содержат большое количество мельчайших газовой-жидких включений.

Помимо газовой-жидких в акцессорных минералах встречаются включения иного рода. Так, сравнительно давно известны темные апатиты или апатиты с плеохронными ядрами, содержащие в центральных частях своих кристаллов скопления мельчайших пластинок хлорита, биотита или игл роговой обманки. Эти апатиты наиболее распространены среди гибридных пород, хотя



часто встречаются и в приконтактных частях гранитных массивов. Они могут служить своеобразным индикатором процессов гибридизма. С другой стороны, в гранитах иногда встречаются идиоморфные кристаллы прозрачного циркона, содержащие округлые ядра более темноокрашенного. Эти округлые ядра, представленные окатанным цирконом, считаются ксенокристаллами, попавшими в магму при ассимиляции ею осадков

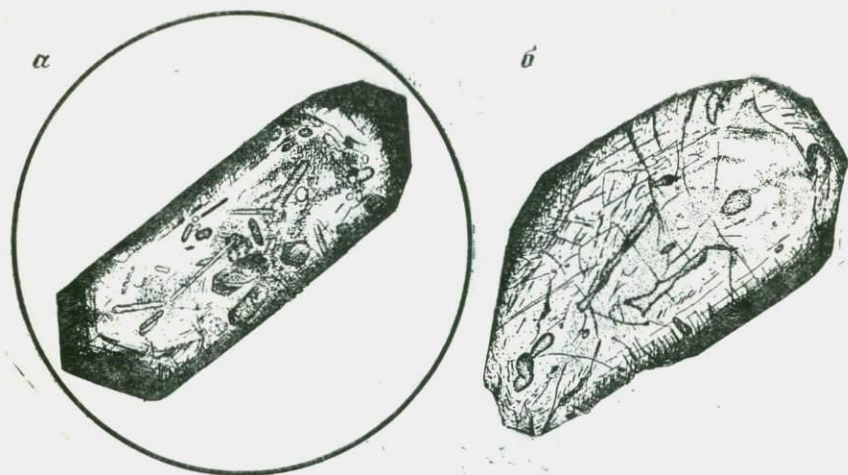


Рис. 34. Микровключения в акцессорных минералах

a — микровключения кристаллов циркона и апатита в цирконе. Биотитовый, мезозойский гранит. Северный Кавказ; *b* — газово-жидкие включения и округлые выделения циркона в цирконе. Биотитовый, докембрийский гранит. Украина

(см. рис. 32). Наличие большого числа цирконов с подобными ядрами может служить указанием на метасоматическое или гибридное происхождение гранитов. Подтверждением этого служит наличие в контактовых зонах гранитных интрузий цирконов, несомненно являющихся продуктом ассимиляции вмещающих толщ, с выростами или содержащих ядра из окатанных кристаллов циркона.

Измененность

Этот признак акцессорных минералов может служить указанием на время их выделения или на различную интенсивность постмагматических процессов. Так, в гранитоидах Киргизии встречается пирит, причем его кубические кристаллы обычно сильно лимонитизированы, в то время как пентагондодекаэдрические характеризуются своей свежестью. Это говорит о наличии двух пиритов — раннего и более позднего, образование которого связано с гидротермальной деятельностью. С другой стороны, каледонские гранитоиды Северной Киргизии характеризуются наличием сильно измененных торита, ортита, ксенотима, монацита, сфена и ильменита. Те же минералы в варисских интрузиях отличаются хорошей сохранностью. Указанная особенность так выдержана, что появляется возможность по степени измененности акцессорных минералов различать породы разного возраста.

Более частая встречаемость крупных кристаллов акцессорных минералов в пегматитах, а также в центральных частях даек и покровов позволяет полагать, что высокие концентрации летучих, в первую очередь воды, понижающих вязкость магмы, способствуют росту крупных минеральных индивидов. Отсюда можно сделать вывод, что из двух сравниваемых пород наиболее богата летучими компонентами та, которая содержит более крупные кристаллы одноименных акцессорных минералов. В связи с этим следует отметить, что ранние генерации акцессорных минералов обычно представлены мелкими кристаллами, в то время как более поздние отличаются большими размерами, что весьма сближает их с одноименными минералами пегматитов и свидетельствует о кристаллизации из остаточных, богатых летучими, расплавов.

Выявить влияние летучих компонентов на содержание, размер и состав акцессорных минералов, выделяющихся из кристаллизующейся магмы, можно, если провести сравнительное изучение минерального состава гранитов син- и посттектонических (трещинных), гранитов массивных, содержащих многочисленные пегматитовые жилы, и миароловых, практически лишенных их. Особенно важно установить отличия в содержании акцессорных минералов в гранитах, внедрению которых в одних случаях предшествовала вулканическая деятельность, а в других — она отсутствовала.

Имеются и другие, правда, слабо изученные особенности акцессорных минералов. Ураниниты из пегматитов, например, характеризуются большими размерами элементарной ячейки, чем ураниниты гидротермальных жил. Богатые марганцем разновидности ильменита, встречающиеся преимущественно в пегматитах, отличаются от обычного ильменита гранитов большими межплоскостными расстояниями и меньшей плотностью. Вторичные рутил и анатаз, образованные за счет ильменита, отличаются от одноименных минералов магматического генезиса пониженной твердостью и характерным ноздреватым строением.

Особый интерес вызывает изучение полиморфных модификаций (брукит — анатаз, андалузит — силлиманит и др.), так как они дают возможность определить условия, при которых происходило формирование или последующее изменение вмещающих их пород.

Генезис изверженных пород

В настоящее время общепризнано, что изверженные породы являются образованиями гетерогенными и их возникновение может быть связано с различными процессами. Среди гранитоидов, например, можно выделить две генетически принципиально отличные группы: 1) гранитоиды, связанные с основной магмой и представленные продуктами ее дифференциации или гибри-

дизма; 2) сиалические (коровые) гранитоиды, образовавшиеся в результате метасоматического преобразования осадочно-метаморфических толщ кислого состава (автохтонные) или являющиеся продуктом кристаллизации палингенной гранитной магмы (интрузивные).

Различный генезис гранитоидов сказывается не только на их текстурно-структурных особенностях или рудоносности, но и на составе и содержании встречающихся в них акцессорных минералов.

Гранитоиды, связанные с основной магмой, которые в литературе часто описываются как гранитоиды габбровой формации или гранитоиды базальтоидного генезиса, ограниченно распространены и наиболее часто встречаются среди пород Урала, Малого Кавказа и Алтае-Саянской области. Они весьма своеобразны по составу и представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, сиенито-диоритами или плагиогранитами. Они могут образоваться в результате ассимиляции основной магмой кислых пород, в результате гранитизации массивов габбро или, что наблюдается наиболее часто, быть продуктом дифференциации основной магмы. В массивах подобного генезиса породы I фазы представлены обычно габбро, а II — диоритами или гранодиоритами.

В соответствии с геохимическими особенностями основной магмы, бедной редкими элементами, гранитоиды габбровой формации не сопровождаются месторождениями или рудопроявлениями этих элементов. В то же время в связи с ними обычно формируются железорудные месторождения.

Особенности гранитоидов рассматриваемых двух типов можно проиллюстрировать на примере гранодиоритов и диоритов, которые могут формироваться в связи с породами как габбро-перидотитовой, так и гранитной формаций. В зависимости от геохимических особенностей этих формаций гранодиориты габбровых комплексов характеризуются не только меньшим содержанием минералов редких (Nb, U, TR, Zr) или рудных (W, Mo, Sn) элементов (см. табл. 6), но и низким содержанием редких элементов в обычных минералах — апатите, эпидоте, гранате и т. п. Очень малы содержания ниобия в сфене и ильмените этих пород (10 г/т вместо 1360—990 г/т), редких земель в апатите (2900 г/т вместо 6300 г/т), олова и молибдена в сфене (10—8 г/т вместо 252—32 г/т) и т. д. В то же время для магнетита, ильменита, граната из гранодиоритов габбровых комплексов отмечается повышенное содержание элементов основной магмы (в г/т): ванадия (2110), титана (12 675), хрома (580), магния (3770), в апатите — стронция и т. п.

Гранодиориты гранитоидных комплексов отличаются большим содержанием минералов редких (Zr, Nb, TR, U, Th) и рудных (W, Mo, Pb, Zn) элементов, что, в общем, соответствует и повышенным кларкам этих элементов в кислой магме; большим содержанием редких элементов в обычных акцессорных минера-

лах; TR, Ni — в цирконе (где Zr/Hf — отношение близко к гранитному и равно 40—43 вместо 71 у циркона из гранодиоритов габбровых комплексов), ниобия — в сфене и ильмените и т. п.

Гранодиориты, образовавшиеся в результате контаминации гранитов, нередко содержат окатанные зерна циркона, являющиеся ксенокристаллами. В гранодиоритах, связанных с габбро, широко распространены изометричные (благодаря обилию дипирамидальных граней) кристаллы, характерные также для циркона из габбро.

Гранитоиды, связанные с основной магмой, наследуют не только петрохимические особенности последней, что выражается в высоком содержании минералов Fe, Ti, Ca — магнетита, ильменита, апатита и т. п., но и ее геохимические особенности, а именно низкие содержания редких элементов и высокие V, Cr, Ni, Co. Так, среди гранитоидов Урала пириты из гипабиссальных гранитов, которые, как считают, связаны с базальтоидным магматизмом, содержат в среднем 28 г/т Co и 9,2 г/т Ni, а пириты из сиалических плутонических гранитов значительно меньше — 2,0 г/т Co и 1,4 г/т Ni. Для магнетита из гранитоидов габбровой формации Урала В. Г. Фоминых и Н. Д. Знаменским также отмечалось повышенное содержание титана и ванадия (4% TiO_2 и 0,56% V_2O_3) по сравнению с магнетитом из гранитоидов гранитной формации (0,52% TiO_2 и 0,13% V_2O_3). Аналогичные отличия установлены и в составе титаномагнетитов из щелочных пород базальтоидного и гранитного генезисов.

Среди интрузивных пород Алтае-Саянской провинции В. А. Вахрушевым установлены четкие отличия в химическом составе магнетита из гранитоидов гранитной и габбровой формаций. В магнетите из гранитоидов первого типа наблюдаются большие содержания свинца, германия и особенно олова. В магнетите из гранитоидов, являющихся производными основной магмы, не обнаружены цирконий, ниобий, иттрий, а содержания титана, ванадия, хрома, кобальта, никеля резко повышены.

В соответствии с высоким содержанием магнетита в гранитоидах габбровой формации, которые в три раза и более выше, чем в соответствующих разностях гранитоидов сиалического генезиса, находится и характер распределения железа в этих двух генетических отличных группах гранитоидов. Доля железа, приходящаяся на магнетит, в гранитоидах габбрового ряда в два раза выше, чем в гранитоидах сиалического генезиса и составляет, согласно В. Г. Фоминых, 37,89 и 19,7% соответственно.

Рассматривая особенности составов сфена и ильменита в зависимости от генезиса вмещающего их гранитоида, следует отметить, что подобно магнетиту самые низкие содержания молибдена, олова, а также тантала, ниобия характеризуют сфены и ильмениты из гранитоидов габбровой формации (табл. 30).

Среди гранитоидов сиалического генезиса выделяются автохтонные и интрузивные разности.

Сводные данные по средним содержаниям редких и рудных элементов в аксессуарных минералах из гранитоидов различного генезиса, г/т

Минерал	Элемент	Гранитоиды			Минерал	Элемент	Гранитоиды		
		интрузивные палингенные	автохтонные метасоматические	габровой формации			интрузивные палингенные	автохтонные метасоматические	габровой формации
Циркон	U	1150	550	—	Магнетит	Sn	26	8	7,5
	Sc	143	171	—		Zn	1 924	2 880	1060
Апатит	U	96	33	—	Сфен	Sn	255	118	40
	Th	178	53	—		W	36	8	—
	Ga	1,5	33	—	Mo	82	55	8	
	Sr	751	954	—	Zn	867	1 450	—	
Магнетит	Ga	22	54	—	Ильменит	Cu	36	34	42
	Zn	238	265	244		Ta	262	—	99
	V	1067	580	2111		Sn	148	57	20
	Gr	363	175	581	W	63	34	—	
	Ni	35	21	108	Mo	8	3	—	
	Mo	13	11	3	Гранат	Sc	80	141	—
	W	5	1	—		TR	11 600	24 300	450
Ta	35	2	2	Эпидот	Co	8	—	166	
Nb	97	38	25		Cr	38	—	1666	

Примечание. Прочерк — данных нет.

Интрузивные гранитоиды возникают в процессе палингенеза преимущественно в складчатых областях и пользуются наиболее широким распространением среди послекембрийских гранитов. Для них характерны четкие контакты с вмещающими породами и активное воздействие на последние, выражающееся не только в термальном метаморфизме пород, но и в нарушении их залегания. Интрузивные гранитоиды обладают сравнительно постоянной структурой и количественно-минеральным составом, которые несколько изменяются в зависимости от фациальной принадлежности гранитоида. Их характерной чертой является также зональное распределение редких элементов (концентрация U, Li, Be, Ta, F в апикальных частях) и аксессуарных минералов (концентрация сфена, апатита, ортита в приконтактовых участках). С палингенными интрузивными гранитоидами связано подавляющее большинство месторождений редких и рудных элементов: Ta, Ca, U, Li, Be, W, Mo, Sn и др.

Автохтонные гранитоиды являются преимущественно продуктом гранитизации осадочно-метаморфических пород. Это главным образом наиболее древние, докембрийские гранитоиды, которые характеризуются постепенными и нечеткими контактами с вмещающими породами.

щающими их гнейсами и сланцами, часто содержат реликты вмещающих пород или их минералов, обладают непостоянным количественно-минеральным составом, обычно не отвечающим эвтектическим соотношениям, характеризуются наличием бластических и пойкилитовых структур. Зональность в распределении редких элементов и их минералов в автохтонных гранитоидах не установлена. Эти гранитоиды обычно занимают значительные площади и образуются на больших глубинах.

В связи с автохтонными гранитами не установлены крупные эндогенные месторождения редких и рудных элементов. Зато они часто являются коренными источниками циркона и монацита, которые образуют значительные концентрации в россыпях или корках выветривания, развитых на этих гранитах.

Метасоматические граниты, образовавшиеся *in situ* за счет кристаллических сланцев и гнейсов, встречаются во многих местах Советского Союза. Они встречаются на Алтае, Северо-Байкальском нагорье, Урале, Украине, Анабаре, Кузнецком Алатау, Кольском полуострове.

Можно выделить следующие группы признаков, по которым автохтонные граниты отличаются от интрузивных.

В и д о в о й с о с т а в. С процессом гранитизации парагнейсовых толщ связано и широкое распространение в автохтонных гранитах таких минералов, как графит, силлиманит, корунд, кианит, кордиерит, многие из которых являются ксеногенными, так как содержат массу темных дисперсных включений, обычно наблюдаемых в этих минералах из метаморфических пород и не характерных для одноименных минералов из измененных интрузивных гранитов, где они имеют метасоматический генезис.

Примером могут служить автохтонные чудново-бердичевские граниты, богатые графитом, силлиманитом и кордиеритом, а также автохтонные гранитоиды памирско-шугнанского комплекса, содержащие гранат, андалузит, силлиманит.

С о д е р ж а н и е. Интрузивные гранитоиды характеризуются максимальными содержаниями минералов редких и рудных элементов (Li, U, Ta, Nb, W, Mo, Sn), в то время как для автохтонных гранитоидов весьма характерны высокие содержания минералов Ti, Fe, Ca, Zr и TR (см. табл. 6).

Поскольку в песчано-сланцевых породах кларки большинства перечисленных элементов, слагающих эти минералы, равны или даже несколько выше, чем в кислых интрузивных породах, подобные отличия в содержании собственных минералов этих элементов связаны с выносом последних в процессе метасоматоза и гранитизации осадочно-метаморфических толщ. Высокие содержания в автохтонных гранитах редкоземельных минералов — ортита и монацита — являются следствием процесса микроклинизации: замещение микроклином плагиоклаза парагнейсовых толщ сопровождалось высвобождением из него р. з. э., получавших возможность образовывать собственные минералы.

К числу особенностей минерального состава автохтонных гранитоидов следует также отнести и непостоянство содержания многих минералов. В них нередко наряду с низкими наблюдаются и необычно высокие содержания, например, апатита (до 5 кг/т), сфена (до 4 кг/т), магнетита (до 37 кг/т), ортита (до 1,2 кг/т), граната (до 47 кг/т), значительно превышающие средние содержания этих минералов в интрузивных гранитах.

На большую роль калиевого метасоматоза в образовании (или преобразовании) докембрийских гранитов указывают и повышенное содержание монацита, количество которого в них достигает до 520 г/т (что более чем в 12 раз выше среднего содержания этого минерала в гранитах магматического генезиса), и появление таких необычных для интрузивных гранитов минералов, как итриалит и чевкинит.

Р а с п р е д е л е н и е. Наиболее равномерно распределены акцессорные минералы в палингенных интрузивных гранитоидах. В них, кроме того, обычно отмечается известная зональность в распределении акцессорных минералов, обусловленная или явлениями гибридности в зонах эндоконтакта (выражается в концентрации там сфена, магнетита, апатита, ортита), или скоплением летучих в апикальных частях магматической камеры (выражается в концентрации флюорита, уранинита, касситерита — в апикальных; циркона, ильменита — в центральных частях массива).

Автохтонные гранитоиды в противоположность интрузивным характеризуются крайне непостоянным и незакономерным распределением содержаний акцессорных минералов. Высокие содержания сфена и магнетита, циркона и граната, монацита и апатита встречаются как в центральных, так и в приконтактовых участках массивов. Чудново-бердичевские граниты Украины, например, для которых наиболее вероятно автохтонное происхождение, характеризуются весьма непостоянным содержанием как породообразующих, так и акцессорных минералов.

Ф о р м а. Форма акцессорных минералов во многом зависит от условий образования породы. Особенностью формы минерала осадочно-метаморфических пород являются следы механического воздействия на них во время первичной транспортировки, проявляющиеся в виде различной степени окатанности их кристаллов, а также различные обрастания и дорастания ранее окатанных кристаллов, отражающие миграцию вещества во время метаморфизма. Поэтому одним из признаков минерального состава автохтонных гранитоидов служит наличие реликтовых минералов парагнейсовых толщ.

К их числу относится реликтовый осадочный дометаморфический циркон, встречающийся в виде округлых зерен, обросших оболочкой в форме идиоморфного кристалла. Статистическое изучение окатанных цирконов, «цирконов с ядрами», удлинения окатанных зерен и идиоморфных кристаллов, а также сравнение

их абсолютного возраста дают обильный материал для суждения о роли осадочного материала в формировании изверженной породы.

Цирконы из ортогнейсов Кольского полуострова, например, почти не содержат окатанных кристаллов циркона, а в парагнейсах Тувы количество подобных реликтовых зерен достигает 25%, причем остальные его кристаллы имеют сильно сглаженные ребра и вершины.

Постоянное присутствие окатанных цирконов в архейских гранитоидах Карелии, гранито-гнейсах кристаллического фундамента Кировской области, Квинсленда и ряда других мест позволяет считать, что осадочный материал действительно играл существенную роль в формировании древних гранитоидов.

В автохтонных гранитоидах Анабарского щита присутствует древний дометаморфический циркон, который образует ядра кристаллов и покрыт оболочкой более позднего циркона. Реликтовый циркон установлен также в автохтонных гранитоидах Горного Алтая и Украины (см. рис. 32).

В отличие от пластинчатых кристаллов монацита из интрузивных гранитов в алевролитах Приаргунья и слюдистых сланцах Приморья часто присутствует монацит в форме округлых зерен, имеющих характерную ситовидную (пойкилитовую) структуру, обусловленную присутствием многочисленных включений кварца и серицита. Этот монацит считается первичноосадочным. Поэтому когда в гранитах наряду с таблитчатыми кристаллами монацита широким распространением пользуются округлые его зерна, как это, например, наблюдается в гранитах Богемского массива, гнейсах Бретани, гранито-гнейсах Мурзинского и Кочкарского массивов на Урале, можно с достаточным основанием говорить о значительном участии осадочного материала в формировании этих пород.

С о с т а в. Показательны и особенности состава аксессуарных минералов, в частности, граната и турмалина. Так, состав граната автохтонных гранитов отличается от граната интрузивных палингенных гранитоидов меньшим содержанием спессартинового и большим — альмандинового и пиропового компонентов (табл. 31).

Т а б л и ц а 31

Средний состав аксессуарного граната в гранитоидах различного генезиса, %

Компоненты граната	Гранит автохтонный метасоматический	Гранит интрузивный палингенный	Компоненты граната	Гранит автохтонный метасоматический	Гранит интрузивный палингенный
Альмандин	78,4	59,3	Пироп	15,4	4,4
Андрадит	0,4	0,1	Гроссуляр	4,2	4,8
Спессартин	1,6	31,4			

Подобный состав сильно сближает этот гранат с богатым пироповым компонентом гранатом вмещающих парагнейсов. То же характерно и для турмалина. Если в гранитах магматического генезиса присутствует турмалин, отвечающий по составу почти чистому шерлу, то в докембрийских гранитах часто встречаются турмалины с высоким содержанием дравитового компонента, весьма напоминающие по составу магнезиальные турмалины метаморфических пород.

По сравнению с одноименными минералами интрузивных гранитоидов магнетит, сфен, ильменит, апатит, эпидот автохтонных гранитоидов содержат больше галлия, магнетит и ильменит — цинка, апатит — стронция. Любопытно, что и апатиты из осадочно-метаморфических пород также характеризуются большим содержанием стронция и галлия. Примечательно также, что помимо аксессуарных и все породообразующие минералы автохтонных гранитов, включая кварц, также отличаются от одноименных минералов интрузивных гранитов повышенным содержанием галлия — элемента, среднее содержание которого в песчано-сланцевых породах в 1,5 раза выше, чем в кислых интрузивных.

К числу особенностей состава аксессуарных минералов автохтонных гранитов, указывающих на большую роль метасоматических процессов в формировании их окончательного облика, относятся высокие содержания иттриевых р. з. э. — в апатите, цирконе, сфене; гафния — в цирконе и т. п.

Действительно, в отличие от интрузивных гранитов апатит, циркон, сфен из автохтонных гранитоидов содержат в 1,5—3 раза больше иттриевых р. з. э., а циркон — гафния. Те же особенности свойственны одноименным минералам из зон метасоматического изменения в интрузивных гранитоидах.

К числу других особенностей состава минералов автохтонных гранитов следует отнести пониженные в два-три раза по сравнению со средним содержанием урана в цирконе и апатите, тория в апатите и монаците. Последнее, возможно, связано с тем, что песчано-сланцевые породы содержат тория в 1,5 раза меньше, чем кислые изверженные. Поскольку для монацита осадочного генезиса, встречающегося в слюдяных сланцах и алевролитах, характерно необычно высокое содержание европия (0,7—1,8% по сравнению с 0,05% в монаците из интрузивных гранитоидов), постольку не исключено, что монацит автохтонных гранитов также будет характеризоваться более высоким содержанием европия.

Следует отметить, что не только парагнейсовы толщи, но и сами интрузивные гранитоиды могут сильно изменять свой состав под влиянием различных поздних процессов. В качестве примера можно привести лейкократовые гранитоиды различного генезиса. Интрузивные лейкократовые граниты и аляскиты обычно являются продуктом дифференциации гранитной магмы и слагают породы поздних интрузивных фаз, обедненные магнием, кальцием, титаном, железом и их минералами. В то же время минералы

урана, ниобия, лития, вольфрама, молибдена пользуются в них широким распространением.

Лейкократовые граниты и аляскиты могут также возникнуть и при метасоматическом изменении биотитовых гранитов, сопровождающемся разрушением биотита, замещением более основного плагиоклаза более кислым и увеличением количества кварца. Лейкократовым гранитоидам подобного генезиса присуще наличие значительных количеств магнетита и сфена, содержание которых достигает соответственно 4 и 6 кг/т, что обусловлено разрушением биотита и значительно превышает содержание этих минералов в биотитовых гранитах. С разрушением плагиоклаза высвобождающийся кальций давал начало апатиту, флюориту, эпидоту, содержания которых также превосходят таковые в лейкократовых гранитах интрузивного генезиса.

Не менее характерно постоянное присутствие в метасоматических гранитоидах повышенных количеств флюорита. В некоторых метасоматических аляскитах Украины содержание флюорита достигает 4,6 кг/т. Обилие фтора в составе поздних растворов, производивших изменение гранита, обусловило обилие в аляскитах метасоматического генезиса таких необычных минералов, как бастнезит, иттриалит, ринколит, лопарит, перовскит, давидит.

В лейкократовых гранитах и аляскитах метасоматического генезиса более часто, чем в аналогичных породах интрузивного происхождения, встречаются высокоглиноземистые минералы — андалузит, силлиманит, кордиерит, шпинель, корунд. Присутствие в них барита и целестина, образовавшихся за счет Ba и Sr, высвобождавшихся из разрушающихся полевых шпатов, еще больше подчеркивает различие в минеральном составе между этими двумя генетически различными группами лейкократовых гранитоидов.

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что определенные признаки минерального состава позволяют различать гранитоиды различного генезиса. К числу таких признаков, позволяющих различать гранитоиды магматического и метасоматического происхождения, относятся наличие реликтовых минералов метаморфических толщ (окатанные циркон и монацит, магнезиальные турмалин и гранат, андалузит, силлиманит, дисген, апатит с черными дисперсными включениями), наличие скелетных, футлярообразных и корродированных кристаллов; обилие бурого цирколитового циркона, часто зонарного; крайне неравномерное распределение аксессуарных минералов; наличие неравновесных минеральных ассоциаций (например, шеелит — вольфрамит, монацит — сфен и др.); унаследованность аксессуарными минералами геохимических особенностей родоначальных пород. Примером может служить малое содержание тория в монаците из осадков или высокие содержания хрома, никеля, кобальта, титана, ванадия в магнетите гранитоидов, являющихся производными основной магмы.

Магнетиты интрузивных палингенных гранитоидов выделяются наиболее высоким содержанием ниобия, тантала, молибдена, олова, в то время как цинк в несколько большем количестве содержится в магнетите автохтонных гранитов (см. табл. 30).

Установление комплекса признаков, позволяющих быстро и уверенно выделять гранитоиды различного генезиса, весьма важно и необходимо, так как представляет большой интерес не только с точки зрения воссоздания правильной картины геологической истории формирования пород. Оно имеет большое значение и в чисто практическом отношении, так как эти генетически отличные группы гранитоидов характеризуются весьма различной рудоносностью. Приведенные данные свидетельствуют о преобладающей концентрации редких и рудных элементов и их минералов в интрузивных гранитоидах. Подавляющее большинство месторождений редких элементов также связано с интрузивными гранитоидами. Им принадлежит главная роль в металлогении складчатых поясов и платформ, хотя в пределах последних зоны щелочного метасоматоза в автохтонных гранитах иногда содержат промышленно интересные концентрации Nb, Ta, Be и др.

Рудоносность изверженных пород

При поисках месторождений редких элементов, которые часто связаны не только пространственно, но и генетически с массивами изверженных пород, большую роль играет значение тех признаков состава этих пород, которые позволяют выделять среди них разновидности, обычно определяемые как «потенциально рудоносные». К таким признакам относятся содержания в породе как акцессорных минералов, так и редких элементов в этих минералах.

До недавнего времени наши сведения о видовом составе и содержании рудных акцессорных минералов в породах были крайне скудны. Однако применение метода искусственных шлихов позволило установить помимо ранее известных (касситерита, магнетита, ильменита, пирита и халькопирита) целый ряд других рудных минералов. В гранитах, например, установлены: из сульфидов галенит, сфалерит, арсенопирит, молибденит и более редкие — висмутин, киноварь, тетрадимит, реальгар, аурипигмент, айкинит, буланжерит и продукты их изменения, главным образом карбонаты — церуссит, малахит, базовисмутит, бейерит. Из оксидов установлено присутствие различных вольфраматов и молибдатов — вольфрамита, зейригита, шеелита, повеллита, вульфенита, чиллагита, русселита. Обнаружены также самородные — золото, серебро, медь, цинк, свинец, олово, железо, индий, висмут.

Несмотря на такое разнообразие рудных акцессорных минералов, прежде чем их использовать для суждения о рудоносности гранитоидов, необходимо доказать их магматическое, в широком смысле этого слова, происхождение. Важнейшими признаками, указывающими на первичное происхождение рудных акцессор-

ных минералов, являются особенности формы, состава, содержания и распространения в породе, отличающие их от одноименных минералов гидротермального генезиса.

Так, акцессорный молибденит из гранитов будет характеризоваться более низкими содержаниями висмута и рения, сфалерит — кадмия и индия, касситерит — более высоким содержанием скандия и ниобия, шеелит — стронция и бария, вольфрамит — скандия и тантала по сравнению с одноименными минералами гидротермального генезиса.

Несмотря на большое петрографическое сходство отдельных разновидностей гранитоидов, рудная постмагматическая минерализация может быть связана с последними или отсутствовать в них. Более того, ее вещественный состав может быть неодинаков (Sn, W, Mo, Li, Nb и т. п.). Для доказательства генетической связи между рудопроявлениями и интрузиями требуется установление тонких черт их сходства или отличия.

Такими чертами являются минералого-геохимические признаки генетической связи оруденения с интрузивами, а именно общность минерального состава гранитов и рудопроявлений. Она устанавливается не только по общим рудным минералам, но и по обычным акцессорным, таким, как циркон, апатит и др. В этом случае, однако, необходимо приводить данные о преемственности характерных особенностей состава (например, высоких содержаний урана, редких земель или гафния в цирконе, стронция — в апатите, серебра или висмута — в галените и т. п.) между акцессорными минералами гранитов и одноименными минералами рудопроявлений.

Следует также отметить, что появление рудных акцессорных минералов в гранитах объясняется различными факторами, которые регулируют поведение рудных элементов в кристаллизующейся магме, обуславливая или преимущественное образование ими рудных акцессорных минералов и накопление в виде постмагматических рудных концентраций, или рассеяние в массе породы благодаря их вхождению в кристаллические решетки порообразующих минералов, обладающих значительной изоморфной емкостью в отношении многих рудных элементов.

Анализ особенностей распределения и содержания рудных элементов и их минералов показывает, что рудоносность магмы может быть следствием многих причин.

1. Она может быть связана с ее первоначальной обогащенностью рудными элементами, вызванной геохимическими особенностями участка литосферы, где имело место зарождение этой магмы. Подобная специализация должна выражаться повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями редких и рудных элементов и сравнительно равномерным распределением их в граните. Минеральным признаком первичной обогащенности интрузии рудными элементами следует считать повышенные содержания в ней рудных акцессорных минералов и рудных элементов в минералах-носителях.

2. Рудоносность гранитной магмы может быть следствием ее обогащения рядом рудных и редких элементов в результате ассимиляции осадочно-метаморфических толщ. Однако, судя по имеющимся данным, роль ассимиляционного обогащения гранитной магмы редкими элементами — оловом, ураном, торием, ниобием, литием — ничтожна и более того отрицательна, так как в гибридных породах обычно отсутствуют акцессорные минералы редких элементов вследствие их кристаллохимического рассеяния в кристаллических решетках породообразующих, главным образом цветных минералов.

3. Рудоносность магмы может быть обусловлена неблагоприятным составом породообразующих минералов или неблагоприятными физико-химическими условиями кристаллизации (высокое содержание летучих компонентов, их состав, кислотно-щелочной потенциал и т. п.), которые могли препятствовать изоморфному рассеянию этих элементов, способствуя тем самым их концентрации в поздних дифференциатах. В этом случае ни сама порода, ни минерал-носитель не будут обладать повышенными содержаниями рудных и редких элементов, для которых характерно сравнительно равномерное распределение в породе. Благоприятное влияние кристаллохимического фактора на отделение рудного вещества из кристаллизующейся магмы наглядно иллюстрируется приуроченностью повышенных содержаний рудных акцессорных минералов к лейкократовым гранитам и аляскитам, т. е. к породам, лишенным тех минералов, в кристаллических решетках которых могли рассеиваться Li, Se, Zr, Nb, Sn (биотит) или W, Mo, В (плаггиоклаз) и т. п.

4. Рудоносность гранитов может быть связана и с поздними процессами, которые изменяли породу. Поскольку в породообразующих минералах гранита сосредоточено от 80 до 90% рудных и редких элементов от их общего содержания в породе, постольку процессы изменения гранитов могут приводить к мобилизации огромного количества заключенных в них рудных и редких элементов, которые впоследствии способны образовать крупные, иногда промышленно интересные, постмагматические концентрации.

Характерными признаками рудоносности измененных гранитов являются значительная неравномерность в распределении содержаний редких элементов и акцессорных минералов, наличие ураганных содержаний последних, возникших в результате перераспределения их исходных содержаний, пониженные содержания рудных элементов в минералах-носителях, общая измененность породы.

Содержание акцессорных минералов. Если рассматривать рудогенерирующую способность магмы как возможность рассеянных в ней редких и рудных элементов концентрироваться в силу сочетания ряда условий в поздне- и постмагматические этапы становления интрузивных тел, то первым

признаком проявления подобной рудогенерирующей способности будет появление собственных минералов этих элементов, называемых обычно акцессорными. И хотя для достаточно полного отделения редких и рудных элементов необходимо благоприятное сочетание целого ряда факторов, само появление этих минералов фиксирует новую, более концентрированную по сравнению с изоморфной форму нахождения редких и рудных элементов.

Естественно предположить, что если процесс кристаллизации магмы не сопровождался существенным отторжением рудных элементов, минералы последних будут пользоваться широким распространением, но содержания их будут незначительны. Если же при кристаллизации гранитной магмы рудные элементы получили преимущественную возможность концентрироваться в поздних продуктах и при дальнейшем их отторжении образовывать постмагматические рудные скопления, то отражением этого процесса накопления должно быть повышенное содержание рудных акцессорных минералов в гранитных дифференциатах, образующихся при подобном ходе процесса кристаллизации.

Однако для того чтобы судить о повышенном или пониженном содержании акцессорных минералов в породе, необходимо знать основные статистические оценки этих содержаний: среднее (\bar{x}), точность среднего (λ) и дисперсию содержаний (S). Подобные статистические оценки содержаний главнейших акцессорных минералов вычислены для гранитоидов и приведены в табл. 4.

Как видно из этой таблицы, степень равномерности распределения акцессорных минералов, а также величина их среднего содержания неодинаковы в гранитоидах различного состава. Среди последних наиболее заметно выделяются лейкократовые гранитоиды, в которых содержание большинства минералов Nb, TR, Th, W, Sn, Pb, As, Cu и степень неравномерности распределения их содержаний значительно выше, чем в биотитовых гранитах или гранодиоритах. Эта особенность их минерального состава, по-видимому, отражает тот факт, что рудоносными обычно являются именно лейкократовые гранитоиды.

В литературе неоднократно упоминалось, что характерным признаком рудоносных гранитоидов является присутствие в них собственных минералов рудных элементов: касситерита, молибденита и т. п. Однако работы последнего десятилетия показали, что рудные акцессорные минералы широко распространены и среди нерудоносных гранитоидов, являясь закономерной составной частью пород вообще. Характерным признаком рудоносных гранитоидов должно быть только повышенное по сравнению со средним содержание акцессорных минералов.

Действительно, анализируя материал по содержанию акцессорных минералов в гранитоидах различной рудоносности, можно заметить, что содержание соответствующего рудного минерала для рудоносных гранитоидов обычно в 3—30 раз превышает вычисленное среднее для гранитоидов вообще (табл. 32).

Сравнительные данные по содержанию аксессуарных минералов
в гранитах различной рудоносности, г/т

Минерал	Среднее содержание		Минерал	Среднее содержание	
	в гранитоидах СССР ($\bar{x} \pm S$)	в рудоносном граните $f(\bar{x})$		в гранитоидах СССР ($\bar{x} \pm S$)	в рудоносном граните (\bar{x})
Вольфрамит	0,31 ± 1,22	16,5	Сфалерит	3,23 ± 6,23	74,0
Шеелит	0,30 ± 0,22	1,6	Касситерит	0,14 ± 0,14	1,8—67,6
Молибденит	0,24 ± 0,09	0,7—1,9	Магнетит	7798,00 ± ± 2836,00	15 300,00— 36 600,00
Галенит	0,12 ± 0,09	47,0			

Так, гранитоиды и граносениты Ольховско-Чибижского (Восточный Саян) или Магнитогорского (Урал) интрузивов, сопровождающихся железорудными месторождениями, содержат 15,3 и 36,6 кг/т магнетита соответственно. Одновременно в них отмечается сильно повышенное содержание сфена, ильменита, а иногда и рита.

Количество сфалерита и галенита в гранодиоритах и кварцевых диоритах Восточного Забайкалья, с которыми связывают свинцово-цинковое оруденение, значительно выше среднего и достигает до 74 и 47 г/т соответственно.

Оловоносные граниты Северо-Востока и Приморья содержат касситерита соответственно 1,8 и 67,6 г/т; молибденоносные граниты Северного Кавказа и Казахстана содержат молибденита 0,7 и 1,9 г/т; вольфрамоносные граниты Горного Алтая и Приморья — шеелита и вольфрамита 1,6 и 16,5 г/т соответственно.

Во всех приведенных примерах повышенные содержания рудных аксессуарных минералов составляют характерную особенность рудоносных гранитов. Однако отдельные, особенно высокие содержания могут иметь наложенный характер, так как рудоносные граниты, как правило, в той или иной мере изменены поздними процессами.

Состав аксессуарных минералов. Естественно предположить, что в рудоносных гранитоидах, у которых в процессе кристаллизации имело место отторжение и сопутствующее ему накопление рудных элементов в поздних продуктах, будет наблюдаться не только повышенное содержание аксессуарных минералов, условия для образования которых в силу указанных причин были наиболее благоприятны, но и редких элементов в соответствующих аксессуарных минералах. Действительно, сравнение состава аксессуарных минералов рудоносных гранитоидов с вычисленными средними содержаниями показывает существование вполне определенной закономерности: аксессуарные минералы рудоносных гранитоидов содержат, как правило, больше по сравнению со средним соответствующего рудного элемента.

Акцессорные минералы гранитоидов, с которыми связана Та-Nb-минерализация, обладают повышенным содержанием этих элементов, в 3—20 раз превышающим среднее. Так, содержание Та и Nb в цирконах составляет (в г/т) соответственно 110—245 и 1260—5470, в магнетитах — 202 и 1620, сфенах — 450 и 5950, ильменитах — 130—640 и 2870.

Акцессорные минералы гранитоидов, сопровождаемых оловянной минерализацией, обогащены оловом в 2—13 раз по сравнению со средним: апатит и ильменит — до 100 г/т, сфен — до 1000—3300 г/т.

Акцессорные минералы гранитоидов, сопровождающихся W-Mo- или Cu-Mo-оруденением, содержат в 2—100 раз больше соответствующих рудных элементов (в г/т): вольфрама + циркон 300, апатит 1000, сфен 2334—3670, ильменит 90—140, магнетит 52; молибдена — апатит 500, сфен 50—100, ильменит 400, магнетит 30—50; меди — магнетит 90—228.

Существенно различаются по содержанию редких и рудных элементов минералы гранитоидов различного состава. В лейкократовых гранитоидах эти минералы обычно содержат Nb, Та, U, TR, Sc, Be, W, Mo, Sn в 3—5 раз больше по сравнению с одноименными минералами более меланократовых гранодиоритов. В последних акцессорные минералы содержат больше таких элементов, как Cr, Ni, Co, Sr, нередко Zr и Th.

Из полученных данных (см. табл. 17) следует, что различные акцессорные минералы концентрируют в себе редкие и рудные элементы в неодинаковой степени и, следовательно, их индикаторная роль на эти элементы различна.

Хорошим индикатором на вольфрам являются сфен, циркон, ильменит, гранат и особенно рутил; на молибден — сфен, ильменит, ортит, пирит и особенно рутил; на скандий — ортит, гранат, ильменит и особенно циркон и т. п. Эти данные свидетельствуют о том, что в качестве индикаторов различного оруденения следует использовать только определенные минералы. Не менее важно и то, что высокие содержания рудного элемента в акцессорном минерале еще не отражают его кристаллизацию из особой рудоносной магмы, так как они присущи ему в силу особенностей его состава и структуры и указывают на рудоносность гранитной магмы, если превышают вычисленные средние.

Таким образом, к числу важных признаков рудогенерирующей способности магмы относится повышенное содержание рудных акцессорных минералов. Оно свидетельствует о возможности благодаря благоприятному сочетанию ряда факторов значительной концентрации рудных элементов к поздним этапам становления интрузивов и, как следствие, образования ими значительных количеств собственных минералов.

К числу этих признаков относятся повышенные содержания рудных элементов в определенных акцессорных минералах, которые, будучи в большей своей массе минералами поздними по вре-

мени выделения, этой особенностью состава отражают тенденцию рудных элементов к накоплению в поздние этапы становления гранитных массивов.

Реальность использования аксессуарных минералов как индикаторов возможной рудоносности основывается на высокой степени концентрации в них большинства редких и рудных элементов. В аксессуарных минералах рудоносных гранитов обычно отмечается повышенное содержание соответствующего рудного элемента (в 3—20 раз и более по сравнению с вычисленным средним). Это установлено для олова в сфене, ортите, магнетите, цирконе, гранате из оловоносных гранитов; ниобия и тантала в ильмените, сфене, цирконе редкометалльных гранитов; вольфрама и молибдена в магнетите, сфене, ильмените, цирконе, апатите, турмалине, гранате из гранитоидов, с которыми связан W-Mo-рудопроявления. Во многом аналогичная особенность присуща турмалинам и гранатам редкометалльных пегматитов, в которых эти минералы обладают повышенным содержанием Li, Cs, Y и Ta.

Учитывая позднее время выделения главной массы аксессуарных минералов, подобное обогащение, по-видимому, свидетельствует о накоплении редких и рудных элементов к поздним этапам кристаллизации рудоносных интрузивов, что и представляет их характерную особенность.

Возможность использования аксессуарных минералов в качестве индикатора подобного накопления прекрасно подтверждается на примере многофазных интрузивов. В последних наблюдается значительное (2—5-кратное) обогащение W, Mo, Sn, Y, U, Ta, Nb аксессуарных минералов из гранитов наиболее поздних интрузивных фаз. Так, содержание скандия во флюорите увеличивается с 9 до 46 г/т; урана в монаците — с 1600 до 3200; вольфрама в апатите — с 95 до 120 г/т и т. п. На эту же тенденцию может указывать и различие в содержании редких элементов в одноименных аксессуарных минералах различных генераций. Например, в оловоносных гранитах отсутствует тенденция к накоплению олова в поздних продуктах, что, в частности, выражается в уменьшении содержания олова от 425 до 277 г/т при переходе от сфена ранней к сфену поздней генераций.

Следовательно, в особенностях состава аксессуарных минералов отражается благоприятное влияние процессов дифференциации на накопление редких элементов к поздним этапам становления гранитных интрузивов. О том же говорит и увеличение содержания большинства редких и рудных элементов в одноименных аксессуарных минералах пегматитов.

Среди гранитоидов различного состава наиболее отчетливо рудогенерирующая способность проявлена у лейкократовых гранитов, которые выделяются повышенным содержанием не только аксессуарных минералов, но и редких элементов в них.

Подобные различия связаны не только с изменением геохимических особенностей разных порций гранитной магмы, отлича-

ющихся по своему составу, но и с ограниченными возможностями кристаллохимического рассеяния в лейкократовых гранитах рудных и редких элементов в кристаллических решетках породобразующих минералов. Это свидетельствует также о необходимости сравнивать содержания редких и рудных элементов в акцессорных минералах, выделенных только из гранитоидов сходного петрографического состава.

Абсолютный возраст пород

Акцессорные минералы можно использовать для определения относительного и абсолютного возраста включающих их пород, что играет большую роль при решении ряда вопросов, связанных с петрологией или металлогенией отдельных областей и крупных регионов.

Определение относительного возраста основано на возможности использования плеохроичных дворинок, наблюдаемых вокруг радиоактивных акцессорных минералов — циркона, монацита и др. Метод основан на измерении α -активности ореолов и интенсивности потемнения (оптической плотности) отдельных колец в нормально развитых двориках. Среди последних различают эмбриональные, нормальные и передержанные.

Эмбриональные ореолы обладают едва заметными тусклыми очертаниями, нормальные — имеют четко выраженные кольца, передержанные — представляют собой сплошные черные пятна. Для определения величины пробега α -частиц пригодны только нормальные ореолы, которые характеризуются наличием многих индивидуальных колец. Эти ореолы подразделяются на урановые, ториевые и урано-ториевые.

Более точным является определение абсолютного возраста изотопным методом, который основан на признании постоянной скорости радиоактивного распада в термодинамических условиях Земли. Имеется три ряда элементов, подверженных радиоактивному распаду, — это ряды урана, актино-урана и тория. Распад элементов в каждом ряду схематически может быть представлен в следующем виде: $^{238}\text{U} - 8\alpha = ^{206}\text{Pb}$ (урановый свинец); $^{235}\text{U} - 7\alpha = ^{207}\text{Pb}$ (актиниевый свинец); $^{232}\text{Th} - 6\alpha = ^{208}\text{Pb}$ (ториевый свинец).

Зная, с одной стороны, содержание урана и тория в минерале или породе и количество образовавшихся в них свинца (или гелия), а с другой — скорость образования этих элементов из урана и тория, можно вычислить абсолютный возраст минерала или породы соответственно свинцовым или гелиевым методом. Для первого обычно используются отношения: $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, а для второго — отношение $\text{He}/(\text{U} + \text{Th})$.

Метод изотопного анализа свинца имеет ряд преимуществ перед такими методами, как калий-аргоновый или рубидий-стронциевый, в первую очередь потому, что конечные продукты

распада (^{200}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb) находятся в твердой фазе, а сами радиоактивные элементы и изотопы свинца определяются с достаточной степенью точности, а именно 2—5%. Кроме того, совпадение данных по разным акцессорным минералам и изотопным отношениям позволяет контролировать получаемые при этом результаты.

Поскольку определение абсолютного возраста основано на количественном учете продуктов радиоактивного распада, то, естественно, для этой цели могут быть с успехом использованы те акцессорные минералы, в которых сосредоточена значительная часть радиоактивных элементов породы.

При определении абсолютного возраста изверженных пород мы по существу имеем дело с возрастом тех минералов, на которых производятся соответствующие определения. Поэтому определение абсолютного возраста различных акцессорных минералов, вероятно, позволит в отдельных случаях обнаружить в массе изверженных и метаморфических пород минералы, унаследованные от более древних пород, подвергшихся позднейшей переработке — ассимиляции, метасоматозу и т. д.

Хотя применение масс-спектрографического метода для определения изотопного состава свинца позволяет одновременно производить определение возраста по различным соотношениям ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$), совпадение результатов определения возраста при этом наблюдается довольно редко. Обычно устанавливается различие в значениях возраста для торийсодержащих акцессорных минералов (монацита, ортита), полученных на основании отношения $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ со значениями, полученными по другим отношениям.

Также фиксируются различия в значениях возраста, полученных для урансодержащих акцессорных минералов (уранинита) по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ или $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, и в значениях, полученных по отношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Это связано с неодинаковой потерей различными минералами материнских веществ и продуктов их распада.

Нарушение радиоактивного равновесия в минералах происходит в результате выщелачивания отдельных радиоэлементов при вторичных процессах. Следовательно, пробы пород, из которых будут извлекаться акцессорные минералы, должны браться из свежих, неизмененных и неперекристаллизованных пород. Отобранные из них минералы также должны быть свежими (не замещенными другими минералами) и по возможности не метамиктными, обладать плотной кристаллической упаковкой и малым коэффициентом эманационной способности.

Из акцессорных минералов, содержащих уран и торий, монацит наиболее часто применяется для определения абсолютного возраста пород. Полученные при этом значения абсолютного возраста вполне согласуются с геологическими данными и результатами, установленными по другим минералам. Обычно значения

возраста монацита, полученные на основании отношения $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, отличаются от значений, полученных по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Это объясняется преимущественным выщелачиванием из монацита урана по сравнению с торием, в результате чего возраст, определенный по последнему, может оказаться завышенным. Поэтому при определении возраста монацита свинцовым методом следует отдать предпочтение возрасту, вычисленному по отношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$.

При определении возраста по ортиту надо иметь в виду, что минерал не должен быть гидратированным. Отклонение в ту или другую сторону от правильного значения возраста при интерпретации различных соотношений чаще всего происходит потому, что не учитывается возможность выноса части начальных или конечных продуктов распада, а в ряде случаев и их привноса.

Опыты выщелачивания свинца из ортита показали, что различные изотопы свинца ведут себя при этом неодинаково. Установлена преимущественная выщелачиваемость ^{206}Pb и ^{207}Pb по сравнению с ^{208}Pb . Очевидно, это связано с иным по сравнению с ^{232}Th расположением ^{235}U и ^{238}U в структуре ортита. Поэтому для определения возраста по ортиту должно действовать то же правило, что и для монацита: наиболее достоверными должны быть цифры, полученные по отношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$. Этому отношению следует отдать предпочтение также и потому, что определение в ортите урана в силу незначительного его содержания представляет определенные аналитические трудности.

Циркон широко распространен в гранитоидах. В тех случаях, когда циркон отличается хорошей сохранностью, результаты определения возраста по всем изотопным отношениям весьма близки. Однако наиболее удовлетворительные возрастные данные получаются по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Вероятная причина этого заключается в пропорциональной выщелачиваемости из циркона радиогенных изотопов ^{207}Pb и ^{206}Pb . Исследования малаконов со сравнительно высоким содержанием урана показали их ограниченную пригодность для определения возраста ввиду явной потери части урана, возможно связанной с переходом минерала в метамиктное состояние.

Уранинит — благоприятный минерал для определения абсолютного возраста. Однако для уранинита, как и для других урановых минералов, характерна так называемая «ториевая аномалия», т. е. завышение или занижение возраста по отношению $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$, что объясняется их особым положением в структуре уранинита.

В качестве наиболее достоверного следует рекомендовать возраст, вычисленный из отношений $^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Сфен малоприспособен для определения возраста, так как отличается наряду с высоким содержанием обыкновенного свинца весьма низким содержанием урана и тория, что заметно сказывается на точности определения возраста. Однако некоторые

разности радиоактивных сфенов, содержащие около 0,5% Th, дают возраст по общему свинцу, совпадающий с данными, полученными аргоновым методом по полевым шпатам.

В ряде аксессуарных минералов как побочный продукт распада накапливается гелий. Согласно исследованиям Э. К. Герлинга, для этого метода могут быть использованы магнетит, топаз, касситерит, гранат, ильменит, рутил.

Следует отметить попытки использования для определения абсолютного возраста изотопов редкоземельных элементов ($^{138}\text{Ce}/^{138}\text{La}$; $^{143}\text{Nd}/^{147}\text{Sm}$) в таких минералах, как ортит, апатит и сфен.

Магнитная восприимчивость пород

Выяснение причин, обуславливающих разную степень магнитной восприимчивости изверженных пород, облегчает использование магнитных карт при геологическом картировании, при выяснении глубинного строения отдельных участков земной коры, при решении различных вопросов петрологии, металлогении и т. п.

Устанавливается четкая корреляционная зависимость между магнитной восприимчивостью пород и содержанием в них магнетита. Для гранитоидов, например, по этому признаку можно построить диаграмму, которая четко разделяется на две части (рис. 35). В левой части при содержании магнетита от 0 до 0,01% магнитная восприимчивость образцов варьирует в пределах от $3 \cdot 10^{-6}$ до $30 \cdot 10^{-6}$, следовательно, при низком содержании магнетита (до 140 г/т) породы являются очень слабо магнитными с χ не свыше $30 \cdot 10^{-6}$. Пропорциональность между χ и содержаниями магнетита в этой части диаграммы не устанавливается. На величину магнитной восприимчивости пород при таких ее малых значениях кроме вкрапленности магнетита существенно влияет парамагнитная восприимчивость цветных породообразующих минералов, изменяющаяся от 0 до $10-15 \cdot 10^{-6}$.

При содержании магнетита свыше 150 г/т и значении магнитной восприимчивости более $30 \cdot 10^{-6}$ устанавливается прямая корреляционная зависимость между содержанием магнетита в гранитоидах и их магнитной восприимчивостью.

Одной из причин различной магнитной восприимчивости магнетита является влияние примесей, входящих в кристаллическую решетку минерала, и в первую очередь Mn, Mg и Ti. Анализ магнетитов показывает, что их состав в гранитах разных районов не одинаков. В магнетите Горного Алтая, например, присутствует незначительное количество элементов-примесей и граниты обладают повышенной магнитной восприимчивостью. В магнетите из гранитов Восточного Саяна содержится большее количество

элементов-примесей, в результате чего эти граниты, несмотря на равное содержание магнетита, характеризуются меньшей магнитной восприимчивостью. Таким образом, магнетит, содержащий наименьшее количество элементов-примесей, будет иметь более высокую магнитную восприимчивость.

Помимо заключения о прямо пропорциональной зависимости между содержанием в породе магнетита и величиной ее магнитной

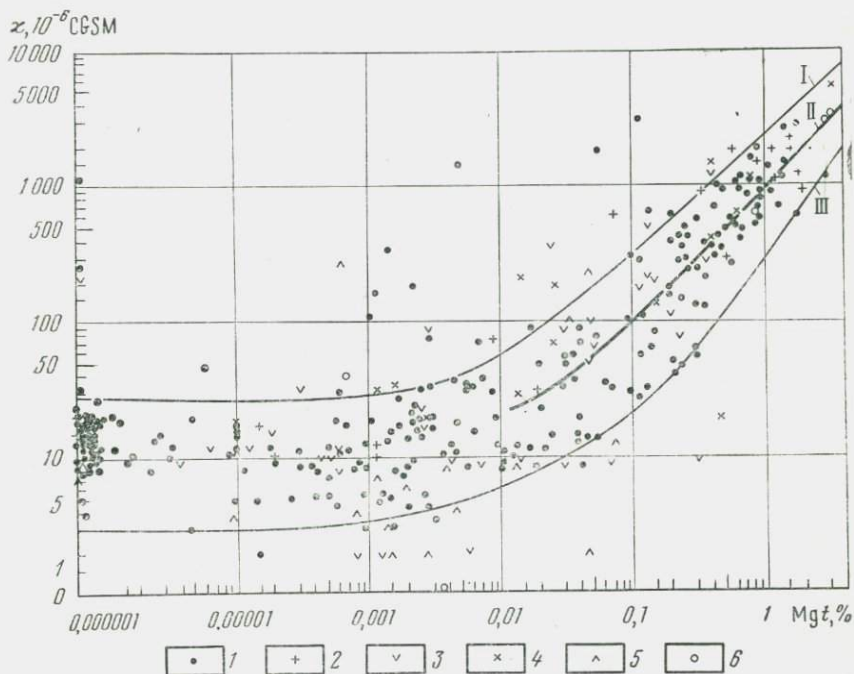


Рис. 35. Зависимость магнитной восприимчивости гранитоидов от содержания в них магнетита.

1 — граниты; 2 — гранодиориты; 3 — аплиты и пегматиты; 4 — диориты; 5 — кварцевые жилы; 6 — сиениты щелочные

восприимчивости изучение последней позволяет решать следующие интересные вопросы.

Жильные породы характеризуются меньшим содержанием магнетита и меньшей магнитной восприимчивостью по сравнению с материнскими гранитоидами. При этом жильные породы наследуют особенности содержания аксессуарных минералов материнских гранитов, в том числе и магнетита. Следовательно, граниты, характеризующиеся большим значением магнитной восприимчивости, будут сопровождаться жильными породами с высоким значением χ . И действительно, бедные магнетитом граниты Казахстана и Кавказа сопровождаются еще более бедными магнетитом

аплитами. В то же время богатые магнетитом граниты КМА и Урала сопровождаются аплитами и пегматитами, также содержащими повышенные по сравнению со средним для жильных пород количества этого минерала. Такая унаследованность позволяет по величине κ устанавливать генетическую связь жильных образований с конкретными интрузиями.

В связи с существованием закономерной зависимости между κ и содержанием магнетита отличия в содержании магнетита между гранитами отдельных регионов должны подчеркиваться и различной величиной магнитной восприимчивости этих гранитов. Таким образом, появляется возможность применения быстрого и сравнительно точного метода для определения возможной комагматичности массивов и выделения среди них разновидностей, содержащих повышенные количества магнетита. С такими массивами могут быть связаны контактово-метасоматические месторождения железа.

Величина κ зависит от количеств ферромагнитных минералов в породе и не зависит от содержания других железосодержащих минералов: пироксенов, амфиболов, биотита или гематита, являющихся парамагнитными. Так, магнитная восприимчивость меланократовых пород, богатых железом-магнезиальными силикатами и содержащих незначительное количество магнетита (6—45 г/т), гораздо меньше (κ 32—39), чем аляскистов — лейкократовых пород, не содержащих железо-магнезиальных породообразующих минералов, но характеризующихся значительным количеством магнетита (638 г/т) и, как следствие, большей величиной магнитной восприимчивости (κ 1105).

Таким образом, силикатное железо, т. е. железо, входящее в состав породообразующих минералов, практически не влияет на магнитную восприимчивость пород. Примером могут служить граниты, которые характеризуются высокожелезистым биотитом, но малым содержанием магнетита (0,3 г/т), и граниты, содержащие маложелезистый биотит, но большие концентрации магнетита (6850 г/т). Несмотря на равные содержания биотита в породе, первым свойственны меньшие значения магнитной восприимчивости (κ 13), чем вторым (κ 802).

Из приведенных примеров видно, какое большое влияние на величину магнитной восприимчивости оказывает форма нахождения железа в породе. Последняя в значительной степени определяется физико-химическими условиями процесса кристаллизации, окислительно-восстановительным потенциалом или щелочностью среды, в которой происходит образование минералов. Поскольку образованию магнетита препятствуют высокая щелочность силикатных расплавов, наличие в них значительных количеств TiO_2 и ряд других причин, то по особенностям магнитной восприимчивости пород можно судить и об особенностях процесса их формирования, в частности о величине окислительно-восстановительного потенциала.

Поздние процессы приводят к изменению первоначальных соотношений между минералами и в первую очередь к разрушению магнетита и образованию за счет высвобождающегося железа гематита, а также железистых граната, эпидота, турмалина и некоторых других минералов. Поэтому в измененных гранитах содержание магнетита падает и соответственно уменьшается величина магнитной восприимчивости. Таким образом, появляется возможность по малому значению χ выделять в пределах гранитных массивов измененные участки, которые обычно являются местом концентрации минералов редких элементов.

Гибридные породы по сравнению с нормальными гранитами характеризуются повышенными содержаниями магнетита (соответственно 9,2 и 1,3 кг/т). Следовательно, по величине χ легко выделять зоны гибридных пород и вообще судить о роли процессов ассимиляции в формировании данного гранитного массива.

В вертикальном разрезе гранитных массивов наблюдается некоторое увеличение содержания магнетита в их апикальных частях в связи с более окислительным характером среды в этих участках. Таким образом, представляется возможным по магнитной восприимчивости так же, как и по естественной радиоактивности пород, судить о глубине эрозионного среза глубинных массивов (χ с глубиной χ будет уменьшаться).

Геохимические исследования

Детальное изучение минерального состава тяжелых фракций гранитоидов позволило установить ранее неизвестные в них минералы, такие, как бастнезит, флюоцерит, кайнозит, сподумен, уранинит, торит, браннерит, давидит, гадолинит, фергусонит, эшинит, пирохлор, лопарит и др. Эти минералы, будучи крайне незначительными по своему размеру и содержанию в породе, в процессе кристаллизации гранитной магмы остаются рассеянными в массе породообразующих минералов, фиксируя своеобразную форму нахождения редких элементов в гранитоидах — форму минерального рассеяния.

1. Изучение аксессуарных минералов уточняет наши представления об изоморфной емкости различных минералов. Действительно, аксессуарные минералы присутствуют в гранитоидах главным образом в виде включений в породообразующих минералах или располагаются в межзерновых участках. Реже отмечается их приуроченность к трещинам.

Примером включений аксессуарных минералов в породообразующих являются широко распространенные включения апатита, эпидота или граната в плагиоклазах; монацита, сфена, апатита или циркона — в биотитах и т. п. В порфириновых кристаллах полевого шпата липаритов встречаются включения магнетита, апатита, образовавшиеся в начальные стадии кристаллизации магматического расплава.

Количество включений аксессуарных минералов в породообразующих может быть очень велико. Так, площадная плотность распределения аксессуаров, в том числе и монацита в биотитах из древних гранитов Украины, на два порядка выше, чем в остальных породообразующих минералах. Поэтому говорить о содержании ниобия, урана или титана, например, в биотитах, не будучи уверенным, что они лишены включений минералов этих элементов, надо очень осторожно.

Кажущееся обогащение ураном и торием железо-магнезиальных породообразующих минералов, отмечаемое некоторыми авторами, очевидно, может быть связано радиоактивным включениям в этих минералах, а не замещению ураном и торием соответствующих элементов в их кристаллических решетках. Так, в ряде случаев радиоактивность биотита обусловлена присутствием в нем многочисленных включений циркона. С помощью метода α -радиографии в биотитах обнаружены субмикроскопические включения, принадлежащие ураниниту и торберниту. Вероятно, за счет присутствия мелких включений радиоактивных аксессуарных минералов повышено содержание урана (до 50 г/т) и тория (до 100 г/т) в биотите из гранитов Украины и Казахстана.

Влияние микровключений значительно сказывается и на содержании в слюдах циркония и редких земель. Слюды, лишенные микровключений циркона, показали содержания циркония порядка 18—56 г/т. В то же время в биотите указываются и более высокие — 140 и 150 г/т — содержания циркония, которые, вероятно, вызваны присутствием в биотите включений циркона.

Биотит из гранитов Украины содержит 0,06% TR_2O_3 . В то же время в последних работах все чаще встречаются указания о том, что центрами плеохроичных двориков в биотитах является обычно не циркон, а монацит или ксенотим. Многочисленные включения монацита в биотите представлены на рис. 15, в, г.

Обычными включениями в биотите являются сфен и магнетит, оказывающие влияние на содержание в нем TiO_2 , FeO и Fe_2O_3 . Результаты химического анализа биотита, тщательно отобранного под бинокулярной лупой, и того же биотита, но растертого и дважды подвергнутого центрифугированию для освобождения от заключенных в нем микровключений, свидетельствуют о заметном уменьшении содержания TiO_2 в центрифугированном биотите, что указывает на удаление значительного количества микровключений сфена и ильменита. Результаты спектрального анализа, кроме того, показывают, что в биотитах, отобранных под бинокулярном, по сравнению с центрифугированными наблюдается большее содержание Zr , Sn , Ni , Cu , Cr , очевидно связанное с микровключениями циркона, касситерита и сульфидов. Наблюдается также значительное уменьшение содержания олова в мусковитах, если последние были предварительно мелко растерты и центрифугированы. Это позволяет считать, что большая часть олова

в мусковитах находится в виде микровключений акцессорного касситерита.

В слюдах из грейзенизированных гранитов отмечались микровключения молибденита в виде мельчайших чешуек, располагающихся между листочками слюды. Наличие подобных микровключений акцессорных минералов позволяет объяснить иногда наблюдаемую закономерность, выражающуюся в том, что наличие в минерале различных элементов-примесей находится в прямой качественной и количественной зависимости от содержания в породе соответствующих акцессорных минералов, развитых в парагенезисе с минералом-хозяином.

Акцессорные минералы, обладая размером в десятые и сотые доли миллиметра, обычно и сами содержат еще более мелкие включения своеобразных «микроминералов» (см. рис. 34). В цирконах обнаружены включения циркона, апатита, торита, рутила, рудного минерала; в сфене — циркона, апатита, магнетита; в апатите — циркона; в ортите — циркона, апатита и магнетита и т. п.

Обосновывая различные схемы гетеро- или изовалентного изоморфизма и определяя пределы «изоморфной емкости» отдельных минералов в зависимости от их генезиса, состава или структуры, мы в большинстве случаев не учитываем тех многочисленных включений, которые часто присутствуют в исследуемых минералах. Эти мельчайшие минералы-включения привносят с собой ряд характерных редких элементов, присутствие которых в минерале-хозяине нередко объясняется изоморфными замещениями в его кристаллической решетке. При определении возможности изоморфного вхождения элемента в кристаллическую решетку минерала или его изоморфной «емкости», при выявлении минералов-концентратов и минералов-носителей, т. е. при выяснении распределения содержания элемента по слагающим породе минералам, большую роль играет чистота анализируемого материала, учитывая возросшую чувствительность аналитических методов. Наличие в большинстве исследуемых минералов микровключений позволяет рекомендовать применение специальных методов очистки — истирания до очень мелких классов с последующим тройным центрифугированием, разделение по плотности в термоградиентной трубке и т. п.

Изучение микровключений, возможно, позволит выявить новые минералы, особенно таких элементов, как Hf, Sc, Ga, Re, In и др., концентрация которых в природных геохимических процессах столь мала, что они не образуют выделений, соизмеримых с обычными акцессорными минералами.

2. Акцессорные минералы оказывают определенное влияние и на распределение редких элементов по порообразующим минералам. Несмотря на то, что подавляющее большинство акцессорных минералов образовано полностью редкими или рудными элементами или они концентрируют их в значительно большей

степени, чем все остальные минералы гранитоидов, роль первых в общем балансе большинства редких и рудных элементов весьма незначительна. Это вызвано их обычно низким (0,02—0,05%) содержанием в породе.

Однако в таких разновидностях, как сфеновые, апатитовые, магнетитовые и другие гранитоиды, аксессуарные минералы играют заметную роль в распределении редких и рудных элементов, что было установлено для Ti, Nb, Ta, TR, Sn и др.

Действительно, на долю отдельных аксессуарных минералов в процентах от общего содержания в породе приходится: турмалина — 0,7% Sn, флюорита — 0,01—0,2% Ca, сфена — 7—21% Mo, апатита — 0,5—2,0% TR₂O₃, граната — 0,6% TR₂O₃, циркона — 0,1—3,2% Be, 8,7% U, магнетита — 0,3—0,9% Sn, 0,6—6,5% U, ильменита — 0,4—8,3% Sn породы и т. п.

Эта доля участия в общем балансе оказывается большей для минералов, в значительной степени концентрирующих те или иные элементы. Так, на долю ортита приходится 3—32%, циркона — 4—40%, сфена — 12—33% общего количества урана в породе; на долю монацита — более 50—60% тория, но значительно меньшая часть урана (около 30%).

Доля участия аксессуарных минералов в распределении редких элементов еще более возрастает в тех гранитоидах, где содержание этих минералов повышено. Так, в меланократовых гранитах сфен концентрирует в себе до 70% молибдена и 50—60% олова породы.

Неодинаковое распределение редкоземельных элементов установлено в монацитовых гранитах. В тех случаях, когда содержание монацита в граните весьма значительно (857 г/т), в этом минерале концентрируется 90% всех редких земель, остальные аксессуарные минералы характеризуются весьма низкими их содержаниями. При этом они концентрируют преимущественно тяжелые лантаноиды, так как легкие сконцентрированы в монаците.

В гранитах, содержащих меньшее количество монацита (308 г/т), в последнем концентрируется только 40% от общего содержания TR₂O₃ в граните, а около 32% TR₂O₃ сосредоточено в породообразующих минералах. Одновременно отмечается увеличение содержания редких земель и в других аксессуарных минералах, особенно таких, как сфен и апатит. Наличие цериевого минерала — монацита — приводит не только к появлению ксенотима, но и к концентрации значительной части иттриевых редких земель в сфене.

В богатых эпидотом (1683 г/т) гранитах Восточного Саяна на долю этого минерала приходится 2,8% от общего содержания редких земель в породе; в богатых апатитом (2690 г/т) гранитах Восточного Забайкалья на долю апатита приходится 4% TR₂O₃, в то время как при меньших содержаниях этих минералов на их долю приходится лишь десятые доли процента от общего содержания TR₂O₃ в породе.

В ортитовых гранитах на долю ортита приходится только 29% редких земель от их общего содержания в породе. Важную роль в концентрации TR_2O_3 здесь играет и другой акцессорный минерал — сфен, на долю которого приходится около 27% TR_2O_3 , в то время как на все остальные минералы приходится около 1% TR_2O_3 . В ортитовых гранитах значительная часть редких земель (43%) оказывается рассеянной в породообразующих минералах — роговой обманке и плагиоклазе, которые благодаря обилию кальция в этом типе гранитов содержатся здесь в значительном количестве.

Таким образом, роль ортита в концентрации редких земель значительно меньше, чем у монацита, так как даже при высоком содержании в гранитах этого минерала в нем концентрируется только 30% от общего содержания TR_2O_3 в породе. По-видимому, обилие кальцийсодержащих минералов в ортитовых гранитах (основной плагиоклаз, роговая обманка, апатит, эпидот, сфен, гранат) способствовало рассеянию в кристаллических решетках редких земель и препятствовало образованию собственно ортита, так как встречающиеся в этих гранитах смоляно-черные зерна обычно содержат 3—11, редко 19% TR_2O_3 , т. е. являются по существу эпидот-ортитом, в то время как настоящие ортиты из пегматитов содержат 22—24% TR_2O_3 .

Сравнивая состав редких земель в монацитовых и ортитовых гранитах с их составом в соответствующих минералах, можно отметить, что монацит и ортит концентрируют большую часть цериевых редких земель, в то время как иттриевые земли входят в виде изоморфной примеси в состав других акцессорных и породообразующих минералов. Очевидно, в связи с этим граниты, содержащие значительные количества монацита или ортита, характеризуются повышенным содержанием иттриевой группы редких земель в составе сфенов, апатитов и других акцессорных минералов. Например, шеелит из кварцевой жилы, богатой монацитом, отличается большим содержанием тяжелых лантаноидов, равным 16%, чем шеелит из кварцевой жилы, лишенной монацита и содержащей 5,4% Y_2O_3 .

3. Изучение акцессорных минералов помогает установить преимущественную форму нахождения редких и рудных элементов в изверженных породах, а следовательно, более уверенно судить о таком важном их признаке, как рудогенерирующая способность*.

Несомненно, что рудогенерирующая способность изверженной породы определяется не столько общим содержанием рудного элемента в ней, сколько характером его распределения по мине-

* Под рудогенерирующей способностью подразумевается способность гранитной магмы отделять в процессе ее кристаллизации и превращения в горную породу рудные и редкие элементы, которые впоследствии могли концентрироваться в рудопроявлениях различных генетических типов.

ралам, слагающим данную породу. В этом отношении интересны результаты полиминеральных балансов гранитов различной рудоносности, так как показателем концентрации рудных элементов в поздне- и постмагматических продуктах должно быть отсутствие баланса между валовым содержанием рудного элемента в породе и его общим содержанием в породообразующих минералах тех пород, с которыми связано оруденение (табл. 33). Отсутствие

Таблица 33

Баланс распределения W и Mo по минералам гранитов различной рудоносности

Минерал	Содержание минерала в породе, %	Содержание элемента в минерале, г/т	Содержание элемента в породе за счет минерала	Процент элемента, приходящийся на минерал от общего содержания в породе
Вольфрам (гранит нерудоносный) — 0,9 г/т W				
Биотит	8,6	1,3	0,11	12,79
Плагиоклаз	35,9	0,8	0,29	33,72
Калиевый полевой шпат	31,8	0,8	0,25	29,07
Кварц	23,7	0,9	0,21	24,42
Сумма	100,0		0,86	100,0
Вольфрам (гранит вольфрамоносный) — 2,4 г/т W				
Биотит	13,20	3,6	0,48	20,00
Полевые шпаты	56,50	0,8	0,45	18,70
Кварц	30,10	2,4	0,72	30,00
Сумма	99,80		1,65	68,70
Молибден (гранит нерудоносный) — 0,9 г/т Mo				
Биотит	8,6	1,7	0,15	12,50
Плагиоклаз	35,9	0,5	0,18	15,00
Калиевый полевой шпат	31,8	0,5	0,16	13,33
Кварц	23,7	3,0	0,71	59,17
Сумма	100,0		1,20	100,00
Молибден (гранит молибденоносный) — 1,9 г/т Mo				
Биотит	3,7	1,3	0,05	2,63
Амфибол	10,2	0,6	0,06	3,15
Полевые шпаты	64,4	0,8	0,52	27,37
Кварц	21,2	0,1	0,02	1,05
Магнетит	0,5	16,0	0,08	4,20
Сумма	100,0		0,73	38,40

сходимости должно свидетельствовать о присутствии в породе собственных минералов этих элементов и должно быть тем больше, чем больше проявлена рудогенерирующая способность гранитоида. Выражением последней, как следствие, являются повышенные содержания акцессорных минералов в породе.

Анализ имеющихся данных действительно свидетельствует о том, что для гранитоидов, с которыми связано W-, Mo-, Sn-, Zr-, Pb-, Cu-, Au-оруденение, расхождение в поминеральном балансе и валовым содержанием в породе составляет обычно 20—40%, а в нерудоносных значительно меньше — 4—8%. Можно привести следующие примеры (табл. 34).

Таблица 34

Средние значения % несходности между количеством элемента в пороодообразующих минералах и его валовым содержанием в породе

Элемент	% несходности		Элемент	% несходности	
	Нерудоносный гранит	Рудоносный гранит		Нерудоносный гранит	Рудоносный гранит
W	0 (1)	42,6 (23)	Nb	25,3 (5)	84,8 (2)
Mo	3,1 (8)	19,3 (18)	Ta	40,2 (7)	67,8 (2)
Sn	8,6 (13)	17,6 (6)	U	9,4 (15)	13,2 (26)
Zr	9,0 (7)	12,0 (9)	Be	14,3 (23)	19,2 (32)
Pb	6,4 (11)	37,5 (6)	Li	6,6 (10)	16,8 (5)
Cu	9,4 (8)	63,0 (2)	B	4,2 (5)	23,3 (2)

Примечание. В скобках указано количество поминеральных балансов, на основании которых выведено среднее.

Для вольфрамоносных гранитов Дальнего Востока результаты балансовых пересчетов, полученные Г. Б. Левашовым и др., показывают, что в нерудоносных биотит-амфиболовых гранитах от 30 до 50% содержащегося в породе W изоморфно входит в состав плагиоклаза, от 5 до 20% — калишпатов, от 10 до 20% — биотита, до 10% — кварца и до 5% — в состав роговой обманки. В рудоносных биотитовых гранитах в плагиоклазе связано только 15—20% содержащегося в породе W, в калишпате — 10—20%, в биотите и кварце — по 10%, а остальное количество вольфрама (почти 40%) заключено в составе собственных аксессуарных минералов — вольфрамит, зейригита, шеелита.

Среди гранитоидов Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья, по данным А. Я. Сандомирского, в молибденоносных гранитах расхождение между содержанием молибдена в породе и в пороодообразующих минералах составляет 33—60%, а в нерудоносных гранитах только 4%.

Среди гранитоидов Южного Тянь-Шаня выделяют два типа гранитов: неоловоносный и оловоносный. Неоловоносный гранит относится к сфен-ортитовому типу. Минералами-носителями Sn являются роговая обманка и биотит. Максимальное расхождение в содержании Sn составляет 8% от исходного содержания.

Оловоносный гранит относится к ильменит-монацитовому типу. Главным минералом-носителем является биотит. Максимальное расхождение в поминеральном балансе составляет 12—20%. Следствием этого является появление в граните касситерита.

В породообразующих минералах адамеллитов Селетинского массива, с которыми связано медное месторождение Ичкеульмес, содержится менее 50% всей меди породы. Дефицит меди по поминеральному балансу составляет 57—68%, что обуславливает присутствие в рудоносных адамеллитах значительного количества халькопирита.

Поминеральный баланс весьма эффективен при выяснении характера распределения не только рудных, но и редких элементов. Так, в биотитовых гранитах, с которыми связано редкометальное оруденение, только незначительная часть Nb и Ta породы связана с породообразующими минералами. Основная их масса входит в состав аксессуарных тантало-ниобатов.

В редкометальных турмалин-мусковитовых бериллсодержащих гранитах на долю породообразующих минералов, турмалина и граната приходится около 6 г/т Be при общем его содержании в породе 20 г/т. Дефицит в 70% обусловлен присутствием в граните значительного количества берилла.

По данным В. С. Луткова и других исследователей, увеличение процента несходимости при поминеральном балансе бора в двухслучайных гранитах II фазы каракульского комплекса Памира, увеличивающегося с обычных 5 до 22%, приводит к появлению турмалина, на долю которого иногда приходится до 76%. В породе.

Результаты балансового пересчета содержаний ниобия и тантала в породообразующих минералах щелочных гранитоидов, приведенные П. Г. Недашковским, также свидетельствуют о том, что при отсутствии в породе аксессуарного колумбита в роли главного минерала-концентратора названных элементов выступает гастингсит, который связывает более 60% содержащегося в породе ниобия и более 50% тантала. Остальная часть этих элементов входит в состав биотита и полевого шпата. В колумбитсодержащих биотитовых гранитах ниобий и тантал распределены примерно поровну между аксессуарным колумбитом и биотитом (на долю последнего приходится до 56% ниобия и до 30% тантала, содержащихся в породе).

Таким образом, наблюдается прямая связь между величиной процента несходимости элемента в поминеральном балансе и количеством аксессуарных минералов этого элемента. Увеличение процента несходимости в поминеральном балансе какого-либо элемента дает реальную возможность судить о вероятности образования этим элементом собственного минерала.

Составной частью исследований, связанных с выяснением минералого-геохимических особенностей изверженных пород, особенно такой важной их черты, как рудогенерирующая способность, должно являться выяснение степени расхождения между содержанием рудных или редких элементов в породообразующих минералах и их валовым содержанием в породе. Величина этого расхождения дает возможность объективно судить о степени

отторжения этих элементов от общей массы кристаллизующегося гранита.

Поскольку величина этого расхождения обуславливает количество собственных минералов рудных и редких элементов в граните, постольку представляется возможность по данным поминерального баланса корректировать результаты минерального анализа гранитов, т. е. предсказывать нахождение или уточнять содержание акцессорных минералов этих элементов.

4. Особое значение приобретает изучение акцессорных минералов при выяснении динамики поведения рудных и редких элементов в процессе становления интрузивных тел. Эта динамика находит свое отражение в закономерном изменении содержания одних и увеличения других рудных и редких элементов, а следовательно, и их минералов в серии последовательных дифференциатов. Выяснение этой динамики в поведении элемента имеет первостепенное значение, так как реальная рудоносность гранитных расплавов зависит от характера и полноты их дифференциации. Уменьшение основности и увеличение щелочности поздних дифференциатов уменьшают возможности к кристаллохимическому рассеянию редких и рудных элементов, стимулируя тем самым возможность к их накоплению и образованию ими собственных минералов.

Особенно велика при этом роль летучих компонентов гранитной магмы. Незначительная степень накопления редких элементов в дифференциатах обычно связана с малым содержанием летучих в магме и, следовательно, со слабым участием их в рудном процессе. Величина этого накопления выражается через коэффициент накопления (K_n), представляющий собой отношение содержания элемента в позднем дифференциате (поздней генерации минерала) к его содержанию в материнской породе (ранней генерации минерала).

Для правильного и эффективного использования величины коэффициента накопления (K_n) при оценке рудогенерирующей способности гранитной магмы необходимо знать среднюю величину коэффициента накопления рудных и редких элементов в различных дифференциатах, знать различие в степени их накопления в рудоносных и нерудоносных гранитах.

В табл. 35 приведены средние значения коэффициентов накопления рудных и редких элементов в гранитах разных фаз и сопровождающих их жильных дифференциатов.

Под интрузивной фазой понимаются отдельные разобщенные во времени и продолжающиеся в течение определенного магматического цикла импульсы внедрения гранитной магмы в верхние горизонты земной коры. Эти инъекции происходят из общего глубинного магматического очага, который является источником, поставляющим порции гранитной магмы в верхние части земной коры, кристаллизация которых дает конкретные гранитные массивы. Они достаточно разобщены во времени, и внедрению после-

Средние значения величины коэффициента накопления (K_n) рудных

Порода	W	Mo	Sn	Zn	Pb	Cu	Ge	Tl	Ga	Sc	Zr
Гранит	1,0	1,0	1,1	0,8	1,2	0,9	0,9	1,1	1,0	1,4	0,9
II фазы	(11)	(19)	(43)	(18)	(16)	(9)	(4)	(13)	(7)	(5)	(8)
Гранит	1,3	1,1	1,0	0,8	1,8	0,5	1,5	2,3	1,3	0,4	0,8
III фазы	(5)	(8)	(8)	(7)	(7)	(3)	(2)	(5)	(3)	(2)	(1)
Гранит	0,5	0,6	1,8	0,5	1,5	1,0	—	—	0,7	0,6	0,2
жильный	(1)	(1)	(2)	(1)	(2)	(2)	—	—	(1)	(2)	(1)
Аплит	0,6	1,0	1,2	0,5	1,6	0,8	1,4	0,7	0,9	0,6	0,3
	(61)	(23)	(23)	(21)	(23)	(19)	(1)	(1)	(3)	(2)	(1)
Пегматит	0,8	1,8	1,0	0,8	1,6	1,2	—	—	1,6	0,6	—
	(3)	(16)	(16)	(14)	(15)	(14)	—	—	(1)	(1)	—
Кварцевые жилы	1,9	4,1	0,7	1,1	1,4	1,9	—	—	—	—	—
	(4)	(12)	(14)	(14)	(13)	(12)	—	—	—	—	—

Примечание. В скобках указано количество отношений (поздний дифференциат):

дующей фазы может предшествовать образованию жильных пород, заключающих кристаллизацию магмы предыдущей фазы внедрения.

Многофазное строение массивов указывает на значительную дифференциацию глубинного магматического очага и считается благоприятным признаком рудоносных гранитов.

Высокое значение K_n редких и рудных элементов в гранитах поздних фаз отражает появление в них собственных минералов этих элементов. Повышенная степень накопления лития (по сравнению со средним в два раза) в гранитах II фазы находит отражение в повышенном содержании в них аксессуарных минералов Li — амблигонита (3 г/т) или сподумена (13 г/т).

В гранитах II фазы ряда гранитных массивов Памира K_n бора в 7—10 раз превышает среднее и достигает до 8,2—10,9. Эти граниты содержат турмалин, количество которого особенно заметно увеличивается в продуктах постмагматической минерализации.

В гранитах III фазы по сравнению с материнскими гранитами концентрируются преимущественно редкие элементы U, Y, Ta, Rb, характеризующиеся $K_n > 2$ и особенно Nb, Cs и В, у которых $K_n > 3$. По сравнению с гранитами II фазы в гранитах III фазы в большей степени накапливаются из рудных элементов W и Pb и практически все редкие элементы, за исключением Sc и Zr. Одновременно в них отмечается и повышенное содержание аксессуарных минералов этих элементов.

Жильные породы, связанные с гранитоидами, отражают в особенностях содержания петрогенных и редких элементов разные стадии дифференциации того объема гранитной магмы, при кристаллизации которого образуются конкретные гранитные массивы. Наиболее ранние из них — жильные граниты — фиксируют только

и редких элементов в различных дифференциатах гранитной магмы

	Y	U	Th	Ta	Nb	Be	Li	Rb	Cs	B	F	Sr	Ba
	1,0	1,6	1,2	1,1	1,4	1,4	1,4	1,4	1,2	1,7	1,2	0,7	0,8
	(5)	(27)	(25)	(8)	(16)	(56)	(60)	(52)	(34)	(40)	(50)	(12)	(8)
	2,3	2,3	1,4	2,7	3,1	1,6	1,6	2,1	3,5	3,9	1,4	0,6	0,9
	(1)	(9)	(9)	(5)	(7)	(14)	(2)	(13)	(4)	(15)	(25)	(6)	(2)
	—	—	—	2,0	1,2	2,9	1,4	1,4	1,0	1,0	0,3	—	—
	—	—	—	(5)	(6)	(10)	(9)	(9)	(5)	(1)	(1)	—	—
	—	1,2	1,1	1,1	1,1	1,1	0,5	1,2	0,9	0,5	0,3	0,4	—
	—	(11)	(12)	(21)	(12)	(19)	(37)	(34)	(14)	(10)	(28)	(5)	—
	—	1,8	1,3	1,3	1,5	1,3	0,8	1,7	1,2	2,2	0,5	0,5	—
	—	(7)	(6)	(15)	(10)	(14)	(28)	(29)	(11)	(6)	(15)	(6)	—
	—	0,6	0,6	0,3	0,9	1,0	0,6	0,2	1,3	0,5	0,5	—	—
	—	(3)	(1)	(14)	(11)	(13)	(26)	(25)	(7)	(5)	(15)	—	—

ранний дифференциат), на основании которых выведено среднее.

начало процесса дифференциации, наиболее поздние — кварцевые жилы — характеризуют постмагматический этап становления интрузивов, завершающийся образованием различных гидротермальных жил.

Сопоставление величин K_n рудных элементов в жильных породах с минералого-геохимическими особенностями материнских гранитов вскрывает совпадение указанных характеристик, что позволяет рассматривать величину K_n как хороший индикаторный признак. Так, высокие значения K_n меди и цинка в кварцевых жилах Шилово-Коневого массива (Урал), в 2—3 раза превышающие средние значения, свидетельствуют о накоплении этих элементов в процессе кристаллизации самого гранита и обогащении ими сопровождающих его жильных пород. Подтверждением этому является высокое содержание сфалерита и халькопирита в гранитах (соответственно 3,4 и 5,0 г/т), пегматитах (114,8 и 4,9 г/т) и самих кварцевых жилах (1278,3 и 101,6 г/т).

Приведенные данные по увеличению содержания рудных и редких элементов в последовательных дифференциатах гранитной магмы в большинстве случаев согласуются с увеличением содержания в этих дифференциатах собственных минералов этих элементов, указывая тем самым на надежность такого показателя, как коэффициент накопления (K_n).

На Северо-Востоке СССР, например в многофазном Омчандинском массиве биотитовых порфиридных гранитов, лейкократовые граниты II фазы содержат аксессуарные гадолинит, монацит, ксенотим, уранинит, турмалин; в них также увеличивается содержание рудных минералов — касситерита, вольфраминита, молибденита, арсенопирита. В Приморье в гранитоидах II и III фаз верхнепалеозойского интрузивного комплекса наблю-

дается появление касситерита, шеелита, монацита, ортита, тантало-ниобатов, увеличивается содержание флюорита и турмалина. В порфиридных гранитах II и III фаз Кольванского массива (Горный Алтай) появляются аксессуарные ксенотим, поликраз, ильменорутил, флюорит. В варисских многофазных гранитных массивах Киргизии в породах поздних фаз увеличивается содержание циркона, цитолита, тантало-ниобатов, флюорита, касситерита, турмалина, сульфидов свинца, цинка, молибдена, меди и ряда других минералов. В многофазных интрузивах Узбекистана и Памира в гранитах поздних интрузивных фаз увеличивается содержание аксессуарных ксенотима, монацита, берилла, турмалина, шеелита, касситерита.

Приведенные данные показывают, что многие минералы редких элементов — тантало-ниобаты, монацит, ксенотим, берилл, уранинит и отчасти торит — концентрируются в породах поздних фаз. Последние характеризуются также большим содержанием минералов «летучих» компонентов — флюорита, топаза, турмалина — и минералов рудных элементов — касситерита, вольфрамита, молибденита и др.

Образование рудными и редкими элементами собственных минералов является начальным этапом проявления рудогенерирующей способности гранитной магмы. Степень ее проявления тем сильнее, чем больше содержание этих минералов в породах последовательных стадий дифференциации гранитной магмы. Это находится в полном соответствии с приведенными выше данными по увеличению степени накопления рудных и редких элементов в различных дифференциатах.

Однако в проявлении рудогенерирующей способности гранитной магмы определяющую роль играет не просто накопление рудных и редких элементов в поздних дифференциатах, присущее многим из этих элементов, а определенная степень накопления, характерная только для магм, в процессе дифференциации и кристаллизации которых способность к отторжению этих элементов была проявлена особенно сильно.

Приведенный материал (см. табл. 35) показывает, что степень накопления различных элементов в различных дифференциатах неодинакова. В общем виде это выражается в преимущественном накоплении редких элементов в гранитах III фазы, а рудных — в кварцевых жилах.

Степень накопления рудных и редких элементов в гранитах, различных по рудоносности, неодинакова. Она значительно больше в дифференциатах рудоносных гранитов. По сравнению с вычисленными средними значениями K_n в различных дифференциатах (см. табл. 35) степень накопления рудных и редких элементов в аналогичных породах рудоносных гранитов выше: для Sn, Li, Ta, F — в 2—5 раз, Cs — 3—4, Cu, Nb, В — в 2—8, Be — в 2—10, Pb — в 6—10, Zn — в 8—10, W, Mo — в 2—20 раз.

Приведенные данные по увеличению K_n рудных и редких элементов в дифференциатах рудоносных гранитов хорошо согласуются с тем широко известным фактом, что редкометальное оруденение (Sn, W, Be, Li, Nb, Ta) локализуется обычно в телах (или вблизи них) наиболее кислых и поздних дифференциатов гранитных интрузий.

Выявление геохимических отличий нерудоносных и рудоносных гранитоидов привело вначале к представлению о геохимической и металлогенической их специализации, подразумевая под последней повышенные по сравнению с кларком содержания элементов и наличие в пространственной связи с рудоносными гранитоидами рудопроявлений или месторождений различных генетических типов. Серия более поздних исследований позволила установить, что граниты, с которыми связаны месторождения W, Mo, Sn, Au и других элементов, в целом ряде случаев обладают равным или даже меньшим, чем кларк, содержанием соответствующего рудного элемента. Это позволило прийти к выводу, что образование рудными и редкими элементами постмагматических концентраций возможно и в связи с гранитами, характеризующимися низкими содержаниями соответствующего рудного элемента. Поэтому в качестве возможного геохимического признака потенциальной рудоносности следует рассматривать не столько абсолютную величину концентрации рудных или редких элементов в изверженной породе, сколько степень накопления их в поздних дифференциатах.

Прямая зависимость между степенью накопления рудного элемента в поздних дифференциатах и рудоносностью гранита свидетельствует о том, что гранитная магма может быть источником ряда рудных и редких элементов. Объективным показателем степени отторжения рудных и редких элементов от кристаллизующейся гранитной магмы является величина K_n этих элементов в различных дифференциатах. Она отражает рудогенерирующую возможность конкретного объема гранитной магмы, начальным выражением которой является появление повышенных содержаний акцессорных минералов соответствующих элементов. Однако достаточна ли эта возможность для образования крупных месторождений — остается неясным. Для выяснения этого необходимы дальнейшие расчеты и исследования.

Таким образом, изучение акцессорных минералов помогает выяснению закономерностей образования месторождений редких элементов, которые неразрывно связаны с характером распределения этих элементов не только в горных породах, но и в слагающих их минералах, в том числе и акцессорных. Вычисление средних содержаний редких элементов в одноименных минералах, сформировавшихся в различных условиях, позволяет уточнить геохимические ассоциации элементов, более обоснованно судить о геохимических отличиях гранитоидов различного генезиса, о факторах, определяющих концентрацию или рассеяние этих элементов

на различных этапах дифференциации магмы и становления интрузивных тел, а следовательно, и о причинах, приводящих к накоплению рудного вещества в поздних продуктах кристаллизации. Это тем более важно, что возможности образования концентраций многих редких элементов в магматических породах являются в значительной степени кристаллохимическими и определяются особенностями содержания минералов тех элементов, с которыми они связаны законами изоморфизма.

При выяснении генезиса пород особенно важны и достоверны особенности состава минерала, а именно вариации в содержании как главных элементов, слагающих минерал, так и тех, которые изоморфно входят в его кристаллическую решетку и обычно именуется элементами-примесями. Однако последние не являются примесями в буквальном смысле слова, так как представляют собой закономерные составные части той минералообразующей среды, из которой происходило образование изучаемого минерала.

Находясь в породе в весьма незначительном количестве, эти элементы заметно концентрируются в определенных акцессорных минералах-концентраторах, состав которых наглядно отражает изменения в той сложной по насыщенности различными элементами геохимической системе, которую мы называем магмой.

Изменение состава и содержания этих элементов в определенных минералах-индикаторах отражает геохимические особенности магмы, степень насыщенности ее летучими компонентами, рудными и редкими элементами, различное содержание которых может указывать на характер зарождения и последующей кристаллизации магмы.

Поскольку в перечисленных случаях речь идет большей частью о тонких отличиях в составе минерала, в качестве первоочередной задачи при подобного рода исследованиях возникает необходимость сравнения частных значений со средними содержаниями рудных и редких элементов в породообразующих и наиболее распространенных акцессорных минералах гранитоидов (см. табл. 17). Это дает возможность более правильно интерпретировать наблюдающиеся нюансы в содержании тех или иных элементов и выбирать более правильные пути при решении сложных вопросов петрологии и рудообразования.

Акцессорные минералы как поисковый признак эндогенных и экзогенных месторождений

Акцессорные минералы, для появления которых необходимо сочетание ряда благоприятных условий, отражают геохимические особенности материнской магмы. Поэтому естественно, что породы с повышенным содержанием минералов рудных и редких элементов должны рассматриваться как перспективные на обнаружение эндогенных или экзогенных месторождений.

Эндогенные месторождения жильного типа. Существует определенная преемственность жильными породами особенностей минерального состава материнских гранитов. Подобная преемственность, учитывая определенную эволюцию формы, состава, окраски или содержания аксессуарных минералов, не является случайной, а отражает геохимические особенности магмы: богатство (или бедность) редкими, рудными и летучими компонентами, а также специфические условия ее кристаллизации. Эта преемственность может выражаться в преобладании типичной формы или окраски кристаллов аксессуарного минерала, в наличии или отсутствии какого-либо минерала, составляющего особенность данного массива и, что особенно важно, в унаследованности особенностей состава или высоких содержаний каких-либо аксессуарных минералов, характерных для данного массива. Последний признак вызывает особый интерес, так как дает возможность предполагать наличие пегматитов или кварцевых жил с промышленно интересными содержаниями этих минералов.

На Украине, например, кварцевые жилы, связанные с розовыми гранитами Екатериновского массива или серыми — Салтычьей Могилы, полностью наследуют особенности минерального состава материнских гранитов (см. табл. 11).

Говоря о связи эндогенных месторождений с интрузивами, следует отметить, что наличие в дайках рудных минералов, характерных для месторождения, может служить известным указанием на рудоносность интрузии, с которой эти дайки генетически связаны.

Например, среди жильных пород наибольшие количества молибденита (117 г/т), вольфрамита (897 г/т) или золота (16 г/т) встречаются в кварцевых жилах гранитных массивов, с которыми связано W-Mo- или Au-оруденение. Повышенные содержания рудных минералов характерны и для пегматитов и аплитов, связанных с этими массивами гранитов.

Различные жильные породы характеризуются неодинаковым (большим или меньшим по сравнению с гранитами) содержанием тех или иных аксессуарных минералов, хотя видовой состав аксессуарных минералов гранитов и сопровождающих их жил остается практически идентичным. При этом оказывается, что аплиты наиболее обеднены в отношении как видовой состава, так и содержания аксессуарных минералов. В неизменных жильных пегматитах олигоклаз-микроклинового состава отмечается увеличение содержания главным образом тантало-ниобатов и ксенотима. В гидротермальных кварцевых жилах видовой состав аксессуарных минералов сокращается, но сильно увеличивается количество рудных минералов, главным образом сульфидов.

Причины, вызывающие подобную селективную приуроченность аксессуарных минералов к жильным породам определенного состава, различны. С одной стороны, несомненна большая роль летучих компонентов в переносе и концентрации ряда редких

элементов, образующих акцессорные минералы. Это подтверждают низкие содержания акцессорных минералов в аплитах, мелкозернистая структура которых обусловлена быстрым удалением летучих, увлекших за собой и значительную часть редких элементов. В то же время участки аплитов или пегматитов, испытавшие альбитизацию или грейзенизацию, характеризуются максимальным содержанием минералов редких элементов.

С другой стороны, определенное влияние оказывают и различные возможности к изоморфному рассеянию. Если большая часть редких элементов близка к петрогенным по величине электроотрицательности и может замещать их в решетках ионного типа, то рудные элементы сильно отличаются как по величине электроотрицательности, так и по способности образовывать соединения, где значительную роль играет ковалентная связь. Поэтому, если в процессе кристаллизации гранита часть редких элементов могла рассеиваться в решетках порообразующих минералов, а часть — образовывать собственные минералы, то рудные элементы преимущественно концентрировались в гидротермальных растворах.

Экзогенные месторождения. Рыхлые граниты являются экономически более выгодным объектом эксплуатации, чем массивные породы. Поэтому большая часть гранитов, из которых добываются акцессорные минералы, являются разрушенными, что делает добычу этих минералов рентабельной. Таковы богатые касситеритом, монацитом и ксенотимом разрушенные граниты Индонезии, богатые касситеритом и танталитом выветрелые граниты Бразилии, богатые колумбитом разрушенные граниты Нигерии, содержащие большое количество монацита латеритизированные граниты Сьерра-Леоне (Африка) и т. п.

Количественное изучение акцессорных минералов гранитных массивов облегчает обнаружение в связи с ними богатых кор выветривания или россыпей.

Помимо обычных акцессорных минералов в продуктах выветривания гранитов обнаружен целый ряд других, весьма характерных для зоны выветривания, таких, как алунит, пиролюзит, ковеллин, ярозит, целестин, барит, рабдофанит, черчит, вивианит, гизингерит и др. В то же время такие минералы пневматолито-гидротермального генезиса, как флюорит, топаз, турмалин, практически отсутствуют. Поэтому более вероятно, что большие площади выветрелых гранитов являются продуктом субтропического выветривания, а не гидротермального изменения.

В процессе выветривания гранитов все акцессорные минералы подвергаются изменению, однако в различной степени. Кристаллы монацита интенсивно замещаются рабдофанитом, который образует серо-белые или красно-бурые оболочки, вплоть до полного замещения кристаллов монацита зернистым агрегатом рабдофанита. Ксенотим интенсивно замещается белым веществом, принадлежащим, судя по оптическим данным, к черчиту. В зоне гипергенеза ксенотим, судя по его редкой встречаемости, является

менее устойчивым минералом, чем монацит, что, возможно, связано с большей растворимостью и миграционной способностью иттриевых редких земель.

Разрушение редкоземельных фосфатов в коре выветривания гранитных массивов, очевидно, имеет место под воздействием низкотемпературных углекислых или сернокислых вод. Об этом говорит не только наличие в измененных гранитах ярозита и алуниита, барита и целестина, но и то, что при низкотемпературных изменениях главное значение в переносе редких земель играют не комплексные соединения со фтором, а карбонатные или сульфатные комплексы: $TR(CO_3)_3^{3-}$ или $TR(SO_4)_3^{3-}$.

Определенным изменениям подвергается и такой «стойкий» минерал, как циркон. По сравнению с неизмененными в выветрелых гранитах содержание циркона несколько уменьшается. Кристаллы его обычно сильно трещиноваты, вершины и грани их сильно корродированы. Некоторые кристаллы приобретают способность распадаться на узкие параллельные осколки. По трещинам в кристаллы проникают мельчайшие чешуйки глинистых минералов, в значительной мере и обусловившие молочно-белую окраску этих цирконов. Последние характеризуются пониженной плотностью, показателем преломления и двупреломлением. Эти изменения, очевидно, происходили под влиянием бикарбонатных растворов, которые оказывают интенсивно растворяющее действие на циркон, переводя цирконий в раствор в виде иона $ZrO(CO_3)_2^{2-}$.

Сравнивая изменения содержания отдельных акцессорных минералов и количество образующихся по ним вторичных продуктов, можно прийти к выводу, что наиболее устойчивыми минералами в коре выветривания являются циркон и монацит, менее — апатит, ильменит и сфен. Еще менее устойчивы такие минералы, как тантало-ниобаты, ортит, пирит, гранат, эпидот, магнетит. Коррозия минералов, их меньшие содержания в измененных гранитах, наличие вторичных минералов говорят о том, что слагающие их элементы могли переходить в раствор в виде простых или комплексных ионов, обладающих различной миграционной способностью в профиле коры выветривания гранитов. В благоприятных условиях эти ионы связывались с находящимися в растворе элементами, давая начало ряду новых гипергенных минералов — вивианиту, черчиту, рабдофаниту, метаторберниту, целестину, бариту, алуниту, ярозиту, гизингериту, кальциту и ряду других. Отдельные участки коры выветривания характеризовались, очевидно, различным окислительно-восстановительным потенциалом, так как в них наблюдается образование пиролюзита или серы, самородной меди или сидерита.

Дресвяная и каолиновая кора выветривания, развитая на гранитных массивах Урала, Украины и Приазовья, обладает весьма разнообразным минеральным составом.

В табл. 36 приведены содержания некоторых акцессорных минералов в гранитах и их выветрелых разностях, выраженные в г/м³. Обращает внимание, что по видовому составу и содержанию акцессорных минералов граниты разных регионов заметно отличаются друг от друга. Эти отличия полностью наследуются и выветрелыми гранитами, представленными каолинизированной дресвой, местами сохранившей порфириовидную структуру исходных гранитов. В одних случаях массивные и выветрелые граниты выделяются наиболее высокими содержаниями монацита, ксенотима и ильменита, в других — циркона и торита.

Таблица 36

Средние содержания некоторых акцессорных минералов в неизмененных и выветрелых гранодиоритах различных регионов Советского Союза, г/м³

Минерал	Гранодиорит		Гранит	
	массивный	выветрелый	массивный	выветрелый
Циркон	948,5	676,8	215,6 140,0	50,2 74,4
Торит	24,9	20,1	1,6	0,7
Сподумен	—	—	1,0	0,05
Монацит	—	—	686,5 1508,9	489,5 1438,8
Ксенотим	—	—	1,7	0,6
Ильменит	—	42,0	92,7 1153,1	4,8 2230,4
Тантало-ниобаты	—	—	0,3 1,6	0,04 —
Ортит	3,2	63,9	91,4 6,1	— 7,1

Поскольку высокие содержания акцессорных минералов в коре выветривания наблюдаются только в тех случаях, когда она развита на гранитах, обогащенных соответствующим акцессорным минералом, постольку поиски богатых кор выветривания целесообразно приурочивать к районам гранитоидов, обогащенным теми или иными минералами редких элементов.

Необходимость знания средних содержаний акцессорных минералов в изверженных породах и использование для последних рациональной номенклатуры становятся особенно очевидными при поисках россыпных месторождений. Их формирование всегда тесно связано с разрушением пород, особенно гранитов или мигматитов, обладающих высоким содержанием минералов редких элементов. Таковы россыпи колумбита (Нигерия), монацита (Индия), олова (Индонезия), циркона, рутила, ильменита (Австралия), эвксенита (США) и др.

Сравнительный минеральный анализ аллювиальных отложений и гранитоидов показал полную зависимость видового состава и содержания акцессорных минералов в аллювии от их видового состава и содержания в гранитоидах.

Аллювий рек, текущих в пределах массивов, обогащенных ксенотимом, эвксенитом, ильменитом или магнетитом, также обогащен соответствующими минералами. Более того, в аллювиальных отложениях гидросети даже одного массива наблюдается приуроченность монацита и ксенотима к области развития биотитовых порфириовидных гранитов, выделяющихся высокими содержаниями этих минералов. Равным образом аллювий рек, текущих в поле развития гибридных гранитов, обладающих высокими содержаниями сфена и ильменита, характеризуются обилием этих минералов, а в участках, где граниты грейзенизированы, заметную роль в аллювии играют турмалин и гранат.

Таким образом, комплекс акцессорных минералов в аллювиальных отложениях почти полностью отражает особенности морфологии, видового состава или содержания акцессорных минералов изверженных пород, развитых в том же районе. Это дает основание считать, что выяснение особенностей содержания минералов редких элементов в гранитоидах помогает более уверенно выделять в районе их развития перспективные площади аллювиальных отложений, где скопление этих минералов может достигать промышленных значений. Возможно решение и обратной задачи: большие содержания минералов редких элементов в аллювии могут указывать (с учетом их морфологических особенностей — степени окатанности и т. п.) на близость коренного источника, а также и его характер (граниты, пегматиты, грейзены и т. п.).

Учитывая тесную связь концентрации акцессорных минералов в корах выветривания и россыпях с их повышенными содержаниями в коренных породах, следует признать крайне желательным применение в отношении гранитов специальной терминологии, позволяющей выделять среди них монацитовые, ксенотимовые и другие разности. Это важно и потому, что в связи с подобными гранитами наиболее вероятно обнаружение концентрации акцессорных минералов в пегматитовых и кварцевых жилах.

Горные породы как сырье будущего

Среди различных проблем, стоящих перед современным человечеством (энергетических, продовольственных и др.), особое место занимает проблема минеральных ресурсов, запасы которых в отличие от животного и растительного мира невоспроизводимы.

Ежегодно на всем земном шаре добывается около 1 км³ полезных ископаемых. Естественно, что это ведет к истощению минеральных ресурсов и к снижению кондиционных требований по некоторым видам минерального сырья. Выход из этого положения — гармоничное развитие трех главных направлений: открытие новых месторождений известных генетических типов; улучшение

технологии добычи и последующего обогащения и переработки минерального сырья в первую очередь за счет комплексного извлечения всех ценных компонентов; поиски месторождений новых генетических типов, новых источников сырья.

Активная геологическая разведка позволила за истекшие десятилетия значительно увеличить разведанные запасы полезных ископаемых в нашей стране. Открыты месторождения нефти, угля и газа, железа, никеля, меди и ряда других металлов.

Развитие современной промышленности, потребляющей все большее количество редких элементов, ставит перед геологами ответственные задачи не только по открытию новых месторождений, но и по оценке глубоких горизонтов известных месторождений, по разработке новых методов поиска и разведки, а перед обогатителями — по совершенствованию методов обогащения, обеспечивающих максимально возможное комплексное использование добываемого минерального сырья.

Основными новыми источниками сырья являются воды Мирового океана и горные породы, главным образом изверженные. Запасы полезных ископаемых, сосредоточенных в них, поистине неисчерпаемы, однако низкие содержания делают проблему их извлечения и обогащения весьма увлекательной, но сложной.

На трех четвертях земной поверхности плещут волны Мирового океана. В его глубинах таятся неисчислимы богатства. По расчетам ученых океан хранит в себе примерно 8 млн. т золота, 80 млн. т никеля, 164 млн. т серебра, 800 млн. т молибдена и т. д. Широкое строительство атомных станций определяет большой спрос на уран, в связи с чем сейчас обсуждается вопрос о добыче урана из морской воды. Хотя содержание урана в ней и незначительно, наличие эффективного поглотителя (гидроокиси титана) делает эту проблему весьма перспективной.

Дно океанов покрывают залежи марганцевых конкреций, содержащих мало фосфора и много таких ценных компонентов, как никель, кобальт, медь и некоторые другие. По данным экспедиции «Витязя», запасы марганцевых конкреций в Тихом океане только на поверхности дна составляют более 100 млн. т. При этом количество кобальта, заключенного в этих залежах, во много раз превышает его запасы во всех кобальтовых месторождениях на континентах. В зонах материковых шельфов найдены нефть, газ, уголь, железо, золото, алмазы.

Другим практически не ограниченным источником сырья являются горные породы. Они сравнительно давно используются человеком для самых разнообразных целей. Декоративные творения — дворцы и набережные, монументальные скульптуры и памятники — вбирают в себя суровую красоту дикого камня. Каменное литье — петругрия — дает трубы и плиты, футеровки и барельефы. Из некоторых изверженных пород извлекают нефелин, микроклин, кварц, которые служат источником керамического, стекольного сырья, алюминия и др.

В то же время в гранитах сосредоточена масса редких элементов. Например, 1 км³ обыкновенного гранита содержит: редких земель — 980 тыс. т, лития — 112 тыс. т, ниобия — 84 тыс. т, молибдена — 28 тыс. т., урана — 10 тыс. т и т. д. В некоторых гранитных массивах даже подсчитаны запасы отдельных элементов. Например, гранитный массив Конвей содержит 3 млн. т металлического тория на глубину всего 30 м.

Однако для практических целей большое значение имеет форма нахождения редкого элемента в породе. Последняя может быть или рассеянной (изоморфной), когда элемент встречается в виде примеси в других минералах, или концентрированной (минеральной), когда элемент образует собственный минерал. Последние представляют большой интерес, так как могут концентрироваться в самой породе или в россыпях в промышленно интересных количествах и при современных способах обогащения могут быть сравнительно легко извлечены в чистом виде.

В настоящее время, когда редкие элементы приобрели огромное значение во многих отраслях промышленности, весьма актуальной представляется возможность минералого-геохимического расчленения изверженных пород и выделения среди них разновидностей, которые ввиду повышенного содержания минералов редких элементов могут быть вовлечены в сферу промышленного использования.

Акцессорные минералы могут быть попутным или главным объектом извлечения, особенно в тех случаях, когда содержание их особенно повышено. Промышленно интересные содержания минералов редких элементов отмечаются только в измененных породах, в которых имели место мобилизация и перераспределение рудного вещества, приводящее к формированию скоплений минералов этих элементов. Именно в подобных измененных породах были отмечены самые высокие содержания минералов редких элементов. Таковы альбитовые граниты Нигерии, содержащие до 3,7 кг/м³ колумбита и 6 кг/т пирохлора; гранатовые граниты Нигерии, содержащие до 40 кг/т фергюсонита и уранинита, танталитовые граниты Бразилии, и т. д.

Причина появления очень высоких, ураганных содержаний именно в измененных породах заключается не только в привносе ряда редких элементов поздними растворами, но и в экстракции этими растворами редких элементов из кристаллических решеток разрушающихся порообразующих и акцессорных минералов. Это имеет следствием возникновение неравномерности в распределении содержания редких элементов или акцессорных минералов в измененных породах. В зависимости от состава поздней и постмагматических растворов, способствующего переводу в раствор или осаждению соединений редких элементов, различные типы измененных пород концентрируют в себе разные акцессорные минералы.

Зоны микроклинизированных гранитов характеризуются повышенной концентрацией иттрийсодержащих минералов (эвксенит, поликраз, фергюсонит) и темных, богатых гафнием, цирконов. В древних микроклинизированных гранитах наблюдаются повышенные содержания монацита, иногда достигающие 520—860 г/т, что в 12—20 раз превышает среднее содержание этого минерала в биотитовых гранитах. Появление повышенных содержаний монацита и реже ксенотима в микроклинизированных участках гнейсов и гранитов не случайно и связано, по-видимому, с высвобождением редких земель из плагиоклаза или замещением его микроклином.

Минеральный состав (табл. 37) альбитизированных гранитов показывает, что они обогащены рядом минералов редких элементов, причем иногда в количествах, которые могут представлять практический интерес. Это относится главным образом к минералам ниобия и циркония. Так, содержание тантало-ниобатов может достигать 6 кг/т; количество циркона, особенно циртолита, — до 18,5 кг/т. В альбитизированных гранитах наблюдаются повышенные содержания торита — до 1,7 кг/т и сподумена — до 1,6 кг/т. Помимо перечисленных минералов в измененных гранитах отмечаются также несколько повышенные содержания ряда рудных минералов, в первую очередь галенита, сфалерита, молибденита и касситерита.

Поскольку для гранитоидов, измененных поздними процессами, характерно крайне неравномерное распределение акцессорных минералов, отдельные участки альбитизированных гранитов могут содержать и промышленно важные концентрации этих элементов. Причина концентрации минералов ряда элементов именно в альбитизированных гранитах, очевидно, заключается в том, что комплексные соединения этих элементов, хорошо растворимые в кислых растворах, выпадают при их нейтрализации. При дальнейшем повышении щелочности раствора, что имеет место по мере

Т а б л и ц а 37

Средние содержания минералов редких элементов
в измененных гранитоидах, г/т

Минерал	Среднее содержание в неизмененных гранитах (170)	Гранитоиды		
		микроклинизированные (2)	альбитизированные (2)	грейзенизированные (2)
Тантало-ниобаты	4,8	0,5	5854,5	73,7
Монацит	30,7	856,8	1,2	9,0
Ксенотим	1,7	1,1	0,5	64,0
Циркон	115,6	256,3	2562,0	103,0
Уранинит	0,6	—	—	—
Торит	1,4	0,5	1782,1	—
Амблигонит	—	—	—	18 768,8
Сподумен	0,7	—	1662,0	—
Берилл	—	—	—	19 178,0

развития процесса альбитизации, их способность осаждаться из растворов при прежней концентрации сильно возрастает.

Для грейзенизированных гранитов весьма характерны высокие содержания таких минералов редких элементов, как берилл (до 19,2 кг/т), амблигонит (до 18,8 кг/т), касситерит (0,9 кг/т), ксенотим (63 г/т). В больших количествах встречаются здесь и такие минералы, как топаз (39,3 кг/т), флюорит (14,3 кг/т), турмалин (169,4 кг/т) и апатит (2,5 кг/т). Их присутствие указывает на кислый характер грейзенизирующих растворов, производящих энергичное изменение гранитоидов и способствующих переводу в раствор и дальнейшему перемещению соединений различного типа: LiF , BeF , (WOF_4) , $\text{Sn}(\text{OH})\text{F}_6$, YF_3 и т. п. Большая неоднородность в распределении содержаний редких элементов отражает существование участков выщелачивания и отложения.

Для грейзенизированных гранитов характерно также увеличение содержаний ряда рудных минералов: касситерита, сфалерита, молибденита, вольфрамита, арсенопирита, станнина, висмутина, золота. Отчетливо выявляется, что наиболее обильная импрегнация рудными минералами наблюдается в гранитах, измененных низкотемпературными процессами околотрецинного метасоматоза, нередко сильно окварцованных и располагающихся обычно вдоль контактов с кварцевыми жилами. Содержание рудных минералов в подобных гранитах достигает наибольших значений (в г/т): галенита — до 717, сфалерита — 646, молибденита — 527, пирита — 1724.

Поскольку грейзенизация осуществляется под влиянием преимущественно кислых фторсодержащих эманаций и растворов, то большая часть редких земель при разрушении соответствующих минералов получала возможность переходить в раствор, вероятно, в виде комплексов (MeF) , $(\text{TRF}_4)_2$ или (TRF) и в дальнейшем мигрировать из зоны изменяемого гранита. Эта миграция подтверждается и тем, что акцессорные минералы грейзенов содержат меньше редких земель по сравнению с одноименными минералами гранитов.

Повышенные содержания акцессорных минералов наблюдаются в определенных разновидностях горных пород, которые должны получать соответствующие наименования (цирконовая, торитовая, монацитовая и т. п.) и в связи с которыми наиболее вероятно нахождение месторождений редких элементов различных генетических типов. Они могут быть объектом попутного извлечения концентратов редкометалльных минералов. Например, при добыче слюды, полевых шпатов, берилла и кварца из пегматитов за рубежом ежегодно попутно добываются десятки тонн торийсодержащих минералов. В Норвегии, например, минералы урана и тория добываются как побочные продукты из пегматитов при разработке их на полевые шпаты.

Выделение подобных разновидностей применительно к гранитам выглядит следующим образом.

Цирконовый тип. В циркониевых гранитах содержание циркона превышает 248 г/т. Обычно значительные количества циркона, нередко темноокрашенного, содержат граниты, характеризующиеся преобладанием калиевого полевого шпата. Например, некоторые граниты рапакиви содержат 1,2 кг/т циркона и 1,4 кг/т иттриалита. Наиболее высокие содержания циркона, особенно циртолита, наблюдаются в альбитизированных гранитах и достигают в отдельных случаях до 18,5 кг/т при содержании до 3% HfO_2 в минерале.

Циркон, являясь одним из наиболее устойчивых минералов изверженных пород, в ряде случаев может концентрироваться в продуктах их выветривания. Так, в коре выветривания гранитных массивов были отмечены содержания циркона (до 1,2 кг/т), значительно превышающие его содержания в неизмененных гранитах.

Редкоземельный тип. Граниты этого типа содержат повышенное количество минералов редких земель: монацита, ортита, ксенотима или бастнезита. Содержание этих минералов в гранитах непостоянно. В гибридных гранитоидах количество монацита резко сокращается в связи с тем, что обилие в них различных Са-содержащих минералов увеличивает возможности к изоморфному рассеиванию в их решетках редкоземельных элементов, в то время как для ортита отмечается некоторое увеличение его содержания в гибридных гранитах. В грейзенизированных гранитах сильно уменьшается, вплоть до их полного исчезновения, содержание монацита и ортита, в то время как содержание ксенотима и особенно бастнезита увеличивается.

В ортитовых гранитах содержание ортита превышает 187 г/т. По составу они более всего отвечают биотитроговообманковым гранитам или адамеллитам. Наиболее обогащены ортитом некоторые докембрийские граниты (до 1,27 кг/т).

В монацитовых гранитах содержание монацита превышает 100 г/т.

Выявляется большая роль калиевого метасоматоза в формировании концентраций монацита, выраженная в приуроченности повышенных содержаний монацита к микроклинизированным гранитам и гнейсам. Так, в аляскитовых гранитах содержание монацита может достигать 520 г/т, в микроклинизированных гранитах — 857 г/т и т. п.

В ксенотимовых гранитах содержание ксенотима превышает 7 г/т. Наиболее высокие содержания ксенотима характерны для двуслюдяных гранитов, в которых содержание ксенотима достигает 63 г/т.

Граниты рапакиви, в которых количество флюорита достигает весьма значительной величины (7,8 кг/т), содержат много бастнезита — 1,96 кг/т и фергусонита — 103 г/т.

В соответствии с особенностями минерального состава гранитоидов, содержащих повышенные количества редкоземельных ми-

нералов, для ортитовых гранитоидов характерна ортит-сфен-магнетитовая ассоциация акцессорных минералов, для монацитовых — монацит-ксенотим-ильменитовая, для ксенотимовых — ксенотим-гранатовая.

Н и о б и е в ы й т и п. В гранитоидах определены разнообразные минералы ниобия и тантала: эвксенит, поликраз, фергюсонит, блонстрандин, пирохлор, колумбит. В биотитовых гранитах наиболее широко распространен эвксенит, в лейкократовых и щелочных гранитах — пирохлор, в аляскитах — фергюсонит.

В соответствии с особенностями геохимии тантала и ниобия появление акцессорных тантало-ниобатов следует ожидать в первую очередь в лейкократовых гранитах и аляскитах, характеризующихся пониженным содержанием цветных породообразующих минералов и незначительным количеством титансодержащих акцессорных минералов.

При вторичных процессах, ведущих к разрушению ряда породообразующих и акцессорных минералов, происходит не только привнос, но и высвобождение ниобия и тантала из кристаллических решеток этих минералов. При этом могут образовываться скопления самостоятельных минералов этих элементов.

В гранитах с повышенным содержанием тантало-ниобатов (колумбитовых, эвксенитовых, пирохлоровых и т. п.) их суммарное содержание превышает 33 г/т. Повышенные содержания колумбита (до 270 г/т) отмечены во вторичных аляскитах.

При общей тенденции ниобия и тантала накапливаться в поздних дифференциатах в заключительные этапы интрузивной деятельности повышенные количества акцессорных тантало-ниобатов должны наблюдаться в лейкократовых и щелочных гранитах поздних фаз. В этих разновидностях гранитоидов, а также и в альбитизированных гранитах более ранних фаз наиболее вероятны концентрации минералов ниобия и тантала. Следует отметить, что среднее содержание тантало-ниобатов в альбитизированных гранитах составляет 400—800 г/т, т. е. значительно превосходит нормативное содержание этих минералов в гранитоидах.

У р а н о - т о р и е в ы й т и п. В ураноносном типе гранитоидов главная масса урана сконцентрирована в уранините и ксенотиме. Это преимущественно наиболее калиевые и кислые разновидности гранитоидов, которые выделяются повышенной радиоактивностью и обособляются в своеобразные урановые провинции.

В уранинитовых гранитах содержание уранинита превышает 3 г/т. Наибольшие его содержания (23—42 г/т) были отмечены в гнейсовидных и лейкократовых гранитах. В порфиробластических гранитах отмечается обилие мелкодисперсного уранинита.

В пегматоидных гранитах оз. Атабаска известна настурановая минерализация, она является магматической; высокие (до 40 кг/т) содержания уранинита и фергюсонита установлены в гранитах Индии, а дайки пегматоидных гранитов района Банкрофт (США) содержат уранинит, ураноторит, бетафит и фергюсонит.

В торитоносном типе гранитоидов содержания торита превышают 7 г/т, а торий почти полностью сконцентрирован в торите, цирконе или в пирохлоре.

Высокие содержания торита (24—39 г/т) были отмечены в гранодиоритах и плагиигранитах; биотит-роговообманковых гранитах и щелочных сиенитах (36—86 г/т); в аляскитовых гранитах (36—70 г/т). Однако наиболее высокие содержания торита характерны для грейзенизированных (до 116 г/т) и особенно альбитизированных (до 336 и даже 1780 г/т) гранитов.

Б е р и л л и е в ы й т и п. До последнего времени берилл относился к числу редких минералов гранитоидов. Обладая небольшой плотностью (2,6—2,9), он концентрируется в легких фракциях, которые не всегда подвергаются минеральному анализу. Несмотря на это, наличие аксессуарного берилла неоднократно отмечалось в гранитах Корнуолла (Англия), юго-восточной части Ирландии, Южной Дакоты и Колорадо (США), Франции, Уганды. В двуслюдяных гранитах Восточной Британии найден хризоберилл, а в гранитах швейцарских Альп—берилл и миларит.

Упомянутые находки в большинстве случаев относятся к гранитам двуслюдяным с турмалином или флюоритом, т. е. несущим следы позднего изменения. Это весьма характерная особенность бериллиеносных гранитов. Описаны бериллсодержащие биотитовые аляскитовые граниты, значительно альбитизированные и грейзенизированные, которые помимо берилла содержат гадолинит, уранинит, ксенотим и ряд других аксессуарных минералов.

На измененность бериллсодержащих гранитов указывает и характерный комплекс встречающихся в них аксессуарных минералов, среди которых обычно отмечаются поздние по времени образования топаз, рутил, анатаз, турмалин, касситерит, вольфрамит и др. В ряде случаев отмечается приуроченность мелкокрапленного берилла к измененным приконтактовым или апикальным частям гранитных массивов.

Иногда грейзенизированные участки гранитов содержат такое количество берtrandита (и уранинита), что они могут рассматриваться как своеобразная бериллиевая руда.

В гранитах Тюрингии встречаются пегматоидные шлиры, содержащие кристаллы берилла, иногда собранные в «берилловые солнца». Там же известны и жилы аплита, содержащие в своих интерстициальных участках кристаллы берtrandита в ассоциации с апатитом, сфалеритом и флюоритом. Граниты штатов Юта и Аризона (США) содержат берилл в виде мелких светлоокрашенных кристаллов, иногда образующих лучистые пучки, особенно в участках, где гранит сильно трещиноват и наблюдается его обесцвечивание.

Л и т и е в ы й т и п. Находки минералов лития в гранитах очень редки. Присутствие сподумена было установлено в гранитах Лейнстера (Ирландия), содержащих также берилл.

Среди разнообразных, известных в настоящее время, типов гранитоидов, концентрирующих в себе минералы редких элементов — колумбит, танталит, фергусонит, уранинит, монацит, берилл, бертрандит и т. п., — граниты с повышенным содержанием минералов лития наиболее редки. Обычно в гранитах спорадически встречаются отдельные зерна минералов лития. Амблигонит образует неправильной формы зерна молочно-белого цвета, обладающие ясной спайностью, а сподумен — белые шестоватые зерна и уплощенные призмы с хорошей продольной спайностью.

Наиболее высоких значений содержание минералов лития достигает в измененных гранитах, содержащих до 19 кг/т флюорита и 57 кг/т топаза. При этом амблигонит характерен для грейзенизированных гранитов, сподумен — для альбитизированных. Наряду с амблигонитом и сподуменом в гранитоидах иногда наблюдаются повышенные концентрации и других акцессорных минералов, главным образом тантало-ниобатов: колумбита, пирохлора, фергусонита. Кроме того, граниты с амблигонитом содержат повышенные количества касситерита, а граниты со сподуменом — монацита, ксенотима или циркона.

Для литиеносных гранитов характерно крайне неравномерное распределение содержания лития, незначительное содержание биотита или его полное отсутствие, катаклиз породы и значительная измененность породообразующих минералов, главным образом серицитизация плагиоклаза и альбитизация калиевого полевого шпата, а также хлоритизация и мусковитизация биотита. В гранитах с амблигонитом наблюдается преобладание калиевого полевого шпата над плагиоклазом и флюорит-топаз-турмалиновая ассоциация акцессорных минералов, в то время как в сподумен-содержащих гранитах — преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом и эпидот-гранатовая ассоциация акцессорных минералов.

Б о р о н о с н ы й т и п. Турмалиновые граниты, двуслюдяные и грейзенизированные, характеризуются повышенным содержанием бора, количество которого достигает 0,03%, что в 20 раз превышает кларк этого элемента в гранитоидах. Свообразие турмалиновых гранитов заключается также в том, что в них отмечаются высокие содержания цезия — до 0,053% и олова — до 0,042%, что соответственно в 100 и 140 раз превышает кларки этих элементов в гранитоидах.

Наиболее благоприятным процессом, ведущим к значительной концентрации турмалина, является грейзенизация. В грейзенизированных гранитах содержание турмалина достигает 170 кг/т.

Наличие среди гранитоидов разновидностей, содержащих промышленные концентрации минералов редких элементов, заставляет особенно внимательно отнестись к дальнейшему изучению их минерального состава. В сферу последнего должны быть вовлечены также основные и щелочные породы, эффузивные и метаморфические образования.

Список литературы

- Аксессории* гранитоидов Алтая и методика их изучения. М., «Недра», 1964. 174 с. с ил. Авт.: А. А. Амшинский, И. В. Марнич, В. И. Молчанов и др.
- Аксессорные минералы* изверженных пород. М., «Наука», 1968. 38 с. с ил. — (Труды I совещания по аксесорным минералам).
- Аксессорные минералы* в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. Ротапринт ИМГРЭ. М., 1969. 356 с. с ил. (Труды II совещания по аксесорным минералам).
- Аксессорные минералы* и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., «Наука», 1965, 190 с.
- Аксессорные минералы* Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1976. 258 с. с ил. Авт.: Н. А. Беспалько, А. Н. Донской, Г. Д. Елисеева и др.
- Батиева И. Д., Беспалько И. В.* К вопросу о генезисе аксесорных минералов в граните. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, М., 1953, т. 1, с. 167—178.
- Бельков И. В.* Аксесорная минерализация щелочных гранитов Западных Кейв. — В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Апатит. 1962, т. 3, с. 5—19.
- Вайтекунас А. К., Васильев В. А.* Аксесорные минералы пород докембрия Южной Прибалтики. Вильнюс, «Минтис», 1975. 148 с. с ил.
- Вахрушев В. А.* Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 122 с ил.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М.* Ловозерский щелочной массив. М., «Наука», 1959. 623 с. с ил.
- Гогель Г. Н.* Аксесорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1966. 180 с. с ил.
- Елисеева О. П.* Порядок выделения аксесорных минералов на примере некоторых изверженных пород Кураминского и Чаткальского хребтов (Средняя Азия). — «Труды Ин-та геол. рудных месторождений, петрогр., минералог. и геохимии АН СССР», 1960, вып. 27, с. 92—105.
- Завьялова И. В.* Аксесорные минералы Соктуйского массива. — «Геология и разведка», 1964, № 6, с. 68—82.
- Золотарев Б. П.* Аксесорные минералы комплексных массивов ультраосновных и щелочных пород. М., «Наука», 1971, 162 с. с ил.
- Ипатова И. С.* Аксесорные минералы позднемезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. Новосибирск, «Наука», 1976. 110 с. с ил.
- Ифантопуло Т. Н.* Минералого-геохимические особенности щелочных пород Центрального Туркестано-Алтая. М., «Недра», 1975. 129 с. с ил.
- Ифантопуло Т. Н., Кравченко С. М., Червинская А. Д.* Аксесорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса. М., «Наука», 1969. 165 с. с ил.
- Казицын Ю. В., Панов Е. И.* Расчленение интрузий Верхне-Олекминского района по аксесорным минералам. — В кн.: Материалы Совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1960, с. 160—184.
- Каледонский* комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (Геология, петрология, минералогия и геохимия). М., «Недра», 1965, 772 с. с ил. Авт.: А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах.
- Кочетков О. С.* Аксесорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л., «Наука», 1967, 120 с. с ил.
- Львов Б. Н.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Ю. Урал), Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1965, 163 с.
- Ляхович В. В.* Аксесорные минералы гранитоидов. Краткая аннотированная библиография. М., Ротапринт ИМГРЭ, 1964. 226 с.
- Ляхович В. В.* Аксесорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967. 446 с. с ил.
- Ляхович В. В.* Аксесорные минералы (их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки). М., «Наука», 1968. 273 с. с ил.

Ляховиц В. В. Редкие элементы в аксессуарных минералах гранитоидов. М., «Недра», 1973. 308 с. с ил.

Ляховиц В. В., Родзянко Н. Г. Аксессуарные минералы как индикаторы рудообразования. Изд-во Ростовского ун-та, 1974. 251 с.

Матковский О. И. Аксессуарные минералы гранитоидов Осницкого комплекса Вольни. Львов, 1956. 51 с.

Матковский О. И. О понятии термина «аксессуарный минерал». — «Минерал. сб. Львов, геол. о-ва», 1965, вып. 2, с. 258—261.

Меликсетян Б. М. Аксессуарные минералы в породах Мегринского плутона. — «Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук», 1960, т. 13, № 2, с. 9—80.

Минералогия щелочных массивов и их месторождений. М., «Наука», 1974. 245 с. с ил. Авт.: Е. И. Семенов, Е. М. Еськова, Ю. Л. Капустин и др.

Минералогия, типоморфизм и генезис аксессуарных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. Л., «Наука», 1968. 249 с. с ил. Авт.: М. В. Фишман, Н. П. Юшкин, Б. А. Голдин и др.

Мустафаев Г. В. Аксессуарные минералы гранитоидов северо-восточной части Малого Кавказа. — «Изв. АН АзССР, сер. геол. геогр. наук», 1965, № 4, с. 35—40.

Надеждина Е. Д. Аксессуарные минералы траппов района нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. М., «Наука», 1961. 78 с. с ил.

Никитина Н. И., Берзина А. П., Скуридин В. А. Сравнительный анализ аксессуарных минералов из различных интрузивных комплексов Курайского хребта (Горный Алтай). — «Геология и геофизика», 1963, № 11, с. 44—57.

О детритовых аксессуориях и петрогенезисе гранитов Енисейского кряжа. — «Геология и геофизика», 1964, № 12, с. 134—140. Авт.: В. М. Чайка, Ч. А. Хайретдинов, А. И. Забияка и др.

Омельченко Б. И., Сиротинина Н. А. Аксессуарные минералы в щелочных породах верховьев р. Ходжа-Очкан. — В кн.: Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., 1959, с. 414—422.

Преображенский И. А. Аксессуарные минералы в изверженных горных породах. — «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», 1941, вып. 6, петр. сер. (17), 1941, с. 46 с ил.

Руб И. Г. Значение аксессуарных минералов для решения некоторых вопросов петрологии и металлогении. — «Советская геология», 1964, № 1, с. 49—64. Сердюченко Д. П. Граниты Южного Тимана и их аксессуарные минералы. М., Изд-во АН СССР, 1959. 103 с. с ил.

Сморчков И. Е., Павлова Г. А. Жульные породы района р. Гавасай (Кураминский хребет) и некоторые особенности распределения в них аксессуарных минералов. — «Тр. Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР», 1958, вып. 21, с. 186—197.

Соболев С. Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала. М., «Наука», 1965. 161 с. с ил.

Тихоненкова Р. П., Нецаева И. А., Осокин Е. Д. Петрология калиевых щелочных пород. М., «Недра», 1971. 218 с. с ил.

Туровский С. Д. О методике и значении изучения аксессуарных минералов и химических элементов изверженных горных пород. Изд-во АН КиргССР, 1960. 60 с.

Хамрабасов И. Х. Об аксессуориях гранитоидов Западного Узбекистана. — «Зап. Узб. отд. Всес. минерал. о-ва», 1958, вып. 12, с. 9—29.

Хетчиков Л. Н., Агеева Е. М. Некоторые итоги изучения аксессуарных минералов гранитоидов Валентиновского гранитного массива. — «Тр. Дальневост. фил. АН СССР, сер. геол.», 1958, 3 с.

Юрк Ю. Ю., Марченко Е. Я., Чашка А. И. Аксессуарные минералы и элементы гранитоидов докембрия Приазовья. Киев, «Наукова думка», 1973. 158 с. с ил. Holmes A. Nomenclature of Petrology, 1920, p. 240.

Hoppe G. Die akzessorischen Schwermineralien in Graniten und verwandten Gesteinen des Harzes. — «Fortschr. Miner.», 1951, v. 29/30, H. 1.

Newhousl W. Opaque oxides and sulfides in common igneous rocks. — «Bull. Geol. Soc. America», 1936, v. 47, № 1, p. 1—52.

Reed A. The study of accessory minerals in igneous and metamorphic rocks. — «Amer. Miner.», 1937, v. 22, № 2, p. 73—84.

- Аварунт 81
 Аксинит 36
 Альмандин 249
 Амблигонит 14, 25, 30, 32, 33, 42, 222
 Анатаз 23, 30, 31, 35, 70, 74, 79, 85
 Андалузит 30, 32, 70, 74, 79, 222—224
 Андрадит 249
 Анкилит 84
 Апатит 14, 21, 24, 30, 31, 34, 35, 39,
 41, 42, 50, 63, 72, 141—149, 246
 Арсениспирит 23, 32, 35, 42, 59, 70,
 74, 79, 85, 98
 Астрофиллит 60, 84, 86, 89

 Бадделент 30, 84, 86—87, 88
 Барит 32, 59, 79
 Бастнезит 30, 32, 35, 39, 41, 70, 98
 Беловит 87
 Бетафит 95
 Берtrandит 222
 Берилл 14, 30, 32, 42, 222
 Бисмутит 30, 70
 Биотит 14, 24
 Бломстрандин 218
 Бравоит 80
 Браннерит 221
 Бритолит 60, 85, 92
 Брукит 30, 32, 70, 195, 236

 Вадеит 87
 Ведерит 87, 89, 95
 Виллиомит 86—87, 92
 Виоларит 78
 Висмут самородный 23
 Висмутин 30, 32, 39, 67, 70
 Вольфрамит 24, 30, 32, 35, 39, 70,
 79, 98
 Вульфенит 32

 Гагаринит 60
 Гадолинит 56, 60, 70
 Галенит 23, 30, 31, 34, 35, 39, 41, 42,
 70, 74, 79, 85, 98
 Гематит 30, 35, 70, 79, 85, 101
 Герсдорфит 78
 Гетценит 95
 Графит 100, 247
 Гранат 14, 21, 24, 30, 31, 35, 41, 42,
 50, 70, 74, 79, 85, 92, 96, 102,
 149—157, 232, 237, 246

 Дистен 32, 33, 42, 57, 61, 70, 79, 224
 Дюмортьерит 59

 Ильменит 23, 24, 30, 31, 34, 35, 39,
 41, 42, 50, 70, 74, 79, 85, 98, 101,
 185—192, 246
 Ильменорутил 30, 32, 35, 42, 70,
 74, 79
 Иттриалит 41, 60, 61, 108, 219, 220
 Иттрофлюорит 60

 Кайнозит 30, 69, 70
 Карбоцерит 87
 Касситерит 14, 24, 32, 35, 39, 42, 70,
 74, 79, 98
 Катаплект 85, 87, 92
 Кейльгауит 111, 180, 182
 Кианит 30
 Киноварь 23, 32, 70, 85, 98
 Ковеллин 30
 Колумбит 30, 32, 35, 70, 74, 215
 Кордиерит 223, 224, 247
 Корунд 31, 39, 42, 62, 67, 70, 79, 225
 Ксенотим 22, 23, 24, 30, 31, 35, 39,
 41, 42, 46, 74, 79, 84, 98, 218—
 220, 234
 Кумбейт 95

 Лампрофиллит 84, 86, 87, 89
 Лейкоксен 23, 30, 35, 70, 79
 Лимонит 30
 Линнеит 78
 Ловозерит 87, 91
 Ловенит 85, 87
 Ломоносовит 85, 88
 Лопарит 61, 84, 86, 87

 Магнетит 14, 23, 24, 30, 31, 34, 35,
 39, 41, 42, 50, 70, 74, 79, 85, 98,
 101, 195—209, 246
 Малахит 30
 Марказит 23, 32, 85
 Меланит 94, 95
 Микролит 14, 30
 Милерит 77, 95
 Молибденит 14, 23, 30, 31, 34, 35,
 39, 41, 42, 70, 74, 85, 98
 Монацит 14, 18, 22, 23, 30, 31, 35,
 39, 41, 42, 46, 70, 74, 79, 84, 98,
 128—133

Муассанит 33, 226
Мурманит 86—89

Наэгит 11
Нордит 84, 87, 92

Оливин 225
Ортит 18, 21, 22, 23, 30, 31, 35, 39,
41, 42, 46, 50, 70, 74, 79, 84, 98,
133—141, 234

Паризит 69
Пектолит 85
Пентландит 76
Перовскит 30, 32, 33, 57, 61, 82, 84, 87
Перьерит 60, 95
Пирит 14, 30, 31, 34, 41, 42, 50, 70,
74, 79, 85, 209—214
Пирохлор 30, 32, 70, 84, 88, 218
Пирротин 32, 77, 79, 85, 86
Платина 81
Повеллит 30, 32, 70, 98
Полидимит 78
Поликраз 30, 65, 215

Рабдофанит 30
Рамзанит 85, 86, 87, 90
Реальгар 74
Ринколит 85—89
Розенбушит 85—87
Рутил 22, 24, 30, 31, 35, 39, 70, 74,
79, 85, 98, 192—195

Силлиманит 30, 32, 42, 70
Сподумен 30, 32, 35, 39, 41, 42, 56,
70, 79, 98, 222
Ставролит 32, 61, 70, 224
Стенструпин 87, 92
Сфалерит 17, 30, 32, 34, 35, 41, 42,
70, 79, 85, 98
Сфен 20, 23, 24, 30, 31, 35, 39, 41,
42, 46, 50, 70, 74, 79, 85, 98,
175—184, 246

Тайнниолит 87
Таленит 60
Танталит 30
Тантало-ниобаты 32, 35, 39, 41, 42,
70, 79, 214
Тетрадимит 32, 57, 70, 72
Титаномагнетит 30, 32, 82, 108, 202, 208

Топаз 14, 32, 70, 74, 79, 98
Торианит 30
Торит 23, 24, 30, 31, 35, 39, 42, 70,
74, 79, 84, 98, 221
Тортвейтит 69, 70
Турмалин 21, 22, 23, 30, 31, 35, 39,
42, 50, 70, 79, 98, 169—175

Уранинит 23, 30, 32, 35, 39, 41, 42,
46, 56, 70, 79, 98, 220
Ураноторит 30, 95

Фенакит 30
Фергюсонит 24, 30, 32, 56, 70, 84, 215
Флюорит 14, 23, 24, 30, 31, 35, 39,
42, 50, 70, 74, 79, 85, 98, 101,
163—169, 234
Флюоцерит 30, 60, 69, 70

Халькозин 95
Халькопирит 23—31, 35, 39, 41, 42,
70, 74, 79, 85, 98
Хизлевудит 77
Хромит 76, 81, 82, 95, 238

Целестин 32, 59
Церуссит 30
Циркон 11, 14, 18, 21, 22, 24, 30, 31,
35, 39, 41, 42, 46, 50, 70, 74,
79, 84, 98, 114—128, 228, 235, 246
Циртолит 67, 71

Чарнокит 105
Чкаловит 87
Чевкениит 30, 41, 60, 84, 95
Черчит 219

Шеелит 30, 32, 35, 39, 41, 42, 70, 79,
98
Шпинель 32, 70, 76, 79, 225, 238

Эвдиалит 84, 86, 91
Эвдидимит 87
Эвксенит 30, 32, 35, 65, 70, 215, 218
Эльпидит 60
Энигматит 60
Эпидидимит 87
Эпидот 14, 22, 23, 24, 30, 31, 34, 35,
39, 41, 42, 70, 74, 79, 98, 101,
157—163, 246
Эшинит 215

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Общие сведения об акцессорных минералах	7
Краткая история исследования	7
Генезис и время образования	10
Классификация	28
Факторы, определяющие содержание акцессорных минералов в породе	33
Рациональная номенклатура изверженных пород	43
Методика извлечения	48
Глава 2. Сравнительные данные по содержанию акцессорных минералов в различных типах пород	55
Интрузивные породы	55
Гранитоиды	55
Основные и ультраосновные породы	75
Щелочные породы	82
Эффузивные и субэффузивные породы	94
Метаморфические породы	99
Глава 3. Краткая характеристика главнейших акцессорных минералов	112
Циркон	116
Монацит	128
Ортит	133
Апатит	141
Гранат	149
Эпидот	157
Флюорит	163
Турмалин	169
Сфен	175
Ильменит	185
Рутил	192
Магнетит	195
Пирит	209
Прочие акцессорные минералы	214
Глава 4. Роль акцессорных минералов при изучении генезиса и рудоносности горных пород	227
Индикаторные признаки акцессорных минералов	228
Генезис изверженных пород	243
Рудоносность изверженных пород	252
Абсолютный возраст пород	259
Магнитная восприимчивость пород	262
Геохимические исследования	265
Акцессорные минералы как поисковый признак эндогенных и экзогенных месторождений	278
Горные породы как сырье будущего	283
Список литературы	292
Указатель минералов	294

85 коп.

2859

«НЕДРА»